

پتروولوژی بازالت‌های دونین در منطقه پل خاوند (جنوب شرق انارک، شمال شرق اصفهان)

قدرت ترابی* و فاطمه هاشمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت و به سن احتمالی پالئوزوئیک زیرین (دونین) در کوه عبدالحسین، واقع در منطقه پل خاوند انارک دیده می‌شوند. این واحد سنگی دارای ضخامتی در حدود ۱۲۰ متر است. کانی‌های تشکیل دهنده این بازالت‌ها شامل کلینوپیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز (آلبیت)، فلدسپار آلکالی (سانیدین، آنورتوکلاز)، کلریت (کروندوفیلیت، حاصل از تجزیه الیوین، و کلینوکلر، کلریت‌های پراکنده در زمینه)، آمفیبول (هورنبلند شرم‌ماکیتی)، گارنت (اسپسارتین)، کلسیت، سربیسیت و کانی اپاک (مگنتیت و ایلمنیت) هستند. همچون بسیاری از بازالت‌های پالئوزوئیک سرزمین ایران، در این سنگ‌ها تنوع بافتی و کانی‌شناسی چندانی دیده نمی‌شود، که دلیل بر عدم رخداد تفریق گسترده در ماگمای سازنده این سنگ‌ها است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و الگوهای ارائه شده برای محیط‌های تکتونیکی مختلف، این سنگ‌ها شبیه بازالت‌های تولئیتی درون صفحه‌ای (WPTB) (within plate tholeiitic basalts) و بازالت‌های انتقالی (Transitional basalts) هستند. در دیاگرام بهنجارسازی بازالت‌های دونین پل خاوند نسبت به کندریت همه نمونه‌ها از نظر عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بسیار غنی‌تر هستند.

واژه‌های کلیدی: انارک، بازالت، پادها، پالئوزوئیک، پل خاوند، دونین

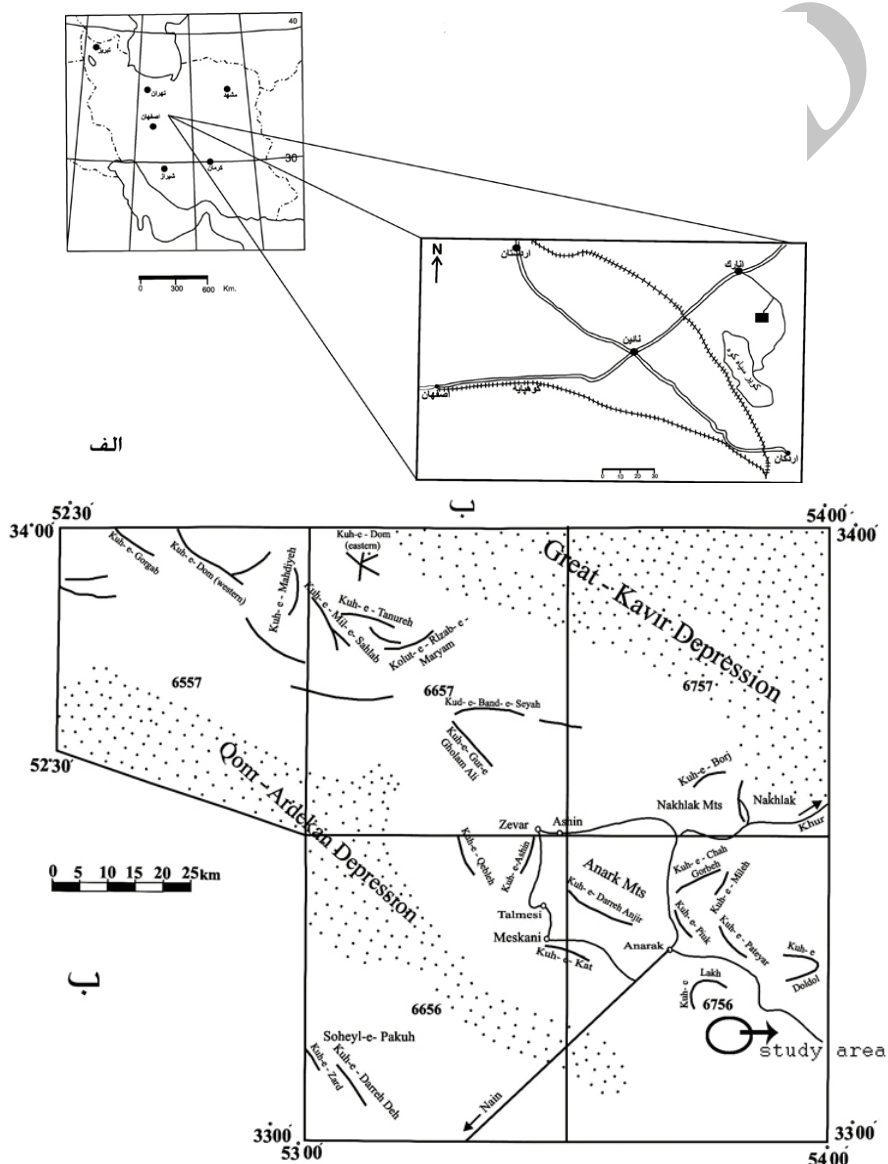
مقدمه

به علت ترکیب شیمیایی محدود آنها است که غالباً آنها را به عنوان ماگمای اولیه حاصل از ذوب گوشته یا ماگمای اولیه کمی تغییر یافته در نظر می‌گیرند، که تحت فرآیندهای گوشته فوقانی به وجود آمده‌اند. منطقه انارک در محدوده تقریبی طول‌های جغرافیایی $۱۲^{\circ} ۵۴' - ۳۰'$ شمالی و عرض‌های $۳۰' ۳۳'' - ۰۰'$ شرقی واقع شده است.

مطالعه بازالت‌ها راهی است برای پی بردن به شرایط فیزیکی و شیمیایی حاکم بر گوشته، که به دلیل قرار داشتن در عمق، در معرض دید مستقیم قرار ندارد. با استفاده از مطالعه بازالت‌ها، می‌توان به طبیعت ذوب بخشی، چگونگی صعود، ماهیت ولکانیسم و محیط ژئوتکتونیک احتمالی پی برد. اهمیت مطالعه بازالت‌ها،

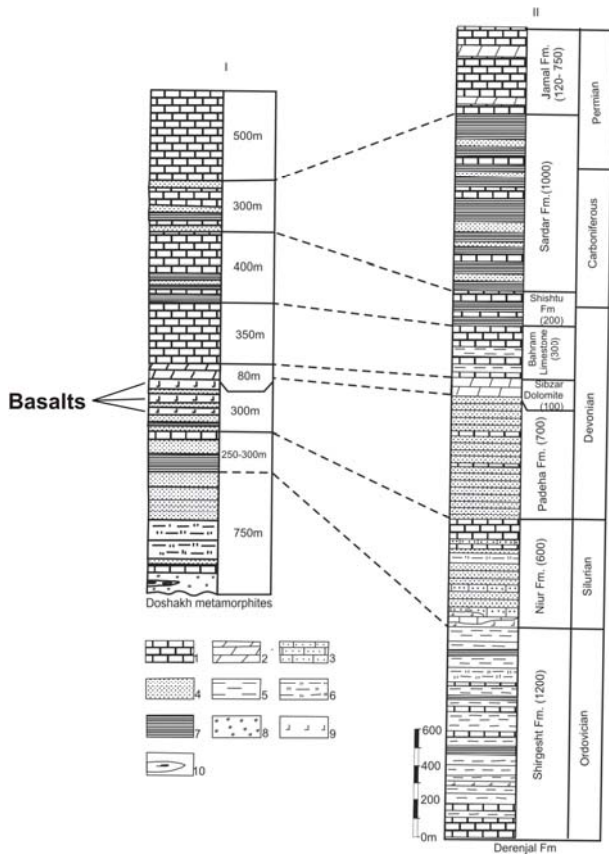
ایران مرکزی واقع شده است. پل خاوند در ۱۵ کیلومتری جنوب شرقی انارک (شمال شرق استان اصفهان) قرار دارد و به طور تقریبی دارای مختصات $33^{\circ}11'$ عرض شمالی و $53^{\circ}53'$ طول شرقی است. موقعیت این منطقه در ایران در شکل ۱-الف، نقشه راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۱-ب و پ آورده شده است.

این منطقه در مقیاس ناحیه‌ای با یک امتداد شمال غربی - جنوب شرقی در میان گودال کویر بزرگ در شمال شرقی و فروافتادگی قم - اردکان در جنوب غربی محدود شده، از شمال غربی به کوه‌های اردستان و از جنوب شرقی به منطقه کویر سیاه کوه و ارتفاعات حواشی آن می‌پیوندد. منطقه مورد مطالعه (پل خاوند) در زون ساختاری

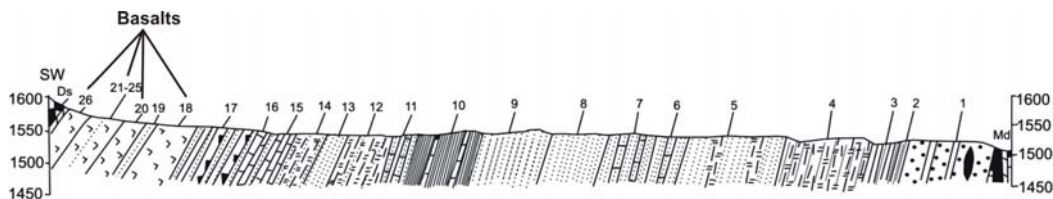


شکل ۱-الف) موقعیت منطقه انارک در ایران و راه‌های ارتباطی این منطقه (برگرفته از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۳)، (ب) عوارض اصلی توپوگرافی منطقه انارک (Sharkovski *et al.*, 1984)، (پ) نقشه زمین‌شناسی کوه عبدالحسین (جنوب شرق انارک، شمال شرق اصفهان) (برگرفته از Sharkovski و همکاران، ۱۹۸۴).

در شکل ۴ تصاویر صحرایی منطقه مورد مطالعه (کوه عبدالحسین) و مرز واحد بازالتی با سنگ‌های رسوبی نشان داده شده است.



