

سن سنجی زیرکن اورانیم - سرب، سنگ‌نگاشتی و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی کم عمق در جنوب باختری بیرجند (منطقه‌ی رچ)

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

^۱ دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی
^۲ دانشگاه ملی تایوان، بخش علوم زمین، تایپه، تایوان

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۲۲، نسخه نهایی: ۸۹/۲/۲۲)

چکیده: توده‌های نفوذی کم عمق منطقه‌ی رچ در جنوب باختری بیرجند به درون مجموعه‌ی افیولیت ملانژی کرتاسه فوقانی نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها که دارای بافت غالب پورفیری با زمینه‌ای ریزدانه‌ای‌اند، در گستره‌ی دیوریت و مونزونیت پورفیری قرار می‌گیرند. فنوکریست‌ها حدود ۷۰ درصد سنگ را می‌سازند و شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند سبزند. پلاژیوکلازها از نوع آندزین، حاوی ماکل‌های آلبیتی، کارلسباد و دارای منطقه‌بندی مشخصی هستند که در بخش‌های مرکزی به کرنات کلسیم دگرسان شده‌اند. فنوکریست‌های هورنبلند به صورت موضعی به بیوتیت دگرسان شده‌اند و دگرسانی پتاسیک ضعیفی را نشان می‌دهند. میانگین نسبت Ce/Yb در این سنگ‌ها برابر ۲۵/۴۰ است و نشان دهنده‌ی وابستگی نمونه‌ها به یک کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای است. بی‌هنجاری منفی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر Nb, P و Ti که از ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمان‌های ماگمایی است نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بالا بودن نسبت‌های LREE/HREE و Sr/Y با میانگین ۳۸/۱۴، و مقدار SiO₂ همراه با نبود بی‌هنجاری 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 گستره‌ی ناپایدار شدن پلاژیوکلاز و پایداری گارنت تعبیر می‌شود. این ماگما می‌تواند از یک خاستگاه اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی، حاصل از دگرگونی ورقه‌ی اقیانوسی فرورونده شده‌ی خاور ایران، سرچشمه گرفته باشد. سن این رخداد ماگمایی به روش زیرکن اورانیم - سرب، 391 ± 7 میلیون سال (اواخر ائوسن) برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: سن‌سنجی، زیرکن - اورانیم - سرب، آداکیت، توده‌های نفوذی کم عمق، افیولیت ملانژ، جنوب باختری بیرجند.

مقدمه

فلیشی همراه آن‌ها در جنوب باختری بیرجند رخنمون دارند (شکل ۲).

هدف از این پژوهش، سنگ‌شناختی، زمین‌شیمی و سن-سنجی این فعالیت ماگمایی به روش زیرکن- اورانیم- سرب است که می‌تواند با توجه به زمان جای‌گیری افیولیت ملانژ جنوب بیرجند، ماگماتیسم و جایگاه زمین‌ساختی آن کارگشا باشد. مجموعه‌ی مورد بررسی در کارهای قبلی با اسامی مختلف آندزیت، آندزیت - داسیت، میکرودیوریت و با توجه به

گستره‌ی مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی ۵۹°، ۰۰' تا ۵۹°، ۰۵'، ۴۴' و ۳۲°، ۴۸' عرض شمالی در جنوب باختری شهرستان بیرجند خراسان جنوبی، خاور ایران واقع شده است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد سنگی در این منطقه، واحدهای مختلف توالی افیولیتی منسوب به کرتاسه فوقانی است [۱]. سنگ‌های مورد بررسی در منطقه رچ به صورت گنبدی در درون مجموعه‌ی افیولیت ملانژ و نهشته‌های

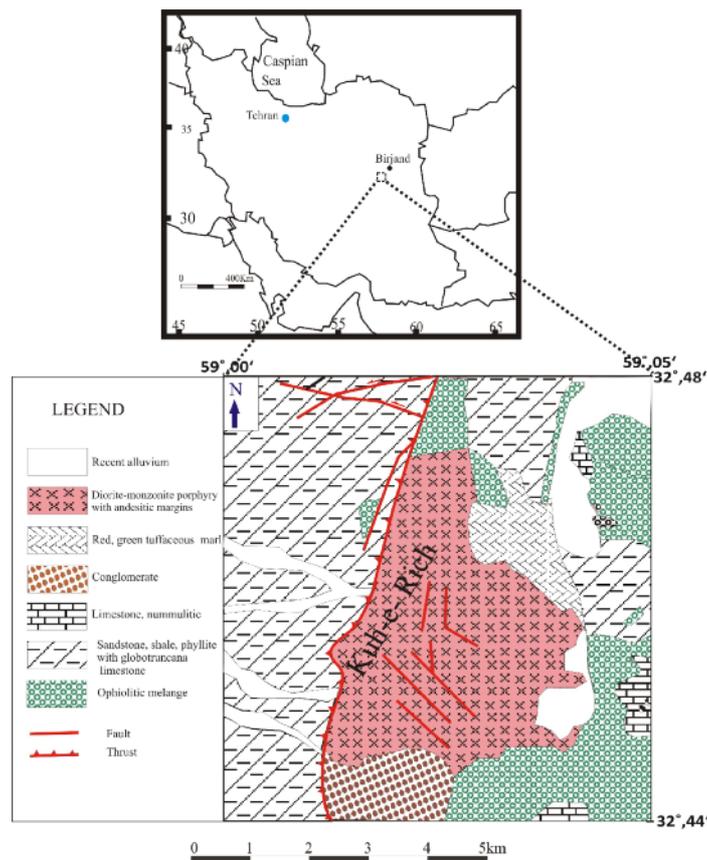
* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۲۵۰۲۰۴۱ (۰۵۶۱)، پست الکترونیکی: zarrinkoub@birjand.ac.ir

نازک، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، سن‌سنجی به روش زیرکن اورانیم-سرب و تعبیر و تفسیر داده‌ها انجام شده است. در این راستا تعداد ۳۰ نمونه از سنگ‌های نیمه آتشفشانی منطقه مورد بررسی به صورت سیستماتیک نمونه‌برداری شده، از آنها مقاطع نازک تهیه و بررسی شدند. نتایج آنالیز عناصر اصلی برای تعداد ۴ نمونه از سنگ‌های این گستره از کارهای قبلی در

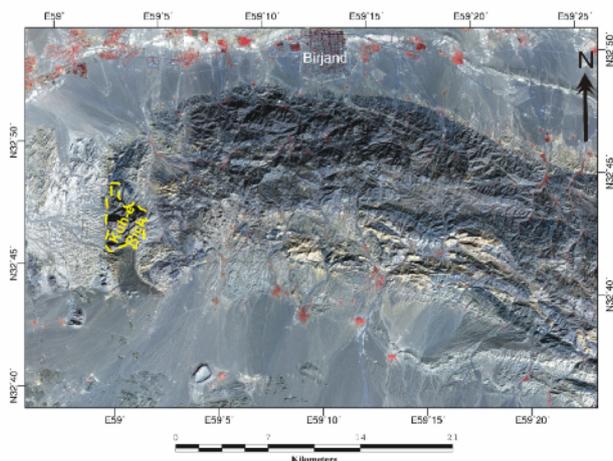
سنگ‌های منطقه به سن کلی پالئوژن، نئوژن و ترشیری معرفی شده‌اند [۱-۸]. تاکنون کار سنگ‌شناسی دقیق و سن‌سنجی رادیومتری روی این مجموعه انجام نشده و برای اولین بار در این پژوهش به این موضوع پرداخته شده است.

