

محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های آذرین سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود

حبیب‌الله قاسمی*، زکيه کاظمی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

(دریافت مقاله: ۹۰/۱۱/۷، نسخه نهایی: ۹۱/۳/۱۲)
چکیده: در سازندهای ابرسج و قلی شمال و جنوب‌غربی شاهرود، رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرین به سن اردوویسین فوقانی به صورت گدازه بازالتی، دایک و سیل میکروگابرویی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای ترکیب بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی با ماهیت قلیایی هستند. الگوهای قرارگیری موازی آن‌ها در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت نشان دهنده خاستگاه مشترک این سنگ‌ها و نقش تبلور جدایشی در تشکیل آن‌هاست. در نمودارهای مختلف، تمایز محیط زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در گستره‌ی بازالت‌های قلیایی وابسته به کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند. این جایگاه با جغرافیای دیرین پالئوژئوتیک زیرین البرز (وجود کافت درون قاره‌ای پالئوتتیس توران) در زمان اردوویسین - سیلورین همخوانی دارد. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌های بازالتی از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ی استنوسفری غنی شده گارنت پریدوتیتی (شبه منابع OIB)، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده است. این ماگما در خلال صعود به سطح زمین با پوسته‌ی قاره‌ای آرایش نیافته است.

واژه‌های کلیدی: بازالت؛ پالئوتتیس؛ اردوویسین؛ ابرسج؛ شاهرود.

مقدمه

اردوویسین تا دونین در مناطق وسیعی از ایران مرکزی و البرز است. یکی از اولین فعالیت‌های ماگمایی وابسته به کافت‌زایی پالئوتتیس، در اردوویسین رخ داده است که از رخنمون‌های شاخص آن می‌توان به سنگ‌های آذرین موجود در سازندهای ابرسج و قلی اشاره کرد. سازند ابرسج نخستین بار در نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان توسط [۱۱] معرفی شد. [۱۳، ۱۲] بر اساس بررسی‌های چینه‌شناسی سن سازند ابرسج را اردوویسین پسین (آشگیلین) دانسته و آن را معادل با سازند قلی در نظر گرفته‌اند. [۱۲] محیط تشکیل سازندهای ابرسج و قلی را یک محیط دریایی کم عمق ولی [۹] آن را یک محیط دریایی عمیق می‌دانند. دایک‌ها و روانه‌های بازالتی مشاهده شده در

مجموعه‌ی ضخیمی از سنگ‌های آذرین غالباً آتشفشانی، مافیک و قلیایی به سن اردوویسین میانی - بالایی تا دونین میانی در کوه‌های البرز شناخته شده است [۱]. این فعالیت ماگمایی، به عنوان یک رخداد وابسته به کافت تفسیر شده است که تکامل آن در زمان اردوویسین میانی - بالایی تا دونین میانی منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است [۲، ۱]. بررسی‌های انجام شده روی سنگ‌های آذرین پالئوژئوتیک زیرین در بخش‌هایی از ایران مرکزی و البرز شرقی [۳-۱۰] نیز بیانگر محیط کافت درون قاره‌ای این سنگ‌ها و تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در زمان

* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۳۳۹۶۰۰۷ (۰۲۷۳)، پست الکترونیکی: h-ghasemi@Shahroodut.ac.ir

سازند ابرسج نشانگر کافت‌هایی است که در طول تشکیل این سازند در کف دریا ایجاد شده‌اند [۶].

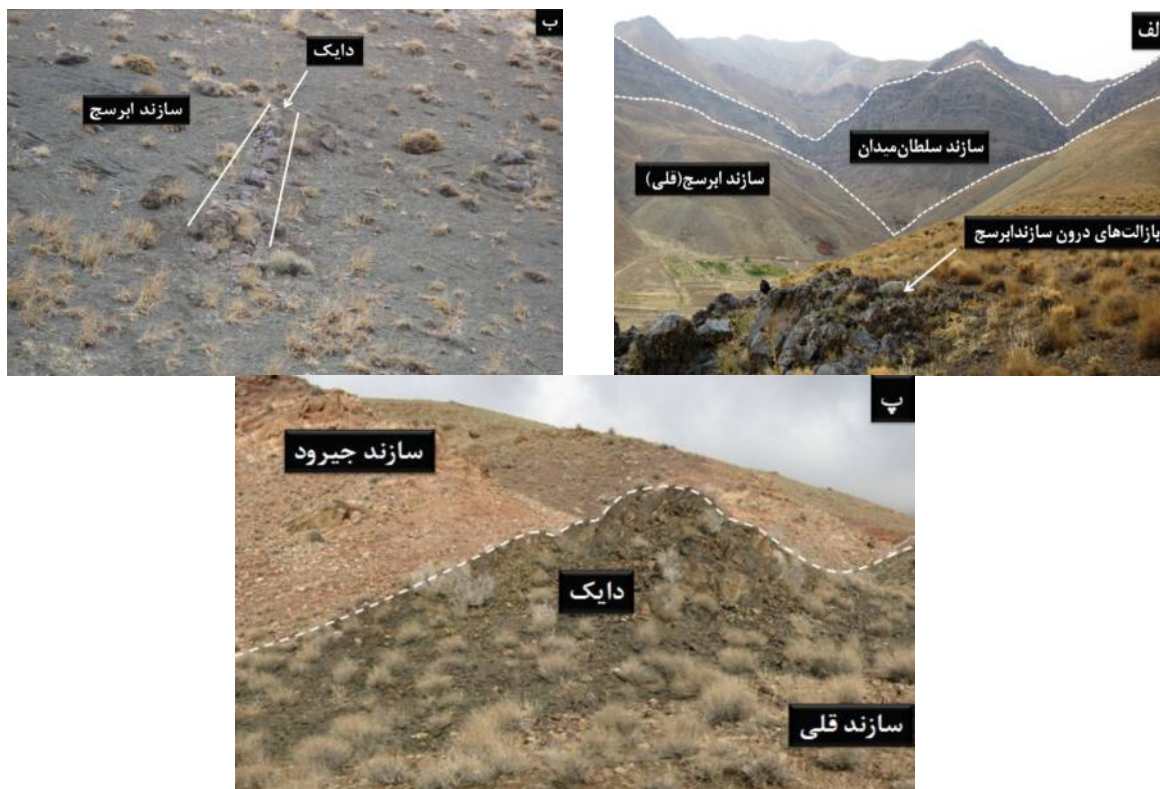
روش بررسی

در این پژوهش پس از بررسی‌های صحرائی، نمونه‌برداری، تهیه‌ی مقاطع نازک و بررسی‌های سنگ‌شناسی دقیق، ۱۲ نمونه، با توجه به حداقل هوازدگی، انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش بسته‌ی ترکیبی با کد ICP95A (به روش

ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرّار و برخی از عناصر نادر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb,) (Sr, Y, Zn, Zr) و بسته‌ی ترکیبی با کد IMS95A (به روش ICP-MS) برای بقیه عناصر نادر تجزیه‌ی شیمیایی شدند (جدول ۱). نتایج حاصل، پس از تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن دوظرفیتی و سه ظرفیتی، در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفتند.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به بخش در میلیون نشان می‌دهد.