شکل ۲-۱ (جنوب شرق انارک II) سازند شیرگشت، مقایسه ستون چینه‌شناسی دو منطقه پل خاوند و طیس و موقعیت بازالت‌های دونین (Sharkovski et al., 1984) (۱- سنگ آهک ۲- دولومیت ۳- سنگ آهک ماسه ای ۴- ماسه سنگ ۵- سیلتستون ۶- ماسه سنگ و سیلتستون ۷- شیل و مادستون ۸- کنگلومرا ۹- دیاباز ۱۰- ایگنمبریت).



شکل ۳- مقطع عرضی از سنگ‌های پالئوزوئیک در منطقه پل خاوند (Sharkovski et al., 1984) (سازندها: شیرگشت (۱-۹)، نیور (۱۰-۱۵)، پادها (۱۶-۲۶)، دولومیت سبزار (Ds)).

در شکل ۲ ستون چینه‌شناسی پالئوزوئیک منطقه پل خاوند در مقایسه با ستون چینه‌شناسی منطقه طیس رسم شده است. سن واحد بازالتی مورد مطالعه با توجه به واحدهای مجاور پالئوزوئیک زیرین (دونین) است.

ضخامت واحد بازالتی مورد بررسی به‌طور متوسط ۱۲۰ متر بوده که بخشی از سازند پادها است و در مجاورت ماسه سنگ‌های کوارتزی در پایین و سازند سببزار در بالا قرار گرفته است که در مقطع زمین‌شناسی منطقه می‌توان آن را مشاهده نمود (شکل ۳).

در این منطقه (کوه عبدالحسین) تناوب بازالت و ماسه سنگ چندین بار تکرار شده است. در کوه عبدالحسین توالی نسبتاً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک از اردویسین تا پرمین مشاهده می‌شود. سازندهای موجود در این قسمت از نظر چینه‌شناسی، قابل مقایسه با ناحیه طیس هستند (ترابی، ۱۳۸۳؛ گرگیچ، ۱۳۷۳؛ Sharkovski et al., 1984).

این سازندها شامل سازند شیرگشت (اردوویسین)، سازند نیور (سیلورین)، سازند پادها (دونین زیرین)، دولومیت سببزار (دونین میانی)، آهک بهرام (دونین بالایی)، شیشتو (دونین بالایی) - کربونیفر زیرین، سردر (کربونیفر) و جمال (پرمین) هستند.



شکل ۴: تصویرهای صحرایی منطقه پل خاوند (کوه عبدالحسین) و بازالت‌های مورد بررسی

خروجی با ترکیب الیوین بازالت در قسمت‌های تحتانی سازند نیور به سن سیلورین قرار دارند. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از ارتباط ژنتیکی سنگ‌های نفوذی و خروجی با یکدیگر، نشأت گرفتن آنها از یک ماگمای مشترک و نقش مؤثر تفریق ماگمایی به روش جدایش مکانیکی الیوین در روند شکل‌گیری و تحول این سنگ‌هاست (درخشی، ۱۳۸۵).

همچنین این جنبش‌ها باعث ایجاد سنگ‌های ولکانیک در منطقه پل خاوند انارک شده است. این مطالعات بر روی ولکانیک‌های منطقه پل خاوند (جنوب شرق انارک، شمال شرق اصفهان)، به سن پالئوزوئیک زیرین (دونین) متمرکز شده است. بر روی دگرگونی و بیواستراتیگرافی این منطقه نیز مطالعاتی صورت گرفته

در ایران ماگماتیسم در دوران پالئوزوئیک، برخلاف دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک گسترش چندانی نداشته است و اطلاعات چندانی پیرامون ماگماتیسم پالئوزوئیک در محدوده ایران مرکزی به دلیل گسترش کم آن وجود ندارد. جنبش‌های تکتونیکی در پالئوزوئیک موجب بیرون ریختن ماگمای بازیک در برخی نواحی مانند سه در کاشان (آیتی و همکاران، ۱۳۸۲؛ آیتی، ۱۳۸۳) و شیرگشت در شرق ایران شده است (درخشی، ۱۳۸۵ الف و ب). سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک در ناحیه شیرگشت در شرق ایران، به دو صورت نفوذی و خروجی و با ترکیب عمدتاً بازیک دیده می‌شوند. سنگ‌های نفوذی با ترکیب الیوین گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه و سنگ‌های

تهیه مقاطع نازک صیقلی، نمونه‌های مناسب با استفاده از دستگاه آنالیز نقطه‌ای الکترون میکروپروب JEOL مدل (WDS) JXA-8800 دانشگاه کانازاواوی ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده 20 kV و جریان 12 nA بررسی شدند که نتایج آن در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ به همراه فرمول ساختمانی آنها آورده شده است.

در محاسبه مقدار Fe^{3+} برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها نیز از Droop (۱۹۸۷) استفاده شده است. دو نمونه سنگ کل توسط روش XRF، یک نمونه با استفاده از روش NAA و پنج نمونه نیز توسط روش ICP-MS آنالیز شدند، که نتایج آن در جدول‌های شماره ۴ و ۵ آورده شده‌اند.

است؛ به طوری که دگرگونی در این منطقه باعث ایجاد شیبست و گنیس شده است. گنیس‌های پل خاوند در حرارت‌های متوسط تا بالای دگرگونی ناحیه‌ای (رخساره آمفیبولیت) تشکیل شده‌اند (ناظمی‌هرندی، ۱۳۸۴). با استفاده از مطالعات بیواستراتیگرافی و با توجه به واحدهای مجاور، سن پالئوزوئیک زیرین برای این واحد سنگی به اثبات رسیده است (گرگیچ، ۱۳۷۳).

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرائی، به منظور مطالعه پتروگرافی و دسترسی به ترکیب شیمیایی کانی‌ها، از بازالت‌های منطقه نمونه برداری صورت گرفت و پس از

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های دونین پل خاوند و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها

Sample	۵۹	۵۷	۵۶	۵۵	۶۷	۶۶	۶۳	۸۱	۷۹	۷۷	۷۰	۶۹	۶۸	۵۴	۵۲	۵۱	۸۶	۷۶	۷۳
SiO ₂	۵۳/۲۷	۵۰/۶۵	۵۱/۴۶	۵۲/۹۳	۵۱/۱۶	۵۱/۲۱	۵۱/۳۴	۵۱/۰۹	۵۲/۹۶	۵۲/۹۵	۵۱/۶۷	۵۱/۱۷	۴۹/۳۵	۵۰/۰۳	۵۰/۴۵	۵۰/۸۵	۵۱/۲۶	۵۰/۲۶	۴۹/۱۰
TiO ₂	۰/۷۵	۰/۸۹	۱/۱۵	۰/۶۱	۰/۹۳	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۸۲	۰/۵۱	۰/۵۹	۱/۱۲	۱/۰۱	۱/۴۹	۱/۲۳	۱/۰۳	۱/۰۸	۰/۹۴	۱/۹۲	۲/۵۱
Al ₂ O ₃	۱/۲۶	۳/۴۷	۳/۲۷	۱/۴۵	۳/۰۰	۲/۸۸	۲/۸۴	۲/۸۸	۱/۵۰	۱/۵۰	۱/۶۷	۳/۳۸	۴/۳۷	۳/۶۵	۳/۷۸	۳/۶۲	۲/۸۹	۳/۴۸	۴/۳۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۷۹	۰/۷۱	۰/۳۱	۱/۰۰	۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۵۶	۰/۴۸	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۲۱
FeO	۹/۸۲	۷/۵۸	۷/۷۹	۸/۹۴	۸/۳۱	۷/۸۶	۷/۹۱	۸/۰۰	۷/۷۳	۷/۸۴	۱۰/۶۱	۹/۱۶	۹/۲۴	۹/۴۴	۹/۲۰	۹/۴۴	۸/۱۷	۸/۲۹	۸/۷۳
MnO	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۲۷	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۸
MgO	۱۶/۰۳	۱۶/۲۲	۱۵/۵۱	۱۶/۷۰	۱۶/۷۲	۱۵/۹۸	۱۵/۷۳	۱۶/۴۷	۱۷/۳۳	۱۶/۷۹	۱۳/۶۲	۱۳/۸۱	۱۳/۳۲	۱۳/۲۹	۱۳/۶۵	۱۳/۷۰	۱۵/۳۴	۱۴/۴۵	۱۳/۸۵
CaO	۱۸/۷۵	۱۸/۲۲	۲۰/۰۸	۱۸/۴۴	۱۷/۹۲	۱۸/۸۱	۱۹/۲۱	۱۷/۸۰	۱۸/۱۲	۱۸/۱۱	۲۰/۲۹	۲۰/۷۷	۲۰/۵۰	۲۰/۴۹	۲۰/۳۷	۲۰/۳۵	۲۰/۰۳	۲۰/۷۳	۲۰/۱۴
Na ₂ O	۰/۳۲	۰/۴۸	۰/۳۴	۰/۴۲	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۲۱	۰/۵۲	۰/۳۷	۰/۴۳	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۳۷	۰/۴۱
K ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
NiO	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
Total%	۱۰۰/۵۴	۹۸/۵۰	۱۰۰/۵۰	۱۰۰/۱۱	۹۹/۵۸	۹۸/۸۴	۹۹/۲۲	۹۸/۳۶	۹۹/۲۲	۹۸/۷۱	۹۹/۷۵	۱۰۰/۰۲	۹۹/۳۸	۹۸/۹۱	۹۹/۲۹	۹۹/۸۵	۹۹/۳۵	۹۹/۸۵	۹۹/۵
Oxygen#	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
Si	۱/۹۷	۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۹۵	۱/۸۹	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۶	۱/۹۸	۱/۹۴	۱/۹۱	۱/۸۵	۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۹۰	۱/۹۱	۱/۸۷	۱/۸۴
Ti	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۷
Al	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۹
Cr	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe ²⁺	۰/۳۰	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۶
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۸۵	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۹۲	۰/۹۶	۰/۹۴	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۸۵	۰/۸۰	۰/۷۷
Ca	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۷۱	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۸۱
Na	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳
Total	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
WO	۳۸/۳۲	۳۸/۸۹	۴۱/۹۵	۳۷/۷۴	۳۷/۴۷	۳۹/۷۵	۴۰/۵۱	۳۷/۸۱	۳۷/۴۲	۳۷/۹۲	۴۲/۵۲	۴۳/۹۳	۴۴/۱۷	۴۴/۰۴	۴۳/۶۰	۴۳/۳۵	۴۱/۸۴	۴۳/۷۱	۴۳/۴۳
EN	۴۵/۵۶	۴۸/۱۹	۴۵/۰۲	۴۷/۵۵	۴۶/۶۴	۴۶/۹۸	۴۶/۱۵	۴۸/۶۶	۴۹/۷۹	۴۸/۹۳	۳۹/۷۱	۴۰/۶۳	۳۹/۹۳	۳۹/۷۵	۴۰/۶۸	۴۰/۶۲	۴۴/۵۷	۴۳/۴۹	۴۱/۵۷
FS	۱۶/۱۳	۱۲/۹۲	۱۲/۹۶	۱۴/۷۱	۱۳/۸۹	۱۳/۲۷	۱۳/۲۴	۱۳/۵۳	۱۲/۷۸	۱۳/۱۵	۱۷/۷۷	۱۵/۴۴	۱۵/۹۰	۱۶/۲۱	۱۵/۷۲	۱۶/۰۳	۱۳/۵۹	۱۳/۹۱	۱۵/۰۰

جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای کلریت‌های موجود در بازالت‌های دونین پل خاوند و فرمول ساختاری محاسبه شده آن‌ها

Sample	۸۰	۶۱	۶۲	۶۳	۷۴
SiO ₂	۳۲/۵۳	۳۲/۴۱	۴۷/۱۴	۲۸/۶۱	۲۸/۳۱
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۱۶/۱۹	۱۴/۵۴	۱۲/۰۳	۲۰/۲۶	۱۸/۹۱
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۰۲	۰/۰۰
FeO*	۱۱/۱۵	۸/۶۹	۷/۱۸	۱۲/۱۷	۱۱/۲۴
MnO	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۱	۱/۴۶	۲/۴۹
MgO	۲۵/۱۵	۲۸/۰۸	۲۳/۹۱	۲۳/۹۹	۲۳/۰۷
CaO	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۰۰	۰/۰۳
Na ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳
K ₂ O	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۱
Total%	۸۵/۶۳	۸۵/۵۰	۹۱/۰۴	۸۶/۵۳	۸۴/۰۸
Oxygen#	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸
Si	۶/۴۶	۶/۵۷	۸/۳۶	۵/۷۱	۵/۸۳
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۳/۷۸	۳/۳۷	۲/۵۱	۴/۷۶	۴/۵۸
Cr	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۱/۸۵	۱/۴۳	۱/۰۶	۲/۰۳	۱/۹۴
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۲۵	۰/۴۳
Mg	۷/۴۴	۸/۲۳	۶/۳۲	۷/۱۴	۷/۰۸
Ca	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۱
Na	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱
K	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۱۹/۶۷	۱۹/۷۴	۱۸/۳۹	۱۹/۹۰	۱۹/۸۸
Name	Cor	Cor	Cli	Cor	Cor

(Cor= Corundophilite; Cli= Clinocllore)

جدول ۲: نتایج آنالیز نقطه‌ای فلدسپارهای موجود در بازالت‌های دونین پل خاوند و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها

Sample	۷۸	۶۵	۶۵	۷۲	۶۴	۵۸	۶۰	۵۳
SiO ₂	۶۸/۳۴	۶۳/۳۲	۶۷/۲۱	۵۸/۸۳	۶۰/۲۰	۶۲/۱۶	۶۳/۴۲	۶۷/۲۹
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۱۹/۵۷	۲۲/۰۱	۲۰/۴۵	۲۶/۴۱	۲۶/۰۵	۲۲/۴۴	۲۲/۹۴	۱۹/۸۷
FeO*	۰/۰۱	۰/۴۱	۰/۱۰	۱/۶۰	۱/۱۳	۰/۵۵	۰/۴۴	۰/۲۰
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۰۰	۰/۴۱	۰/۰۳	۲/۳۰	۰/۹۱	۱/۳۳	۰/۳۵	۰/۰۹
CaO	۰/۰۶	۱/۲۸	۰/۴۷	۰/۰۸	۱/۵۷	۰/۶۳	۱/۵۶	۰/۳۰
Na ₂ O	۱۲/۲۳	۸/۵۵	۱۱/۱۷	۲/۳۲	۳/۶۱	۸/۰۳	۸/۹۷	۱۰/۶۴
K ₂ O	۰/۰۱	۲/۵۷	۰/۵۰	۸/۵۷	۷/۰۱	۳/۱۳	۲/۱۱	۰/۴۵
Total%	۱۰۰/۲۳	۹۸/۵۵	۹۹/۹۳	۱۰۰/۲۶	۱۰۰/۵۴	۹۸/۳۱	۹۹/۸۳	۹۸/۸۲
Oxygen#	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Si	۲/۹۵	۲/۹۸	۲/۹۸	۲/۶۴	۲/۵۸	۲/۸۲	۲/۸۱	۲/۸۵
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۱/۱۰	۱/۰۰	۱/۰۴	۱/۴۴	۱/۴۹	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۱۷
Fe ²⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۱۶	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۳
Ca	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۶
Na	۰/۹۵	۱/۰۴	۰/۹۱	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۷۷	۰/۷۰	۰/۷۵
K	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۴۲	۰/۵۲	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۵
Total	۵/۰۱	۵/۰۳	۴/۹۷	۵/۰۱	۵/۰۴	۵/۰۲	۵/۰۳	۵/۰۱
Ab	۹۵/۰۰	۹۵/۸۰	۹۹/۶۰	۳۹/۷۰	۲۹/۰۰	۸۰/۰۰	۷۶/۹۰	۷۸/۱۰
An	۲/۲۰	۱/۵۰	۰/۳۰	۹/۵۰	۰/۵۰	۷/۷۰	۳/۴۰	۶/۵۰
Or	۲/۸۰	۲/۷۰	۰/۱۰	۵۰/۷۰	۷۰/۵۰	۱۲/۴۰	۱۹/۷۰	۱۵/۴۰
Name	Ab	Ab	Ab	San	San	Ano	Ano	Ano

(Ab= albite; San=sanidine; Ano=anorthoclase)

جدول ۴- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی بازالت‌های دونین (پل خاوند) جنوب شرق اتارک

Sample	H۵۳	H۵۹	H۶۶	H۵۸	H۵۶	۴۵۷	B-۱۷۳۷۸/۱	B-۱۷۳۷۸/۹
SiO ₂	۴۳/۹۵	۴۵/۶۹	۴۱/۱۵	۴۶/۶۷	۴۵/۶۸	۴۷/۸۳	۴۶/۰۰	۵۲/۹۸
Al ₂ O ₃	۱۴/۴۳	۱۳/۳۹	۱۴/۳۸	۱۴/۳۲	۱۴/۳۴	۱۴/۲۱	۱۴/۰۳	۱۵/۵۶
Fe ₂ O ₃ *	۱۰/۷۵	۱۲/۴۱	۱۲/۹۴	۱۱/۸۰	۱۱/۱۱	۱۱/۵۰	۱۰/۰۳	۱۰/۰۸
MgO	۲/۳۶	۶/۸۸	۴/۶۷	۶/۷۰	۶/۹۴	۸/۴۰	۳/۹۸	۲/۹۲
CaO	۹/۳۳	۸/۰۰	۶/۸۸	۷/۲۵	۸/۶۹	۶/۸۰	۹/۲۶	۳/۷۶
Na ₂ O	۵/۶۱	۳/۹۱	۴/۶۵	۴/۸۰	۴/۴۶	۴/۹۶	۳/۶۰	۳/۳۰
K ₂ O	۲/۰۴	۱/۲۱	۱/۹۷	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۶۵	۲/۲۰	۳/۵۴
TiO ₂	۱/۴۰	۱/۲۷	۱/۰۹	۱/۳۵	۱/۴۱	۱/۷۲	۱/۹۰	۲/۹۰
P ₂ O ₅	۰/۲۹	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۰۰	۰/۲۴	۰/۴۳
MnO	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
LOI	۹/۶۰	۶/۸۰	۱۱/۹۰	۶/۳۰	۶/۴۰	۳/۸۳	۶/۰۸	۳/۰۱
SUM	۹۹/۹۰	۹۹/۸۹	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹۹	۹۹/۹۸	۱۰۰/۰۰	۹۹/۶۴	۹۹/۷۱

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

دیباز و ماسه سنگ (لایه‌های ۱۸ تا ۲۶) در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه به عنوان یک واحد مستقل به ضخامت ۱۷۸ متر نشان داده شده است (Sharkovski *et al.*, 1984). بازالت‌های منطقه مورد مطالعه در نمونه ماکروسکوپی دارای ساخت متراکم، دانه ریز و آفانتیک با رنگ سیاه مایل به سبز تا کاملاً سیاه هستند. تصاویر میکروسکوپی این سنگ‌ها در شکل ۵ آورده شده است. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها عبارتند از: بافت پورفیری (بلورهای درشت کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در متن دانه ریزتری از بلورهای پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن)، بافت ساب افیتیک، بافت اینترسرتال، بافت افیتیک، بافت میکرولیتیک، در بعضی از درشت بلورهای پیروکسن بافت پوئی کیلوبلاستیک و در آخر بافت بادامکی. این سنگ‌ها شامل دانه‌های خودشکلی از الیوین و پورفیرهای پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۵-۰/۳ میلی‌متر هستند. آلتراسیون شدید در تعداد معدودی از نمونه‌ها، باعث می‌شود که الیوین به وسیله اکسیدهای آهن (مگنتیت) و کلریت (کروندوفیلیت) جایگزین شود (شکل ۶). در برخی از نمونه‌ها نیز، پلاژیوکلاز توسط سوسوریت (اپیدوت، کلریت، آلبیت و کربنات) جایگزین شده است. در یک نمونه دگرسان شده نیز گارنت، آمفیبول و اپیدوت تشخیص داده شد. بر اساس مطالعات شیمی کانی‌ها، کانی‌های موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز (آلبیت)، کلینوپیروکسن (اوزیت)، کلریت (کروندوفیلیت) (کلریت‌های حاصل از تجزیه الیوین) (شکل ۶) و کلینوکلر (کلریت‌های پراکنده در متن سنگ)، مگنتیت، آلکالی‌فلدسپار (سانیدین -