روش بررسی

این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرایی، بررسی مقاطع



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی رچ جنوب باختری بیرجند.



شکل ۲ نگاره‌ی ماهواره‌ای آستر از توده‌های نفوذی کم عمق در گستره‌ی رچ جنوب باختری بیرجند.

این پهنه‌های گسلی ادامه‌ی پهنه برشی بوشاد در بخش میانی رشته کوه باقراند [۱۱]. مهمترین گسل با روند شمالی - جنوبی در مرز باختری توده باعث راندگی فلیش‌های دگرگون شده (مجموعه ماسه سنگ، شیل، فیلیت) همراه با سنگ آهک گلوبوترونکانادار [۲] روی دیوریت، مونزونیت پورفیری شده است.

سنگ‌شناسی

بررسی مقاطع میکروسکوپی توده‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر از دیوریت پورفیری و مونزونیت پورفیری، و در بخش‌های حاشیه‌ای کوهستان، آندزیت و تراکی آندزیت تشکیل شده‌اند. بافت سنگ‌های نفوذی کم عمق بیشتر پورفیری با خمیره‌ای ریز دانه است. زمینه‌ی آن از بلورهای ریز پلاژیوکلاز، مقادیر کمی فلدسپار قلیایی و کوارتز تشکیل شده است. فنوکریست‌ها حدود ۷۰ درصد سنگ را می‌سازند و شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند سبزند. پلاژیوکلازها از نوع آندزین حاوی ماکل‌های آلبیتی و کارلسباد و با منطقه‌بندی مشخص هستند. بخش مرکزی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بیشتر دگرسان و با کربنات کلسیم جایگزین شده‌اند و می‌تواند تایید کننده‌ی منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد.

فنوکریست‌های هورنبلند سبز دارای پیکربندی‌های مشخص شش ضلعی و لوزی و در مواردی دارای ماکل ساعت شنی هستند. بعضی از درشت بلورهای هورنبلند آثار باز بلعیدن (resorbition) از خود نشان می‌دهند به نحوی که در حاشیه‌های خارجی بعضی از آن‌ها لایه‌هایی از پلاژیوکلاز، پیروکسن و مگنتیت جایگزین شده است، که این پدیده به عدم تعادل کانی‌های آبدار در محیط بی‌آب و افزایش دما نسبت داده می‌شود [۱۲]. فنوکریست‌های هورنبلند به صورت موضعی به بیوتیت دگرسان شده‌اند که می‌تواند نشانه‌ای از دگرسانی پتاسیک باشد.

ژئوشیمی

ویژگی‌های کلی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی کم عمق منطقه با تجزیه‌های شیمیایی این سنگ‌ها مشخص شده است. آنالیزهایی که در این زمینه انجام گرفته‌اند عبارتند: از شماره ۶ (شماره ZR17 [۳] و شماره‌های ۷، ۸ و ۹ (به ترتیب شماره-های ۲۶۲، ۲۸۴ و ۲۸۲ [۶]) که همراه آنالیزهای انجام شده به روش فلونورسانس پرتو ایکس (XRF)، در جدول ۱ آورده شده‌اند. مقدار K_2O در نمونه‌هایی که مقدار L.O.I بالایی دارند، افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد که می‌تواند در راستای دگرسانی پتاسیک رخ داده در این سنگ‌ها باشد.

دسترس بودند [۶،۳]. تعداد ۵ نمونه از دیوریت‌های پورفیری که حداقل دگرسانی را نشان می‌دادند انتخاب و برای تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی و جزئی به دانشگاه ملی تایوان ارسال شدند. نمونه‌ها پس از آماده‌سازی، برای تعیین مقدار L.O.I به مدت ۴ ساعت در دمای ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد قرار گرفتند. آنالیز عناصر اصلی به روش فلونورسانس پرتو ایکس (XRF) پس از تهیه‌ی مهره‌ی شیشه‌ای (Glass bead) (به صورت $sample:Li_2B_4O_7 = 1:5$)، با دستگاه نوع Rogaku اندازه‌گیری شدند. آنالیز عناصر جزئی نیز به روش ICP صورت گرفت. یک نمونه از دیوریت پورفیری کوه رچ برای جداسازی زیرکن به انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک پکن ارسال شد. زیرکن‌های جدا شده از نمونه به دانشگاه ملی تایوان تایپه انتقال داده شد و سن سنجی به روش زیرکن - اورانیم - سرب با دستگاه Agilent 7500 LA- ICP-MS انجام گرفت.

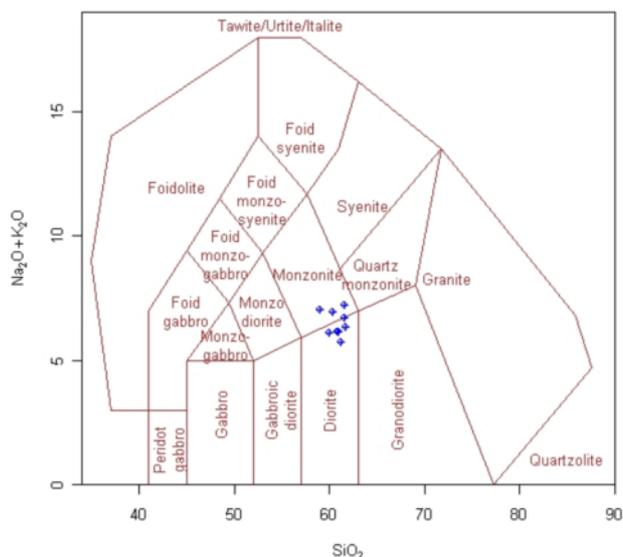
جایگاه زمین شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در بخش شمالی منطقه‌ی ساختاری سیستان واقع شده است و لذا از ویژگی‌های زمین‌شناسی این منطقه‌ی ساختاری پیروی می‌کند. به نظر تیروول و همکاران [۸] منطقه‌ی ساختاری سیستان زمین درز ناشی از برخورد پهنه‌ی لوت با بلوک افغان است. باریکه‌ی اقیانوسی موجود بین این دو ورقه‌ی قاره‌ای در اثر حرکت لوت به سمت خاور و فرو رفتن به زیر بلوک افغان، بسته و ادامه‌ی فرورانش منجر به برخورد پهنه‌ی لوت به بلوک افغان (اولیگو - میوسن) شده است. به نظر کمپ و گریفیس [۹] این فرورانش در ائوسن میانی متوقف و منجر به برخورد پهنه‌ی لوت و افغان شده است. مجموعه‌ی افیولیت ملانژی حاصل از برخورد و نهشته‌های با پیکربندی فلیش همراه آن‌ها، در جنوب بیرجند با یک مجموعه توده‌های نفوذی کم عمق قطع شده است که کوه رچ با ارتفاع ۲۴۷۵ متر و مساحت ۱۱/۸ کیلومتر مربع، مرتفع‌ترین آن-هاست. مجموعه‌ی کوه رچ در شمال و جنوب خاوری با افیولیت ملانژ، و در مرز باختری با سنگ‌های پیکربندی فلیش که کمی دگرگون شده‌اند در تماس است (شکل ۱). سنگ‌های نیمه آتشفشانی منطقه، علاوه بر شکل‌های گنبدی، ساختارهای حلقوی با دیواره‌ی برخاسته و میانه‌ای فرو رفته مانند آغل کوه گیوشاد را نیز می‌سازند [۱۰،۳]. قطع شدن مجموعه‌ی افیولیت ملانژی با این رخداد ماگمایی حاکی از جوان‌تر بودن این پدیده نسبت به زمان جایگیری افیولیت ملانژ است. مهمترین عناصر ساختاری این منطقه، گسل‌های شمالی - جنوبی و خاوری - باختری هستند. گسل‌های خاوری - باختری دارای ساز و کار چپگرد واروند که دامنه‌ی تغییراتی از N80 تا N110 دارند.

