

ژئوشیمی و سنگ‌زایی بازالت‌های سازند ابرسج (اردوویسین بالایی)، البرز شرقی، شمال شاهرود

حبیب‌الله قاسمی^{۱*}، زکیه کاظمی^۲، عزیزالله طاهری^۳

۱- دانشیار پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳- دانشیار چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

* عهده‌دار مکاتبات: h-ghasemi@Shahroodut.ac.ir

دریافت مقاله: ۹۱/۳/۲۷، پذیرش مقاله: ۹۱/۸/۸

چکیده

به‌رغم کمیابی سنگ‌های اردوویسین در ایران، رخنمون‌های قابل توجهی از آن‌ها با عنوان سازندهای آبستو، ابرسج و قلی در شمال و جنوب غرب شاهرود وجود دارد. در سازندهای ابرسج و قلی، رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های بازالتی دیده می‌شود که تاکنون مطالعه نشده‌اند. این بازالت‌ها حاصل برون‌ریزی اولین ماگماهای تولید شده در خلال آغاز حرکات کششی و کافت‌زایی دیرینه‌تتیس در البرز شرقی هستند. این‌ها شباهت نزدیکی با بازالت‌های سلطان میدان با سن سیلورین داشته و به صورت گدازه، دایک و سیل در واحدهای رسوبی اردوویسین بالایی رخنمون دارند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها دارای ترکیب بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی بوده و دارای ماهیت قلیایی و مشخصات درون‌صفحه‌ای هستند. نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، حاکی از نسبت بالای LREE/HREE و غنی‌شدگی از LREE بدون هیچ‌گونه تهی‌شدگی از HFSE هستند. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های قلیایی کافت‌های درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند. نمودارهای دوتایی نسبت‌های عناصر ناسازگار (مانند La/Yb در برابر Dy/Yb) نشان می‌دهند که ماگمای بازالتی والد، بر اثر ذوب‌بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت - پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، سنگ‌زایی، بازالت، اردوویسین، ابرسج، شاهرود

۱- مقدمه

کیتونوزوا، اسکلوکودونت و کریپتواسپور فراوان در سازند ابرسج، سن اردوویسین پسین (آشگیلین) را برای این سازند پیشنهاد کرده و آن را معادل با سازند قلی در نظر گرفته‌اند (Ghavidel-Syooki, 2009). قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم، (۱۳۸۹)، مجموعه پالینومورف‌های جمع‌آوری شده از سازندهای ابرسج و قلی نشان‌دهنده نهشته شدن این سازندها در محیط دریایی کم‌عمق است (Ghavidel-Syooki, 2009, 2006). اما تحلیل کلیه مطالعات صحرایی از جمله ساختارهای رسوبی نشان می‌دهد که سازند ابرسج در یک محیط رسوبی توریدایتی عمیق و به‌صورت یک بادزن زیردریایی نهشته شده است. همچنین سازند قلی نیز در یک محیط عمیق دریایی و توسط جریان‌های آشفته نهشته شده است (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳). سهامی (۱۳۹۰)، دایک‌ها و روانه‌های بازالتی مشاهده شده در سازند ابرسج را نشانگر کافت‌هایی می‌داند که در طول تشکیل این سازند در بستر دریا ایجاد شده‌اند. براساس فسیل‌های شناخته شده، شیب‌های گرگان نیز سنی معادل با سن رسوبات سازند قلی دارند (Ghavidel-syooki, 2008). Zanchi et al., 2009؛ صالحیان، ۱۳۹۰). رسوبات آتشفشانی کم-عمق دریایی همراه با بازالت‌های طغیانی موجود در شیب‌های گرگان نشان‌دهنده حوادث آتشفشانی مرتبط با بازشدگی کافت دیرینه‌تتیس

رخنمون سنگ‌های آذرین پالئوزویک زیرین در ایران محدودتر از سایر دوران‌های زمین‌شناسی بوده و پراکندگی و گستردگی کمتری دارد. با این حال، در منطقه شمال و جنوب غرب شاهرود، رخنمون‌های سنگ‌های این زمان از ضخامت و گسترش قابل توجهی برخوردار بوده و با عناوین سازندهای آبستو، ابرسج و قلی به نقشه در آمده‌اند. به غیر از بخش‌های کوچکی از صفحه توران (واقع در شمال ایران)، سرزمین ایران در طی پالئوزویک بخشی از حاشیه شمالی گندوانا بوده است (Berberian & King, 1981; Wendt et al., 2005). ماگماتیسیم اردوویسین میانی - دونین در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی به عنوان مراحل کافت‌زایی اقیانوس دیرینه‌تتیس تفسیر شده است (Alavi, 1996, Boulin, 1991, Stampfli, 1978, Berberian & King, 1981). یکی از اولین فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با کافت‌زایی دیرینه‌تتیس در پالئوزویک زیرین در اردوویسین رخ داده که از رخنمون‌های شاخص آن می‌توان به سنگ‌های آذرین موجود در سازندهای ابرسج و قلی اشاره کرد. سازند ابرسج نخستین بار در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان توسط شهرابی و همکاران (۱۳۶۹) معرفی شده است. بر مبنای حضور اکریتارش،

سیلستون‌های مربوط به سازند ابرسج) به صورت آنکلاو در این بازالت‌ها حاکی از فوران انفجاری ماگماست (شکل ۶). همچنین درزه‌ها و شکستگی‌های کم و بیش منظم، خردشدگی، شکستگی صدفی و ساختارهای حفره‌ای پرشده با کانی‌های ثانویه در بازالت‌های منطقه، می‌تواند بیانگر فوران ماگما در محیط زیرآبی باشد. کانه‌زایی ثانویه مس به صورت مالاکیت و آزوریت (کربنات‌های مس‌دار) در سطح ماسه‌سنگ‌ها و در داخل درز و شکاف‌های آن‌ها و همچنین در حفره‌های سنگ‌های بازالتی مشاهده می‌شود. دایک‌ها و سیل‌های موجود در سازندهای ابرسج و قلی دارای ترکیب میکروگابرویی بوده و شباهت‌های فراوان با بازالت‌های سلطان میدان واقع بر روی این سازندها دارند. به نظر می‌رسد که آن‌ها ماگمای منجمدشده در مجاری تغذیه‌کننده فوران عظیم بازالتی سیلورین منطقه باشند (کاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱- بازالت‌ها

پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت) از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده نمونه‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه هستند. از مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به الیون و کانی‌های مات مشاهده‌شده در مقاطع صیقلی مانند مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت اشاره کرد. شدت تجزیه کانی الیون در نمونه‌ها به حدی است که کانی اولیه، به طور کلی ویژگی‌های کانی‌شناسی خود را از دست داده و توسط کلریت، کلسیت و اکسید آهن جانشین شده است (شکل ۷). به دلیل نفوذ سیالات، سنگ‌های بازالتی تا حدودی دچار دگرسانی شده و پلاژیوکلازها در نتیجه سوسوریتی شدن به مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلسیت و کلریت تبدیل شده‌اند. در بازالت‌های مورد مطالعه، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای میکروولیتی همراه با کلینوپیروکسن‌های ریزدانه قرار گرفته‌اند و بافت پورفیری و گلومروپورفیری را ایجاد کرده‌اند (شکل ۸). از دیگر بافت‌های مشاهده‌شده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های بادامکی، جریان‌ی، ساب‌افیتیک و بین‌دانه‌ای اشاره کرد (شکل ۹).