Sample	N-1,1	N-4,3	N-5,1	N-8,4	N-9,2	N-14,2	N-15,2	N-16,1	N-16,2	D-1,1	D-3,4	Kh3
SiO ₂	۴۷,۷	۴۵,۷	۴۶,۹	۴۷,۴	۴۷,۷	۴۸,۶	۴۸	۴۹,۷۰	47	۴۴,۸	۴۷,۶	۴۸,۱
TiO ₂	۲,۲	۳,۲۴	۳,۱۶	۳,۴۱	۱,۹۵	۳,۰۲	۲,۲۷	۲,۹۵	۲,۶۳	۲,۵۵	۲,۶۸	۱,۷۷
Al ₂ O ₃	۱۳,۵	۱۴,۳	۱۴,۷	۱۴,۸	۱۴,۹	۱۲,۹	۱۵,۱	۱۲,۸	۱۵,۱	۱۳,۷	۱۳,۶	۱۶
Fe ₂ O ₃	۱۲,۱	۱۳,۴	۱۳,۹	۱۲,۱	۱۱,۲	۱۳,۵	۱۱,۲	۱۳,۸	12	۱۲,۵	۱۲,۳	۹,۵۷
MnO	۰,۲۴	۰,۳۸	۰,۰۸	۰,۳۴	۰,۲۵	۰,۲۱	۰,۳۷	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۳۵	۰,۱۳	۰,۱۶
MgO	۶,۷۵	۵,۴۲	۱,۹۹	۴,۸۸	۶,۰۵	۴,۶۸	۵,۹۵	۴,۴۶	۶,۴۵	۵,۱۹	۴,۱۶	۶,۱۱
CaO	۸,۶۶	۵,۲۷	۴,۰۶	۶,۷۸	۷,۲۳	۶,۹۳	۷,۳۵	۷,۰۹	۶,۷۲	۴,۹۲	۷,۴۳	۸,۳۵
Na ₂ O	۲,۷	۴,۳	۵	۳,۹	۳,۵	۳,۲	۳,۷	۲,۹	۴,۴۰	۲,۱	۲,۴	۲,۸
K ₂ O	۱,۲۳	۱,۲۳	۲,۱۸	۱,۳۸	۲,۱۹	۰,۱۳	۱,۴	۰,۱۲	۰,۳	۱,۴۹	۰,۹۴	۱,۱۲
P ₂ O ₅	۰,۳	۰,۵۳	۰,۴۵	۰,۵۳	۰,۲۶	۰,۳۸	۰,۳۲	۰,۳۶	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۳۵	۰,۲۶
L.O.I	۲,۰۸	۳,۳۱	۵,۱۳	۲,۶۶	۲,۲۷	۲,۹۸	۲,۴۲	۳,۳۷	۳,۶۸	۷,۶۷	۵,۷۶	۳,۱۸
Total	۹۷,۴	۹۷,۱	۹۷,۶	۹۸,۲	۹۷,۵	۹۶,۵	۹۷,۹	۹۷,۷۶	۹۸,۸۱	۹۵,۵	۹۷,۴	۹۷,۵
Ba	۳۰۰	۳۶۰	۱۷۰	۵۹۰	۶۰۰	۱۰۰	۴۷۰	۱۲۰	۱۶۰	۵۰۰	۱۵۰	۲۸۰
Co	۴۳,۹	۴۰,۴	۲۲,۶	۳۷,۶	۴۲,۷	۳۷,۴	۳۹,۲	۴۴,۲	۴۸	۴۰,۲	۳۷,۲	۳۴,۲
Cs	۰,۵	۱,۱	۱,۵	۰,۴	۰,۵	۰,۹	۰,۵	۱,۳	۰,۳	۱	۰,۴	۰,۱
Ga	۲۰	۲۵	۲۳	۲۵	۲۰	۲۳	۲۱	۲۶	۲۴	۲۲	۲۲	۲۰
Hf	۳	۶	۵	۶	۲	۵	۳	۳	۲	۴	۴	۲
Nb	۱۵	۳۳	۲۸	۳۴	۱۳	۲۲	۱۴	۲۳	۲	۱۶	۱۸	۱۱
Rb	۲۱,۸	۲۳,۲	۳۹,۹	۳۱,۹	۵۴,۵	۲,۳	۱۹	۳,۶	۴,۱	۱۹,۴	۱۸	۲۶,۸
Sr	۳۴۰	۲۸۰	۱۰۰	۳۶۰	۴۹۰	۲۵۰	۴۸۰	۲۸۰	۲۸۰	۱۹۰	۲۹۰	۳۹۰
Ta	1	۲,۲	۱,۹	۲,۳	۰,۸	۱,۵	۰,۹	۱,۳	۱,۱	۱,۱	۱,۲	۰,۷
Th	۱,۵	۴,۹	۳	۴,۶	۱,۶	۳,۱	۱,۶	۳,۱	۲,۲	۱,۸	۲,۳	۱,۲
U	۰,۳۸	۱,۱۴	۰,۶۹	۱,۱	۰,۳۷	۰,۸۲	۰,۴	۰,۸۴	۰,۴۹	۰,۵۳	۰,۶	۰,۲۸
V	۲۲۹	۲۳۵	۳۱۳	۳۳۷	۲۲۹	۳۲۴	۲۶۲	۳۹۳	۳۱۲	۲۷۸	۲۶۶	۲۰,۶
Zr	۱۵۴	۲۶۴	۲۱۹	۲۵۶	۱۲۴	۲۰۴	۱۳۷	۱۸۷	۱۷۸	۱۶۳	۱۸۶	۹۹,۵
Cu	۱۴۰	۶	۲۷	۱۷	۸	۵۳	۶	۸۶	۱۹	۷۴	۲۳	۷۶
Zn	۲۳۶	۲۷۵	۱۵۴	۲۸۷	۴۶۲	۱۳۰	۲۸۶	۱۵۱	۲۴۲	۹۴۵	۲۲۱	۱۸۶
Ni	۷۸	۳۰	۲۹	۳۲	۶۹	۲۹	۳۶	۴۴	۴۶	۹۱	۷۴	۵۷
La	۱۶,۲	۳۰,۸	۲۷,۳	۳۰,۵	۱۲,۹	۲۴,۴	۱۴,۷	۲۴	۱۷,۶	۱۵,۹	۱۷,۲	۱۲,۱
Ce	۳۸,۱	۶۹,۷	۶۱	۷۰,۳	۳۰,۷	۵۲,۵	۳۳,۵	۵۰,۴	۴۰,۶	۳۶,۳	۳۹,۱	۲۶,۵
Pr	۵,۰۴	۹,۰۹	۷,۹	۹,۱۵	۴,۱	۶,۷۹	۴,۵۹	۷,۰۶	۵,۶۹	۴,۸۴	۵,۱۴	۳,۳۶
Nd	۲۱,۹	۳۶,۵	۳۳,۵	۳۸,۵	۱۸	۲۹,۸	۲۰,۳	۲۸,۹	۲۴,۸	۲۱,۵	۲۳,۲	۱۵
Sm	۵,۴	۸	۷,۷	۸,۴	۴,۶	۷,۱	۵,۲	۶,۸	۶,۱	۵,۴	۵,۶	۳,۷
Eu	۱,۸۳	۲,۳۴	۲,۰۸	۲,۵	۱,۵	۲,۶۲	۱,۸	۲,۵۲	۲,۱۸	۱,۷۹	۱,۹۹	۱,۴۴
Gd	۵,۵۵	۸,۰۲	۸,۰۲	۸,۳۲	۵,۰۴	۷,۴۵	۵,۴۶	۶,۹۵	۶,۴۳	۵,۷۵	۶,۲۹	۴,۲۳
Tb	۰,۸۴	۱,۲۶	۱,۲۲	۱,۲۶	۰,۷۴	۱,۱۷	۰,۸۵	۱,۱۱	۱,۰۱	۰,۸۷	۰,۹۸	۰,۶۳
Dy	۴,۷۸	۷,۰۲	۶,۸	۷,۲۳	۴,۴۱	۶,۴۶	۴,۹۸	۶,۳۸	۵,۵۸	۴,۹۲	۵,۶۵	۳,۵۴
Ho	۰,۹۵	۱,۴۶	۱,۴	۱,۴۳	۰,۸۳	۱,۳۱	۰,۹۹	۱,۲۲	۱,۱۱	۰,۹۸	۱,۱۴	۰,۶۷
Er	۲,۳۴	۳,۷۳	۳,۵۲	۳,۷۵	۲,۲۴	۳,۲۹	۲,۳۷	۳,۲۸	۲,۹۵	۲,۴۶	۲,۹	۱,۸
Tm	۰,۳۲	۰,۵۲	۰,۴۷	۰,۴۹	۰,۳	۰,۳	۰,۴۴	۰,۴۷	۰,۴۱	۰,۳۲	۰,۴	۰,۲۴
Yb	۱,۹	۳,۳	۳,۱	۳,۱	۱,۹	۲,۸	۱,۹	۲,۷	۴,۲	۲,۱	۲,۶	۱,۵
Lu	۰,۲۳	۰,۴۷	۰,۴۲	۰,۴۴	۰,۲۶	۰,۳۸	۰,۲۶	۰,۴۳	۰,۳۳	۰,۳	۰,۳۳	۰,۱۹
Y	۲۴,۷	۳۸,۱	۳۴,۸	۳۶,۵	۲۲,۱	۳۳	۲۴,۹	۳۲,۸	۲۹,۹	۲۴,۲	۲۸,۸	۱۸,۵