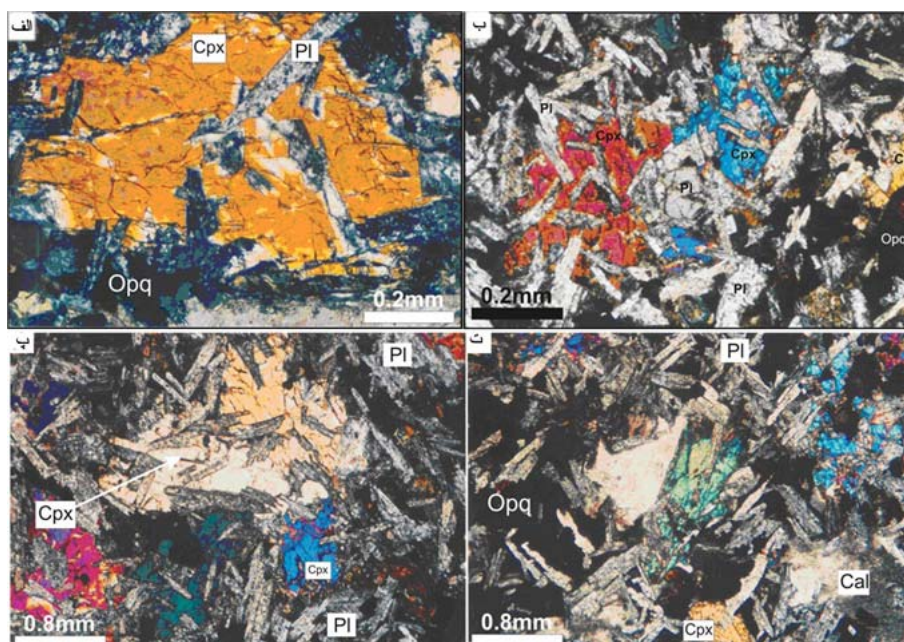
جدول ۵- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی بازالت‌های دونین (پل خاوند) جنوب شرق انارک

Element(ppm)	H۵۲	H۵۹	H۶۶	H۵۸	H۵۶	۴۵۷
Mo	۱/۰۰	۰/۹۰	۱/۱۰	۰/۵۰	۰/۶۰	۶/۹۲
Cu	۲۲/۶۰	۵/۹۰	۱۲/۵۰	۲۵/۹۰	۲۲/۰۰	n.d.
Pb	۱۴/۹۰	۵/۸۰	۵/۰۰	۵/۳۰	۵/۷۰	n.d.
Zn	۵۳/۰۰	۵۸/۰۰	۵۰/۰۰	۵۹/۰۰	۸۳/۰۰	۱۰۵/۰۰
Ni	۱۰۱/۰۰	۱۴۴/۶۰	۱۰۲/۳۰	۸۵/۶۰	۱۰۶/۵۰	n.d.
As	۱/۶۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۷۰
Cd	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰
Sb	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰
Bi	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	n.d.
Ag	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۲/۰۰
Au	۳/۱۰	۳/۹۰	۴/۳۰	۳/۱۰	۳/۵۰	۳/۰۰
Hg	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۱/۰۰
Tl	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	n.d.
Se	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	n.d.
Ba	۲۴۶/۲۰	۱۷۰/۵۰	۱۸۴/۵۰	۱۰۱/۵۰	۱۰۹/۸۰	۱۵۰/۰۰
Be	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	n.d.
Co	۲۲/۸۰	۴۱/۸۰	۳۳/۸۰	۴۳/۲۰	۴۹/۸۰	۴۶/۰۰
Cs	۰/۹۰	۰/۴۰	۲/۴۰	۰/۶۰	۰/۸۰	۰/۵۰
Ga	۱۵/۹۰	۱۶/۰۰	۱۵/۱۰	۱۸/۹۰	۱۸/۵۰	۱۴/۰۰
Hf	۴/۰۰	۲/۰۰	۲/۶۰	۲/۰۰	۲/۱۰	۱۰/۳۸
Nb	۱۶/۲۰	۱۳/۹۰	۱۱/۳۰	۱۰/۳۰	۱۰/۶۰	n.d.
Rb	۲۱/۵۰	۲۷/۸۰	۲۸/۱۰	۱۲/۳۰	۱۳/۲۰	۲۵/۰۰
Sn	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	n.d.
Sr	۱۹۳/۱۰	۳۷۴/۶۰	۲۲۶/۱۰	۴۱۱/۱۰	۳۱۳/۱۰	۲۲۱/۰۰
Ta	۱/۰۰	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۳۰
Th	۲/۷۰	۱/۷۰	۱/۱۰	۱/۵۰	۱/۱۰	۱/۰۷
U	۰/۶۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۵۰
V	۱۶۶/۰۰	۱۸۱/۰۰	۱۶۳/۰۰	۱۸۷/۰۰	۱۸۷/۰۰	۱۹۵/۰۰
W	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۱/۰۰
Zr	۱۴۶/۵۰	۷۶/۴۰	۱۰۰/۸۰	۷۶/۹۰	۷۸/۶۰	۲۰۰/۰۰
Y	۱۶/۸۰	۱۷/۱۰	۱۹/۵۰	۱۶/۸۰	۱۶/۹۰	n.d.
La	۲۱/۴۰	۱۲/۵۰	۱۴/۲۰	۱۱/۰۰	۱۱/۴۰	۱۱/۳۰
Ce	۴۴/۶۰	۲۵/۴۰	۳۱/۰۰	۲۴/۱۰	۲۳/۷۰	۲۰/۳۲
Pr	۵/۳۵	۳/۱۱	۳/۹۴	۳/۰۵	۲/۹۸	n.d.
Nd	۲۰/۳۰	۱۲/۳۰	۱۵/۶۰	۱۲/۵۰	۱۲/۲۰	n.d.
Sm	۴/۲۴	۳/۰۰	۳/۵۰	۳/۰۲	۳/۰۷	۳/۰۶
Eu	۱/۲۴	۰/۹۸	۱/۰۹	۱/۱۱	۱/۰۵	۰/۹۹
Gd	۳/۵۵	۳/۲۱	۳/۷۱	۳/۳۵	۳/۲۲	۳/۸۱
Tb	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۶۷	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۵۸
Dy	۳/۲۷	۳/۰۱	۳/۶۶	۳/۱۵	۳/۰۷	۳/۵۲
Ho	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۶۵	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۵۰
Er	۱/۶۷	۱/۶۴	۱/۹۰	۱/۶۱	۱/۵۶	n.d.
Tm	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۱
Yb	۱/۴۱	۱/۳۹	۱/۵۹	۱/۴۰	۱/۲۷	۱/۲۴
Lu	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۸

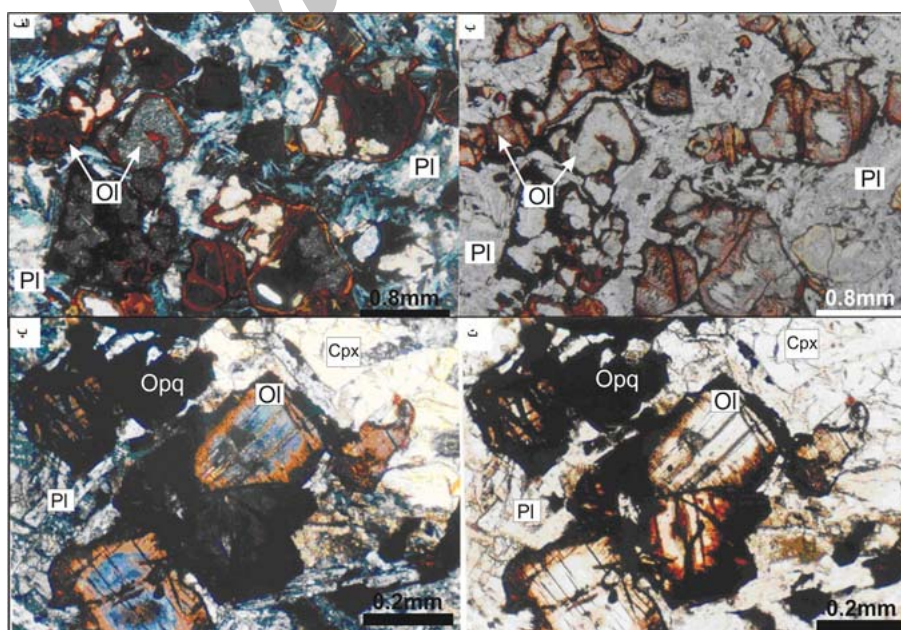
کانی‌های کدر تشکیل می‌دهند. ولکانیک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه از نظر کانی‌شناسی، رنگ و بافت یکنواخت هستند. نمودارهای نام‌گذاری شیمیایی کانی‌های مورد مطالعه در شکل ۷ آورده شده و در ادامه بررسی می‌شوند.

آنورتوکلاز، گارنت (اسپسارتین)، آمفیبول (هورنبلند شرم‌کیتی)، آپاتیت، ایلمنیت، اپیدوت و گاهی زیرکن هستند.