۴-۲- میکروگابروها

کانی‌های اصلی نمونه‌های میکروگابرویی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) هستند. آپاتیت و کانی‌های مات مشاهده‌شده در مقاطع صیقلی مانند مگنتیت و پیریت از مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند (شکل ۱۰). کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. بافت‌های غالب موجود در این سنگ‌ها شامل بافت‌های بین‌دانه‌ای، ساب‌افیتیک و افیتیک هستند (شکل ۱۱).

در اواخر اردوویسین هستند (Ghavidel-syooki, 2008). بنابراین به نظر می‌رسد که سنگ‌های بازالتی موجود در سازندهای ابرسج و قلی با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان همسان بوده و مربوط به یک رخداد ماگمایی (اواخر اردوویسین) باشند (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱).

۲- روش تحقیق

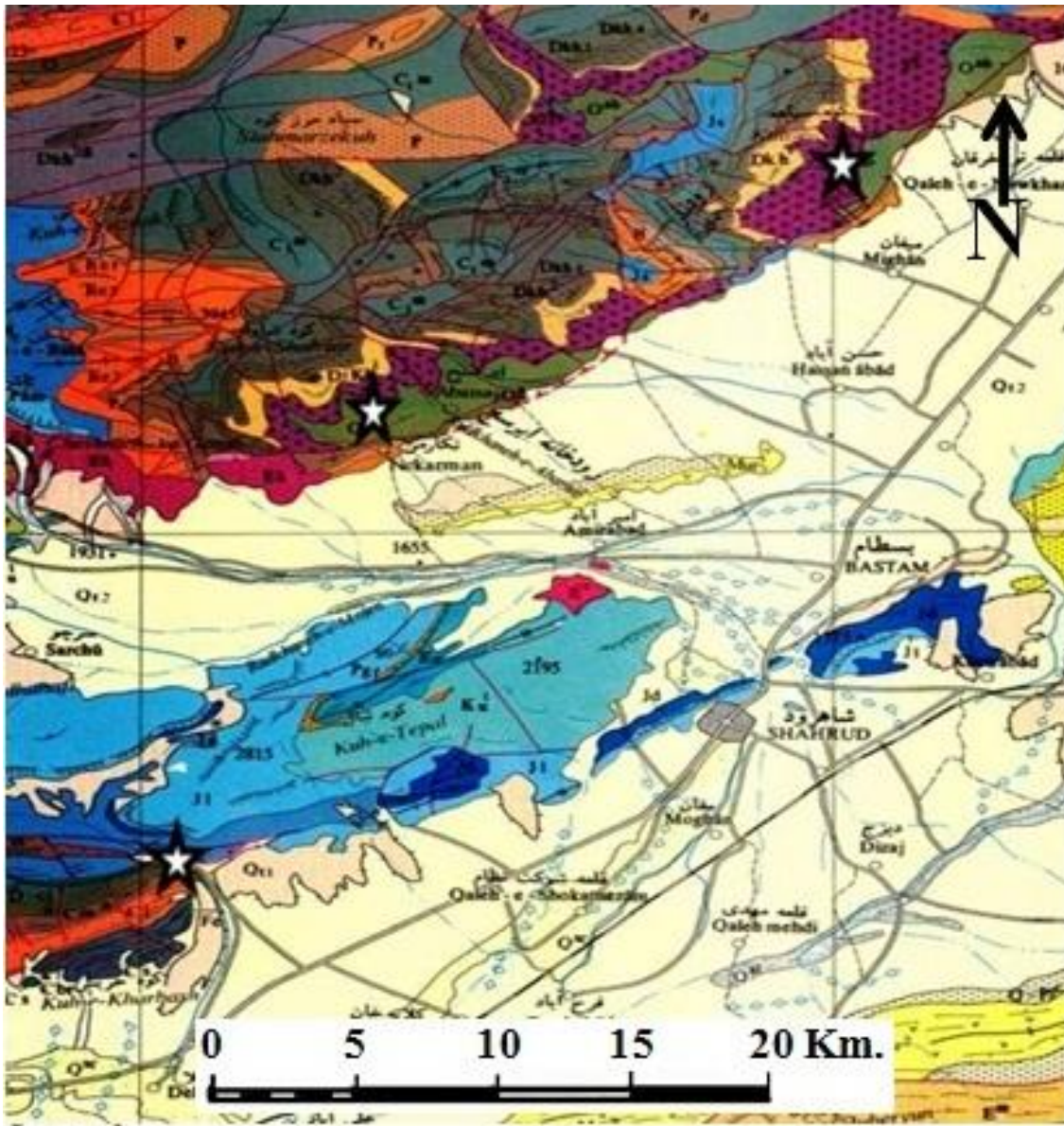
در این تحقیق پس از انجام بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری، تهیه مقاطع نازک و مطالعات سنگ‌نگاری دقیق، تعداد ۱۰ نمونه با توجه به کمترین هوازدگی، انتخاب و برای تجزیه به آزمایشگاه SGS-Chemex کانادا ارسال شدند. نمونه‌ها با استفاده از روش‌های تجزیه شیمیایی ICP-AES, ICP-MS تجزیه و میزان اکسیدهای اصلی به درصد وزنی و عناصر فرعی و کمیاب به ppm تعیین شدند (جدول ۱).

۳- زمین‌شناسی عمومی منطقه

مناطق مطالعه‌شده در بخش شمال و جنوب غرب شهرستان شاهرود در سه منطقه نکارمن (شمال غرب شاهرود)، قلعه‌نوخرقان (شمال شاهرود) و ده‌ملا (جنوب غرب شاهرود) واقع در زون ساختاری البرز شرقی قرار دارند (شکل ۱). این مناطق در محدوده‌ای به طول جغرافیایی ۵۰° ۴۴' تا ۵۵° ۱' ۲۱' شرقی و عرض جغرافیایی ۴۸° ۲۰' تا ۳۶° ۲۷' ۳۹' شمالی قرار گرفته‌اند. سنگ‌شناسی عمده سازندهای ابرسج و قلی شامل ماسه‌سنگ، سیلستون میکادار و شیل‌های زیتونی و سبز تا خاکستری است. در البرز شرقی در مرز زیرین سازند ابرسج، سازند آبستو (شامل مجموعه‌ای از دولومیت، آهک و شیل) به سن اردوویسین پیشین (Ghavidel-Syooki, 2009) به صورت هم‌شیب قرار دارد. مرز بالایی سازند ابرسج به صورت پیوسته و هم‌شیب توسط سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان میدان به سن سیلورین (Ghavidel-Syooki et al., 2011; سهامی، ۱۳۹۰) پوشیده شده است. سنگ‌های بازی موجود در سازندهای ابرسج و قلی را که هدف اصلی این تحقیق هستند می‌توان به صورت گدازه، دایک و سیل درون این سازندها در مناطق نکارمن، قلعه‌نوخرقان و ده‌ملا مشاهده کرد (شکل‌های ۲، ۳، ۴ و ۵). روانه‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج، ریزدانه و دارای بافت بادامکی بوده، که حفره‌های آن‌ها توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. حضور این حفره‌ها در روانه‌های بازالتی، نشانه سطح بالایی آن‌هاست که در اثر برداشته شدن فشار، گازها از سطح گدازه خارج شده‌اند. تنوع در اندازه، شکل و فراوانی حفره‌ها در گدازه‌ها متأثر از چندین عامل از جمله میزان کاهش فشار، به‌هم آمیختگی، تغییر شکل طی جریان، محتوای مواد فرار و گرانبوی ماگمای منشأ است (Mcphie et al., 1993). وجود قطعات رسوبی (ماسه‌سنگ‌ها و