شکل ۲ الف) نمایی از حضور گدازه‌های بازالتی در سازند ابرسج در دره کلودر (شمال نکارمن)، دید به سوی شمال، ب) حضور یک دایک میکروگابرویی در سازند ابرسج در دره کلودر (شمال نکارمن)، دید به سوی شمال شرق، پ) نمایی از یک دایک رخنمون یافته در سازند قلی، منطقه دهملا، دید به سوی جنوب غرب.

سنگ نگاری

بازالت‌ها

نمونه‌های بازالتی مورد بررسی دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، جریان‌ی، نیمه افیتیک و درون دانه‌ای هستند (شکل ۳-الف). کانی مهم تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های بازالتی، پلاژیوکلاز با بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار است که اندازه‌ی آن گاهی تا بیش از ۲ میلی‌متر می‌رسد. این بلورها در زمینه‌ای متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (ریزدانه تا ۱ میلی‌متر) و کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، اپیدوت و اکسید آهن قرار گرفته‌اند. به دلیل نفوذ شاره‌ها، سنگ‌های بازالتی تا حدودی دستخوش دگرسانی شده و پلاژیوکلازهای کلسیک آن‌ها سوسوریتی شده‌اند. گرم شدن پلاژیوکلاز در دمای بالاتر از دمای انجماد باعث حل شدن و گرد شدن آن می‌شود (شکل ۳-ب). این حالت یا تحت تأثیر

کاهش ناگهانی فشار در خلال صعود ماگما و یا در اثر اختلاط ماگمایی رخ می‌دهد [۱۵]. به علت مشاهده نشدن شواهد

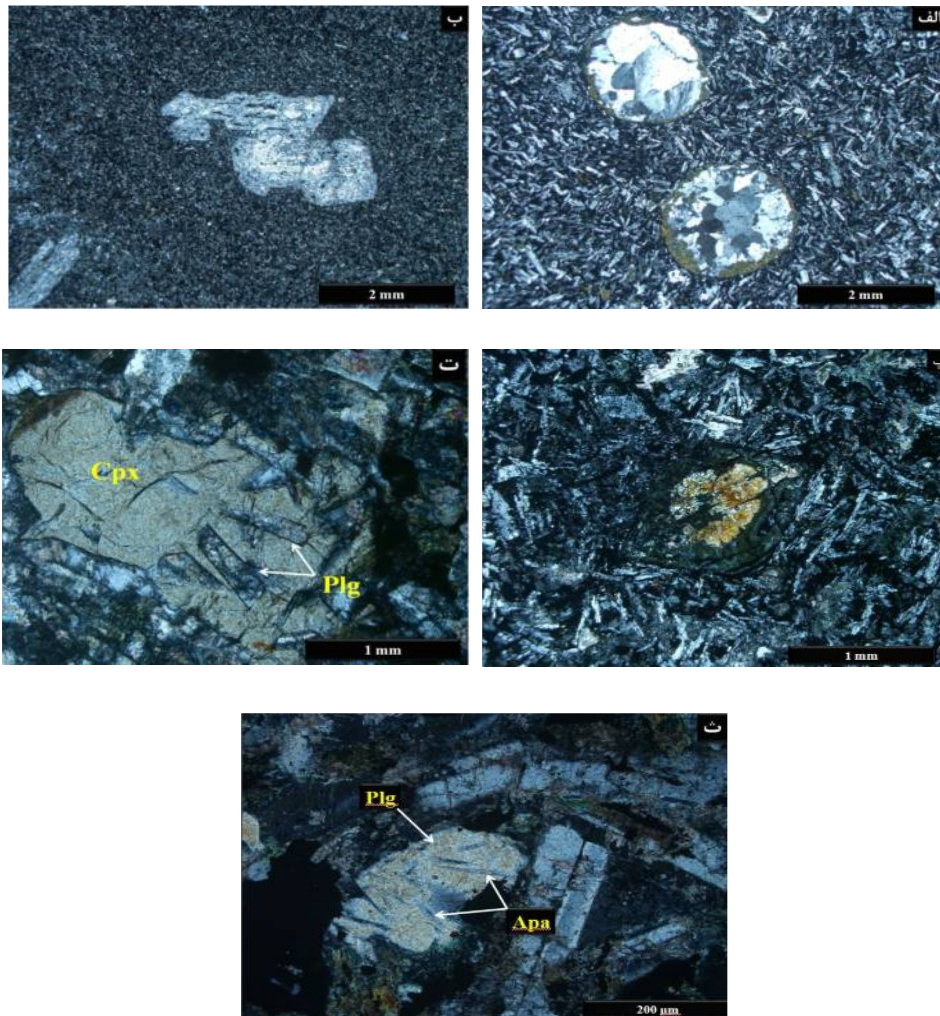
اختلاط ماگمایی، کاهش فشار در خلال صعود ماگما را می‌توان عامل ایجاد حاشیه‌های گرد شده در فنوکریست‌های این کانی در نظر گرفت. از مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین و کانی‌های کدر اشاره کرد که براساس مشاهدات مقاطع صیقلی از نوع مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت هستند. بلورهای الیوین غالباً در اثر تجزیه شدن با ایدنگسیت، کلریت، کلسیت و اکسید آهن جانشین شده‌اند (شکل ۳-پ).