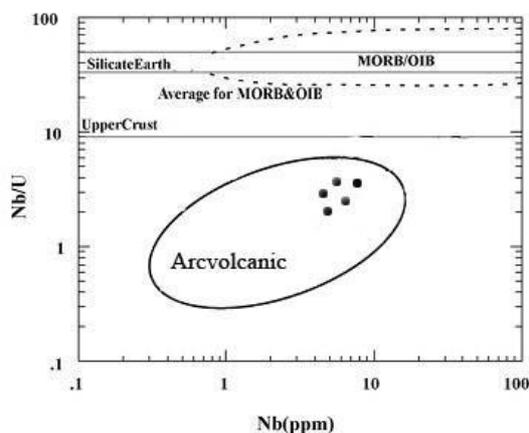
این سنگ‌ها با توجه به نمودار $K_2O + Na_2O$ نسبت به SiO_2 [۱۳] در گستره‌ی دیوریت و مونزونیت قرار گرفته (شکل ۳) و به یک کمان ماگمایی وابسته‌اند (شکل ۴) [۱۴]. آنالیز عناصر جزئی به روش ICP صورت گرفته است (جدول ۲).

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

sample	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۶۰.۶۶	۵۹.۱۷	۵۸.۱۹	۵۹.۱۱	۵۸.۵۲	۶۰.۳۰	۵۸.۵۷	۵۸.۴۵	۵۸.۱۷
TiO ₂	۰.۶۰	۰.۵۸	۰.۶۰	۰.۵۸	۰.۶۳	۰.۴۷	۰.۶۱	۰.۵۵	۰.۵۷
Al ₂ O ₃	۱۷.۴۹	۱۷.۶۴	۱۵.۸۱	۱۵.۸۱	۱۸.۰۱	۱۶.۵۰	۱۷.۵۲	۱۶.۸۷	۱۷.۱۰
Fe ₂ O ₃ *	۵.۲۳	۵.۹۸	۵.۶۳	۵.۶۳	۶.۵۸	۵.۲۶	۶.۲۲	۵.۶۷	۵.۳۷
MnO	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۷	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۴
MgO	۱.۸۷	۲.۵۱	۳.۳۳	۲.۳۰	۲.۳۷	۳.۱۵	۲.۷۳	۲.۳۲	۲.۰۹
CaO	۵.۸۰	۴.۹۵	۵.۷۳	۲.۲۰	۵.۶۰	۵.۶۲	۵.۸۴	۵.۹۳	۵.۹۲
Na ₂ O	۳.۲۷	۴.۱۵	۲.۵۰	۳.۲۹	۴.۷۹	۴.۱۵	۳.۹۲	۳.۳۵	۳.۲۴
K ₂ O	۲.۹۴	۲.۶۵	۲.۹۶	۳.۶۲	۲.۱۶	۲.۴۰	۲.۰۳	۲.۵۴	۲.۶۲
P ₂ O ₅	۰.۲۸	۰.۳۰	۰.۲۵	۰.۳۲	۰.۳۳	۰.۰۰	۰.۳۱	۰.۲۹	۰.۲۹
LOI	۲.۱۶	۲.۴۳	۵.۳۸	۵.۱۷	۱.۶۵	۱.۸۷	۰.۵۹	۲.۴۰	۲.۸۴
Total	۱۰۰.۴۳	۱۰۰.۵۰	۱۰۰.۴۸	۱۰۰.۱۰	۱۰۰.۸۱	۹۹.۷۶	۹۸.۵۰	۹۹.۵۱	۹۸.۳۵
Mg≠	۰.۳۲	۰.۳۳	۰.۴۰	۰.۳۲	۰.۲۹	۰.۴۱	۰.۴۹	۰.۳۱	۰.۳۰



شکل ۳ نام گذاری سنگ‌های مورد بررسی بر اساس $K_2O + Na_2O$ نسبت به SiO_2 [۱۳].



شکل ۴ سنگ‌های مورد بررسی بر اساس تغییرات Nb/U نسبت به Nb [۱۴] در قلمرو کمان های ماگمایی قرار می‌گیرند.

جدول ۲ نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر جزئی با ICP بر حسب گرم بر تن.