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد

نمونه	N-1/1 (گدازه)	N-4/3 (گدازه)	N-5/1-4 (گدازه)	N-8/4-2 (گدازه)	N-9/2-1 (گدازه)	N-15/2 (گدازه)	N-14/2-3 (دایک)	D-1/1 (دایک)	D-3/4 (دایک)	Kh3 (دایک)
SiO ₂	۴۷.۷	۷ ۴	۴۶.۹	۷.۴	۴۷.۷	۴۸	۴۸.۶	۴۴.	.۴۷	۱ ۸
TiO ₂	۲.۲	۳.۲۴	۳.۱۶	۳.۴۱	۱.۹۵	۲.۲۷	۳.۰۲	۲.۵۵	۲.۶۸	۱.۷۷
Al ₂ O ₃	۵	۱۴.۳	۱۴.۷	۱۴.۸	۱۴.۹	۱۵.۱	۱۲.۹	۷ ۱۳	۳.۶	۱۶
Fe ₂ O _{3total}	۱۲.۱	۱۳.۴	۹ ۱	۱۲.	۱۱.	۱۱.۲	۱۳.۵	۱۲.۵	۱۲.۳	۷ ۹
K ₂ O	۱.۲۳	۱.۲۲	۲.۱۸	۱.۳۸	۲.۱۹	۱.۴	۰.۱۳	۱.۴۹	۰.۹۴	۱.۱۲
Na ₂ O	۲.۷	۴.۳	۵	۳.۹	۳.۵	۳.۷	۳.۲	۲.۱	۲.۴	۲.۸
CaO	۸.۶۶	۵.۲۷	۴.۰۶	۶.۷۸	۷.۲۳	۷.۳۵	۶.۹۳	۴.۹۲	۷.۴۳	۸.۳۵
MgO	۶.۷۵	۵.۴۲	۱.۹۹	۴.۸۸	۶.۰۵	۵.۹۵	۴.۶۸	۵.۱۹	۴.۱۶	۶.۱۱
MnO	۰.۳۴	۰.۳۸	۰.۰۸	۰.۳۴	۰.۲۵	۰.۲۷	۰.۲۱	۰.۳۵	۰.۱۳	۰.۱۶
P ₂ O ₅	۰.۳	۰.۵۳	۰.۴۵	۰.۵۳	۰.۲۶	۰.۳۲	۰.۳۸	۰.۳۱	۰.۳۵	۰.۲۶
Cr ₂ O ₃	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱
L.O.I	۲۰.۸	۳.۳۱	۵.۱۳	۲.۶۶	۲.۲۷	۲.۴۲	۲.۹۸	۷.۶۷	۵.۷۶	۳.۱۸
Total	۹۷.۴	۹۷.۱	۹۷.۶	۹۸.۲	۹۷.۵	۹۷.۹	۹۶.۵	۹۵.۵	۹۷.۴	۹۷.۵
Sum	۹۷.۴	۹۷.۱	۹۷.۶	۹۸.۲	۹۷.۵	۹۷.۹	۹۶.۵	۹۵.۵	۹۷.۴	۹۷.۵
Ba	۳۰۰	۳۶۰	۱۷۰	۵۹۰	۶۰۰	۴۷۰	۱۰۰	۵۰۰	۱۵۰	۲۸۰
Sr	۳۴۰	۲۸۰	۱۰۰	۳۶۰	۴۹۰	۴۸۰	۲۵۰	۱۹۰	۲۹۰	۳۹۰
Zn	۲۳۶	۲۷۵	۱۵۴	۲۸۷	۴۶۲	۲۸۶	۱۳۰	۹۴۵	۲۲۱	۱۸۶
Ce	۳۸.۱	۶۹.۷	۶۱	۷۰.۳	۳۰.۷	۳۳.۵	۵۲.۵	۳۶.۳	۳۹.۱	۲۶.۵
Co	۴۳.۹	۴۰.۴	۲۳.۶	۳۷.۶	۴۲.۷	۳۹.۲	۳۷.۴	۴۰.۲	۳۷.۲	۳۴.۲
Cs	۰.۵	۱.۱	۱.۵	۰.۴	۰.۵	۰.۵	۰.۹	۱	۰.۴	۰.۱
Cu	۱۴۰	۶	۲۷	۱۷	۸	۶	۵۳	۷۴	۲۳	۷۶
Dy	۴.۷۸	۷.۰۲	۶.۸	۷.۲۳	۴.۴۱	۴.۹۸	۶.۴۶	۴.۹۲	۵.۶۵	۳.۵۴
Er	۲.۳۴	۳.۷۳	۳.۵۲	۳.۷۵	۲.۲۴	۲.۳۷	۳.۲۹	۲.۴۶	۲.۹	۱.۸
Eu	۱.۸۳	۲.۳۴	۲.۰۸	۲.۵	۱.۵	۱.۸	۲.۶۲	۱.۷۹	۱.۹۹	۱.۴۴
Ga	۲۰	۲۵	۲۳	۲۵	۲۰	۲۱	۲۳	۲۲	۲۲	۲۰
Gd	۵.۵۵	۸.۰۲	۸.۰۲	۸.۳۲	۵.۰۴	۵.۴۶	۷.۴۵	۵.۷۵	۶.۲۹	۴.۲۳
Hf	۳	۶	۵	۶	۲	۳	۵	۴	۴	۲
Ho	۰.۹۵	۱.۴۶	۱.۴	۱.۴۳	۰.۸۳	۰.۹۹	۱.۳۱	۰.۹۸	۱.۱۴	۰.۶۷
La	۱۶.۲	۳۰.۸	۲۷.۳	۳۰.۵	۱۲.۹	۱۴.۷	۲۴.۴	۱۵.۹	۱۷.۳	۱۲.۱
Lu	۰.۲۳	۰.۴۷	۰.۴۲	۰.۴۴	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۳۸	۰.۳	۰.۳۳	۰.۱۹
Nb	۱۵	۳۳	۲۸	۳۴	۱۳	۱۴	۲۲	۱۶	۱۸	۱۱
Nd	۲۱.۹	۳۶.۵	۳۳.۵	۳۸.۵	۱۸	۲۰.۳	۳۹.۸	۲۱.۵	۲۳.۲	۱۵
Ni	۷۸	۳۰	۲۹	۳۲	۶۹	۳۶	۲۹	۹۱	۷۴	۵۷
Pr	۵.۰۴	۹.۰۹	۷.۹	۹.۱۵	۴.۱	۴.۵۹	۶.۷۹	۴.۸۴	۵.۱۴	۳.۳۶
Rb	۲۱.۸	۲۳.۲	۳۹.۹	۳۱.۹	۵۴.۵	۱۹	۲.۳	۱۹.۴	۱۸	۲۶.۸
Sm	۵.۴	۸	۷.۷	۸.۴	۴.۶	۵.۲	۷.۱	۵.۴	۵.۶	۳.۷
Ta	۱	۲.۲	۱.۹	۲.۳	۰.۸	۰.۹	۱.۵	۱.۱	۱.۲	۰.۷
Tb	۰.۸۴	۱.۲۶	۱.۲۲	۱.۲۶	۰.۷۴	۰.۸۵	۱.۱۷	۰.۸۷	۰.۹۸	۰.۶۳
Th	۱.۵	۴.۹	۳	۴.۶	۱.۶	۱.۶	۳.۱	۱.۸	۲.۳	۱.۲
Tl	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۵
Tm	۰.۳۲	۰.۵۲	۰.۴۷	۰.۴۹	۰.۳	۰.۳	۰.۴۴	۰.۳۲	۰.۴	۰.۲۴
U	۰.۳۸	۱.۱۴	۰.۶۹	۱.۱	۰.۳۷	۰.۴	۰.۸۲	۰.۵۳	۰.۶	۰.۲۸
V	۲۲۹	۳۳۵	۳۱۳	۳۳۷	۲۲۹	۲۶۲	۳۲۴	۲۷۸	۲۶۶	۲۰۶
Y	۲۴.۷	۳۸.۱	۳۴.۸	۳۶.۵	۲۲.۱	۲۴.۹	۳۳	۲۴.۲	۲۸.۸	۱۸.۵
Yb	۱.۹	۳.۳	۳.۱	۳.۱	۱.۹	۱.۹	۲.۸	۲.۱	۲.۶	۱.۵
Zr	۱۵۴	۲۶۴	۲۱۹	۲۵۶	۱۲۴	۱۳۷	۲۰۴	۱۶۳	۱۸۶	۹۹.۵