میکروگابروها

بافت‌های درون دانه‌ای، نیمه‌افیتیک و افیتیک، بافت‌های غالب در سنگ‌های میکروگابرویی هستند (شکل ۳-ت). پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) از جمله کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را

مقدار کم در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-ث). کلریت و کلسیت از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند.

تشکیل می‌دهند. به دلیل حضور بلورهای پلاژیوکلاز در پیروکسن به نظر می‌رسد که تبلور، ابتدا از میدان پلاژیوکلاز شروع شده باشد. بلورهای سوزنی شکل و طویل آپاتیت به



شکل ۳ الف) حفره‌های پر شده با کوارتز، اپیدوت و کلسیت و تشکیل بافت بادامکی در بازالت‌ها (XPL)، ب) تصویری از انحلال و گرد شدن حاشیه‌های بلورهای پلاژیوکلاز (XPL)، پ) بلور الیوین که از حاشیه کلریتی شده و در زمینه‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز قرار دارد (XPL)، ت) قرارگیری کامل بلور پلاژیوکلاز (Plg) در کانی کلینوپيروكسن (Cpx) و تشکیل بافت افیتیک در میکروگابروها (نور XPL)، ث) قرار گرفتن بلورهای آپاتیت (Apa) روی پلاژیوکلاز (نور XPL).

ژئوشیمی

نظر به یکنواختی ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه و حالت نیمه‌عمیق (دایک گونه) میکروگابروها، از نمودارهای ژئوشیمیایی یکسانی برای نمونه‌های بازالتی و میکروگابرویی استفاده شده است. در نمودار رده‌بندی [۱۶]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی قرار گرفته‌اند (شکل ۴). به دلیل نامتحرک بودن عناصر HFS (از قبیل Th, Ta, Zr, Hf, Nb) در خلال دگرسانی و دگرگونی دمای پایین، از نمودار Nb/Y نسبت به

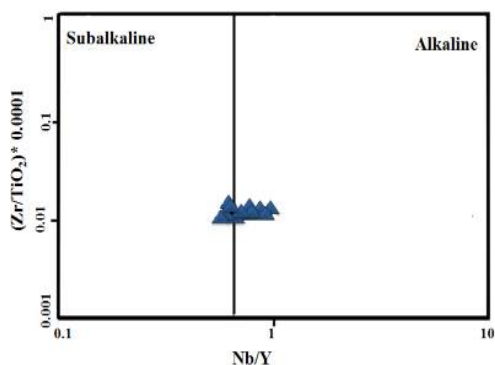
$(Zr/TiO_2) \times 0.0001$ [۱۷] برای تعیین سری ماگمایی سنگ-

های آذرین مورد بررسی استفاده شد که در آن نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۵).

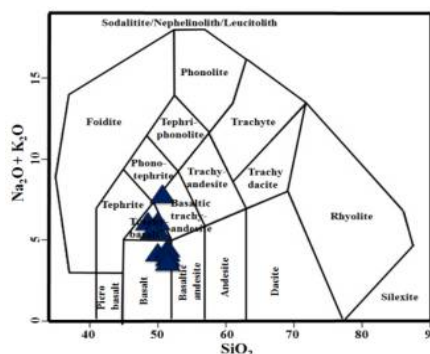
از نظر [۱۸]، ماهیت قلیایی ماگماهای بازالتی می‌تواند در نتیجه‌ی دو سازوکار مهم باشد: ۱) نرخ کم ذوب بخشی سنگ خاستگاه و ۲) ذوب بخشی گوشته‌ی دگرنهاد شده به وسیله‌ی شاره‌ها یا آب‌گون‌ها. همچنین به عقیده‌ی [۱۹]، ماگماهای قلیایی می‌توانند در اثر واکنش بین مذاب استنوسفری و گوشته لیتوسفری تشکیل شوند. مقادیر عناصر کمیاب نمونه‌های مورد

به اعتقاد [۲۵]، می‌توان از نسبت‌های عناصر HFSE/LREE به‌عنوان نشانگر خاستگاه بازالت‌ها استفاده کرد. مقادیر کمتر از یک این نسبت‌ها نشان دهنده‌ی خاستگاه لیتوسفری، و نسبت‌های بیشتر از یک آن‌ها بیانگر خاستگاه استنوسفری بازالت‌ها ست (به عنوان نمونه نسبت Nb/La در بازالت‌های مورد بررسی بیش از یک بوده و حاکی از خاستگاه استنوسفری است). بی‌هنجاری مثبت کوچکی که در عناصر Ti و Nb مشاهده می‌شود نشانه‌ای از عدم آرایش ماگما با پوسته و جایگاه غیر فرورانشی آن است [۲۶]. عواملی از قبیل میزان ذوب بخشی و ضخامت لیتوسفر، فراوانی Ti را در مذاب‌های اولیه کنترل می‌کنند [۲۵]. عناصر LREE، Ti و Nb بطور متغیر بیشترین فراوانی را در ماگما‌های وابسته به ستون‌های گوشته‌ای برخاسته از جایگاه‌های درون ورقه‌ی اقیانوسی یا قاره‌ای دارند [۲۷]. همچنین [۲۸]، نبود بی‌هنجاری منفی Nb، Ti و Ta را بیانگر ریشه گرفتن ماگمای مولد از یک خاستگاه شبیه به خاستگاه OIB دانسته‌اند (گوشته‌ی آستنوسفری).