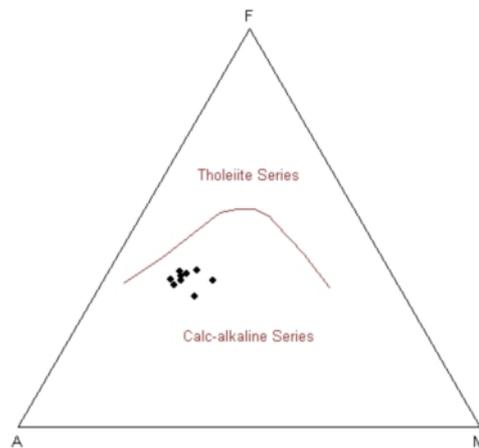
sample	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
P	۱۲۳۵	۱۳۴۷	۹۳۰	۱۲۸۹	۱۴۴۸				
Sc	۹,۴۴	۱۰,۶	۱۴,۵	۱۱,۰	۱۱,۴	۱۱,۲		۱۹	۱۷
Ti	۳۳۶۱	۳۱۳۴	۳۲۳۸	۳۰۶۱	۳۴۸۰				
V	۱۰,۹	۱۲,۴	۱۱,۸	۱۰,۱	۱۲,۰	۹,۵	۱۱,۶	۱۳,۳	۱۱,۴
Cr	۹,۹۶	۱۴,۱	۳۶,۰	۱۷,۸	۱۲,۷	۴,۰	۹	۹	۸
Mn	۹۹۳	۱۰,۱۱	۸۹۹	۹۰,۶	۱۲,۵۴				
Co	۸,۲۳	۹,۹۱	۱۲,۹	۱۱,۱	۱۱,۲	۹			
Ni	۵,۴۸	۷,۸۰	۱۲,۹	۱۰,۳	۸,۵۷	۶,۰			۴
Cu	۱۲,۰	۱۶,۲	۱۷,۰	۳۷,۰	۲۸,۷	۶۰,۰			
Zn	۶۳,۷	۵۱,۷	۵۵,۷	۶۰,۷	۸۴,۴	۶۷			
Ga	۱۸,۸	۱۷,۳	۱۵,۸	۱۶,۴	۱۸,۸				
Ge	۰,۸۱۸	۰,۸۱۳	۰,۸۰۳	۰,۸۰۶	۰,۹۴۱				
Se	۰,۰۴۸۰	۰,۰۴۷۰	۰,۰۴۵۰	۰,۰۴۲۰	۰,۰۵۰۰				
Rb	۸۵,۰	۷۱,۱	۸۳,۶	۹۸,۲	۴۹,۱	۹۳	۴۵	۷۱	۷۲
Sr	۹۱۹	۶۶۴	۶۲۲	۵۶۹	۷۴۸	۵۰,۷	۶۰,۶	۷۳۴	۸۴۹
Y	۲,۰	۱۸,۵	۱۶,۲	۱۷,۶	۲۱,۹	۰		۱۲	۱۱
Zr	۹۲,۴	۹۰,۵	۹۱,۳	۱۲۰	۱۰,۵	۶۰	۱۰,۲	۱۲۲	۱۴۴
Nb	۱۰,۸	۶,۵۴	۷,۴۳	۷,۲۶	۵,۱۰				
Mo	۰,۸۴۲	۰,۶۹۰	۰,۷۵۷	۰,۹۱۲	۰,۸۰۴	۱			
Ag	۰,۰۴۲۰	۰,۰۴۲۰	۰,۰۴۴۰	۰,۰۵۳۰	۰,۰۴۸۰				
Cd	۰,۰۳۷۰	۰,۰۳۱۰	۰,۰۳۱۰	۰,۰۴۲۰	۰,۰۵۱۰	۳			
Sn	۰,۹۱۸	۰,۷۱۷	۰,۶۶۹	۱,۱۶	۰,۸۳۷				
Sb	۰,۲۲۱	۰,۲۱۸	۰,۱۷۴	۰,۴۰۹	۰,۱۸۱				
Te	۰,۰۰۲۰	۰,۰۰۳۰	۰,۰۰۱۰	۰,۰۰۲۰	۰,۰۰۱۰				
Cs	۳,۶۷	۴,۶۱	۳,۳۵	۳,۷۸	۱,۳۸	۴,۱۹			
Ba	۸۴۴	۷۶۴	۷۱۹	۷۵۷	۵۴۱	۸۰,۹	۵۱۴	۷۵۷	۷۹۹
La	۳,۰۸	۱۸,۵	۲,۰۱	۲۲,۷	۲,۰۳	۳۸,۳۹		۲۹	۲۰
Ce	۶۲,۵	۳۷,۷	۴۱,۳	۴۶,۸	۴۳,۶	۰		۱۷	۱۷
Pr	۷,۲۷	۴,۶۵	۴,۸۲	۵,۵۰	۵,۴۶				
Nd	۲۶,۷	۱۸,۴	۱۸,۵	۲۰,۹	۲۲,۰			۲۵	۲۶
Sm	۴,۸۸	۳,۸۲	۳,۷۰	۴,۱۴	۴,۷۲				
Eu	۱,۴۸	۱,۲۳	۱,۱۸	۱,۲۴	۱,۴۵				
Gd	۴,۴۸	۳,۶۳	۳,۴۸	۳,۸۹	۴,۴۶				
Tb	۰,۵۸۱	۰,۵۰۷	۰,۴۷۲	۰,۵۱۵	۰,۶۲۱				
Dy	۳,۳۵	۳,۰۳	۲,۷۵	۲,۹۷	۳,۶۷				
Ho	۰,۷۱۴	۰,۶۵۱	۰,۵۸۴	۰,۶۲۸	۰,۷۹۰				
Er	۱,۹۶	۱,۷۹	۱,۵۷	۱,۷۰	۲,۱۱				
Tm	۰,۲۰۳	۰,۲۷۹	۰,۲۴۳	۰,۲۶۱	۰,۳۲۴				
Yb	۱,۹۶	۱,۸۳	۱,۵۶	۱,۷۱	۲,۱۱				
Lu	۰,۳۰۶	۰,۲۹۱	۰,۲۴۵	۰,۲۷۱	۰,۳۳۴				
Hf	۲,۴۹	۲,۳۰	۲,۴۱	۲,۹۹	۲,۶۱	۳,۸۷			
Ta	۰,۸۰۷	۰,۴۵۳	۰,۵۵۰	۰,۵۵۲	۰,۳۲۸	۰,۸۷			
W	۰,۷۰۴	۰,۵۵۷	۰,۷۶۳	۱,۵۸	۰,۶۴۲	۶			
Tl	۰,۳۶۲	۰,۳۵۰	۰,۳۹۲	۰,۱۴۴	۰,۲۷۷				
Pb	۱۲,۸	۱۰,۳	۱۳,۶	۱۳,۸	۱۱,۲	۶			
Th	۱۰,۳	۶,۶۳	۶,۸۵	۹,۳۵	۵,۴۶	۱۱,۶۷			
U	۲,۰۷	۱,۶۶	۱,۹۶	۲,۱۰	۱,۳۲	۰,۷۵			
Nb,U	۵,۲۱۷	۳,۹۳۴	۳,۷۹۱	۳,۴۵۷	۳,۸۶۴				

پتروژنز

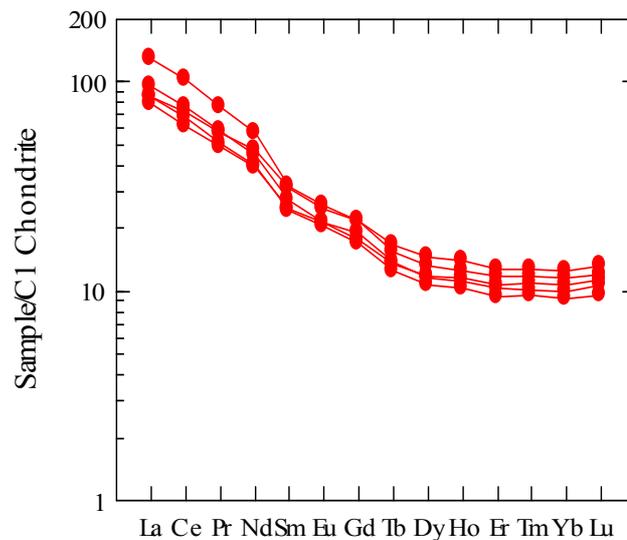
میانگین نسبت Ce/Yb در سنگ‌های نفوذی کم عمق منطقه‌ی مورد بررسی ۲۵/۴۰ است و حاکی از وابستگی نمونه‌ها به یک کمان ماگمایی غنی شده [۱۵] است. قرار گیری نمونه‌ها در گوشه‌ی A نمودار AFM (شکل ۵) [۱۶] و پایین بودن عدد منیزیم (جدول ۱) حاکی از تفریق یافتگی این ماگما در مراحل اولیه تبلور است [۱۷].

نمودارهای بهنجار شده عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها که نسبت به کندریت (شکل ۶) و نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته‌ی اولیه [۱۸] بهنجار شده است (شکل ۷)، غنی شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و

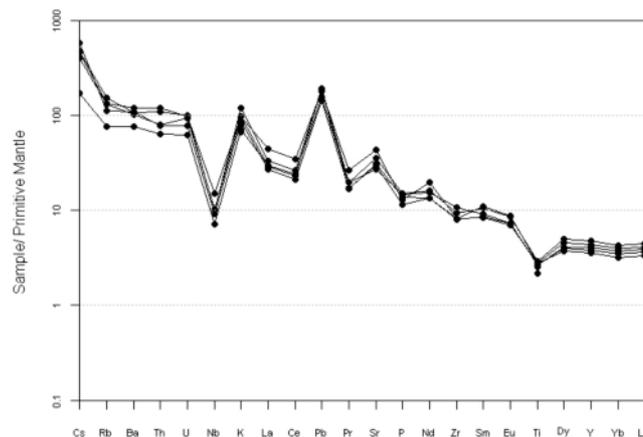
عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، و تهی شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) [۱۹] که از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای آهکی-قلیایی مناطق فرورانش است را نشان می‌دهد. این الگوها می‌تواند بیانگر خاستگاه ماگما از یک پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده و گوه‌ی گوشته‌ی متاسوماتیزه روی آن، تحمل فرایند تبلور جدایشی و نیز هضم و آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای و باقی‌ماندن عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا در سنگ خاستگاه، ناشی شده باشد [۲۰، ۲۱، ۲۳، ۲۴].