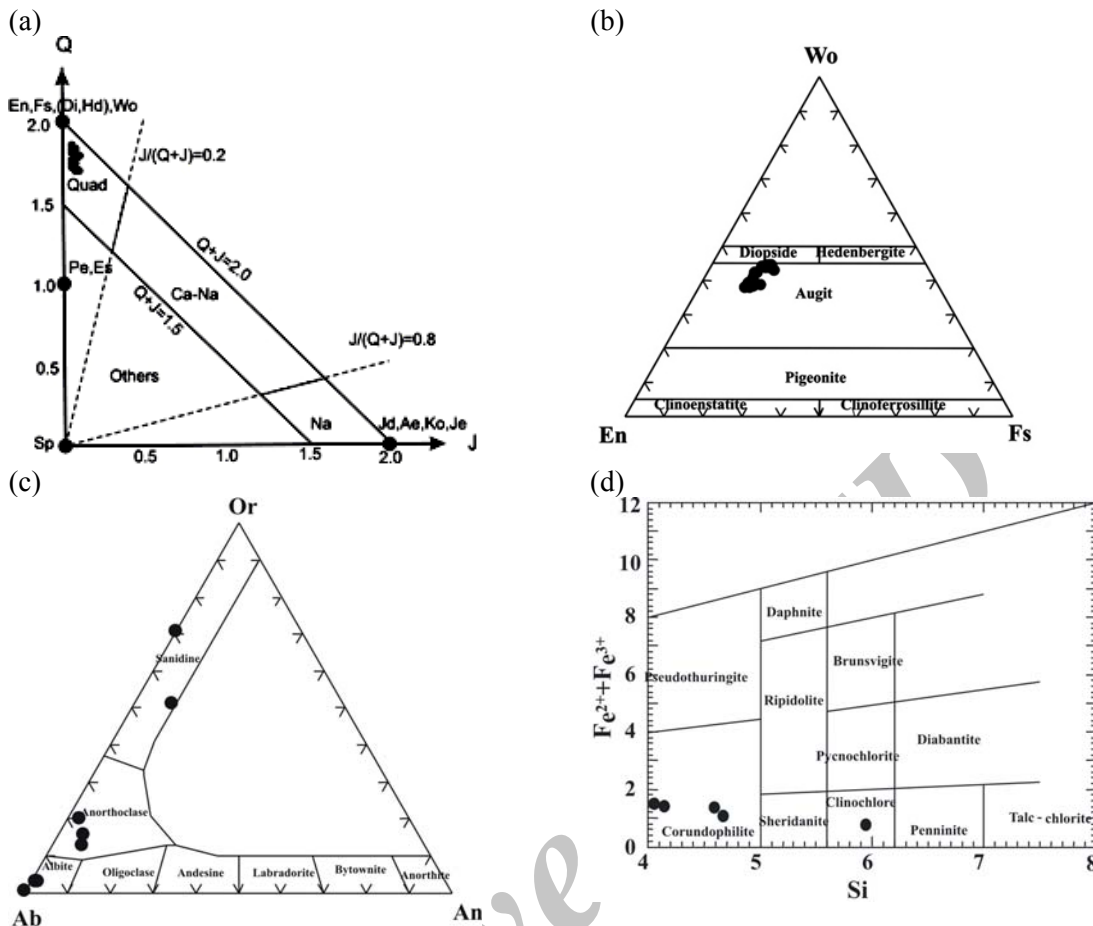
کانی‌های کدر موجود در مقاطع مگنتیت هستند. زمینه سنگ را میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی بازالت‌های دونین منطقه پل خاوند و بافت افیتیک موجود در آن‌ها



شکل ۶- فنوکریست‌های الیوین که به‌طور کامل توسط کلریت جایگزین شده‌اند.



شکل ۷- نام‌گذاری کانی‌های موجود در بازالت‌های مورد مطالعه. (a) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Q-J ($J = 2Na$ و $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$), (b) موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار تقسیم‌بندی مربوطه (Morimoto, 1989), (c) موقعیت فلدسپارهای مورد مطالعه در نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها، (d) موقعیت کلریت‌ها در نمودار تقسیم‌بندی کلریت‌ها

نمونه‌های مورد نظر با توجه به اعضای پایانی محلول جامد در دیاگرام Q-J، در محدوده Quad قرار می‌گیرند (شکل ۷) (Morimoto, 1989). در دیاگرام تقسیم بندی پیروکسن‌ها، این کانی‌ها در محدوده اوژیت و مرز بین اوژیت و دیوپسید قرار گرفته‌اند.

پلاژیوکلاز: این کانی نیز مانند کلینوپیروکسن یکی از کانی‌های عمده این سنگ است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها اغلب تجزیه شده‌اند که کانی‌های حاصل از تجزیه آنها شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت و آلبیت هستند. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت است و

کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن از عمده کانی‌های تشکیل دهنده این واحد سنگی است. در این سنگ‌ها نیز بلورهای پیروکسن سالم و بدون هیچ دگرسانی هستند. اعضای پایانی محلول جامد کانی‌های پیروکسن، اغلب شامل ولاستونیت، انستاتیت و فروسیلیت هستند، که مقدار فروسیلیت در آنها، از دو عضو دیگر کمتر است (Wo_{37-44} , En_{39-49} , Fs_{12-17}). در بعضی از نمونه‌ها انستاتیت بیشتر است که بیانگر بیشتر بودن مقدار MgO آنها نسبت به سایر نمونه‌هاست و در پاره‌ای دیگر ولاستونیت بیشتر است که در انواع اخیر مقدار CaO بیشتر از سایر نمونه‌هاست. کلینوپیروکسن‌های

دارای منشأ ثانویه است.

بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده بر روی کانی‌های موجود، ترکیب تمامی پیروکسن‌ها در محدوده اوزیته و مرز بین اوزیته و دیوپسید، ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلبيت، ترکیب آلکالی فلدسپارها در محدوده سانیدین و آنورتوکلاز و ترکیب کلریت‌ها در محدوده کلینوکلر و کروندوفیلیت قرار دارد. یک نمونه گارنت با درصد بالای منگنز (اسپسارتین) که حاصل دگرگونی درجه پایین است و یک نمونه آمفیبول که در بازالت‌های شدیداً دگرسان شده مشاهده شده‌اند و دو نمونه مگنتیت نیز در بررسی شیمیایی کانی‌ها تشخیص داده شده‌اند. با توجه به بازیگ بودن سنگ‌های مورد بررسی، ترکیب پلاژیوکلازهای اولیه آن باید کلسیم دار باشند اما در اثر دگرسانی آن‌ها و افزوده شدن سدیم به سنگ، ترکیب پلاژیوکلازها سدیک (آلبیت) شده است.

ژئوشیمی

بررسی نتایج به دست آمده از آنالیز ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه پل خواند نشان می‌دهد که:

۱- این سنگ‌ها دارای LOI فراوان بوده که نشان دهنده دگرسان بودن آن‌هاست.

۲- مقدار SiO_2 آن‌ها در توافق با مشخصات کانی‌شناسی و پتروگرافی بوده، بازالت بودن آن‌ها را نشان می‌دهد.

۳- مقدار TiO_2 این سنگ‌ها بیش از یک درصد وزنی بوده (۱/۰۹ تا ۲/۹۰٪)، با خصوصیات سنگ‌های سری ماگمایی تولیتی و آلکالن مطابقت دارد.

۴- مقدار La این بازالت‌ها ۱۱/۰۰ تا ۲۱/۴۰ ppm بوده، مقدار Ce آن‌ها نیز تقریباً دو برابر La است که این مقادیر در هماهنگی با سری ماگمایی انتقالی بین آلکالن و تولیتی است.

محدوده ترکیبی آلکالی فلدسپارها آنورتوکلاز و سانیدین است. این کانی به همراه کانی‌های کلینوپیروکسن در ایجاد بافت‌های افیتیک و ساب افیتیک شرکت دارد. پلاژیوکلازهای تجزیه شده با حاشیه تحلیل رفته و گرد شده و پلاژیوکلازهای خود شکل حالت‌های متفاوت این کانی در ولکانیک‌های منطقه مورد مطالعه است. پلاژیوکلازهایی که دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده هستند، نتیجه کاهش ناگهانی فشار هستند.

الیون: الیون در این نمونه‌ها به صورت فنوکریست‌های شکل دار تا نیمه شکل دار است. شدت تجزیه کانی الیون در نمونه‌ها به حدی است که کانی اولیه، به طور کلی اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و توسط کلریت (کروندوفیلیت) جایگزین (سودومورف) شده است اما این کانی ثانویه قالب کانی فرومنیزین قبلی را حفظ نموده است (شکل ۶).

کلریت: کلریت حاصل آلتراسیون کانی‌هایی مانند الیون و پیروکسن و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهای بازیگ اولیه است. در بازالت‌هایی با بافت آمیگدالوئیدال، جزء کانی‌های پرکننده حفرات است. معدودی از کلریت‌ها نیز در متن سنگ پراکنده‌اند. محدوده ترکیبی کلریت‌ها در شکل ۷ نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشخص شده، کلریت‌های مورد نظر در محدوده کروندوفیلیت (کلریت‌های حاصل از تجزیه الیون) و کلینوکلر (کلریت‌های پراکنده در متن سنگ) قرار دارند.

کانی‌های کدر: این کانی‌ها بر اساس شکل ظاهری و مطالعات مینرالوگرافی، مگنتیت و ایلمنیت هستند و به دو صورت اولیه و ثانویه (محصولات واپاشی و تجزیه کانی‌های دیگر) و به مقدار فراوان در زمینه وجود دارند.

کلسیت: کلسیت به صورت پرکننده شکستگی‌ها و حفرات و به مقدار جزئی در متن بازالت‌ها وجود دارد، که

این نمونه‌ها دگرسان و اسپیلیتی شده‌اند و مقدار سدیم آنها افزایش یافته است.

نام‌گذاری بر اساس نسبت مجموع آلکالی در مقابل

SiO_2 : در این نمودار (Chen, 1988)، نمونه‌ها در محدوده‌های تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت، و تفریت و بازانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۸). اما از آنجایی که مقدار سدیم این سنگ‌ها در اثر دگرسانی افزایش یافته است، موقعیت این سنگ‌ها در نمودار فوق بالاتر از موقعیت واقعی آن‌هاست.

نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (Droop, 1987):

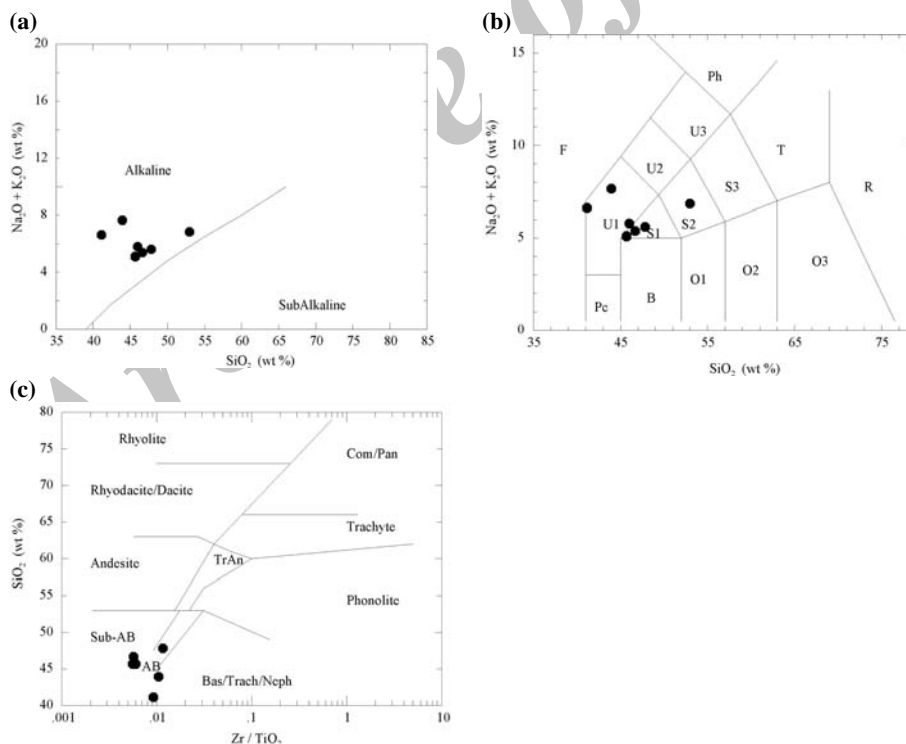
همان‌طور که در شکل ۸ نشان داده شده است، نمونه‌های مورد آنالیز در محدوده آلکالی بازالت‌ها و بازالت‌های ساب‌آلکالی واقع می‌شوند و دارای ماهیت انتقالی هستند.

برای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌ها، تشخیص نوع ماگما و تعیین محیط تکتونیکی این سنگ‌ها از نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی در نمودارهای مختلف استفاده شد.

تعیین سری ماگمایی مولد سنگ‌ها

نمودار $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$: در این دیاگرام بر

اساس مقادیر آلکالی و سیلیس می‌توان دو سری ماگمایی آلکالی و ساب‌آلکالی را از هم تفکیک نمود (Irvine and Barager, 1971). همان‌طور که در شکل ۸ نشان داده شده است، سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین جنوب شرق انارک در محدوده آلکالی و نزدیک به مرز بین دو محدوده واقع شده است. دلیل واقع شدن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالی، این است که



شکل ۸- نمودارهای بررسی سری ماگمایی و نام سنگ‌ها، (a) نمودار تاس (Total Alkalis versus Silica = TAS) (Irvine and Barager, 1971)، (b) تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Le Maitre, 1989) (محدوده‌ها عبارتند از R: ریولیت، T: تراکیت، S1: تراکی بازالت، S2: تراکی آندزی بازالت، S3: تراکی آندزیت، O1: بازالت آندزیتی، O2: آندزیت، O3: داسیت، U1: تفریت و بازانیت، U2: تفریت فنولیتی، U3: فنولیت تفریتی، Ph: فنولیت، F: فونیدیت، Pc: پیکریت)، (c) نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) (AB: آلکالی بازالت، Sub-AB: بازالت‌های ساب‌آلکالی).

دگرگونی درجه پایین و متاسوماتیسم دارای تحرک زیاد نیستند. در این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده D (بازالت‌های درون قاره ای) قرار می‌گیرند.

بررسی نمودارهای عنکبوتی (Spider diagrams)

نمودارهای عنکبوتی ابزار قابل اعتمادی برای تعیین کیفی نوع سنگ منشأ، کیفیت ذوب بخشی سنگ منشأ و تبلور جزئی ماگما و همچنین تفکیک سری‌های ماگمایی هستند. نمودار بهنجارسازی مقادیر عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد بررسی در برابر گوشته اولیه و نمودار بهنجارسازی مقدار عناصر نادر خاکی آن‌ها نسبت به کندریت در شکل ۱۰ آورده شده است.

با توجه به روند نمونه‌ها روی نمودار بهنجارسازی نسبت به گوشته اولیه، می‌توان دریافت که همه نمونه‌ها از خود روندی تقریباً کاهشی نشان داده، برخی عناصر همچون Cs, K, Pb, Zr و Hf دارای تغییرات فراوانی قابل توجهی هستند. در این نمودار که عناصر برمبنای کاهش درجه ناسازگاری آن‌ها مرتب شده اند، بیشتر بودن مقدار عناصر شدیداً ناسازگار نسبت به MREE و HREE بخوبی نمایان است. آنومالی مثبت Pb را نیز می‌توان به صعود بازالت‌های مورد بررسی از درون پوسته قاره‌ای نسبت داد. نمودار بهنجارسازی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت نیز نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها از خود یک سیر نزولی نشان داده، تغییرات فراوانی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بیشتر است.

از روی روند نمونه‌ها روی نمودار بهنجارسازی نسبت به کندریت می‌توان تا حدودی نوع سری ماگمایی را مشخص نمود. در این نمودارها سری‌های آلکالن، کالک آلکالن و شوشونیتی سیر نزولی دارند؛ در حالی که سری‌های تولئیتی حالت مسطح تا کمی صعودی نشان می‌دهند. بر این اساس، نمونه‌ها روندی مشابه با دسته

با توجه به این که بازالت‌های دونین منطقه پل خاوند دارای آثار قابل توجهی از دگرسانی هستند، لذا در تعیین نوع سری ماگمایی آن‌ها، نام‌گذاری سنگ‌ها و تعیین نوع احتمالی محیط تکتونیکی بهتر است که از عناصری که کم تحرک بوده، در مقابل دگرسانی مقاوم‌تر هستند، استفاده شود.

تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها با استفاده از آنالیز کل سنگ

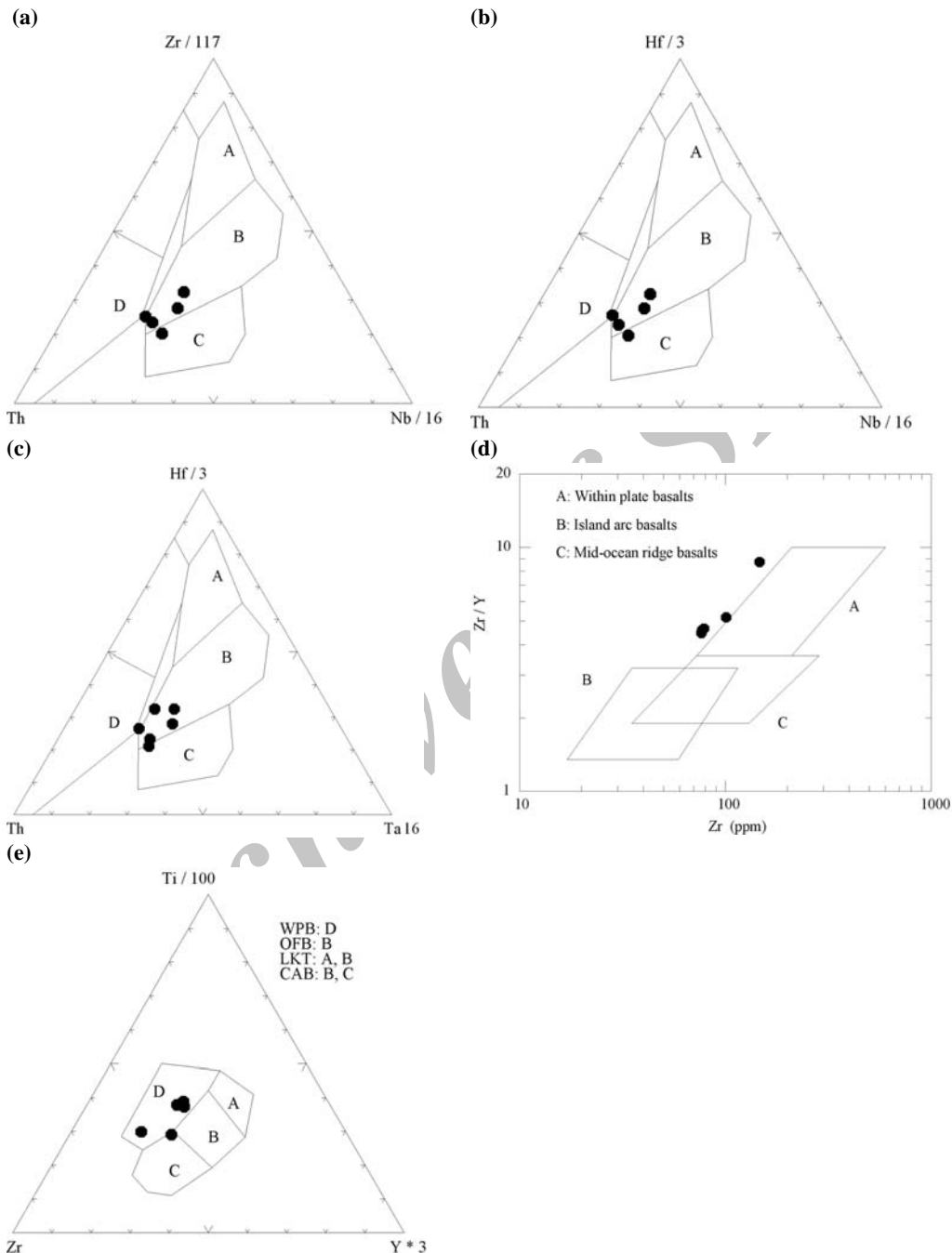
دیاگرام‌های Hf/3-Th-Nb/16, Zr/117-Th-Nb/16 و Hf/3-Th-Ta که در آنها از پنج عنصر Zr, Hf, Th, Nb و Ta استفاده شده است، محدوده‌های تکتونیکی مختلف را از هم تفکیک می‌کنند (Wood, 1980). در همه این دیاگرام‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده B (بازالت‌های درون صفحه قاره ای) واقع می‌شوند (شکل ۹).