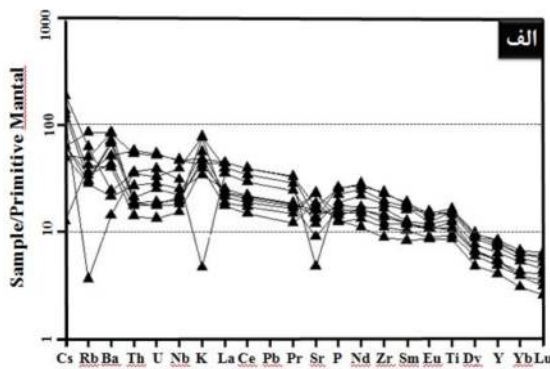
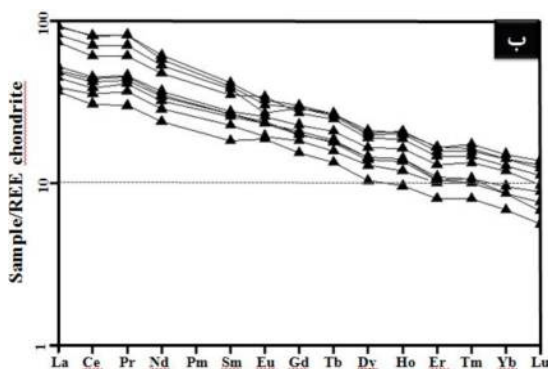
بررسی نسبت به فراوانی این عناصر در گوشته‌ی اولیه [۲۰] و کندریت [۲۱] بهنجار شده‌اند (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب). در این نمودارها شیب منفی قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود که بیانگر غنی‌شدگی نمونه‌های بازالتی مورد بررسی از LREE نسبت به HREE است. به اعتقاد [۲۲]، بازالت‌های قلیایی درون ورقه‌ای از عناصر ناسازگار، عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر با شدت میدان بالا غنی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین می‌تواند ناشی از ذوب بخشی درجه پایین یک سنگ خاستگاه گارنت‌دار، نسبت بالای CO_2/H_2O در محیط ذوب و جدایش الیومین و کلینوپیروکسن در خلال جدایش ماگما باشد [۲۳، ۲۴]. موازی بودن تقریبی الگوی عناصر در نمودارهای بهنجار شده‌ی بازالت‌های منطقه نشان دهنده‌ی خاستگاه مشترک این سنگ‌ها و نقش تبلور جدایشی به عنوان ساز و کار اصلی تشکیل آن‌هاست. وجود بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در عناصر K, Sr, Rb, Cs, Ba می‌تواند به متحرک بودن این عناصر طی دگرسانی نسبت داد.



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Nb/Y نسبت به $(Zr/TiO_2) \cdot 0.0001$ [۱۷].



شکل ۴ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O [۱۶].



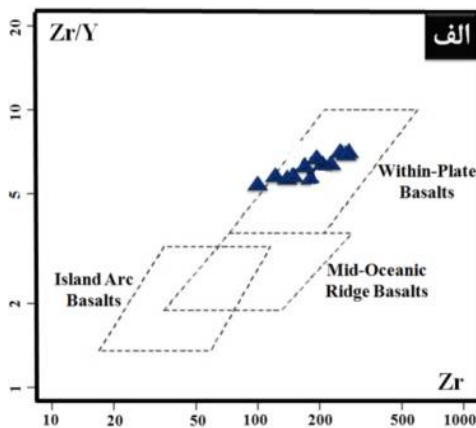
شکل ۶ الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۰] برای نمونه‌های مورد بررسی، ب) نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت [۲۱] نمونه‌های مورد بررسی.

بررسی بیشتر از ۵ است. البته باید یادآور شد که بازالت‌های

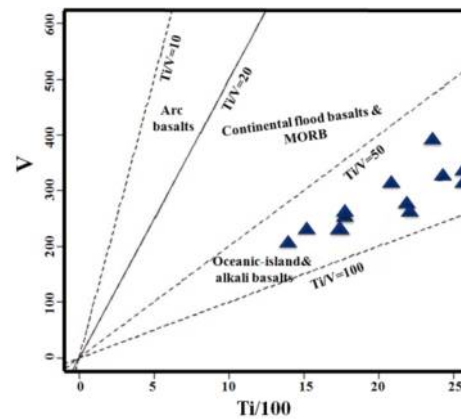
مورد بررسی از نوع OIB نیستند بلکه از نوع درون ورقه قاره‌ای هستند. ولی به دلیل اینکه محل خاستگاه بازالت‌های OIB مشابه محل خاستگاه بازالت‌های درون ورقه قاره‌ای است، بنابراین خصوصیات آن‌ها را نشان می‌دهند. این محیط با رژیم کشتی حاکم بر لبه‌ی شمال شرقی ابرقاره‌ی گندوانا و تشکیل کافت پالئوتتیس توران در زمان اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس و جدا شدن البرز از گندوانا شده است، همخوانی دارد [۷]. بر اساس نمودار Nb نسبت به Nb/Y [۳۶]، سنگ‌های بازالتی منطقه از ذوب بخشی با درجه-ی پایین یک خاستگاه گارنت‌دار به وجود آمده‌اند و در گستره‌ی OIB قرار می‌گیرند (شکل ۹). همه‌ی نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت بالای از Nb/Yb هستند که بیانگر مشتق شدن ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی از یک مخزن عمیق OIB مانند، یعنی یک منبع گوشته‌ای استنوسفری غنی شده است.

نسبت Zr/Nb در بازالت‌های نوع OIB کمتر از ۱۰ است [۳۷]. این نسبت نیز در سنگ‌های بازالتی مورد بررسی نیز کمتر از ۱۰ است. نمودار (Ce/Yb)N نسبت به (Dy/Yb)N از [۳۸] نشان می‌دهد که سنگ‌های بازالتی مورد بررسی از ذوب بخشی با درجه‌ی پایین یک خاستگاه فرضی مشابه با منبع نوع OIB تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰). به اعتقاد [۲۵]، نسبت $(Dy/Yb)N > ۱.۰۶$ بیانگر بازالت‌هایی با خاستگاه گارنت لرزولیت و نسبت $(Dy/Yb)N \leq ۱.۰۶$ نشان دهنده‌ی بازالت‌هایی با خاستگاه اسپینل لرزولیت است (عناصر نسبت به کندریت [۲۱] بهنجار شده‌اند). مقدار (Dy/Yb)N در بازالت‌های قلیایی مورد بررسی بیشتر از ۱/۳۶ است

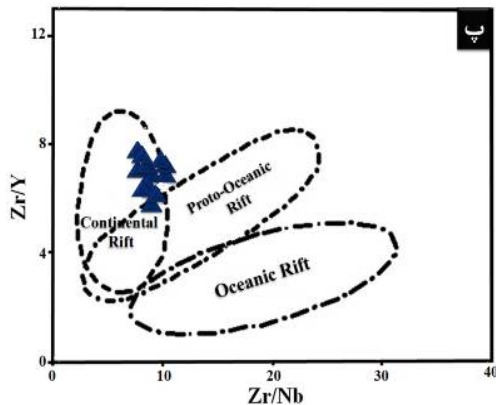
محیط زمین‌ساختی دیرین و ویژگی‌های محل خاستگاه ماگما در سنگ‌های مافیک، فلزات انتقالی (مانند Cr و Ni) و عناصر با قدرت میدان بالا (مانند Ti, Zr, Y, Th, Nb) و REE تحت شرایط دگرسانی و دگرگونی با درجه پایین، نسبتاً نامتحرک هستند، در حالی که عناصر لیتوفیل بزرگ یون از قبیل K₂O, Cs و Rb, Ba به شدت متحرک‌اند [۲۸]. بنابراین، برای تعیین محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های محل خاستگاه سنگ‌های آذرین مورد بررسی، بیشتر از این عناصر استفاده شد. به عقیده-ی [۲۹]، مقادیر بالای تیتان یکی از ویژگی‌های آشکار بازالت‌های نوع OIB است. در نمودار Ti/1000 نسبت به V [۳۰]، همه‌ی نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های قلیایی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار گرفته‌اند (شکل ۷). نسبت Ti/V از نشانگرهای ژئوشیمیایی است که می‌تواند نقش آرایش ماگمای بازالتی با پوسته‌ی قاره‌ای را طی صعود نشان دهد [۲۸]. این نسبت در سنگ‌های بازالتی منطقه بیانگر عدم آرایش آن‌هاست. به اعتقاد [۳۱]، مقادیر Hf/Sm و Zr/Sm بازالت‌های درون ورقه‌ای به ترتیب عبارتند از، ۴۰ - ۱۷ و ۰/۸ - ۰/۴. مقادیر این نسبت‌ها در بازالت‌های منطقه به ترتیب، ۳۳/۲۱ - ۲۶/۳۵ و ۰/۷۵ - ۰/۳۳ است که در گستره‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند. بازالت‌های منطقه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی [۳۲-۳۴] در گستره‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ی قاره‌ای و به طور مشخص در محیط کافت درون قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۸-الف، ۸-ب و ۸-پ). در بازالت‌های قلیایی درون ورقه‌ای (OIB) اقیانوسی نسبت Zr/Y بزرگتر از ۴ است [۳۵]. این نسبت در بازالت‌های مورد