شکل ۵ سنگ‌های مورد بررسی روی نمودار AFM [۱۶].



شکل ۶ نمودار عناصر خاکی در سنگ‌های مورد بررسی که نسبت به کندریت [۲۰] بهنجار شده اند. غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) را نشان می‌دهند.



شکل ۷ نمودار عناصر کمیاب در سنگهای مورد بررسی که نسبت به گوشته اولیه [۲۰] بهنجار شده اند. غنی شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، و بی هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را نشان می دهند.

ماند [۳۳، ۳۴]. در شرایط مشابه عناصر U, Pb, Ce متحرک ولی عناصر Ti و Zr نامتحرک اند [۱۴].

غنی شدگی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، و تهی شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، بالا بودن نسبت LREE/HREE و مقدار Sr (با میانگین ۶۹۰/۹ پی پی ام)، نسبت Sr/Y (با میانگین ۳۸/۱۴) و نسبت La/Yb (با میانگین ۱۲/۳۲)، پایین بودن مقدار Y (با میانگین ۱۶/۷۵ پی پی ام)، و نبود آنومالی منفی Eu، نشان می‌دهند که این سنگ‌ها شباهت زیادی به آداکیت‌ها [۳۵، ۳۶، ۳۷، ۲۷، ۱۷] دارند (جدول ۳) و در گروه آداکیت‌های پرسیلیس [۱۷] (جدول ۴) قرار می‌گیرند (شکل ۸). مقدار منیزیم در این نمونه‌ها پایین است (جدول ۱) که وجود برونوم‌های آمفیبولیتی در این سنگ‌ها [۳۸]، می‌تواند بیانگر جدایش هورنبلند در مراحل اولیه تبلور و کاهش منیزیم در ماگما باشد.

غنی شدگی از Sr و تهی شدگی از Y و افزایش نسبت Sr/Y بیشتر به ذوب عمیق و در گستره‌ی ناپایدار شدن پلاژیوکلاز تعبیر شده که باعث آزادسازی Sr از پلاژیوکلاز می‌شود، در حالی که در این حالت گارنت پایدار است که Y در آن عنصری سازگار محسوب می‌شود [۲۷].

ماگماهای آداکیتی فقط در زون‌های فرورانشی و مخصوصاً جایی که قطعه‌ی فرورانده شده جوان باشد (زون‌های فرورانش جوان یا فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی جوان) یافت می‌شوند [۳۶، ۳۵]. شباهت سنگ‌های مورد بررسی با آداکیت‌ها می‌تواند ایده‌ی فرورانش پوسته اقیانوسی جوان باریکه‌ی اقیانوسی خاور ایران [۸] را تایید کند.

بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb, P و Ti که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است در این نمونه‌ها دیده می‌شود و می‌تواند ناشی از آغستگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای در حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد. هر چند این پدیده می‌تواند ناشی از تهی بودن سیال متاسوماتیسم کننده گوهی گوشته‌ای از این عناصر، در اثر حضور فازهای دیر گداز حاوی این عناصر (نظیر گارنت، روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت) در سنگ‌های اکلوزیتی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده و یا گوهی گوشته‌ای ذوب نشده‌ی جایگاه خاستگاه باشد زیرا عناصر یادشده در این فازها شدیداً سازگارند [۲۵-۳۰].

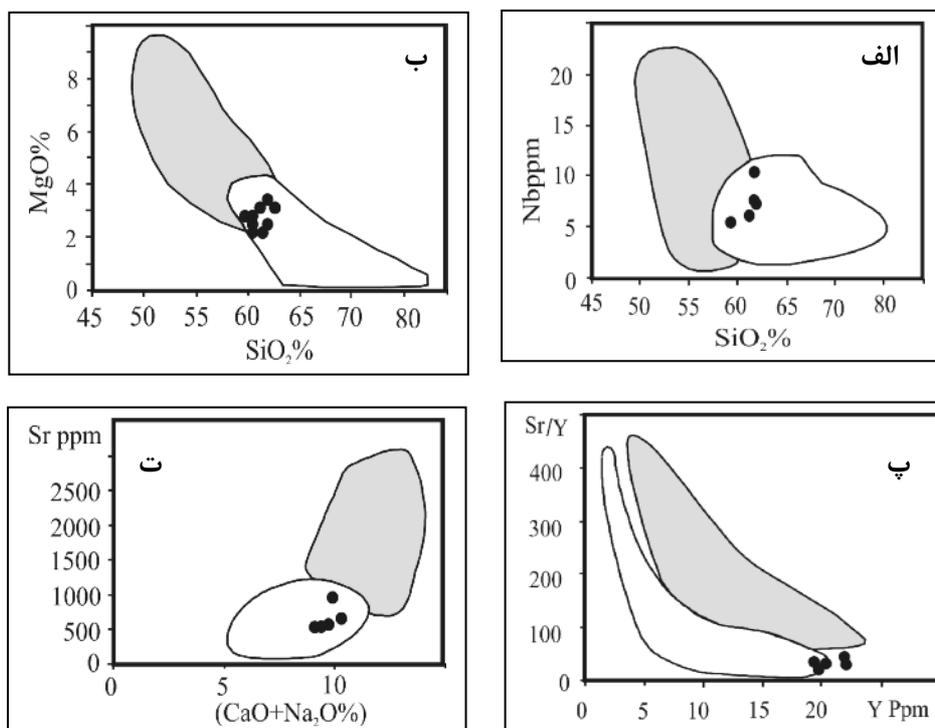
برخی از پژوهشگران سیال غنی از کلر را عامل تهی شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون می‌دانند [۳۱]. علاوه بر این، حلالیت این عناصر در آب نیز نقش عمده‌ای در چگونگی توزیع آن‌ها در ماگماهای کمان‌ها دارد. از آنجا که عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله عناصر متحرک در سیال اند (Fluid mobile elements)، به راحتی به وسیله‌ی سیال متاسوماتیسم کننده آزاد شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده، شسته می‌شوند و به گوشته‌ی محل سرچشمه ماگماهای کمان‌ها حمل می‌شوند. در مقابل عنصری که در سیال غیر متحرک اند (Fluid immobile elements) در این فرایند مشارکت ندارند [۳۲]. اگر یک سرپانتینیت غنی از عناصر کمیاب در فشار ۱/۲ گیگا پاسکال دستخوش آزدایی شود، عناصر لیتوفیل بزرگ یونی مانند Ba, Cs, Rb, K را به‌طور انتخابی از دست می‌دهد ولی Nb و عناصر نادر خاکی آن دست نخورده باقی می‌ماند.

جدول ۳ مقایسه‌ی میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه رچ با آداکیت‌ها [۱۷، ۲۷، ۳۵-۳۷].