CARBONIFEROUS	D.cj	C ₂ Q
		C ₁ ^M
DEVONIAN	D _{kh}	D _{kh} ⁴
		D _{kh} ³
		D _{kh} ²
		D _{kh} ¹
		D _{kh} ¹
SILLURIAN	S ³	
ORDOVICIAN	O ³	O ^{3b}
		O ³

C₂Q: (سازند قزل قلعه) آهک تخم ماهی، سنگ آهک ماسه‌دار

C₁^M: (سازند مبارک) شیل خاکستری سیاه رنگ-سنگ آهک-ماسه‌سنگ کوارتزیتی در قاعده

D_{kh}⁴: سنگ آهک-سنگ آهک مارنی-مارن-پرفسیل

D_{kh}³: ماسه‌سنگ درشت دانه قرمز رنگ و سنگ جوش

D_{kh}²: کنگلومرا-ماسه‌سنگ-دایاژ-سنگ آهک-چه طور محلی فسیل دار

D_{kh}¹: شیل فسیل دار

D_{kh}¹: ماسه‌سنگ-ماسه‌سنگ کوارتزیتی-شیل-سنگ جوش قاعده

(سازند خوش‌بیلای)

☆ مناطق مورد مطالعه

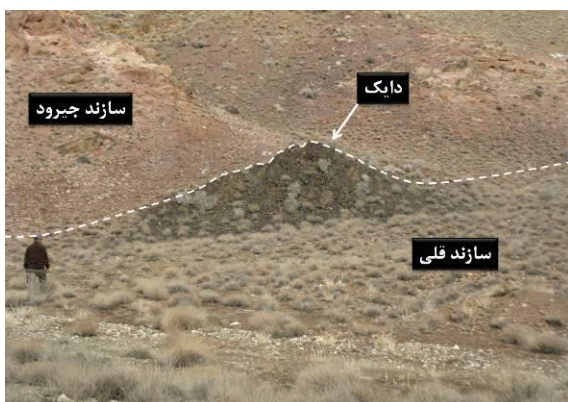
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹)



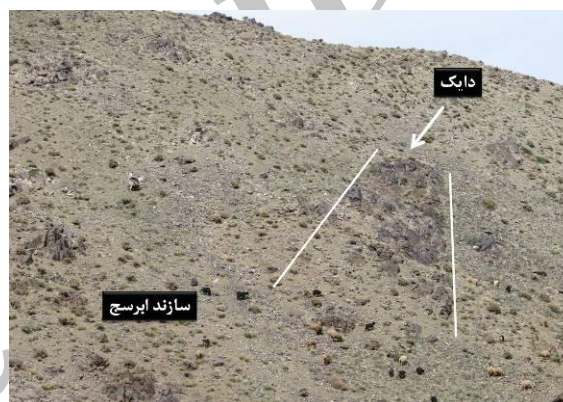
شکل ۳- حضور یک دایک میکروگابرویی در سازند ابرسج در دره کلودر (شمال نکارمن)، دید به سوی شمال شرق.



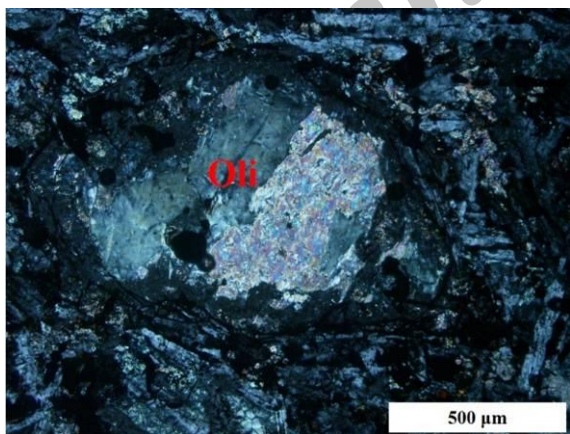
شکل ۲- نمایی از حضور گدازه‌های بازالتی در سازند ابرسج در دره کلودر (شمال نکارمن)، دید به سوی شمال.



شکل ۵- نمایی از دایک رخنمون یافته در سازند قلی، دهلا، دید به سوی جنوب غرب.



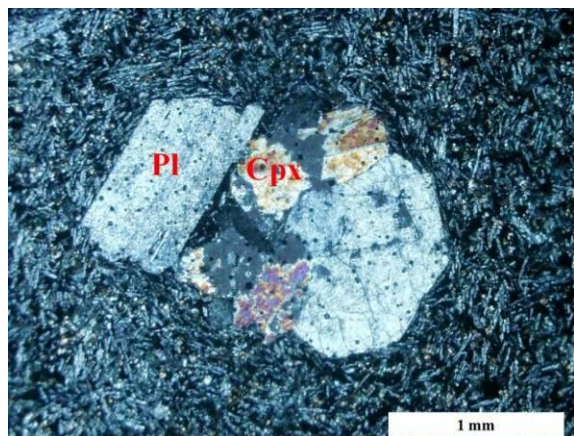
شکل ۴- نمایی از رخنمون یک دایک در سازند ابرسج، قلعه نوخرقان، دید به سوی شمال شرق.



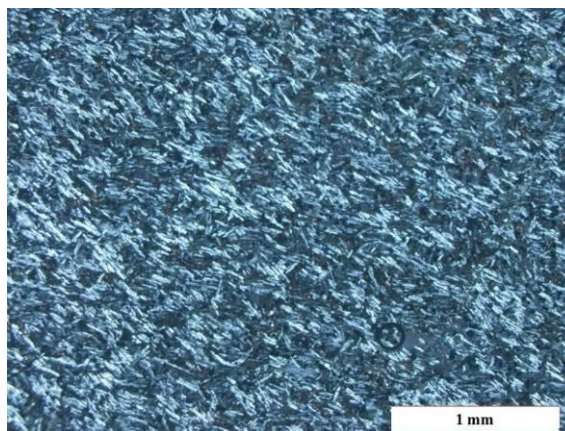
شکل ۷- بلور البوین که کاملاً توسط کلسیت و کلریت جانشین شده است (نور XPL).



شکل ۶- آنکلاوهای رسوبی (ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌های سازند ابرسج) در سنگ‌های بازالتی در دره کلودر (شمال نکارمن).