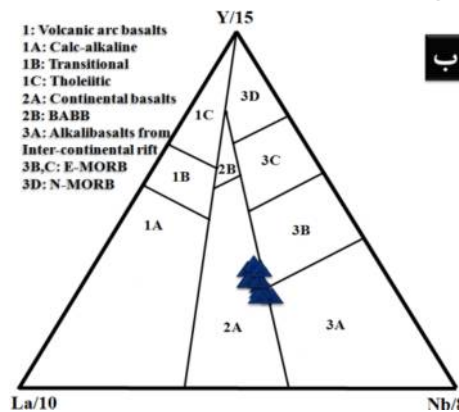
شکل ۷ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار تمایز محیط بازالتهای درون ورقه‌ای در نمودار Zr نسبت به Zr/Y [۳۲].



شکل ۸ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو کافت قاره‌ای در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Ti/100-V [۳۰].



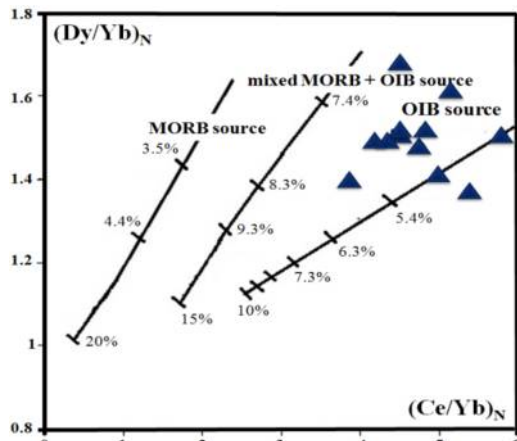
شکل ۹ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی [۳۳] در قلمرو بازالتهای قاره‌ای (ب) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو کافت قاره‌ای در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Zr/Nb نسبت به [۳۴].



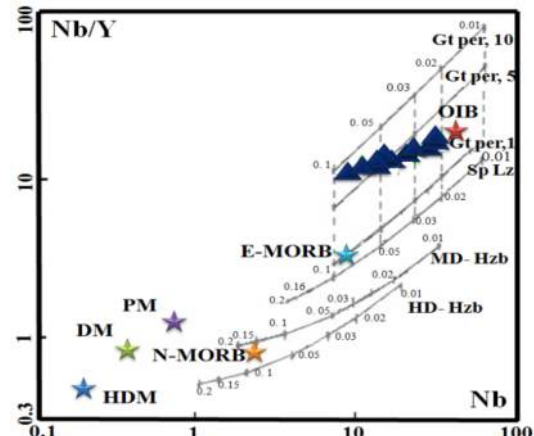
مشتق شده‌اند (شکل ۱۲).

عناصر Lu و Yb رفتار ژئوشیمیایی مشابهی دارند، در نتیجه نسبت Lu/Yb طی تبلور جدایشی یا ذوب بخشی به میزان قابل توجهی تغییر نمی‌کند. ماگماهای مشتق شده از گوشته دارای نسبت پایین Lu/Yb با میانگین ۰/۱۴-۰/۱۵ هستند، در حالی که این نسبت در پوسته‌ی قاره‌ای بالا و حدود ۰/۱۶-۰/۱۸ است [۲۸]. میانگین نسبت Lu/Yb در نمونه‌های بازالتهی مورد بررسی ۰/۱۳ است که کمتر از میانگین پوسته‌ی قاره‌ای است و بیانگر مشتق شدن ماگمای این سنگ‌ها از خاستگاه گوشته‌ای بدون آلیش با پوسته‌ی قاره‌ای است. به اعتقاد [۴۱،۴۰]، سنگ‌های بازالتهی که تحت تأثیر آلیش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند دارای نسبت‌های $La/Ta > 22$ و $La/Nb >$ هستند. مقدار این نسبت‌ها در بازالتهای مورد

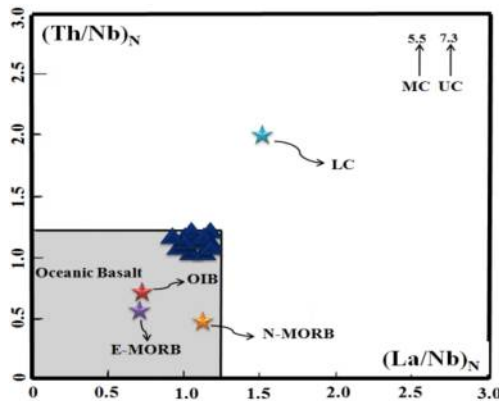
که بیانگر وجود گارنت در خاستگاه این سنگ‌هاست. چنانکه قبلاً بیان شد قرارگیری نمونه‌ها در قلمرو OIB به دلیل یکسان بودن ترکیب محل خاستگاه بازالتهای درون ورقه‌ای با ترکیب محل خاستگاه OIB (ستون‌های گوشته‌ی استنوسفری در حال صعود) است. به طور کلی ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالتهای منطقه با تشکیل آن‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای وابسته به ستون‌های گوشته‌ای سازگار است که از عناصر ناسازگار، بخصوص LREE ها غنی شده‌اند [۳۹] (شکل ۱۱). برای نمایش اثرهای آلیش پوسته‌ی قاره‌ای بر نمونه‌های مورد بررسی از نمودار $(Th/Nb)_N$ نسبت به $(La/Nb)_N$ [۲۸] استفاده شد (عناصر نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۰] بهنجار شده‌اند). براساس این نمودار، همه‌ی نمونه‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده استنوسفری و بدون آلیش پوسته‌ای



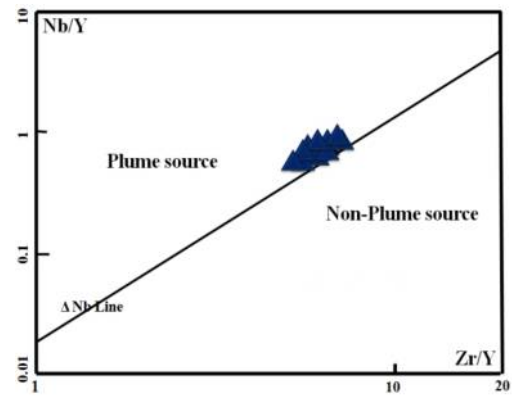
شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار $(Ce/Yb)_N$ نسبت به $(Dy/Yb)_N$ [۳۸].