میانگین نمونه‌های منطقه رچ	میانگین آداکیت‌ها
درصد وزنی $SiO_2 = 59.01$	درصد وزنی $SiO_2 > 56$
درصد وزنی $Al_2O_3 = 16.96$	درصد وزنی $Al_2O_3 > 15$
درصد وزنی $Na_2O = 3.63$	درصد وزنی $3.5 < Na_2O \leq 7.5$
$K_2O / Na_2O = 0.76$	$K_2O / Na_2O = \sim 0.42$
$Mg \# = 0.35$	$Mg \# = 0.51$
پی پی ام $Sr = 690.9$	پی پی ام $Sr > 400$
پی پی ام $Y = 16.75$	پی پی ام $Y \leq 18$
$Sr/Y = 38.14$	$Sr/Y > 20$
پی پی ام $Yb = 1.83$	پی پی ام $Yb < 1.8$
$La/Yb = 12.32$	$La/Yb > 16$
نبود بی‌هنجاری منفی Eu	نبود بی‌هنجاری منفی Eu
تمرکز خیلی بالا LREE	تمرکز خیلی بالا LREE
تمرکز خیلی پایین HREE	تمرکز خیلی پایین HREE

جدول ۴ مقایسه‌ی میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی با آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس [۱۷].

میانگین نمونه‌های مورد بررسی	آداکیت‌های کم سیلیس	آداکیت‌های پر سیلیس
$SiO_2 = 60.70$	$SiO_2 < 60\%$	$SiO_2 > 60\%$
$MgO = 2.65$	$MgO = 4 - 9\% Wt$	$MgO = (0.5 - 4\%)$
$CaO + Na_2O = 9.49$	$CaO + Na_2O > 10\% Wt$	$CaO + Na_2O < 11\% Wt$
$Sr = 690.88$	$Sr > 1000\text{ ppm}$	$Sr < 1100\text{ ppm}$
$TiO_2 = 0.59$	$TiO_2 > 3\%$	$TiO_2 < 0.9\%$
$Cr / Ni = 1.92$	$Cr / Ni = 1 - 2.5$	$Cr / Ni = 0.5 - 4.5$

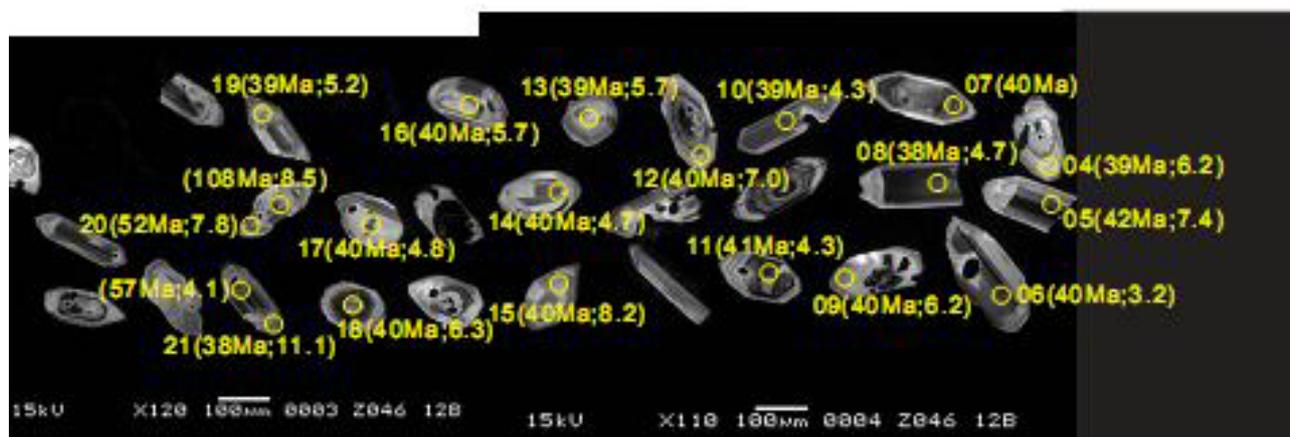


شکل ۸ نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای الف، ب، پ، ت، در گستره‌ی آداکیت‌های پرسیلیس قرار می‌گیرند. (گستره‌ی خاکستری وابسته به آداکیت‌های کم سیلیس و گستره‌های سفید وابسته به آداکیت‌های پرسیلیس [۱۷] است).

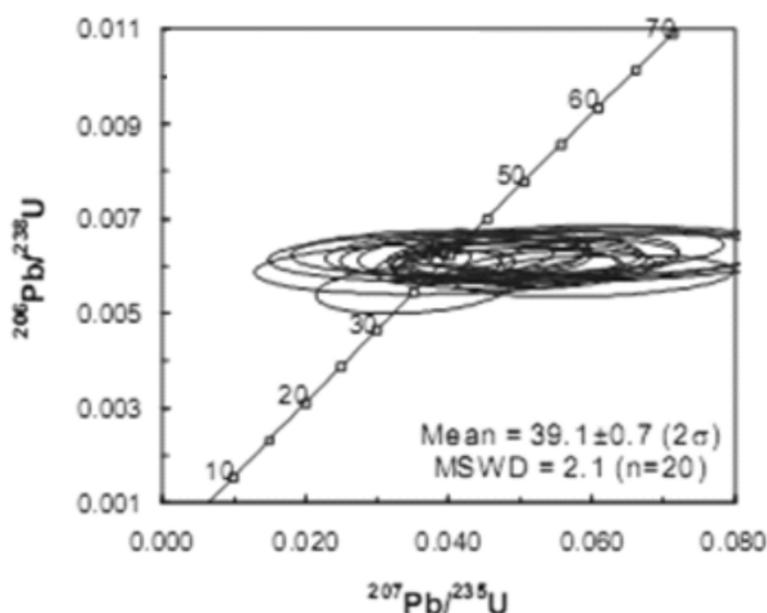
سن سنجی

برای سن‌سنجی به روش زیرکن اورانیم-سرب، لازم است مقدار کافی از سنگ مورد بررسی برداشت شود (مقدار لازم بسته به ترکیب سنگ تغییر می‌کند)، دانه‌های زیرکن به روش استفاده از آبگون‌های سنگین جدا می‌شوند و سپس فرآیندهای لازم برای سن‌سنجی صورت می‌گیرد [۳۹، ۴۰]. سن‌سنجی یک نمونه از دیوریت‌های پورفیری مورد بررسی (نمونه‌ی شماره‌ی ۱ در جدول ۱) در دانشگاه ملی تایوان و به روش زیرکن-اورانیم-سرب انجام شده است. تعداد ۵۶ دانه از زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌ی مورد بررسی در قالب مخصوص چیده شدند و سپس

از آن‌ها تصویر CL (کاتد لومینسانس) تهیه شد. تعداد ۲۰ دانه مورد سن‌سنجی قرار گرفتند که نتیجه حاصل برای هر دانه روی تصویر CL (شکل ۹) آورده شده است. نتایج حاصل از سن‌سنجی ۲۰ دانه، روی نمودار کنکوردیا نمایش داده شده‌اند (شکل ۱۰). براساس نتایج حاصل از این بررسی، سنگ‌های یادشده دارای سن 39.1 ± 0.7 میلیون سال (جدول ۵) و مربوط به اواخر آئوسن وابسته است. با توجه به نتیجه‌ی سن‌سنجی، می‌توان سن جایگیری افیولیت ملانژ میزبان توده‌های مورد بررسی را، پیش از اواخر آئوسن دانست.