نسبت Zr/Y در مقابل اندیس Zr، تمایز مؤثری بین بازالت‌های جزایر قوسی، مورب و بازالت‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهد (Pearce and Norry, 1979). نمونه‌های پل خاوند در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع می‌شوند.

دیاگرام $Ti/100-Zr-Y*3$ که توسط (Pearce and Cann, 1973) ارائه شده است، نیز یکی از دیاگرام‌هایی است که با استفاده از عناصر فرعی، محیط‌های تکتونیکی مختلف را از یکدیگر جدا می‌کند. بازالت‌های مربوط به محیط‌های تکتونیکی متفاوت دارای مقادیر متفاوتی از عناصر فرعی هستند. این تفاوت‌ها در مقدار عناصر فرعی، برای تشخیص محیط تکتونیکی سنگ‌های بازالتی که اکنون تغییر شکل یافته‌اند (دگرگون شده) و نیز بازالت‌های مربوط به کمپلکس‌های افیولیتی سودمند هستند. عناصر Ti, Zr و Y احتمالاً مناسب‌ترین عناصر برای این منظور هستند، زیرا این عناصر در هنگام

به عناصر نادر خاکی سنگین در نمونه‌های مورد مطالعه به خوبی مشخص است.

اول (سری آلکالن، کالک‌آلکالن و شوشونیتی) را نشان می‌دهند. فراوان تر بودن عناصر نادر خاکی سبک نسبت



شکل ۹- نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی بازالت‌های منطقه پل خاوند، (a) نمودار $Zr/117$ -Th-Nb/16، (b) نمودار $Hf/3$ -Th-Nb/16، (c) نمودار $Hf/3$ -Th-Ta (Wood, 1980) (محدوده A: مورب نوع N، محدوده B: مورب نوع E و بازالت‌های تولیتی درون صفحه‌ای، محدوده C: بازالت‌های درون صفحه‌ای و محدوده D: بازالت‌های قوس آتشفشانی)، (d) نمودار Zr/Y -Zr (Pearce and Norry, 1979) (B: بازالت‌های قوسی، C: مورب، A: بازالت‌های درون صفحه‌ای)، (e) تغییرات در محتوی نسبی Ti ، Zr و Y بازالت‌های مربوط به محیط‌های تکتونیکی مختلف (Pearce and Cann, 1973) (LKT: تولیت‌هایی با پتاسیم کم، CAB: بازالت‌های کالک‌آلکالن، OFB: بازالت‌های کف اقیانوسی، WPB: بازالت‌های درون قاره‌ای).

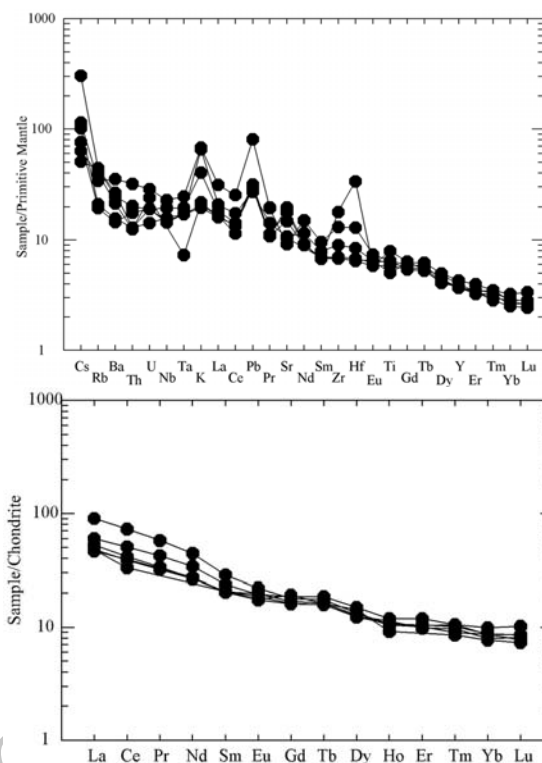
زیرین دیده می‌شوند، یک محیط رسوبی کم‌ژرفا و یا دریاچه‌ای را نشان می‌دهند. دلیل تشکیل نشدن گدازه بالشی در این منطقه، کم بودن عمق آب در هنگام بیرون ریختن گدازه است.

تغییرات ترکیبی در گدازه‌های مافیک، اغلب به سه عامل اصلی نسبت داده می‌شوند، که این عوامل شامل تغییرات درجه تبلور تفریقی یا ذوب بخشی، آلیایش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی هستند (Mattsson and Oskarsson, 2005). همچنین تفاوت نوع سنگ منشأ نیز می‌تواند سبب ایجاد تنوع ترکیبی در سنگ‌های آذرین شود.

از آنجائی که در مطالعات و بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه شاهدهی مبنی بر اختلاط ماگمایی مشاهده نشده است، تأثیر این فاکتور بر روی سنگ‌های منطقه بسیار ناچیز است.

کانی کلینوپیروکسن کانی بسیار با ارزشی در پتروولوژی است. این کانی می‌تواند همهٔ عناصر موجود در ماگما را در شبکه خود جای دهد، بنابراین ترکیب آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که از آن منتج شده است. از ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن، برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی و تعیین نوع ماگمای والد می‌توان استفاده نمود. در بازالت‌های قدیمی که معمولاً تجزیه شده‌اند و عناصر اصلی آن کم و یا زیاد شده‌اند، بهترین کانی جهت تشخیص نوع ماگما بقایای کلینوپیروکسن‌ها هستند که با استفاده از نمودارهای مخصوص این کانی می‌توان محیط ژئوتکتونیکی تشکیل سنگ را نیز تشخیص داد.

بسیاری از بازالت‌های هوازده و دگرگون شده شامل کلینوپیروکسن‌های سالم هستند که در یک زمینه دگرسان شده، قرار گرفته‌اند. با توجه به اینکه ترکیب



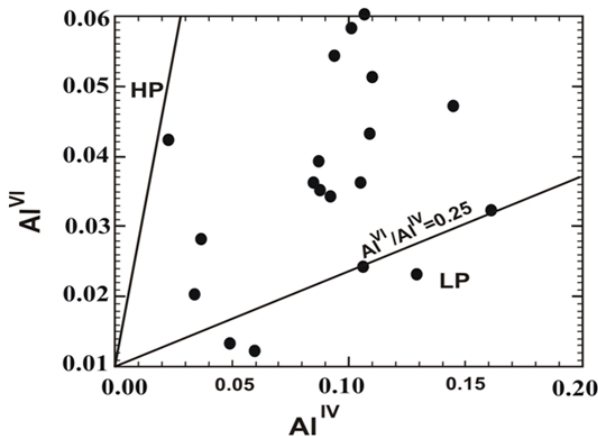
شکل ۱۰- نمودارهای بهنجارسازی نمونه‌های مورد بررسی در برابر گوشته اولیه و کندریت

بحث

ماهیت ولکانیسم دونین در پل خاوند (جنوب شرق منطقه انارک)

نمودارهای ژئوشیمیایی سری ماگمایی انتقالی را برای بازالت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند. به عبارتی، نمونه‌های مورد نظر بین محدوده آکالن و تولئیتی با تمایلی به سمت محدوده آکالن قرار می‌گیرند. دلیل قرار گرفتن این نمونه‌ها در محدوده آکالن بالا بودن عنصر سدیم در این نمونه‌ها است. چرا که این نمونه‌ها اسپیلیتی شده‌اند.

از آنجائی که کنگلومراها و ماسه سنگ‌ها در محیط‌های دریایی با عمق کم و شیل‌ها و آهک‌ها در محیط‌های دریایی با اعماق بیشتر تشکیل می‌شوند، جنس رسوباتی که در لابه‌لای بازالت‌های پالئوزوئیک



شکل ۱۱- نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} (Aoki and Shiba, 1973) به منظور بررسی فشار محیط تبلور کلینوپیروکسن‌ها بازالت‌های دونین منطقه پل خاوند (انارک) (HP= High pressure field, LP=Low pressure field)

تعیین دمای آلتراسیون بر اساس ترموبارومتري کلريتها

با استفاده از معادلات ترمومتری ارائه شده توسط (Cathelineau and Neiva, 1985; Cathelineau, 1988; Jowett, 1991) می‌توان دمای آلتراسیون را به دست آورد. معادلات پیشنهاد شده به شرح زیر هستند (Jowett, 1991).

$$T (^{\circ}C) = 319 Al_C^{IV} - 69$$

$$Al_C^{IV} = Al^{IV} + 0.1 [Fe / (Fe + Mg)]$$

بر اساس معادله دیگری که توسط (Cathelineau, 1988) ارائه شده است، نتایج تقریباً مشابهی به دست آمده است. معادله به شرح زیر است:

$$T (^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$$

ترموتر دیگری نیز توسط (Cathelineau and Neiva, 1985) ارائه شده است که معادله آن به صورت زیر است.

$$T (^{\circ}C) = 213.3 Al^{IV} + 17.5$$

تمامی کلینوپیروکسن‌ها در محدوده اوژیت قرار دارد، و این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی یکنواخت هستند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها دچار تفریق گسترده نشده است.

با توجه به اینکه سنگ منشأ این سنگ‌ها مربوط به گوشته بوده، لرزولیت‌ها سازنده اصلی گوشته بالایی هستند که اساساً از الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن تشکیل شده است، ماگمایی که از ذوب بخشی لرزولیت‌ها به دست می‌آید، بر اثر تبلور دارای درصد بالایی از کلینوپیروکسن خواهد بود. از ذوب کلینوپیروکسن‌ها نیز بازالت به دست می‌آید.