شکل ۹- تصویری از بافت جریان حاصل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در جهت جریان در سنگ‌های بازالتی (نور XPL).



شکل ۸- تصویری از بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور XPL).

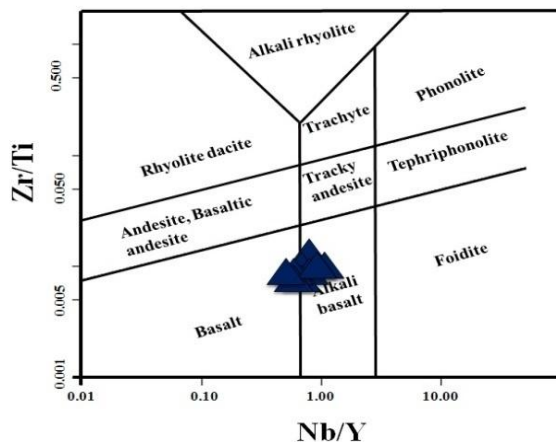


شکل ۱۰- تصویری از تیغه‌های آپاتیت به صورت میانبرهایی در بلور پلاژیوکلاز در سنگ میکروگابرویی (نور XPL).

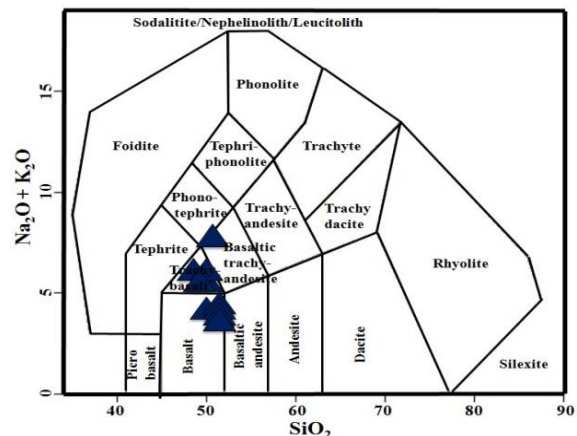
دگرسان شده‌اند، بنابراین برای شناسایی دقیق‌تر ماهیت بازالت‌های مورد مطالعه باید از نمودارهای مبتنی بر عناصر کمیاب با شدت میدان بالا HFSE استفاده کرد. زیرا دگرسانی بر روی توزیع و تمرکز HFSE تأثیری ندارد. در نمودار (Pearce (1996)، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه نیز از نمودارهای Zr در مقابل P_2O_5 (Winchester & Floyd, 1976) و Nb/Y و مقابل $(Zr/TiO_2) * 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977) استفاده شده است. در این نمودارها، سنگ‌های بازالتی مورد بررسی، در محدوده سری ماگمایی قلیایی واقع شده‌اند (شکل‌های ۱۴ و ۱۵).

۵- ژئوشیمی و سنگ‌زایی

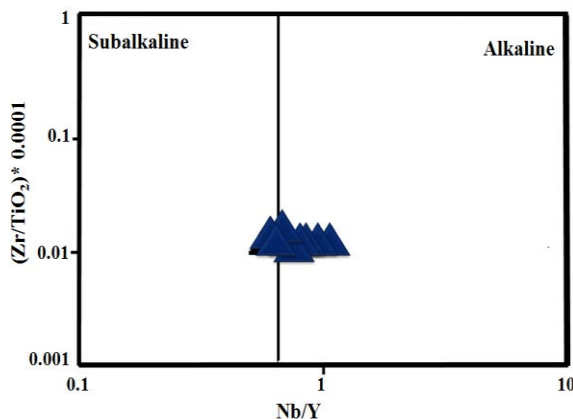
با توجه به یکنواختی ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه و حالت نیمه‌عمیق (دایک گونه) میکروگابروها، از نمودارهای ژئوشیمیایی یکسانی برای نمونه‌های بازالتی و میکروگابرویی استفاده شده است. سنگ‌های مناطق مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی (Middlemost (1994)، که براساس دو پارامتر مجموعه قلیایی‌ها در مقابل سیلیس رسم شده است، در محدوده بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). از آنجا که سنگ‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه تا حدودی



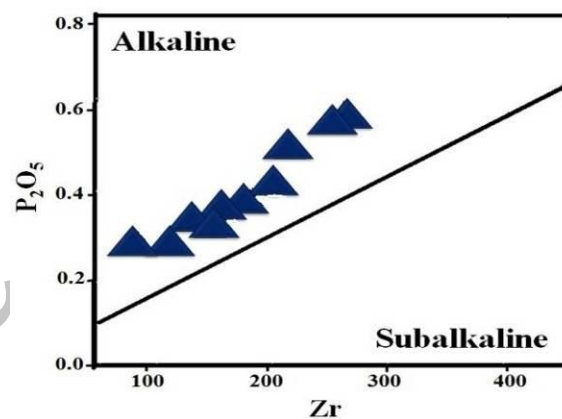
شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996).



شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O (Middlemost, 1994).



شکل ۱۴- نمودار Nb/Y در مقابل (Zr/TiO₂)*0.0001 (Winchester & Floyd, 1976) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۳- نمودار Zr در برابر P₂O₅ (Winchester & Floyd, 1976) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

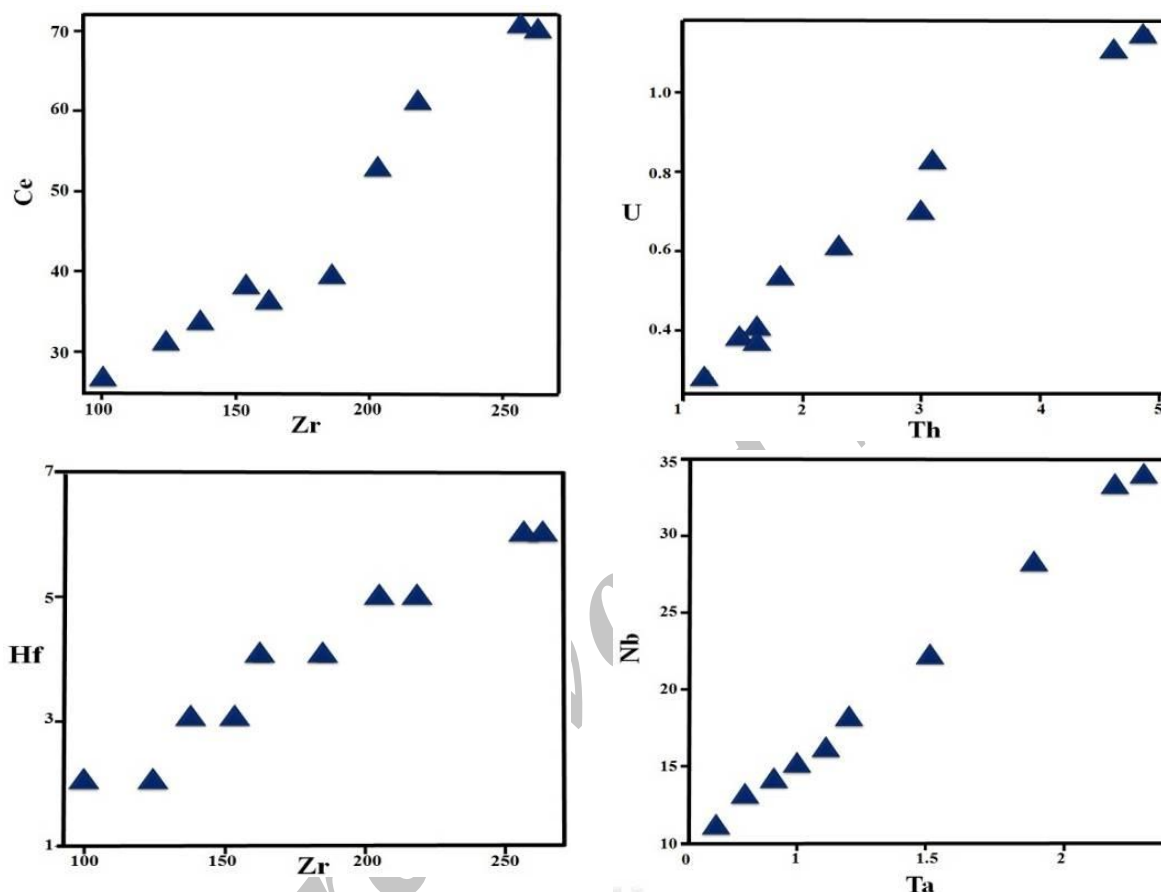
بالای CO₂/H₂O در محیط و جدایش البومین و کلینوپیروکسن نیز می‌تواند سبب تهی‌شدگی عناصر سنگین شود. وجود بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در عناصر K, Sr, Rb, Cs, Ba می‌توان به متحرک بودن این عناصر در طی دگرسانی و مقادیر جزئی آلیش پوسته‌های ماگما نسبت داد (Rollinson, 1993). موازی بودن الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، بیانگر منشأ مشترک و نقش تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های مورد بررسی است. به اعتقاد Shehata and Theodoros (2011) می‌توان از نسبت‌های عناصر HFSE/LREE به‌عنوان نشانگر منشأ بازالت‌ها استفاده کرد. نسبت‌های کمتر از یک، نشان‌دهنده منشأ سنگ‌کره‌ای و نسبت‌های بیشتر از یک، بیانگر منشأ سست‌کره‌ای بازالت‌هاست (مانند نسبت Nb/La که در بازالت‌های مورد بررسی بیش از یک است). بی‌هنجاری مثبت کوچکی در عناصر Ti و Nb مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده نبود آلیش ماگما با پوسته است. عواملی از قبیل درجه ذوب‌بخشی و ضخامت سنگ‌کره، فراوانی