شکل ۹ تصویر CL (کاتد لومینسانس [درخشان]) از ۵۷ دانه زیرکن که در قالب مخصوص قرار داده شده و تعداد ۲۰ دانه‌ی مورد سن‌سنجی قرار گرفته است. نتیجه حاصل برای هر دانه روی آن نوشته شده است.



شکل ۱۰ نمودار کنکوردیا برای ۲۰ دانه‌ی زیرکن که به روش زیرکن-اورانیم-سرب سن‌سنجی شده است.

جدول ۵ نتایج حاصل از سال سنجی ۲۰ نقطه از نمونه ی مورد بررسی.

نقطه آنالیز شده	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	corr. error	$(\text{Ma} \pm 1\sigma)$ $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age
۰۱	۱,۱۱۱	۰,۷۵۴۷ ۰,۰۰۸۰۲	۰,۰۰۵۷۹ ۰,۰۰۰۱۸	۰,۰۶۰۲۱ ۰,۰۰۸۰۳	۰,۲۳۳	۳۷,۰ ۱,۰
۰۲	۰,۹۰۱	۰,۷۰۶۳ ۰,۰۱۱۶۴	۰,۰۰۶۲۱ ۰,۰۰۰۲۲	۰,۰۶۰۴۳ ۰,۰۱۱۸۴	۰,۱۸۱	۴۰,۰ ۱,۰
۰۳	۰,۵۳۹	۰,۴۶۰۹ ۰,۰۰۶۱۶	۰,۰۰۵۵۱ ۰,۰۰۰۲۱	۰,۰۳۵۰۵ ۰,۰۰۵۵۶	۰,۲۴۰	۳۵,۰ ۱,۰
۰۴	۰,۷۲۵	۰,۶۲۶۴ ۰,۰۰۷۷۳	۰,۰۰۰۱۸ ۰,۰۰۰۶۱۴	۰,۰۵۲۹۸ ۰,۰۰۷۹۰	۰,۱۹۷	۳۹,۰ ۱,۰
۰۵	۱,۱۲۴	۰,۵۵۱۸ ۰,۰۱۰۱۱	۰,۰۰۶۲۴ ۰,۰۰۰۲۱	۰,۰۴۷۴۵ ۰,۰۱۰۱۰	۰,۱۵۸	۴۰,۰ ۱,۰
۰۶	۰,۶۴۱	۰,۴۷۹۹ ۰,۰۱۱۰۹	۰,۰۰۶۱۹ ۰,۰۰۰۲۱	۰,۰۴۰۹۴ ۰,۰۱۰۶۹	۰,۱۳۰	۴۰,۰ ۱,۰
۰۷	۱,۰۱۰	۰,۷۱۲۴ ۰,۰۰۹۸۴	۰,۰۰۶۳۱ ۰,۰۰۰۲۱	۰,۰۶۱۹۲ ۰,۰۱۰۳۶	۰,۱۹۹	۴۱,۰ ۱,۰
۰۸	۰,۲۹۲	۰,۴۴۶۶ ۰,۰۰۱۹۰	۰,۰۰۶۰۹ ۰,۰۰۰۱۳	۰,۰۳۷۳۹ ۰,۰۰۲۲۸	۰,۳۵۱	۳۹,۱ ۸,۰
۰۹	۱,۲۵۰	۰,۴۹۵۷ ۰,۰۰۳۱۲	۰,۰۰۵۹۹ ۰,۰۰۰۱۴	۰,۰۴۰۹۲ ۰,۰۰۳۴۰	۰,۲۸۱	۳۸,۵ ۹,۰
۱۰	۱,۱۷۶	۰,۵۹۳۶ ۰,۰۰۷۱۷	۰,۰۰۶۰۸ ۰,۰۰۰۱۸	۰,۰۴۹۷۹ ۰,۰۰۷۳۱	۰,۲۰۲	۳۹,۰ ۱,۰
۱۱	۰,۶۷۶	۰,۵۶۰۳ ۰,۰۰۴۸۳	۰,۰۰۶۱۵ ۰,۰۰۰۱۶	۰,۰۴۷۴۹ ۰,۰۰۵۱۷	۰,۲۳۹	۴۰,۰ ۱,۰
۱۲	۰,۹۵۲	۰,۶۱۷۹ ۰,۰۰۷۴۷	۰,۰۰۵۹۵ ۰,۰۰۰۱۸	۰,۰۵۰۶۸ ۰,۰۰۷۴۷	۰,۲۰۵	۳۸,۰ ۱,۰
۱۳	۰,۸۲۰	۰,۴۷۱۷ ۰,۰۱۱۳۱	۰,۰۰۵۹۴ ۰,۰۰۰۲۲	۰,۰۳۸۶۲ ۰,۰۱۰۵۳	۰,۱۳۶	۳۸,۰ ۱,۰
۱۴	۰,۷۰۹	۰,۴۷۸۹ ۰,۰۰۵۳۰	۰,۰۰۶۲۱ ۰,۰۰۰۱۸	۰,۰۴۱۰۳ ۰,۰۰۵۵۸	۰,۲۱۳	۴۰,۰ ۱,۰
۱۵	۰,۷۸۷	۰,۶۴۰۳ ۰,۰۰۸۶۴	۰,۰۰۶۳۶ ۰,۰۰۰۲۰	۰,۰۵۶۱۷ ۰,۰۰۹۱۳	۰,۱۹۳	۴۱,۰ ۱,۰
۱۶	۱,۲۸۲	۰,۷۶۹۴ ۰,۰۰۶۸۳	۰,۰۰۶۲۱ ۰,۰۰۰۱۹	۰,۰۶۵۸۸ ۰,۰۰۷۶۰	۰,۲۶۵	۴۰,۰ ۱,۰
۱۷	۰,۷۶۳	۰,۴۶۵۷ ۰,۰۰۳۳۸	۰,۰۰۵۹۸ ۰,۰۰۰۱۵	۰,۰۳۸۴۱ ۰,۰۰۳۶۲	۰,۲۶۶	۳۸,۴ ۱,۰
۱۸	۰,۶۷۶	۰,۴۴۸۶ ۰,۰۰۸۶۷	۰,۰۰۰۶۲۹ ۰,۰۰۰۱۹	۰,۰۳۸۹۲ ۰,۰۰۸۵۶	۰,۱۳۷	۴۰,۰ ۱,۰
۱۹	۰,۹۹۰	۰,۴۸۹۸ ۰,۰۰۶۸۸	۰,۰۰۶۱۹ ۰,۰۰۰۱۸	۰,۰۴۱۸۴ ۰,۰۰۶۹۵	۰,۱۷۵	۴۰,۰ ۱,۰
۲۰	۰,۸۰۰	۰,۶۶۰۶ ۰,۰۰۴۱۸	۰,۰۰۵۹۵ ۰,۰۰۰۱۵	۰,۰۵۲۵۲ ۰,۰۰۴۵۷	۰,۲۹۰	۳۸,۲ ۱,۰

برداشت

نفوذ یک مجموعه از توده‌های نفوذی کم عمق با ترکیب دیوریت تا مونزونیت پورفیری به درون مجموعه‌ی افیولیت ملائزی جنوب باختری بیرجند، باعث تشکیل توده‌های گنبدی شکل بلند با حاشیه‌های آندزیت و کمتر تراکی آندزیت شده است. بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ای ریز دانه است که پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز فنوکریست‌های آن‌ها را می‌سازند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بیشتر در بخش مرکزی دگرسان شده و با کربنات کلسیم جایگزین شده‌اند. آمفیبول‌ها مقداری به بیوتیت و اکسید آهن تبدیل شده و دگرسانی پتاسیک ضعیفی را نشان می‌دهند. ماگمای سنگ‌های مورد بررسی با توجه به غنی شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) می‌تواند به یک

کمان غنی شده‌ی حاشیه‌ی قاره‌ای وابسته باشد که ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها شباهت زیادی با آداکیت‌ها دارند. این شواهد تایید کننده‌ی رخداد فرورانش یک قطعه از سنگ کره‌ی اقیانوسی داغ است. با توجه به سن رخداد ماگماتیزم در این منطقه (۷ ± ۳۹,۱ میلیون سال) می‌توان نتیجه گرفت که این فعالیت ماگمایی به فرورانش بخش‌های داغ سنگ کره‌ای وابسته است که در مراحل پایانی بسته شدن حوضه‌ی اقیانوسی خاور ایران رخ داده و شرایط مناسب برای تولید ماگمای آداکیتی را داشته است.

قدردانی

این کار پژوهشی بخشی از طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان به شماره ی ۱۰/۱/۱۸۶۲ مورخ ۱۳۹۰/۹/۸۶ است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان انجام شده است. بدین وسیله از همکاری مسئولین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی

همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز (۱۳۷۹) ص ۳۷۵ - ۳۸۰.

[12] Middlemost E.A.K., "Magmas and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology", Longman (1988), 266 P.

[13] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Sci Rev 37 (1994), pp. 215-224.

[14] Hofman A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M., "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraintson mantle evolution", Earth and Planetary Science Letters 79 (1986), pp. 33-45.

[15] Juteau T., Maury R., "Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogenes", Masson, Paris, (1997), 367p.

[16] Irvin J.N., Baragar W.K., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", CAN. J. Earth. Sci. Vol. 8. (1971), pp. 523 - 548.

[17] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., "An overview of adakite, tonalite -trondjemite-granodiorite(TTG), and sanikitoid: relationships and some implications fot crustal evolution ", Lithos, 79, (2005), PP. 1-24.

[18] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics 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.

[19] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman (1993), 352 P.

[20] Tatsumi Y., 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), pp. 207-221.

[21] Harangi S., Lenkey L., "Genesis of the Neogene to Qaternary 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), pp. 67-92 .

[22] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace elemet discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol, 25 (1984), pp. 956-983.

تایوان به خاطر همکاری و قبول هزینه‌های طرح سپاسگزاری می‌شود.

مرجع‌ها

[۱] افتخار نژاد ج، وحدتی دانشمند ف، " نقشه زمین‌شناسی چهارگوش بیرجند با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، شماره ک"، سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۳۶۹).

[۲] افتخار نژاد ج، "نقشه زمین‌شناسی بیرجند با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۹۸۶).

[۳] زرین کوب م.ح، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های افیولیتی جنوب بیرجند"، رساله دکتری. دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، (۱۳۷۹)، ص ۳۰۱.

[۴] یوسف زاده م.ح، پورمعافی س.م، سبزه ئی م، وثوقی عابدینی م، امامی م.ه، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی آتشفشانی های دوران سوم در منطقه‌ی بیرجند با تاکید بر انکلاوهای آن"، مجموعه مقالات چهاردهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بیرجند، (۱۳۸۵)، ص ۳۴۰ - ۳۴۸.

[5] Ohanian T., "The Birjand ophiolite an intercontinental transform structure eastern Iran", Geological Survey of Iran . Report No. 51 (1983), pp. 239-245.

[6] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., "Petrology of the tertiary magmatit activity in the northern Lut area east of Iran", Geological Survey of Iran . Report No. 51 (1983), pp. 239-245.

[۷] الله پور ا، وثوقی عابدینی م، امامی م.ه، "ژئوشیمی و پترولوژی سنگ های آذرین خروجی ترشیری منطقه بیرجند"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، ج ۲۰، شماره ۲، (۱۳۸۳)، ص ۱۲۱ - ۱۳۸.

[8] Tirrul R., Bell L. R., Griffis R.J., Camp V. E., "The sistan suture zone of eastern Iran", G.S.A. Bulletin, Vol. 84(1983), pp. 134-150.

[9] Camp V.E., Griffis R.J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", Lithos, Vol. 15(1982), pp. 221-239.

[10] Khatib M.M., Zarrinkoub M.H., "Morpho-tectonics and mechanism of emplacement of the andesitic ring in Givshad, east of Iran", Geophysical Research Abstracts, Vol. 11 (2009), EGU2009-5359.

[۱۱] خطیب م.م، زرین کوب م.ح، "کنترل‌کننده‌های ساختاری در دگرسانی سنگهای واقع در پهنه برشی بوشاد"، چهارمین

- [32] Agostini S., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Tonarini s., Savascin 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), PP. 1-15.
- [33] Tatsumi Y., Nakamura N., "Composition of aqueous fluid from serpentinites in the subducted lithosphere", *Geochim. J.* 20,(1986), PP. 191-196.
- [34] Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., "Chemical characteristics of fluid phase from the subducted lithosphere: evidence from high-pressure experiments and natural rocks", *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29,(1986), PP.293-309 .
- [35] Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids", *Lithos*, 46, (1999), PP. 411-429.
- [36] Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature*, 347, (1990), PP. 662-665.
- [37] Rollinson H.R., Tarney J., "Adakites- the key to understanding LILE Depletion in granulites", *Lithos*, 79, (2005), PP. 61-81.
- [۳۸] یوسف زاده م.ح.، پورمعافی س.م.، سبزه ئی م.، و ثوقی عابدینی م.، امامی م.ه.، "سنگ شناسی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی ترشیری شمال و غرب بیرجند و شناسایی برونوم های آن"، *مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران*، سال هفدهم؛ شماره ۲، (۱۳۸۸)، ص ۲۱۳ - ۲۳۰.
- [39] Hoskin P.W.O., 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), PP. 27-62.
- [40] Parrish R.R., Noble S.R., "Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-hTIMS)", in: Hunchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., eds., *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry* .V 53, (2003), PP. 183-213.
- [23] Pearce J.A., 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), pp. 373-407.
- [24] 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", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62 (1998), pp. 1781-1801.
- [25] Ayers J.C., "Trace modeling for aqueous fluid - peridotite interaction in the wedge of subduction zones", *Conti. Mineral. Petrol* ,132(1998), 390-404.
- [26] Best M.G., "Igneous and Metamorphic Petrology", Second Edition, Blackwell Publishing, (2006), 729 p.
- [27] Moyen J.F., "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature" *Lithos* 112, (2009) , PP. 556-574.
- [28] Ayers J.C., Watston E.B., "Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical fluids with implications for subduction zone geochemistry", *Phil. Trans. R. Soc. London A* ,335 ,(1991), PP. 341-356.
- [29] Brennan J.M., Shaw H.F., Reyerson F.J., Phinney D.L., "Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200°C and 3-5.7Gpa : new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, an implication for mantle metasomatism", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, (1998), PP. 1781-1801.
- [30] 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), PP. 341-356.
- [31] Keppler H., "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluid", *Nature*, 380,(1996), PP. 237-240.