با توجه به هشت مورد آنالیز کل سنگ و استفاده از محاسبات ارائه شده توسط (Chen, 1988)، درجه ذوب بخشی سنگ منشأ نمونه‌های مورد نظر به طور متوسط ۱۵ درصد است. با استفاده از روش ارائه شده توسط (Aoki and Shiba, 1973)، که Al^{VI} کانی‌های کلینوپیروکسن در مقابل Al^{IV} در نموداری رسم می‌شود، می‌توان فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها را به دست آورد (شکل ۱۱). آزمایش‌های ذوب در سنگ‌های بازالتی نشان داده است که تشکیل Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌های آذرین بسیار وابسته به فشار است (Mahood and Baker, 1986). کمبود Al^{VI} مشاهده شده در اوژیت‌ها با فشار کم بلوری شدن سازگار است. نسبت $Al^{VI}/Al^{IV}=0.25$ مرزی است برای جدا کردن کلینوپیروکسن‌هایی که در فشار کم و متوسط متبلور شده‌اند. در این نمودار سه محدوده فشار بالا، فشار متوسط و فشار پایین از هم جدا می‌شوند. اکثر کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده فشار متوسط قرار می‌گیرند و تعداد معدودی از نمونه‌ها در محدوده فشار پایین واقع می‌شوند.

سنگ‌شناسی و شیمیایی نمونه‌ها، ارتباط آنها با یک رژیم زمین ساخت کششی را نشان می‌دهد. همراه بودن این بازالت‌ها با ماسه سنگ‌ها وجود یک محیط دریایی کم عمق را برای آنها به اثبات می‌رساند.

دلیل تشکیل نشدن گدازه بالشی در این منطقه، کم بودن عمق آب در هنگام بیرون ریختن گدازه است.

با استفاده از روش‌های ارائه شده می‌توان فشار را بر اساس Al^{IV} و Al^{VI} کلینوپیروکسن‌ها به دست آورد. با به کارگیری این روش اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده فشار متوسط قرار می‌گیرند.

با استفاده از ترمومتری کلریت‌ها، دمای آلتراسیون سنگ‌های بازالتی منطقه نیز تعیین شد. با به کارگیری این روش برای کلریت‌های حاصل از تجزیه الیون (کروندوفیلیت) دمای ۶۰۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد حاصل شده است.

با استفاده از دیاگرام‌های مختلف ارائه شده برای تعیین محیط تکتونیکی، این نتیجه حاصل شد که نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به بازالت‌های درون صفحه‌ای هستند. مقایسه نمونه‌های پل خواند با بازالت‌های منطقه ایپانه (سه) نشان می‌دهد که بازالت‌های منطقه سه نیز از نظر بافتی و کانی‌شناسی تقریباً یکنواخت هستند. همچنین، در دیاگرام‌های تعیین موقعیت تکتونیکی همچون نمونه‌های پل خواند در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

با توجه به اینکه در دیاگرام‌های تعیین ماهیت ماگما، نمونه‌های مورد نظر روی مرز بین محدوده آلکالن و ساب آلکالن قرار می‌گیرند، ماهیت اصلی این سنگ‌ها، انتقالی در نظر گرفته می‌شود. علت واقع شدن این نمونه‌ها در نزدیکی محدوده آلکالن، بالا بودن عناصر آلکالی، به علت اسپیلیتی شدن آنهاست. از این نظر نیز نمونه‌های مورد مطالعه شبیه به نمونه‌های منطقه سه

نتایج به دست آمده از این معادله‌ها در جدول ۶ آورده شده است.

جدول ۶: نتایج ترمومتری کلریت‌ها

Samples	[۳۴] T(°C)	[۳۵] T(°C)	[۳۶] T(°C)
۴۵۷	۴۲۹/۵۷	۴۳۴/۹۰	۳۴۶/۶۲
۶۱۴	۳۸۹/۶۶	۳۹۹/۱۶	۳۲۲/۹۵
۶۱۵	۶۶۸/۵۷	۶۷۵/۴۰	۵۰۵/۹۶
۶۱۶	۶۳۰/۷۳	۶۳۷/۴۲	۴۸۰/۷۹

با استفاده از نتایج ترمومتری کلریت‌ها با استفاده از ۳ معادله ذکر شده، این نتیجه به دست می‌آید که دمای محلول‌های گرمایی که بر سنگ اثر گذاشته‌اند و باعث ایجاد کلریت‌های نوع کروندوفیلیت (کلریت‌های ناشی از آلتراسیون الیون‌ها) شده‌اند، بالا بوده است (۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد). از آنجایی که مقدار Al^{IV} در مورد کلریت‌های موجود در زمینه سنگ صفر بوده است، لذا ترمومترهای فوق در ترمومتری این نوع از کلریت‌ها ناتوان هستند.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های پتروگرافی و پترولولژیک نشان می‌دهد که بازالت‌های مورد مطالعه از نظر پتروگرافی و کانی‌شناسی تقریباً یکنواخت هستند و همگی از نوع بازالت هستند. عمده کانی‌های تشکیل دهنده این بازالت‌ها، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های سالم هستند. در نمونه‌های مورد مطالعه تبلور فلدسپارها قبل از تشکیل پیروکسن‌ها بوده است. بافت افیتیک در این سنگ‌ها شاهدهی بر این موضوع است.

با توجه به یکنواختی بافتی و کانی‌شناسی بازالت‌های منطقه پل خواند، می‌توان چنین بیان کرد که ماگمای تشکیل دهنده آنها بدون توقف و تفریق گسترده در مسیر به سطح زمین رسیده است. ویژگی‌های

و کندریت نرمالیزه شده‌اند، همه نمونه‌ها روند تقریباً مشابهی را نشان می‌دهند که بیانگر منشأ یکسان آن‌ها و عدم رخداد تفریق گسترده در آن‌هاست. همه آن‌ها در عناصر نادر سبک غنی شدگی و در عناصر نادر سنگین تهی شدگی نشان می‌دهند.

هستند. زیرا که بازالت‌های منطقه سه نیز اسپیلیتی شده‌اند و مقدار عناصر آلکالی در آنها بالاست و در نمودارهای تعیین ماهیت ماگمایی در محدوده آلکالن قرار دارند. در نمودارهای عنکبوتی و بهنجارسازی که در آنها عناصر ناسازگار و نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه

منابع

- آیتی، ف.، خلیلی، م.، نقره ئیان، م. و مکی‌زاده، م. ع. (۱۳۸۲) داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی). بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- آیتی، ف. (۱۳۸۳) مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین (سیلورین) در دره ابیانه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- بختیاری، س. (۱۳۸۳) اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، چاپ کارون.
- ترابی، ق. (۱۳۸۳) پترولوژی افیولیت‌های منطقه انارک (شمال‌شرق استان اصفهان). پایان‌نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- درخشی، م. (۱۳۸۵ الف) موقعیت چینه‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آذرین بازیک پالئوزوئیک زیرین ناحیه شیرگشت، شمال غرب طبس. مجموعه مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
- درخشی، م. (۱۳۸۵ ب) پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین بازیک ناحیه شیرگشت و بررسی نقش الیوین در توزیع عناصر کمیاب. مجموعه مقالات چهاردهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
- گریج، م. (۱۳۷۳) بررسی بیواستراتیگرافی و زمین‌شناسی رسوبات دونین - کربونیفر در ناحیه انارک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- ناظمی‌هرندی، ع. (۱۳۸۴) ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی مناطق چاه گریه و پل خاوند (انارک). پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- Aoki, K. and I. Shiba (1973) Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6: 41-51.
- Cathelineau, M. and D. Neiva (1985) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.
- Cathelineau, M. (1988) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Chen, C. (1988) Estimation of the degree of partial melting by $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ of basic magmas. *Chemical Geology* 71: 355-364.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Irvine, T. N. and W. R. A. Barager (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Jowett, E. C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada/ Society of Economic Geology Joint Annual Meeting, Toronto, Canada.

- Le Maitre, R. W., P., Bateman, A., Dudek, J., Keller, M. J. Lameyre Le Bas, P. A. Sabaine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A. R. Woolly, and B. Zanettin (1989) A Classification of igneous rocks and glossary of term. Blackwell, Oxford.
- Mahood, G. A. and D. R. Baker (1986) Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks, Pantelleria strait of Sicily. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93: 251-264.
- Mattsson, H. B. and N. Oskarsson (2005) Petrogenesis of alkaline basalts of the tip of a Propagatine rift: Evidence from the Heimaey volcanic center, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147: 254-267.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Pearce, J. A. and J. R. Cann (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A. and M. J. Norry (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Sharkovski, M., Susov, M. and Krivyakin, B. (1984) Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, 1:250,000. V/O Technoexport Report TE/No. 19, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Winchester, J. A. and P. A., Floyd (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 249-284.
- Wood D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

Archive

Petrology of Devonian basalts from Pol-e-Khavand area (SE of Anarak, NE of Isfahan)

Ghodrat Torabi * and Fatemeh Hashemi

Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

Volcanic rocks with composition of basalt and possibly Lower Paleozoic (Devonian) age are present in the Kuh-e-Abdulhosein (Pol-e-Khavand, Anarak area). These rocks with 120 m thickness consist of clinopyroxene (augite), plagioclase (albite), alkali-feldspar (sanidine, anorthoclase), chlorite (corundophilite by alteration of olivine, and clinochlore scattered in the groundmass), amphibole (schermakite hornblende), garnet (spessartine), calcite, sericite and opaque minerals (magnetite and ilmenite). As the most of Paleozoic basalts of Iran, these rocks are not different in texture and mineralogy that are evidences of limited differentiation of their parental magma. On the basis of the geochemical studies and tectonic setting patterns, these rocks resemble as WPTB (within plate tholeiitic basalts) and transitional basalts. In chondrite-normalized spidergrams, they are more enriched in LREE than the HREE.

Key words: Anarak, Basalt, Padeha, Paleozoic, Pol-e-Khavand, Devonian

* torabighodrat@yahoo.com