شکل ۹ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار نسبت Nb به Nb/Y [۳۶].



شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار $(La/Nb)_N$ نسبت به $(Th/Nb)_N$ [۳۸].

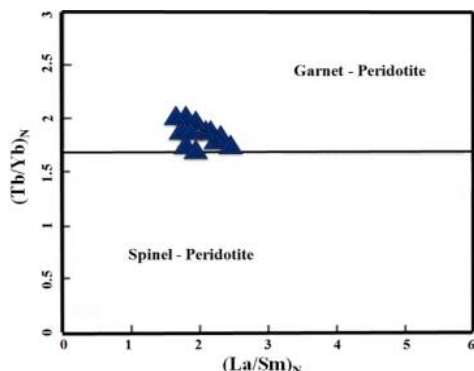


شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Zr/Y نسبت به Nb/Y [۳۹].

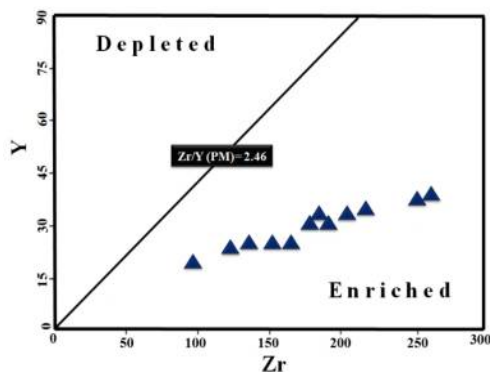
عنصر می‌توان اطلاعات زیادی در مورد ترکیب شیمیایی خاستگاه به دست آورد [۴۳]. در نمودار $(La/Sm)_N$ نسبت به $(Tb/Yb)_N$ [۴۴]، که عناصر نسبت به کندریت [۴۵] به‌نجار شده‌اند، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گارنت پریدوتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴).

برای تعیین درجه‌ی ذوب بخشی خاستگاه از نمودار La/Yb نسبت به Sm/Yb [۴۶] استفاده شد. در این نمودار، سنگ‌های بازالتی منطقه روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه‌ی ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). عمق به دست آمده برای محل ذوب سنگ خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از نمودار [۴۷]، ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر به دست آمد که بیانگر ذوب یک ستون گوشته‌ای عمیق در حال صعود است (شکل ۱۶).

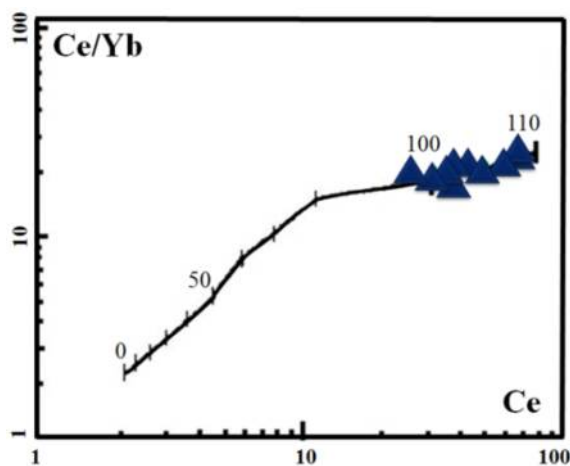
بررسی به ترتیب ۱۸/۴۶ - ۱۳/۲۶ و ۱/۱۱ - ۰/۸۸ است، که بیانگر عدم آرایش پوسته‌ای در ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه است. برای تشخیص غنی‌شدگی و یا عدم غنی‌شدگی خاستگاه بازالت‌های قلیایی منطقه، از نمودار Zr نسبت به Y [۴۲] استفاده شد (بر اساس داده‌های [۲۰]). در نمودار Zr نسبت به Y نیز نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گوشته‌ی غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). نسبت Zr/Y در گوشته‌ی اولیه (PM) ۲/۴۶ است که این نسبت در بازالت‌های مورد بررسی بین ۷/۰۱ - ۵/۳۸ است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه از یک خاستگاه گوشته‌ی غنی شده ریشه گرفته است. تغییرات کانی‌شناسی خاستگاه روی غلظت عناصر ناسازگار از قبیل La و Sm تأثیر قابل توجهی ندارد، بنابراین با استفاده از این دو



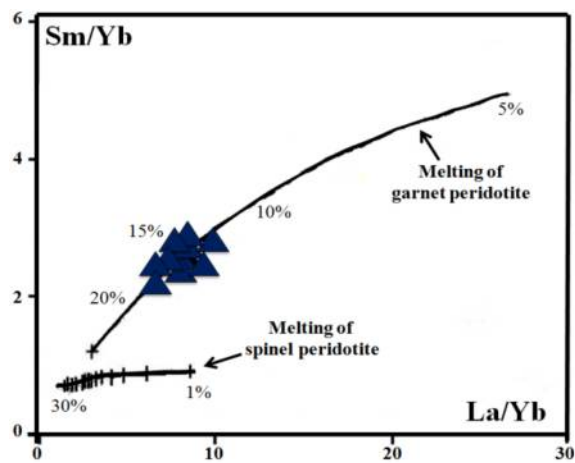
شکل ۱۴ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار $(La/Sm)_N$ نسبت به $(Tb/Yb)_N$ [۴۳].



شکل ۱۳ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Zr نسبت به Y [۴۲].



شکل ۱۶ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Ce نسبت به Ce/Yb [۴۶].



شکل ۱۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار La/Yb نسبت به Sm/Yb [۴۵].

نویسندگان مقاله از صندوق حمایت از پژوهشگران معاونت علمی ریاست جمهوری (INSF) طرح پژوهشی شماره‌ی ۹۰۰۴۸۹۳ و دانشگاه صنعتی شاهرود به خاطر حمایت‌های مادی و معنوی از انجام این پژوهش تشکر می‌کنند.

مراجع

- [1] Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran", *Journal of Geodynamics* 21 (1996) 1–33.
- [2] Bagheri S, Stampfli GM., "The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", *Tectonophysics* 451 (2008) 123–155.

برداشت

سنگ‌های مورد بررسی که به صورت گدازه‌ی بازالتی، دایک و سیل میکروگابرویی در نهشته‌های اردوویسین فوقانی (سازندهای ابرسج و قلی) حضور دارند، دارای ماهیت قلیایی هستند و براساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در محیط کافت درون قاره‌ای پالئوتتیس توران در زمان اردوویسین - سیلورین تشکیل شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت پریدوتیتی در حال صعود در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و نقش تبلور جدایشی به عنوان فرآیند اصلی در شکل‌گیری ماگمایی سنگ‌های منطقه است.