الگوی تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر از روند خطی و صعودی پیروی می‌کند (شکل ۱۶) که بیانگر نقش تبلور تفریقی در تحول ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه است (Rogers et al., 1985).

مقادیر عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) و کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند (شکل‌های ۱۷ و ۱۸). در این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به طور کلی بازالت‌های قلیایی درون ورقه‌ای از عناصر ناسازگار، عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون و عناصر با شدت میدان بالا غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Zeng et al., 2010). تهی‌شدگی از عناصر خاکی سنگین می‌تواند ناشی از منشأ گرفتن ماگما از یک سنگ منبع گارنت‌دار باشد، که در اثر ذوب‌بخشی درجه پایین، عناصر سنگین به صورت سازگار با گارنت وارد مذاب نشده و عامل تهی‌شدگی شوند (Zongfeng et al., 2009). افزون بر این، نسبت

منطقه را می‌توان به منشأ گوشته‌ای عمیق آن‌ها نسبت داد. زیرا فراوانی Ti در گوشته نسبت به پوسته بسیار بالاست به طوری که بی‌هنجاری منفی این عنصر را به آلودگی پوسته‌ای نسبت داده‌اند (Thompson, 1982).

Ti را در مذاب‌های اولیه کنترل می‌کنند (Shehata and Theodoros, 2011). به طور کلی، برخی عناصر کلیدی از قبیل Nb و Ti، LREE به‌طور متغیر بیشترین فراوانی را در ماگماهای مرتبط با پلوم در جایگاه‌های درون ورقه اقیانوسی یا قاره‌ای دارند (Safonova et al., 2011). بی‌هنجاری مثبت Ti در سنگ‌های

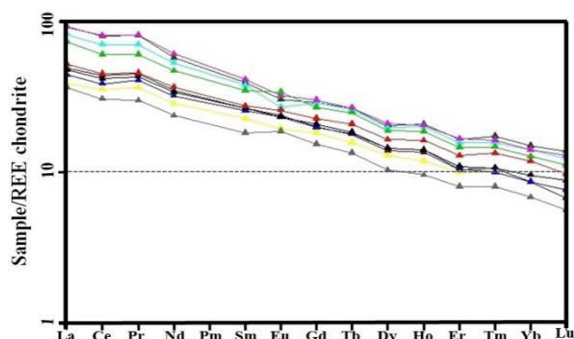


شکل ۱۵- نمودار عناصر ناسازگار- ناسازگار برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه که حاکی از نقش تبلور تفریقی در تحول ماگمایی نمونه‌هاست.

زمین‌ساختی (Kampunzu & Mohr (1991). سنگ‌های بازالتی منطقه در محیط کافت درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۲۱). در نمودارهای نسبت Nb/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 2008) و $(Gd/Yb)_N$ در مقابل (Al_2O_3/TiO_2) (Sun & McDonough, 1989) ترکیب بازالت‌های مورد بررسی در محدوده OIB قرار می‌گیرد (شکل ۲۲ و ۲۳). به طور کلی ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه با تشکیل آن‌ها از یک منبع گوشته‌ای مرتبط با پلوم سازگار است که از عناصر ناسازگار، به‌ویژه LREE غنی شده‌اند. همان‌گونه که در نمودار (Fitton (2007) مشاهده می‌شود (شکل ۲۴)، موقعیت نمونه‌ها بر روی این نمودار، بیانگر یک منشأ پلوم است. از آنجا که ترکیب محل منبع بازالت‌های درون ورقه قاره‌ای با ترکیب محل منبع OIB (گوشته سست‌کره‌ای) یکسان است، بنابراین در این

برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل بازالت‌های قلیایی مورد مطالعه، از عناصر Ti, Nb, Y, Zr, Ta که در طی هوازدگی، دگرسانی، دگرگونی درجه پایین و متاسوماتیک تحرک کمتری دارند، استفاده شده است. نمودار Zr/Y در مقابل Zr (Pearce & Norry, 1979) تمایز مؤثری بین بازالت‌های جزایر کمانی، مورب و بازالت‌های درون ورقه‌ای نشان می‌دهد. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۹). یکی دیگر از نمودارهایی که با استفاده از عناصر فرعی، محیط‌های زمین‌ساختی مختلف را از یکدیگر جدا می‌کند، نمودار $Ti/100 - Zr - Y*3$ است (که توسط Pearce & Cann, (1973) ارائه شده است. در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در محدوده D (سنگ‌های درون ورقه‌ای) قرار می‌گیرند (شکل ۲۰). همچنین در نمودار تمایز محیط

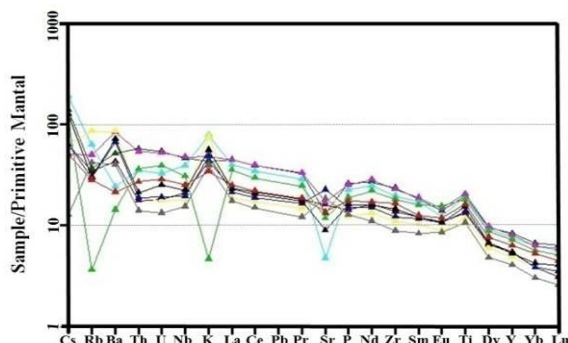
شده است. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب‌بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصد واقع شده‌اند (شکل ۲۵). عمق به‌دست آمده برای محل ذوب سنگ منبع نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از نمودار (Ellam, 1992) ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر به‌دست آمده که بیانگر ذوب یک ستون گوشته‌ای عمیق در حال صعود است (شکل ۲۶).



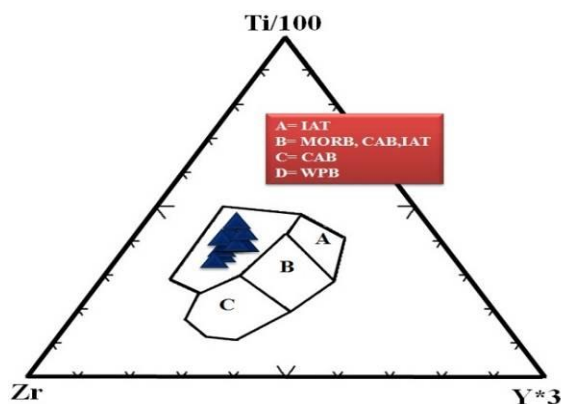
شکل ۱۷- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت Nakamura, 1974) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

نمودارها ترکیب بازالت‌های منطقه در قلمرو OIB قرار گرفته است، اما این بدان معنی نیست که بازالت‌های منطقه از نوع جزایر اقیانوسی باشند. بلکه به معنی شباهت محل منبع آنها با محل منبع OIB است (گوشته سست‌کره‌ای).

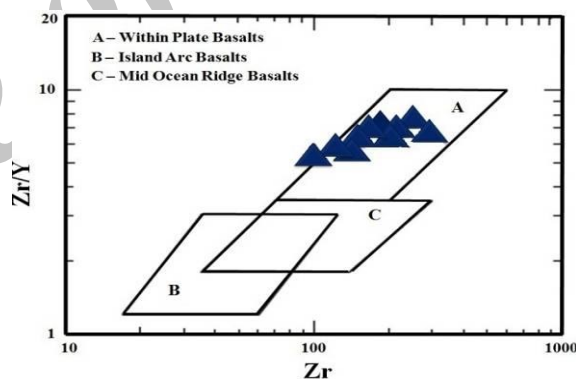
برای تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشأ از نمودار نسبت Dy/Yb در مقابل La/Yb (Thriwall et al., 1994) استفاده



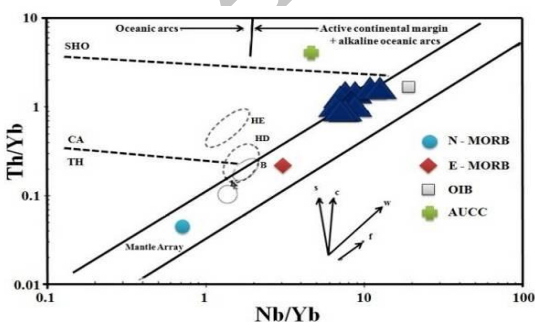
شکل ۱۶- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



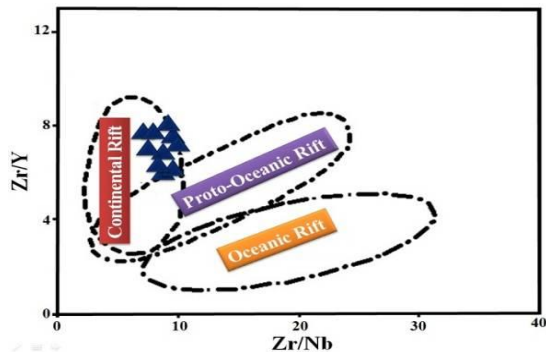
شکل ۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در میدان بازالت‌های درون‌ورقه‌ای در نمودار (Ti/100 - Zr - Y*3) (Pearce & Cann, 1973).



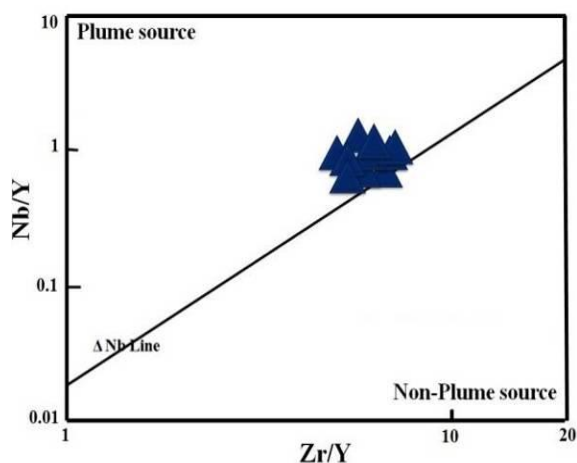
شکل ۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون‌ورقه‌ای در نمودار (Zr/Y برابر Zr) (Pearce & Norry, 1979).



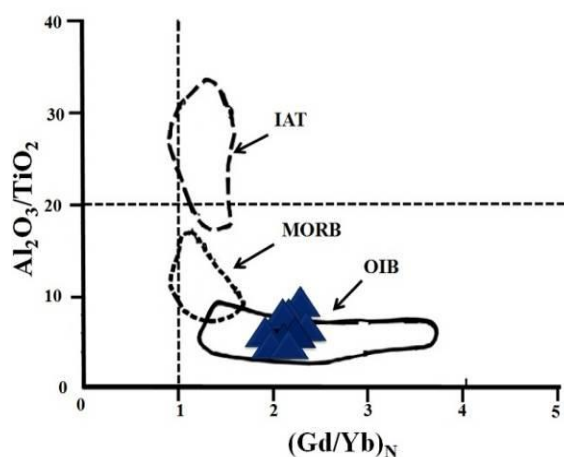
شکل ۲۱- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008). علائم اختصاری در این نمودار عبارتند از: SHO (سنگ‌های بازالتی شوشونیتی)، CA (سنگ‌های بازالتی کلسیمی - قلیایی)، TH (سنگ‌های بازالتی تولیتی)، HE (بازالت‌های غنی‌شده کمانی)، HD (بازالت‌های تپی شده پشت‌کمانی).



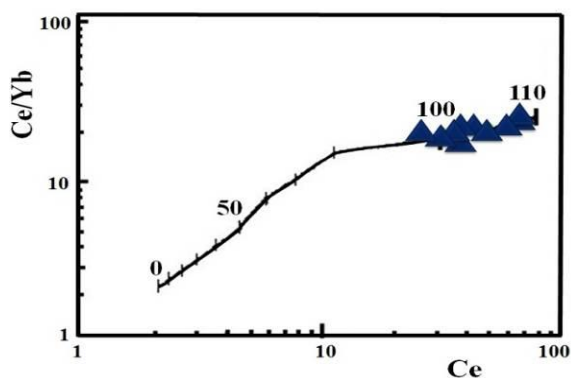
شکل ۲۰- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در میدان کافت قاره‌ای در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی (Kampunzu & Mohr, 1991).



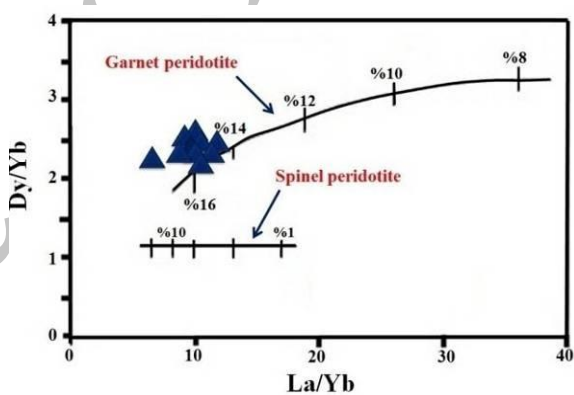
شکل ۲۳- نمودار Zr/Y در برابر Nb/Y (Fitton, 2007) برای نمونه‌های مورد مطالعه منطقه.



شکل ۲۲- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Gd/Yb_N در برابر Al_2O_3/TiO_2 (Sun & McDonough, 1989). علائم اختصاری در این نمودار عبارتند از: OIB (بازالت‌های جزایر اقیانوسی درون ورقه‌ای)، MORB (بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی) و IAT (تولیت‌های جزایر کماتی).



شکل ۲۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992).



شکل ۲۴- نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Thriwall et al., 1994) برای نمونه‌های مورد مطالعه منطقه.

دیرینه‌تیس در اردوویسین پسین نفوذ کرده و یا به سطح زمین راه یافته است.

تقدیر و تشکر

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

مراجع

- سهامی، ط.، ۱۳۹۰، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نکارمن و ابرسج، شمال

۶- نتیجه‌گیری

سنگ‌های مورد بررسی به صورت گدازه، دایک و سیل و با ترکیب بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی و میکروگابرو در نهشته‌های اردوویسین بالایی حضور دارند. بررسی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها برای اولین بار نشان می‌دهند که آن‌ها دارای ماهیت قلیایی بوده و در یک محیط کافت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. با توجه به نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر می‌توان گفت که تبلور تفریقی، فرایند اصلی در تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه بوده است. ماگمای سازنده این سنگ‌ها با ویژگی ماگماهای درون ورقه‌ای در اثر ذوب‌بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک گوشته گارنت پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری ایجاد شده و در محیط کششی کافتی ته‌نشست سازندهای ابرسج و قلی در مراحل آغازین کافت‌زایی

- Ghavidel-Syooki, G., Hassanzadeh, J., Vecoli, M., 2011, "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", *Review of Palaeobotany and Palynology*. 164:P.251-271.
- Kampunzu A. B., Mohr P., 1991, "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. P.85-136.
- Mcphie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993, "Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies", University of Tasmania. P.196.
- Middlemost E.A.K., 1994, "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earth Sci Rev.* 37:P.215-224.
- Nakamura, N., 1974, "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochim. Cosmochim. Acta.* 38:P.757-775.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", *Earth Planetary Science letters.* 19:P.290-300.
- Pearce J.A and Norry M.J., 1979, "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", *Contrib. Mineral. Petrol.* 69:P.33-47.
- Pearce, J.A., 1996, "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*", Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 12:P.79-113.
- Pearce, J.A., 2008, "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust", *Lithos.* 100:P.14-48.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F., 1985, "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico", *Nature.* 315:P.389-392.
- Rollinson, h.R., 1993, "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", John Wiley and Sons. P.325.
- Safonova, I.Yu., Buslov, M.M., Simonov, V.A., Izokh, A.E., Komiya, T., Kurganskaya, E.V., Ohno, T., 2011, "Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia)", *Russian Geology and Geophysics, Elsevier.* P.421-442.
- Shehata, A., and Theodoros, N., 2011, "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian Pannonian Region", *Lithos.* 121: P.176-188.
- Stampfli, G. M., 1978, "Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran NE", Thèse présentée de la Faculté des Sciences de l'Université de Geneve, P.329.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989, "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry
- شاهرود" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۲ صفحه.
- شهبازی م.، ۱۳۶۹، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- صالحیان، ش.، ۱۳۹۰، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۳ صفحه.
- طاهری، ع.، وزیری‌مقدم، ح.، حیدرنیا، ح.، ۱۳۸۳، "چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند قلی در ناحیه دهملا" مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحه ۶۹۳-۷۰۲.
- قاسمی، ح.؛ خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱، "گرانیتوئید نوع A تویه دروار جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالتوتیس در پالتوژئیک زیرین البرز" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۱، بهار ۱۳۹۱، صفحه ۳-۲۴.
- قویدل سیوکی، م.، حسین‌زاده مقدم، م. س.، ۱۳۸۹، "پالینو-استراتیگرافی رسوبات پالتوژئیک پیشین در جنوب ناحیه فاضل‌آباد (خولین دره) جنوب شرق گرگان" پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و ششم، شماره پیاپی ۳۸، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صفحه ۱-۲۴.
- کاظمی حسونند، ز.، قاسمی، ح.، طاهری، ع.، صادقیان، م.، ۱۳۹۰ "شواهد ماگماتیسم کافتی اردوویسین، شمال شاهرود، البرز شرقی"، سی‌امین گردهمایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷ صفحه.
- Alavi, M., 1996, "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran", *Journal of Geodynamics.* 21:P.1-33.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981, "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Science.* 18:P.210-165.
- Boulin, J., 1991, "Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys", *Tectonophysics.* 196:P.211-268.
- Ellam, R.M., 1992, "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry", *Geology.* 20:P.153-156.
- Fitton, J.G., 2007, "The OIB paradox. In: Plates, Plumes and Planetary Processes (Foulger, G.R. and Jurdy, D.M. eds.)", *Geological Society of America Special Publication.* 430:P.387-412.
- Ghavidel-Syooki, M., 2006, "Palinostratigraphy and Palaeogeography of the Cambro-Ordovician strata in southwest of Shahrud (Kuh-e- Kharbash), North Iran", *JU ST* 32:P.13-27.
- Ghavidel-Syooki, M., 2008, "Palinostratigraphy and Palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran", *Comunicacões Geológicas.* 95:P.123-155.
- Ghavidel-Syooki, M., 2009, "Palinostratigraphy and palaeogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, north eastern Iran", *CIMP Faro'09UVALG, Faro, PORTUGAL.* 23-24 September.

- Winchester J.A., Floyd P.A., 1977, "Geochemical discrimination of different magmaseries and their differentiation products using immobile element Geology", *Chemical Geology*. 20: P.249-287.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J., 2009, "The Eo - Cimmerian (Late? Triassic) orogeny. South Caspian to central Iran Basins", *Geological Society Special Publications*. 312: P.31-55.
- Zeng, G., Chen, L., Xu, X., Jiang, Sh., Hofmann, A., 2010, "Carbonated mantle sources for Cenozoic intraplate alkaline basalts in Shandong, North China", *Chemical Geology*. 273: P.35-45.
- Zongfeng, Y., Zhaohua, L., Huafeng, Zh., Yongmei, Zh., Fan, H., Chenguang, S., Jingen, D., 2009, "Petrogenesis and Geological Implications of the Tianheyong Cenozoic Basalts, Inner Mongolia China", *Earth Science Frontiers*. 16 (2): P.090 -106.
- M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins", *Geological Society London, Spec. Publ.* 42: P.313-345.
- Thirwall, F.M., Upton, B.j., Jenkins, C., 1994, "Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland", *Journal of Petrology*. 35: P.839-879.
- Thompson R.N., 1982, "British Tertiary volcanic province", *Scoot. J. Geol.* 18: P.49-107.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., Karimi Bavandpur, A., 2005, "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran", *Acta Geol Pol.* 55: P.31-97.
- Winchester J.A., Floyd P.A., 1976, "Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", *Earth Planet Sci. Lett.* 28: 459-469.

Archive of SID