قدردانی

- [۱۳] قویدل-سیوکی م.، حسین‌زاده مقدم م.س.، "پالینواستراتیگرافی رسوبات پالئوزوئیک پیشین در جنوب ناحیه فاضل‌آباد (خولین دره) جنوب شرق گرگان"، پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب‌شناسی، شماره پیاپی ۳۸، شماره ۱ (۱۳۸۹) ص ۱-۲۴.
- [14] Ghavidel-Syooki G., Hassanzadeh J., Vecoli M., "Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician-Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran", stratigraphic and palaeogeographic implications 164 (2011) 251-271.
- [15] Best G., "Igneous and metamorphic petrology", (2003) 729pp.
- [16] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Science Reviews 37 (1994) 215-224.
- [17] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element Geology", Chemical Geology 20 (1977) 249-287.
- [18] Gill R., "Igneous rocks and processes a practical guide", Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London (2010) 472.
- [19] Upadhyay D., Raith M.M., Mezger K., Hammerschmidt K., "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India", Lithos 89 (2006) 447-477.
- [20] Sun S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins", Geological Society London, Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [21] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica Cosmochimica Acta 38 (1974) 757-775.
- [22] Zeng G., Chen L., Xu X., Jiang Sh., Hofmann A., "Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China", Chemical Geology 273 (2010) 35-45.
- [23] Zongfeng Y., Zhaohua L., Huafeng Zh., Yongmei Zh., Fan H., Chenguang S., Jingen D., "Petrogenesis and Geological Implications of the Tianheyong Cenozoic Basalts, Inner Mongolia China", Earth Science Frontiers 16 (2009) 2:090-106.
- [۳] قاسمی ح.، ناجی آ.، پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین-میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، (۱۳۸۳) ص ۳۸۸-۳۹۷.
- [۴] قاسمی ح.، درخشی م.، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرآیند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبرستان، ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۲۲۴-۲۰۷.
- [۵] آیتی ف.، نقره‌ئیان م.، خلیلی م.، مروری بر ماگماتیسم پالئوزوئیک در بخشی از ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴ (۱۳۸۹) ص ۶۱۵-۶۳۲.
- [۶] سهامی ط.، "زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نکارمن و ابرسج، شمال شاهرود"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۹۰) ۱۵۲ صفحه.
- [۷] صالحیان ش.، "بررسی پتروژنی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۹۰) ۱۶۲ صفحه.
- [۸] درخشی م.، قاسمی ح.، سهامی ط.، "مقایسه ماگماتیسم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان میدان"، مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، (۱۳۹۰) ۹ صفحه.
- [۹] کاظمی حسنوند ز.، قاسمی ح.، طاهری ع.، صادقیان م.، "شاهد ماگماتیسم کافتی اردوویسین، شمال شاهرود، البرز شرقی"، سی‌امین گردهمایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۹۰) ۶ صفحه.
- [۱۰] قاسمی ح.، خانعلی‌زاده ع.، "گرانیتوئید نوع A تویه دروار جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۱ (۱۳۹۱) ص ۳-۲۴.
- [۱۱] شهرابی م.، نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۶۹).
- [12] Ghavidel-Syooki M., "Palynostratigraphy and paleogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran", CIMP Faro09 (2009) 31-34.

- [35] Saccani E., Beccaluva L., Photiades A., Zeda O., "Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic-Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector", *Lithos* 124 (2011) 227-242.
- [36] Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R., "Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting", *Journal of Asian Earth Sciences* 49 (2012) 20-39.
- [37] Blum N., Halbach P., Munch U., "Geochemistry and mineralogy of alkali basalts from Tropic Seamount, Central Atlantic Oceanic", *Marine Geology* 136 (1996) 1-19.
- [38] Haase K.M., Devey C.W., "Geochemistry of lavas from the Ahu and Tupa volcanic fields, Easter Hotspot, southeast Pacific: implications for magma genesis near a spreading axis", *Earth and Planetary Science Letters* 137 (1996) 129-143.
- [39] Fitton J.G., "The OIB paradox. In: *Plates, Plumes and Planetary Processes* (Foulger, G.R. and Jurdy, D.M. eds.)", Geological Society of America Special Publication 430 (2007) 387-412.
- [40] Hart W.K., Wolde Gabriel R.C., Walter, S. . Mertzman., "Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interaction", *Journal of geophysical research* 94 (1989) 7731- 7748.
- [41] Abdel – Fattah M., A. M. Abdel – Rahman and P.E. Nasser., "Cenozoic volcanism in the middle east: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon", *Geological Magazine*, Cambridge University Press 141 (2004) 545 – 563.
- [42] Abu-Hamattah Z.S.H., "Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication", *Journal of Asian Earth Sciences* 25 (2005) 557-581.
- [43] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102 (2000) 67-95.
- [44] Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I., "A mantle melting profile across the basin and range, SW USA", *Journal of Geophysical Research* ECV 5 (2002) 1-21.
- [24] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", John Wiley and Sons (1993) 325p.
- [25] Shehata A., Theodoros N., "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism on the Carpathian-Pannonian Region", *Lithos* 121 (2011) 176-188.
- [26] Thompson R.N., "British Tertiary volcanic province", *Scotland Journal of Geology* 18 (1982) pp 49 – 107.
- [27] Safonova I.Yu., Buslov M.M., Simonov V.A., Izokh A.E., Komiya T., Kurganskaya E.V., Ohno T., "Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia)", *Russian Geology and Geophysics* 52 (2011) 421-442.
- [28] Dai J., Wang Ch., Hebert R., Li Y., Zhong H., Guillaume R., Bezard R., Wei Y., "Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?", *Gondwana Research* 19 (2011) 232-243.
- [29] Prytulak J., Elliott T., "TiO₂ enrichment in oceanic island basalts", *Earth and Planetary Science Letters* 263 (2007) 388-403.
- [30] Shervais J.W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 101-118.
- [31] Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., Rasskazov S.V., Kovyazin S.V., "Cretaceous-Paleogene within-plate magmatism in Central Asia: data from the Tien Shan basalts", *Russian Geology and Geophysics* 49 (2008) 520-533.
- [32] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69 (1979) 33-47.
- [33] Cabanis B., Lecolle M., "Le diagramme La/10- Yb/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ ou de contamination crustal", *Comptes Rendus Academie des Sciences* 309 (1989) 2023-2029.
- [34] Kampunzu A.B., Mohr P., "Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system. In: Kampunzu A.B, Labala R.T. (Eds.), *Magmatism in Extensional Structure Settings – The Phanerozoic African Plate*", Springer Verlag, Heidelberg (1991) 85-136.

peridotites", Journal of geophysical research 95 (1990) 2661–2678.

[47] Ellam R.M., "*Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry*", Geology 20 (1992) 153- 156.

[45] Boynton W.V., "*Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*", In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam (1984) 63–114.

[46] Johnson K.T.M, Dick H.J.B, Shimizu N., "*Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal*