

ژئوشیمی و پتروژنز توالی آتشفشانی منطقه ارزویه (جنوب ایران)

ایمان منصف^۱، محمد رهگشای^۱ و محمد هاشم امامی^۲

^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

^۲ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۶/۰۸

چکیده

توالی آتشفشانی منطقه ارزویه با سن ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین در پهنه ساختاری سهندج - سیرجان جنوبی قرار گرفته است. ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب، تحولات ماگمایی را از گرایش تحولی به سمت کلسیمی - قلیایی نشان می‌دهند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها مشابه با ترکیب این کانی در مناطق فرورانش است و از یک ناحیه مرتبط با کمان آتشفشانی منشأ گرفته است. نمودارهای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب الگوهای غنی‌شدگی را در LREEها نسبت به HREEها و تهی‌شدگی را در عناصر Ta و Nb نشان می‌دهند. این توالی ماگمایی از یک منشأ گوشته‌ای با تأثیر سیال‌ها و رسوبات حاصل از ورقه فرورانش تشکیل یافته است. توالی آتشفشانی منطقه ارزویه احتمالاً در نتیجه فرورانش سنگ کره اقیانوس نئوتتیس به زیر پهنه سهندج - سیرجان، از زمان ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین، در محیط کمان آتشفشانی تشکیل یافته‌اند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌های آتشفشانی، کمان آتشفشانی، نئوتتیس، پهنه سهندج - سیرجان، ارزویه، جنوب ایران.

E-mail: iman_monsef@yahoo.com

*نویسنده مسئول: ایمان منصف

۱- مقدمه

دهبید، حسن‌آباد، بروجرد، ازنا، کنگاور، سنقر، سهندج، چالقان، هوشک و دشت‌ور و وجود توده‌های نفوذی گرانیتی‌دیدی به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک مشخص می‌شود (Dimitrijevic, 1973; Berberian & Nogol, 1974; Taraz, 1974; Alric, 1977; Sabzeji, 1994; Babaie et al., 2001; Omrani et al., 2008; Virlogeux, 1977; Azizi & Jahangiri, 2008).

توالی ماگمایی منطقه ارزویه با سن ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین، در شمال خاور روستای ارزویه، در میان طول‌های جغرافیایی ۲۵° ۵۶' تا ۴۵° ۵۶' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۵° ۲۸' تا ۴۵° ۲۸' شمالی، رخمون پیدا کرده‌اند (شکل ۱).

۲- روش مطالعه

با توجه به این‌که توالی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ارزویه تاکنون مورد مطالعه سیستماتیک پتروژنتیکی قرار نگرفته است، بنابراین بررسی آنها می‌تواند در شناخت الگوی ژئودینامیک اقیانوس نئوتتیس در زمان ژوراسیک و اولین نشانه‌های شروع فرورانش آن در زیر بلوک ایران مرکزی مهم باشد. اهداف این مطالعه شامل بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری برای سنگ‌شناختی این توالی آتشفشانی، استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب در تعیین محیط پتروژنتیکی این سنگ‌ها، به کارگیری شیمی کانایی در تعیین نوع کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها و در پایان پی بردن به محیط تشکیل این سنگ‌ها است.

برای تعیین میزان اکسید عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب و خاکی کمیاب، نمونه‌های سنگی با کمترین دگرسانی، توسط آسیاب آگاتی پودر شدند و مورد تجزیه ژئوشیمیایی قرار گرفتند. تجزیه عناصر اصلی توسط دستگاه ICP-AES و تجزیه‌های عناصر کمیاب و خاکی کمیاب با استفاده از دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا صورت گرفته است (جدول ۱). به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، تجزیه الکترون میکروپروب با استفاده از دستگاه JEOL 8200 در مرکز کانی‌شناسی و ژئوشیمی دانشگاه Lousan سوئیس صورت پذیرفته است. شرایط تجزیه‌ای شامل ولتاژ 12kV و جریان اشعه 20nA برای کانی کلینوپیروکسن و 10nA برای بلورهای پلاژیوکلاز با زمان‌های شمارش ۳۰ ثانیه در پیک‌هاست (جدول‌های ۲ و ۳).

در اواخر دوره پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی و برخورد آن با صفحه اوراسیا، اقیانوس پالئوتتیس در شمال شروع به بسته شدن کرد (Berberian & King, 1981). تقریباً در همان زمان، در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال، اقیانوس نوینی، با عنوان نئوتتیس در جنوب، در میان دو بلوک عربی و ایران مرکزی، شروع به باز شدن کرد. رسوبات تریاس بالا-ژوراسیک، که در امتداد حاشیه فعال ایران مرکزی و حاشیه غیر فعال قاره‌ای صفحه عربی یا زاگرس ته‌نشست شده‌اند، اولین شواهد رسوبی یک محیط اقیانوسی حقیقی هستند (Berberian & King, 1981). در زمان تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین (Davoudzadeh et al., 1981) فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی، در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای آن (پهنه سهندج - سیرجان)، شروع شده است. وجود گدازه‌های آتشفشانی در امتداد پهنه سهندج - سیرجان جنوبی (در ناحیه ارزویه) شاهدی از شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در این پهنه است. زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس مورد بحث‌های زیادی بوده و بر اساس اولین نظریه، بسته شدن پایانی آن در طی کرتاسه پایانی - پالئوسن است (Stocklin, 1974, 1977; Berberian & King, 1981). در مقابل، بر اساس نظر برخی دیگر از زمین‌شناسان، بسته شدن نئوتتیس در زمان الیگوسن بالایی (Agard et al., 2005) و یا حتی میوسن (Dewey et al., 1973; Forster, 1976; Sengor, 1979; Berberian & Berberian, 1981; Jackson et al., 1995; Allen et al., 2004) صورت گرفته است.

پهنه سهندج - سیرجان (Stocklin, 1968) توسط گسل اصلی و وارون زاگرس از کمربند چین‌خورده زاگرس جدا و فرایندهای مختلف ماگمایی و دگرگونی را در دوران‌های مختلف متحمل شده است (Braud, 1978). این پهنه در دوران مزوزوئیک به صورت یک حاشیه فعال قاره‌ای عمل کرده و وجود سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی در این پهنه در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای آن است. وجود ماگماتیسیم نوع کمائی در پهنه سهندج - سیرجان (از تریاس بالایی تا کرتاسه بالایی) با وجود توف‌ها و جریان‌های گدازه‌ای آتشفشانی به سن تریاس بالایی در نواحی آباد و اقلید، وجود توف‌ها و جریان‌های گدازه‌ای آتشفشانی به سن ژوراسیک زیرین تا کرتاسه در نواحی سیرجان، حاجی‌آباد، اسفندقه، ارزویه، خبر، باغات،

۳- زمین‌شناسی

توالی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ارزویه، با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری، در جنوب پهنه ساختاری سندج - سیرجان قرار گرفته است. این منطقه توسط دو گسل رانده دهمرد و کوشک، که به طور موازی و با روندی نزدیک به شمال‌خاوری - جنوب‌باختری امتداد دارند، احاطه شده است (شکل ۱).

واحدهای سنگی منطقه ارزویه به‌طور اساسی شامل یک توالی از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی با سن ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (JK) است که واحد سنگ‌آهک اریتولین‌دار کرتاسه زیرین (KI) آنها را می‌پوشاند. به‌طور کلی، از نظر چینه‌شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه را می‌توان به توالی آتشفشانی - رسوبی ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (JK) و واحد سنگ‌آهک اریتولین‌دار کرتاسه زیرین (KI) تقسیم‌بندی کرد (شکل ۱).

۳-۱. توالی آتشفشانی - رسوبی ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (JK)

این توالی در بیشتر نقاط دارای دو واحد مشخص، شامل واحد توریدیتی (JKc) و واحد آتشفشانی - رسوبی (JKIv) است.

- **واحد توریدیتی (JKc):** واحد توریدیتی شامل ردیفی از ماسه‌سنگ آهکی، سنگ‌آهک، شیل آهکی و میان‌لایه‌های اندکی از سنگ‌های آتشفشانی و توف‌های وابسته است. براساس بررسی‌های دیرینه‌شناختی در سنگ‌های کربناتی، سن ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین برای این واحد توریدیتی در نظر گرفته شده است (Nazemzadeh & Rashidi, 2006).

- **واحد آتشفشانی - رسوبی (JKIv):** این واحد شامل واحدهای آتشفشانی (JKv) و رسوبی (JKI) است و نمایشگر تناوبی از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، سنگ‌آهک ماسه‌ای و سنگ‌های آتشفشانی است که گسترش قابل توجهی دارند (شکل ۲). این سنگ‌ها به‌طور تدریجی بر روی واحد توریدیتی قرار می‌گیرند و نشان از ژرف‌تر شدن حوضه رسوبگذاری دارند. بدین صورت که واحد توریدیتی در بخش بالایی نخست به‌ماسه‌سنگ آهکی و سپس به تناوب مارن و ماسه‌سنگ و پس از آن به تناوب سنگ‌آهک و سنگ‌های آتشفشانی واحد آتشفشانی - رسوبی تبدیل می‌شود. بر اساس یافته‌های زیستی موجود در سنگ‌های آهکی میکربیتی، سن این واحد ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین است (Azizan & Naderi, 2006).

واحد آتشفشانی شامل سنگ‌هایی با ترکیب متغیری از بازیک تا حدواسط و نسبتاً اسیدی است. سنگ‌های بازالتی که بخش بیشتر این تناوب را در بر می‌گیرند، شامل دو گروه سنگ‌های حفره‌دار و بی‌حفره هستند. سنگ‌های این واحد به علت فوران در محیط دریایی دچار دگرسانی گرمابی با درجات گوناگون شده‌اند. دگرسانی گرمابی زیردریایی منجر به فرایند اسپیلیتی شدن در این سنگ‌ها و تشکیل کانی‌های ثانویه مثل اپیدوت، کلریت، کلسیت، کربنات، کوارتز و آلپیت شده است.

از نظر کمی، در واحد سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی، مناطقی که برتری با رخنمون‌های سنگ‌های رسوبی است، به عنوان واحد رسوبی جدا و نمایش داده شده است. این واحد در برگیرنده سنگ‌آهک نازک تا متوسط لایه، کمی شیل آهکی و سنگ‌آهک مارنی است. بر اساس شواهد دیرینه‌شناختی، سن واحد آتشفشانی - رسوبی ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین است (Nazemzadeh & Rashidi, 2006).

۳-۲. واحد سنگ‌آهک اریتولین‌دار کرتاسه زیرین (KI)

توالی آتشفشانی - رسوبی در بخش‌های بالایی به‌گونه‌ای ناپیوسته به سنگ‌آهک ستر لایه خاکستری تحت عنوان واحد سنگ‌آهک اریتولین‌دار تبدیل می‌شود. این سنگ‌های آهکی، بویژه در بخش توده‌ای بالا، بیشتر اریتولین‌دار هستند و برپایه یافته‌های زیستی، سن آپسین تا آلبن را نشان می‌دهند (Nazemzadeh & Rashidi, 2006).

۴- سنگ‌نگاری

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری، واحدهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو گروه اصلی دلریت - بازالت و آندزیت - تراکی آندزیت تقسیم‌بندی کرد:

۴-۱. گروه دلریت - بازالت

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده دلریت‌ها پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. در این نمونه‌ها بافت‌های افیتییک، اینترگرانولار و اینترسرتال قابل مشاهده هستند (اشکال ۱-۳ و ۲-۳). کانی‌های کلینوپیروکسن به‌صورت میان‌دانه‌ای فضای میان بلورهای پلاژیوکلاز را اشغال کرده‌اند و در برخی دیگر از نمونه‌ها کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به‌صورت متقاطع دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها نیز کانی‌های اپیدوت و کلریت ثانویه فضای میان پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند. در نمونه‌های بازالتی بافت پورفیرییک با خمیره اینترگرانولار دیده می‌شود. درشت‌بلورهای بازالت شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. خمیره بازالت‌ها از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است که فضای میان آنها را بلورهای ریز کلینوپیروکسن پر کرده‌اند (شکل ۳-۳ و ۴-۳). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب بیتویت تا آندزین درصد عمده درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهند. این بلورها گاهی به‌صورت منفرد و گاه به‌صورت تجمعات گلومروپورفیری همراه با پیروکسن دیده می‌شوند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در بازالت‌ها، نیمه‌شکل‌دار و از نوع اوژیت هستند. کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلریت، سریسیست، کربنات، لوکوکسن، اکسید آهن - تیتانیم و کانی‌های رسی است.

۴-۲. گروه آندزیت - تراکی آندزیت

گروه آندزیت - تراکی آندزیت بیشتر از نمونه‌های آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت تشکیل یافته است. بافت‌های چیره شامل میکروولیتیک شیشه‌ای، میکروولیتیک جریانی، پورفیرییک با خمیره اینترگرانولار تا ساب افیتییک، پورفیرییک با خمیره میکروولیتی شیشه‌ای، پورفیرییک با خمیره میکروولیتی جریانی، پورفیرییک با خمیره اینترسرتال، و همچنین بافت حفره‌ای بادامکی هستند. حفره‌ها توسط کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت و کوارتز پر شده است. در نمونه‌های آندزیتی، کانی اصلی پلاژیوکلاز درشت‌بلور است که خمیره سنگ را تشکیل داده است. ترک‌خوردگی و شکستگی، منطقه‌بندی نوسانی، خوردگی و بازجذب از ویژگی‌های این پلاژیوکلازها است (شکل ۳-۵). نمونه‌های تراکی آندزیت بازالتی، درشت‌بلور ندارند. خمیره از بلورهای پلاژیوکلاز که به میزان کمی آلپیتی شده‌اند و مقادیر جزئی از کلینوپیروکسن تشکیل یافته است (شکل ۳-۶). نمونه‌های تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت درشت‌بلور پلاژیوکلاز سدیک (آلپیت) دارند. خمیره نیز به طور چیره از بلورهای پلاژیوکلاز آلپیتی و مقادیر کمی کوارتز (کمتر از ۲۰ درصد) تشکیل یافته است (شکل‌های ۳-۷ و ۳-۸). کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلریت، لوکوکسن، کربنات، کانی‌های رسی، سریسیست و کوارتز هستند. در حقیقت نمونه‌های تراکی آندزیت همان آندزیت‌ها بوده‌اند که تحت شرایط اسپیلیتی شدن کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت، کوارتز و آلپیت در آنها تشکیل شده است.

۵- ژئوشیمی سنگ کل

به منظور مطالعه ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب توالی ماگمایی ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین منطقه ارزویه، نمونه‌های آتشفشانی بازیک تا اسیدی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. نمونه‌های انتخاب شده از این توالی شامل نمونه‌های با ترکیب دلریتی (DS07-6, DS07-8, DS07-9)، بازالتی (DS07-4)، تراکی آندزیت بازالتی (DS08-6)، تراکی آندزیت (DS08-9) و کوارتز تراکی آندزیت (DS08-1, DS08-3, DS08-4) هستند.

۵-۱. ژئوشیمی عناصر اصلی

بیاگر طبیعت تحول یافته‌تر این نمونه‌ها است. در این نمودارها ترکیب گدازه‌های کمان آتشفشانی مزوزویک ایران (Omran et al., 2008) نیز برای مقایسه آورده شده است (شکل ۷).

در نمودار (Wood, 1980) Th-Hf-Nb نمونه‌های دلریت در محدوده بازالت‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و نمونه بازالت در محدوده‌های بازالت‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و تولیت‌های جزایر اقیانوسی تصویر می‌شوند (شکل ۸). در نمودار (Cabanis & Lecolle, 1989) La-Y-Nb نمونه‌های سنگی منطقه در محدوده‌های مرتبط با زون‌های فرورانش قرار می‌گیرند. در این شرایط، نمونه‌های دلریت در محدوده تولیت‌های جزایر کمانی و نمونه‌های بازالت و تراکی‌آندزیت در محدوده بازالت‌های کلسیمی-قلیایی تصویر می‌شوند (شکل ۹).

۶- شیمی کانایی

تجزیه‌های شیمی کانایی بر روی مقاطع صیقلی متفاوتی از توالی سنگ‌های آتشفشانی ارزویه انجام پذیرفته است. تجزیه نقطه‌ای سنگ‌های دلریت و بازالت بر روی کانی‌های کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز (جدول‌های ۲ و ۳) و تجزیه سنگ‌های تراکی‌آندزیتی بر روی کانی پلاژیوکلاز (جدول ۳) انجام شده است.

۶-۱. کلینوپروکسن‌ها

کانی‌های کلینوپروکسن در دلریت‌ها با میزان پایین اکسید تیتانیم مشخص می‌شوند (مقادیر ۰/۶ تا ۱/۴۵ درصد وزنی). این کلینوپروکسن‌ها در نمودار ترکیبی ولاستونیت (Wo) - فروسلیت (Fs) - انستاتیت (En) (Moritimo et al., 1988) از نظر ترکیبی در حوزه دیوپسید تا دیوپسیدهای غنی از کلسیم واقع شده‌اند (شکل ۱۰) و فرمول ترکیبی $Wo_{44.8}En_{47.3}Fs_{7.8}$ تا $Wo_{50.1}En_{40.1}Fs_{9.6}$ دارند. میزان عدد منیزیم کلینوپروکسن دلریت‌ها در طیف ۷۷/۸۰ تا ۹۸/۹۷ در تغییر است. کانی‌های کلینوپروکسن در بازالت‌ها با میزان بیشتر اکسید تیتانیم (۰/۹۶ تا ۲/۱۴ درصد وزنی) مشخص می‌شوند. این کلینوپروکسن‌ها از نظر ترکیبی در طیف اورتیت‌های غنی از منیزیم (شکل ۱۰) قرار می‌گیرند و با فرمول ترکیبی $Wo_{43.8}En_{42.9}Fs_{13.2}$ تا $Wo_{44.9}En_{40.6}Fs_{14.3}$ مشخص می‌شوند. میزان عدد منیزیم کلینوپروکسن‌ها در بازالت نیز مقادیر ۷۲/۱۹ تا ۸۰/۶۴ را نشان می‌دهد.

در نمودارهای اکسید عناصر کروم، تیتانیم، آلومینیم و سدیم در برابر عدد منیزیم، ترکیب کلینوپروکسن‌های دلریت‌ها و بازالت‌ها از یک روند خطی پیروی می‌کند که این امر می‌تواند نشان‌دهنده هم منشأ بودن ماگمای مادر این سنگ‌ها و درجات متفاوت ذوب بخشی برای ایجاد این روندهای ژئوشیمیایی باشد (شکل ۱۱).

به طور کلی، شیمی کلینوپروکسن‌ها در سنگ‌های ماگمایی به شدت تحت تأثیر ترکیب ماگمای مادری است که از آن متبلور شده‌اند. بنابراین ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌ها می‌تواند به عنوان راهنمایی برای تعیین گرایش ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی از محیط‌های زمین ساخت ماگمایی مختلف در نظر گرفته شود (Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989; Huot et al., 2002).

براساس نمودار $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$ (Beccaluva et al., 1989) کلینوپروکسن‌های دلریت‌ها در حوزه تولیت‌های جزایر کمانی و N-MORB تصویر می‌شوند، در حالی که کلینوپروکسن‌های نمونه بازالتی بیشتر تمایل به N-MORB را نشان می‌دهند (شکل ۱۲).

در نمودار مجموع کاتیون‌های تیتانیم (Ti) و کروم (Cr) در برابر کاتیون کلسیم (Ca) (Leterrier et al., 1982)، کلینوپروکسن‌های دلریت‌ها در محدوده بازالت‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی تصویر می‌شوند (شکل ۱۳). در این نمودار، کلینوپروکسن موجود در بازالت در محدوده بازالت‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و MORB قرار می‌گیرند.

از نظر ترکیبی، نمونه‌های دلریت (DS07-6, DS07-8, DS07-9) و بازالت (DS07-4) در نمودار مجموع قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O wt%) در برابر سیلیس (SiO_2 wt%) (LeBas et al., 1986) در محدوده بازالت‌ها تصویر می‌شوند و در قلمروی نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴). نمونه‌های تراکی‌آندزیت بازالتی (DS08-6) و تراکی‌آندزیت (DS08-9)، به دلیل اسپیلیتی شدن با آب دریا و افزایش میزان قلیایی‌ها، به ترتیب به تراکی‌آندزیت بازالتی و باناکیت تمایل دارند و گرایش آلکالن نشان می‌دهند (شکل ۴). وجود گرایش آلکالن در این سنگ‌ها به علت فرایندهای ثانویه (اسپیلیتی شدن) است و نشان‌دهنده ماهیت ماگمای این سنگ‌ها نیست. نمونه‌های کوارتز تراکی‌آندزیت نیز گرایش به تراکی‌داسیت تا داسیت داشته و محدوده نیمه قلیایی را نشان می‌دهند (شکل ۴).

در نمودار AFM (Kuno, 1968) نمونه‌های نیمه قلیایی دلریت، بازالت و کوارتز تراکی‌آندزیت در محدوده حدواسط تولیتی و کلسیمی-قلیایی (تحولی) واقع می‌شوند (شکل ۵). در نمودار میزان اکسید پتاسیم (K_2O wt%) در برابر سیلیس (SiO_2 wt%) (Peccerillo & Taylor, 1976) این نمونه‌ها به سری‌های کلسیمی-قلیایی با پتاسیم متوسط گرایش دارند (شکل ۶).

۵-۲. ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

در نمودار عناصر خاکی کمیاب (بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه)، نمونه‌های دلریتی (DS07-6, DS07-8, DS07-9) یک الگوی تقریباً غنی شده و نمونه بازالتی (DS07-4) یک الگوی با غنی‌شدگی متوسط را در LREEها نسبت به HREEها نشان می‌دهند (با نسبت $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ برابر با ۱/۹ تا ۴/۳) (شکل ۷-A). در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌های دلریتی و بازالتی در عناصر LILE همچون K, Ba, Rb, Sr غنی‌شدگی و در عناصر Th, Ti, Ta, Nb, U تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷-B). نسبت $La_{(N)}/Nb_{(N)}$ برای نمونه‌های دلریتی (DS07-6, DS07-8, DS07-9) و بازالتی (DS07-4) به ترتیب برابر ۱/۸، ۱/۷، ۱/۹ و ۱/۴ است که تهی‌شدگی جزئی را در Nb نشان می‌دهد. میزان فراوانی عناصر کمیاب در این نمونه‌ها برابر $Yb \times 3.7-4.6$ P-mantle و $La \times 7.4-20.2$ P-mantle و $Nb \times 3.9-13.8$ P-mantle است. نمونه‌های دلریتی و بازالتی در عناصر Sr و Eu غنی‌شدگی نشان می‌دهد که ناشی از تمرکز پلاژیوکلاز کلسیک در این نمونه‌ها است. بنابراین، این نمونه‌ها از نظر ژئوشیمیایی مشابه با سری تولیتی تا کلسیمی-قلیایی (تحولی) زون فرورانش هستند.

در نمودار عناصر خاکی کمیاب (بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه)، نمونه‌های تراکی‌آندزیت (DS08-9, DS08-6) و کوارتز تراکی‌آندزیت (DS08-4, DS08-3, DS08-1) یک روند با الگوی تفریق یافته با غنی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به HREEها را نشان می‌دهند (نسبت $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 1.5-9.5$) (شکل ۷-A). میزان فراوانی عناصر خاکی کمیاب در این نمونه‌ها برابر $La \times 27.2-119.3$ P-mantle و $Yb \times 9.3-20.2$ P-mantle است. در نمودار چند عنصری (بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه)، این نمونه‌ها در عناصری همچون Ba, Rb, Th, U و K غنی‌شدگی و در عناصر Ta, Nb, Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷-B). نسبت $La_{(N)}/Nb_{(N)}$ برای نمونه‌های DS08-6, DS08-9, DS08-1 و DS08-4 به ترتیب برابر ۱/۵، ۱/۶، ۲/۴، ۰/۶، ۱/۶ است که تهی‌شدگی در Nb را نشان می‌دهد. بنابراین، این نمونه‌ها نیز از نظر ژئوشیمیایی مشابه با سری کلسیمی-قلیایی زون فرورانش هستند.

با توجه به نمودارهای عناصر خاکی کمیاب و چند عنصری، نمونه‌های دلریتی و بازالتی نسبت به همدیگر ارتباط ژنتیکی نزدیکی دارند و از یک منبع گوشته‌ای یکسان حاصل شده‌اند، در صورتی که نمونه‌های تراکی‌آندزیتی و کوارتز تراکی‌آندزیتی نسبت به نمونه‌های بازیک در کل عناصر کمیاب افزایش نشان می‌دهند که این خود

۶-۲. پلاژیوکلازها

پلاژیوکلازهای بازالت‌ها در نمودار آل بیت-آنورتیت-اورتوز (Deer et al., 1991)، ترکیب شیمیایی متغیری دارند که از بیتونیت تا آندزین (شکل ۱۴) یعنی با درصد آنورتیت (An%) ۳۳/۵ تا ۸۶/۵ درصد در تغییر است. میزان درصد مولی اورتوز (Or%) پلاژیوکلازها در بازالت‌ها از ۰ تا ۲/۲ درصد نوسان دارد.

پلاژیوکلازها در کوارتز تراکی آندزیت دارای ترکیب آل بیت با میزان درصد مولی آنورتیت (An%) ۰/۲ تا ۱/۶ درصد هستند (شکل ۱۴). میزان مول درصد اورتوز (Or%) این پلاژیوکلازها از ۰/۲ تا ۰/۵ درصد در تغییر است. همچنین میزان مول درصد آل بیت (Ab%) در این پلاژیوکلازها از ۹۸/۴ تا ۹۹/۶ درصد در نوسان است.

۷- بحث و نتیجه‌گیری

توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی منطقه ارزویه، با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در بخش جنوبی پهنه ساختاری سهندج- سیرجان قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها شامل تناوبی از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، سنگ‌آهک ماسه‌ای و سنگ‌های آتشفشانی است که با توجه به میکروفسیل‌های یافت شده در آنها می‌توان سن ژوراسیک بالایی- کرتاسه زیرین را برای آنها در نظر گرفت. این توالی توسط واحد سنگ‌آهک اریتولین دار کرتاسه زیرین پوشیده می‌شود.

ترکیب کانی‌شناسی در این نمونه‌ها در حد فاصل میان دو قطب بازیک تا حدواسط و نسبتاً اسیدی یعنی از دلریت تا کوارتز تراکی آندزیت تغییر می‌کند. با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیشتر از دلریت، بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت تشکیل یافته‌اند. روند تبدیل دلریت‌ها به کوارتز تراکی آندزیت‌ها با کم شدن تا نبود کامل کانی کلینوپیروکسن و کاهش مقدار پلاژیوکلاز کلسیک و افزایش پلاژیوکلاز سدیک همراه است. این توالی سنگی به علت فوران در محیط زیر دریایی تحت تأثیر محلول‌های گرمابی در حد رخساره شست سبز اسپیلیتی شده است. این محلول‌های گرمابی بر روی کانی‌های اصلی سنگ اثر می‌گذارند و کانی حرارت بالای کلینوپیروکسن را به اپیدوت، کلریت، کلسیت، اکسید آهن و تیتانیم، لوکوکسن و اسفن و همچنین کانی پلاژیوکلاز را به آل بیت، سرپیت و کانی‌های رسی دگرسان کرده‌اند. از نظر ترکیب سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ارزویه را می‌توان به دو گروه دلریت-بازالت و آندزیت-تراکی آندزیت تقسیم‌بندی کرد. با توجه به ژئوشیمی عناصر اصلی این نمونه‌ها گرایش به تحولی تا کلسیمی-قلیایی را نشان می‌دهند. اندیس تفریق در این سنگ‌ها از سمت دلریت ($D.I. = 25/1$) به طرف کوارتز تراکی آندزیت ($D.I. = 85/22$) افزایش می‌یابد و در ارتباط با این اندیس مقادیر سیلیس و آلکالین‌ها افزایش و مقادیر اکسیدهای آلومینیوم، آهن، کلسیم و تیتانیم کاهش یافته است.

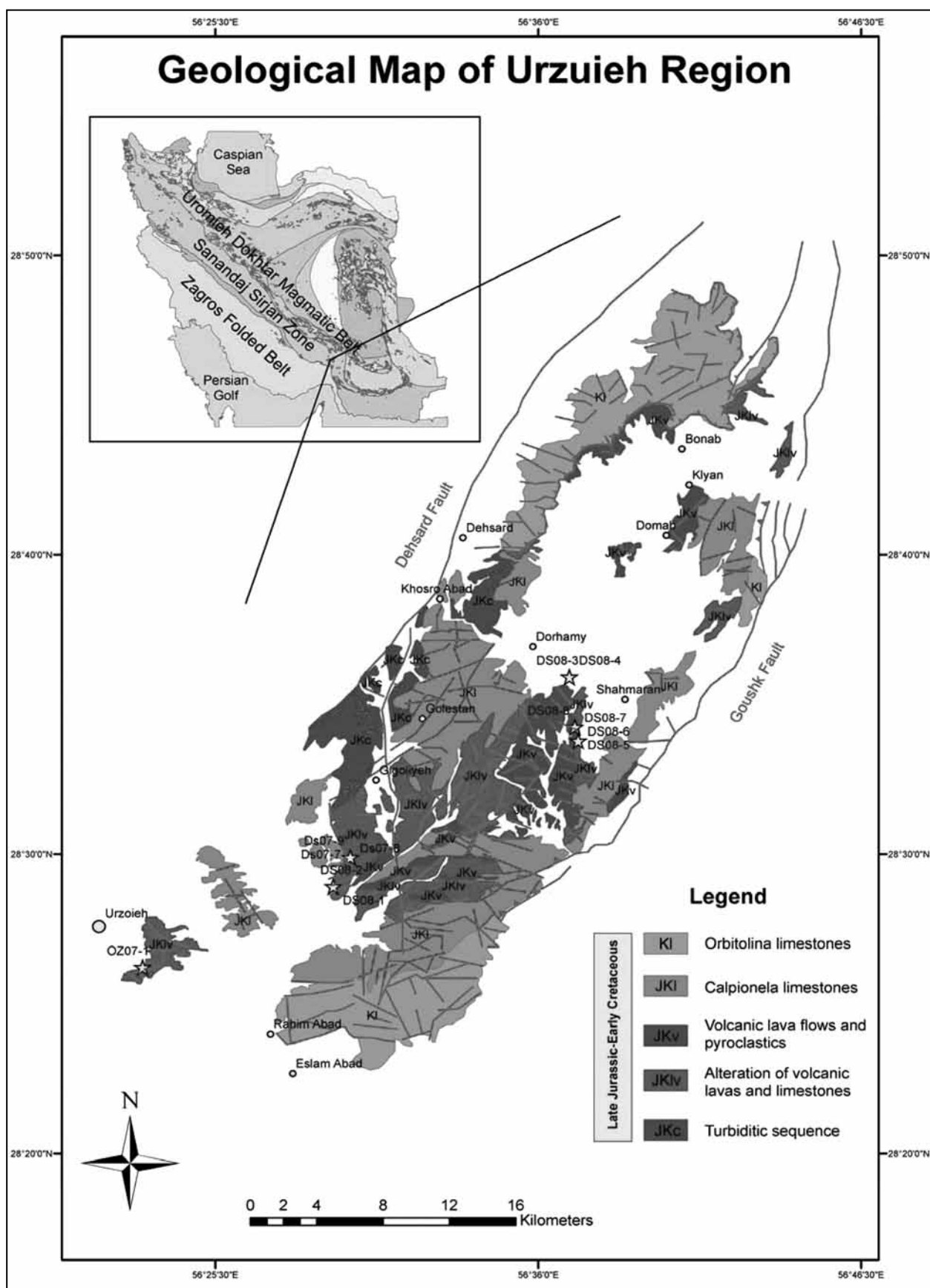
در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب و چند عنصری (بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه) نمونه‌های آتشفشانی منطقه ارزویه یک الگوی غنی شده در LILE همراه

با تهی‌شدگی در Nb و Ta را نشان می‌دهند. نمونه‌های تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت در کل عناصر کمیاب افزایش نشان می‌دهد که بیانگر طبیعت تحول یافته‌تر این نمونه‌ها است. این نمونه‌ها از نظر ژئوشیمیایی مشابه با سری‌های کلسیمی-قلیایی مرتبط با پهنه‌های فروران‌شان هستند. ترکیب گدازه‌های آتشفشانی منطقه ارزویه مشابه با گدازه‌های کمان آتشفشانی مزوزویک پهنه سهندج-سیرجان هستند (شکل ۷). (Omrani et al. (2008). نشان دادند که سنگ‌های آتشفشانی مزوزویک در پهنه سهندج-سیرجان شمالی گرایش کلسیمی-قلیایی دارند و در ارتباط با ماگماتیسیم کمانی در مناطق فروران‌شان هستند. به باور آنها کمان ماگمایی مزوزویک پهنه سهندج-سیرجان در نتیجه فروران‌شان پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر حاشیه فعال قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل یافته است.

(Babaie et al. (2001) با مطالعه بر روی سنگ‌های آتشفشانی منطقه حسن‌آباد به سن کرتاسه بالایی در پهنه سهندج-سیرجان جنوبی نشان دادند که این سنگ‌ها ترکیب شیمیایی کلسیمی-قلیایی کمان آتشفشانی دارند. جایگیری این سنگ‌های کمان آتشفشانی احتمالاً در ارتباط با محیط فروران‌شان در خلال بسته شدن اقیانوس نئوتیس هستند.

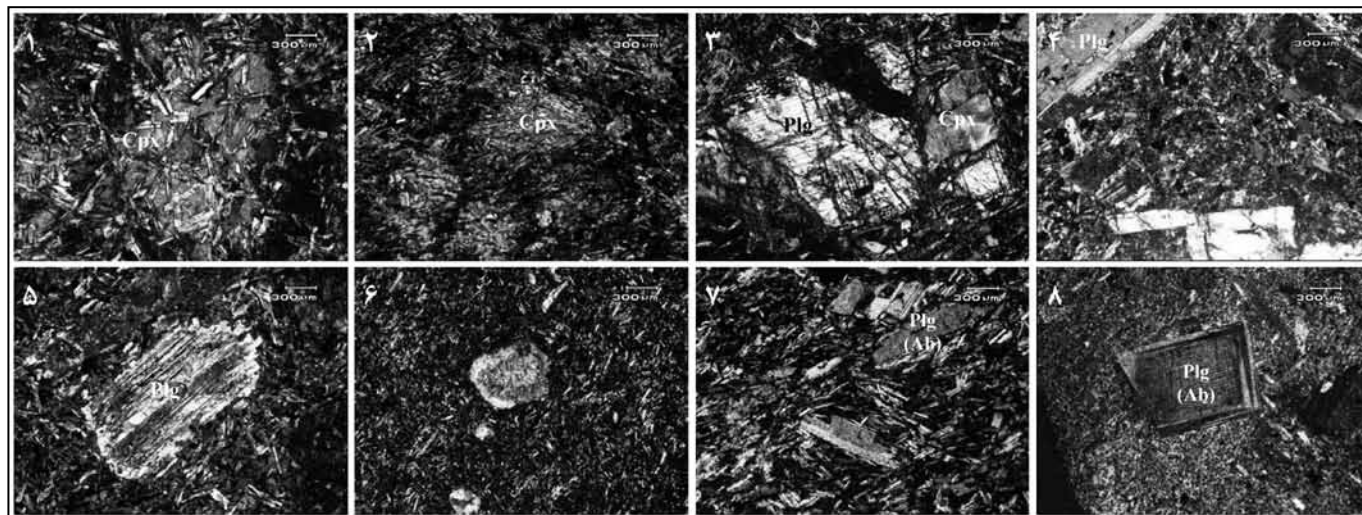
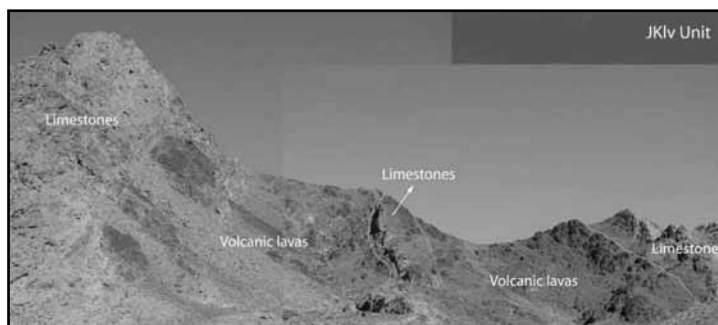
کانی کلینوپیروکسن در دلریت‌ها ترکیب دیوپسید تا دیوپسیدهای غنی از کلسیم دارد، در حالی که این کانی در بازالت‌ها در طیف اوژیت‌های غنی از منیزیم قرار می‌گیرد. با توجه به ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها و با استفاده از نمودارهای مربوط آنچه که می‌توان برداشت کرد این است که ماگمای مادر این کلینوپیروکسن‌ها از یک ناحیه مرتبط با کمان آتشفشانی منشأ گرفته است. کلینوپیروکسن‌های دلریت‌ها از تیتانیم تهی شده هستند و این تهی‌شدگی می‌تواند مرتبط با خاصیت ماگمای مادر آنها (یعنی ماگمای نوع کمانی) باشد. کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌ها با میزان بالاتری از تیتانیم مشخص می‌شوند و در نمودارهای زمین‌ساخت ماگمایی گرایش به کلینوپیروکسن‌های موجود در نواحی مرتبط با کمان آتشفشانی تا MORB را نشان می‌دهند. افزایش میزان اکسید تیتانیم و اکسید سدیم و میزان پایین اکسید آلومینیم و اکسید کروم در کلینوپیروکسن‌های بازالت نسبت به دلریت به دلیل کاهش میزان نرخ ذوب‌بخشی در تشکیل بازالت‌ها است.

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری، ژئوشیمی سنگ کل و شیمی کانیایی این نمونه‌ها از یک ماگمای با گرایش تحولی تا کلسیمی-قلیایی در محیط کمان آتشفشانی پدید آمده‌اند. این کمان آتشفشانی می‌تواند مرتبط با فروران‌شان اقیانوس نئوتیس به زیر پهنه سهندج-سیرجان جنوبی باشد. رفتارهای ژئوشیمیایی نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای است که تا حدودی تحت تأثیر سیال‌های ناشی از ورقه فروران‌شان و رسوبات همراه قرار گرفته‌اند و مسئول ایجاد ماگمای مادر بازیک با سرشت تحولی تا کلسیمی-قلیایی (گروه دلریت-بازالت) هستند. این ماگمای مادر در آشیانه ماگمایی پوسته‌ای شواهد تفریق ماگمایی را نشان می‌دهد (گروه آندزیت-تراکی آندزیت). سپس، این توالی سنگی در یک محیط آبی فوران کرده (وجود میان‌لایه‌های رسوبی) و تحت تأثیر محلول‌های گرمابی در حد رخساره شست سبز اسپیلیتی شده است.

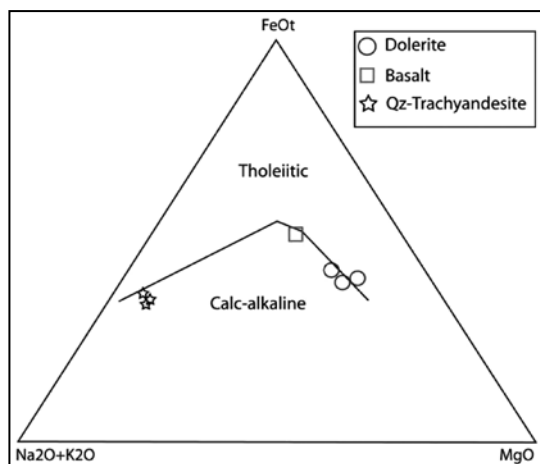


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی یکپارچه شده با استفاده از نقشه‌های ۱:۱۰۰,۰۰۰ منطقه ارزویه شامل توالی آتشفشانی - رسوبی ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (JK) و واحد سنگ آهک اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین (KI). محل‌های نمونه‌برداری با علامت ستاره مشخص شده‌اند (Sabzehei, 1994; Nazemzadeh & Rashidi, 2006). (Nazemzadeh et al., 1996; Azizan & Nazemzadeh, 2006; Azizan & Naderi, 2006)

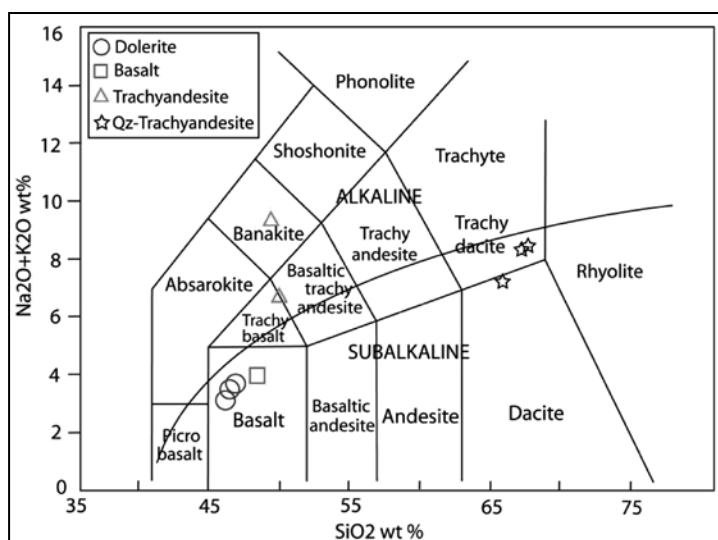
شکل ۲- رخنمون واحد آتشفشانی- رسوبی (JKIv) از توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک بالایی- کرتاسه زیرین (JK) منطقه ارزویه که نشان‌دهنده تناوبی از جریان‌های گدازه‌ای آتشفشانی و سنگ‌های آهکی است.



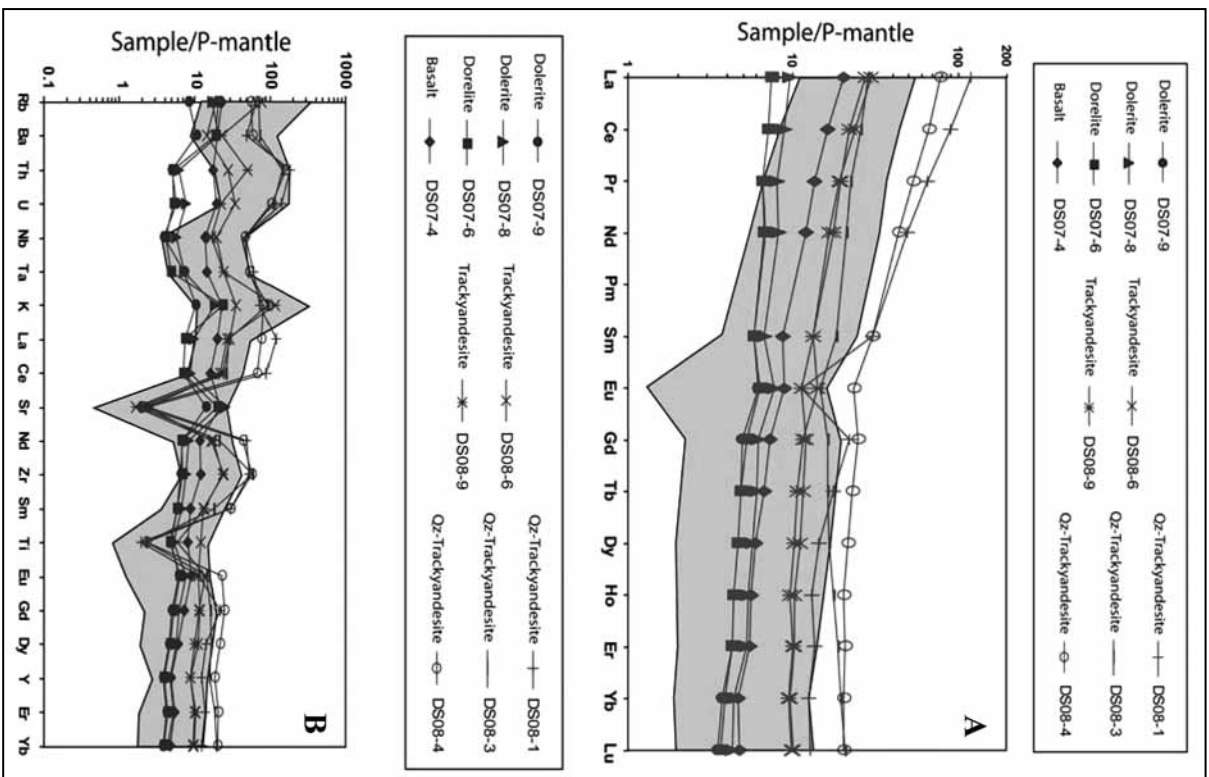
شکل ۳- ۱) دلریت (DS07-6) با بافت‌های افیتیک و اینترگرانولار. ۲) دلریت (DS07-9) شامل کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن. ۳) بازالت (DS07-4) شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن. خمیره حاوی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز است که فضای میان آنها توسط بلورهای ریز کلینوپیروکسن پر شده است. ۴) بازالت (OZ07-1) شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز. خمیره از بلورهای کلینوپیروکسن که فضای میان بلورهای پلاژیوکلاز را اشغال کرده‌اند، تشکیل یافته است. ۵) آندزیت (DS07-5) شامل کانی پلاژیوکلاز که درشت‌بلور و خمیره سنگ را تشکیل داده است. ۶) تراکی آندزیت بازالتی (DS08-6) با بافت حفره‌ای بادامکی که بدون درشت‌بلور هستند. خمیره از بلورهای پلاژیوکلاز، که تا حدی آلینی شده‌اند، و مقادیر کمی پیروکسن تشکیل یافته است. ۷) تراکی آندزیت (DS08-9) حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سدیک (آلینیت). خمیره از بلورهای پلاژیوکلاز آلینی تشکیل یافته است. ۸) کوارتز تراکی آندزیت (DS08-1) شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز آلینی. خمیره از بلورهای پلاژیوکلاز آلینی و مقادیر کمی از کوارتز تشکیل یافته است. تمامی تصاویرها در نور XPL است.



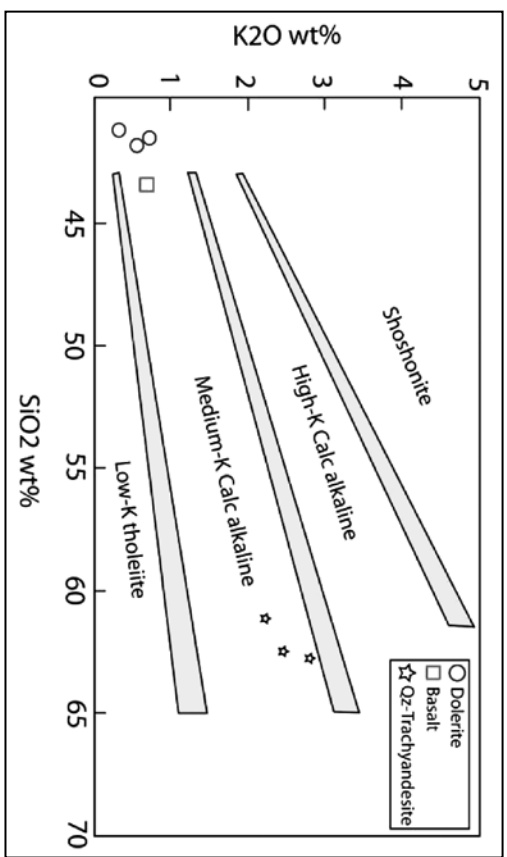
شکل ۵- نمودار AFM (Kuno, 1968) برای تعیین گرایش ژئوشیمیایی نمونه‌های نیمه قلیایی از نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه.



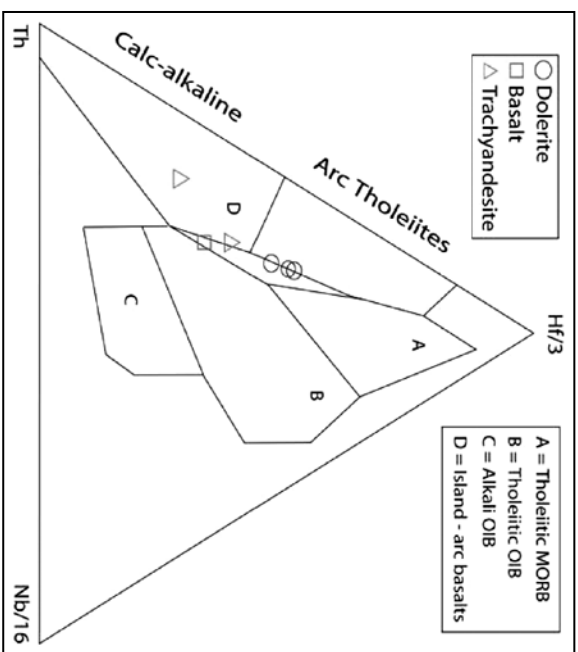
شکل ۴- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ wt% در برابر SiO_2 wt% (LeBas et al., 1986) برای طبقه‌بندی شیمیایی نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه.



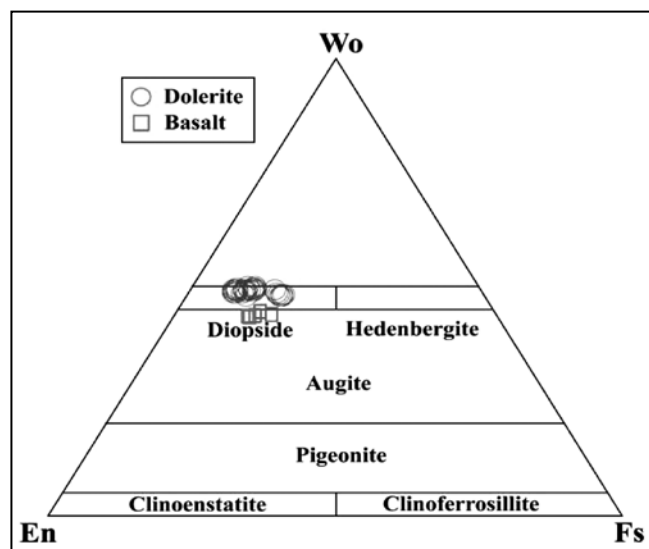
شکل ۷- نمودارهای عناصر خاکی کمیاب (A) و چند عنصری (B)، به‌بجای شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، برای نمونه‌های توالی ماگمایی آروزیه. در این نمودار، الگوی توزیع عناصر گدازه‌های کمان آتشفشانی موزویک ایران (زمینه) برای مقایسه آورده شده‌اند (Omrami et al., 2008).



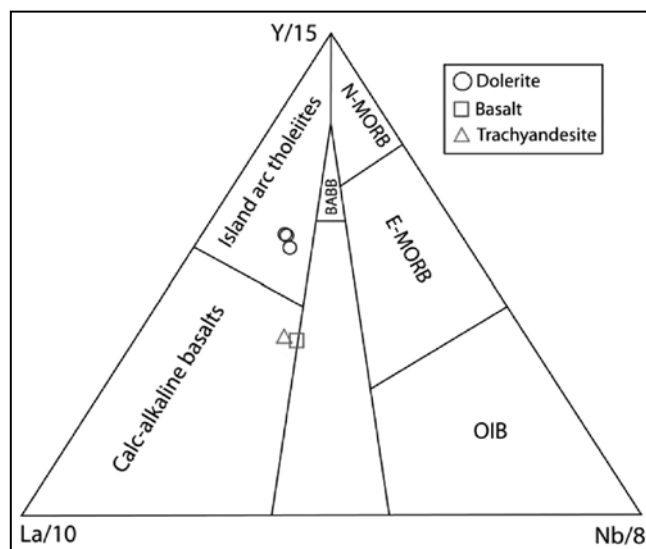
شکل ۸- نمودار K_2O wt% در برابر SiO_2 wt% (Pecceirillo & Taylor, 1976) برای تعیین گرایش ژئوشیمیایی نمونه‌های توالی ماگمایی آروزیه.



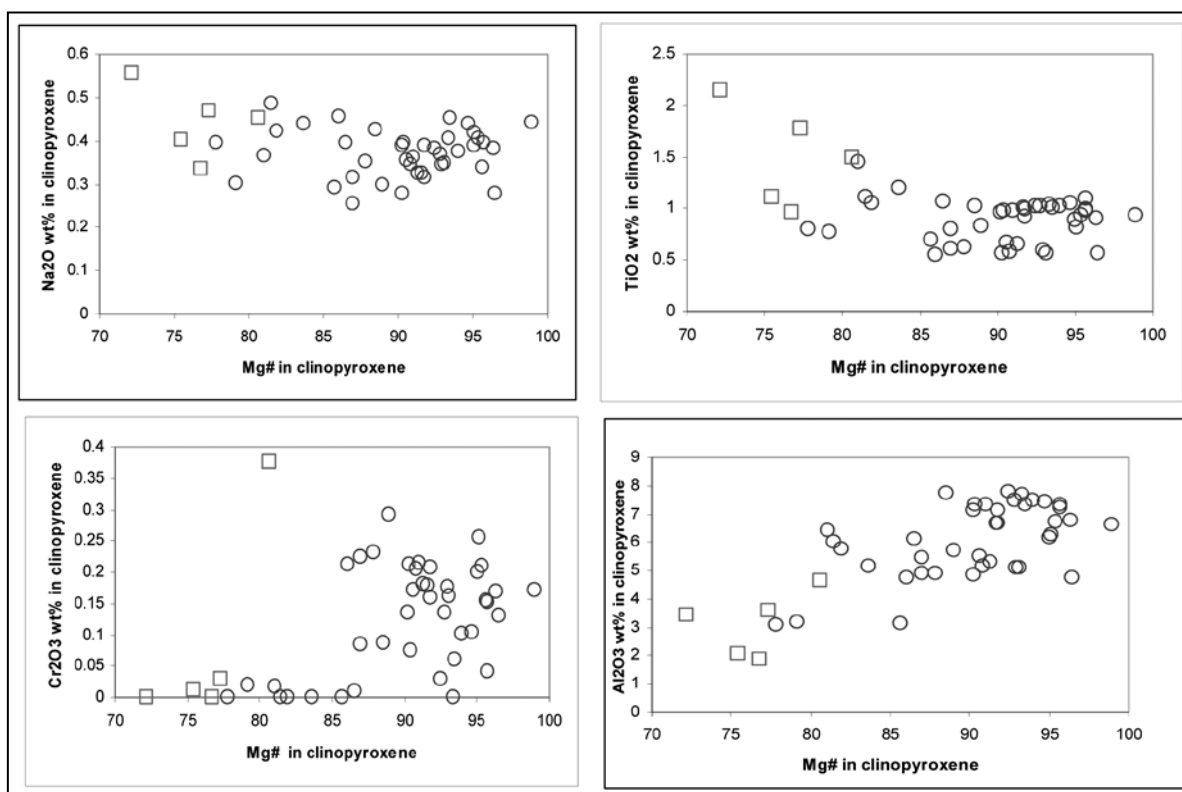
شکل ۹- نمودار $Hf/3$ vs $Nb/16$ (Wood, 1980) برای تقسیم‌بندی محیط فوران نمونه‌های توالی ماگمایی آروزیه.



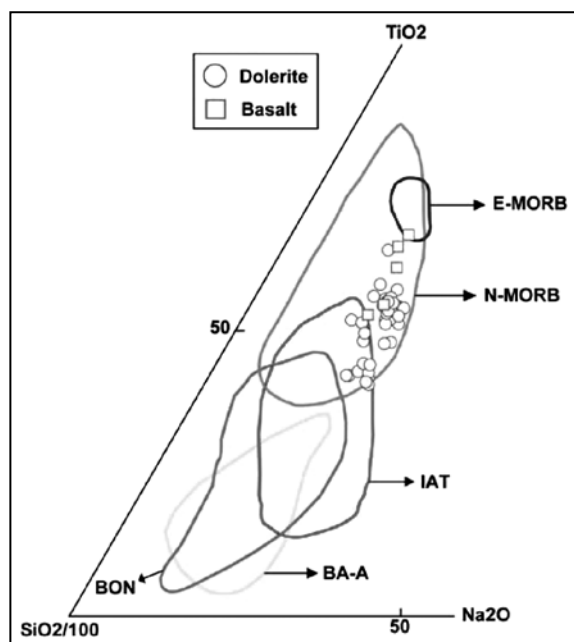
شکل ۱۰- نمودار Wo-En-Fs (Deer et al., 1991) برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن در نمونه‌های دلریت و بازالت نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه.



شکل ۹- نمودار La-Y-Nb (Cabanis & Lecolle, 1989) برای تقسیم‌بندی محیط فوران نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه.

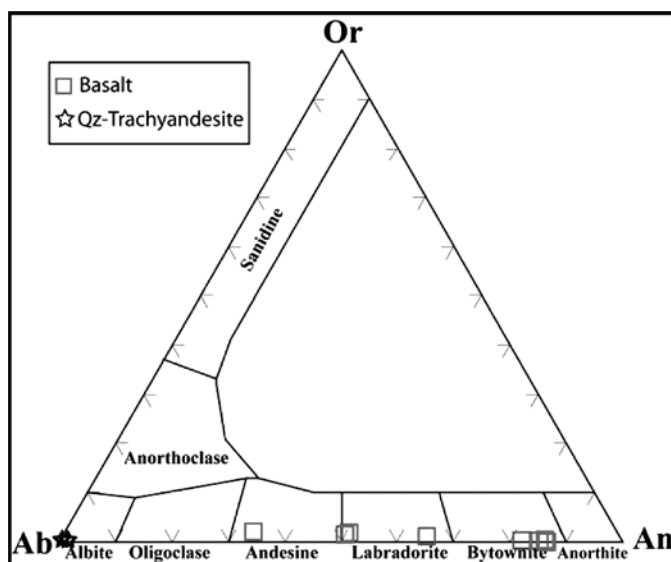
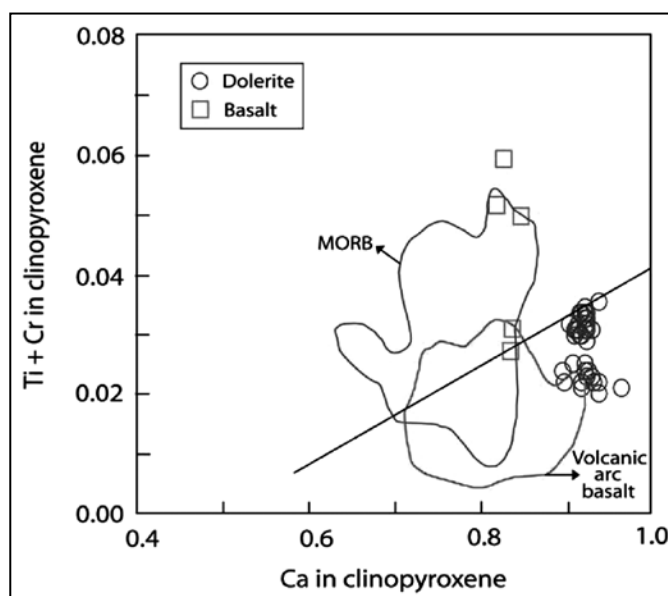


شکل ۱۱- نمودارهای اکسیدهای کروم، تیتانیم، آلومینیم و سدیم در برابر عدد منیزیم برای کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های دلریت و بازالت نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه.



شکل ۱۲- نمودار مثلثی $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$ برای کِلینوپیروکسن‌های نمونه‌های دلریت و بازالت نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه. ترکیب کِلینوپیروکسن در بونیت‌ها (BON) (Van der Laan et al., 1992)، در تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) و بازالت‌های مرتبط با حوضه‌های پشت کمان (BA-A) (Hawkins & Allan, 1994) و در مورب (MORB) (Stakes & Franklin, 1994) است.

شکل ۱۳- نمودار مجموع کاتیون‌های Ti و Cr در برابر کاتیون Ca برای کِلینوپیروکسن‌های نمونه‌های دلریت و بازالت نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه.



شکل ۱۴- نمودار An-Or-Ab (Deer et al., 1991) برای تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در نمونه‌های بازالت و کوارتز تراکی آندزیت نمونه‌های توالی ماگمایی ارزویه.

جدول ۱- تجزیه ژئوشیمیایی کل سنگ نمونه‌های آتشفشانی منطقه ارزویه

Series No.	Series Name	Sample_id	Total	LOI	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Feot	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO
1	Dolerite	DS07-6	99	4.22	46.5	17.6	8.14	9.11	8.6	2.72	0.71	0.03	1.02	0.13	0.14	0.05	<0.01
2	Dolerite	DS07-8	100	3.28	46.8	17.85	9.17	9.66	8.15	3.08	0.56	0.03	1.14	0.13	0.13	0.07	0.01
3	Dolerite	DS07-9	100	3.98	46.2	17.85	8.48	9.73	9.4	2.75	0.31	0.03	1.04	0.14	0.13	0.04	<0.01
4	Basalt	DS07-4	100.05	3.78	48.4	18.35	10.15	8.55	5.33	3.26	0.69	0.01	1.74	0.11	0.2	0.06	0.01
5	Trachy andesite	DS08-6	98.7	6.15	50	12.55	12.75	6.13	1.36	5.55	1.08	<0.01	2.61	0.09	0.44	0.01	<0.01
6	Trachy andesite	DS08-9	99.9	7.59	49.4	13.8	7.73	10.05	0.25	5.87	3.48	0.01	1.28	0.09	0.35	0.01	0.01
7	Qz-Trachy andesite	DS08-1	99.8	4.17	66.2	12.7	4.41	3.75	0.92	4.77	2.22	<0.01	0.42	0.08	0.07	0.01	0.03
8	Qz-Trachy andesite	DS08-3	99.6	2.09	67.8	13.7	5.02	0.97	1.04	5.53	2.81	<0.01	0.5	0.06	0.05	0.01	0.05
9	Qz-Trachy andesite	DS08-4	98.7	1.68	67.5	13.35	5.45	0.98	0.75	5.81	2.47	<0.01	0.49	0.05	0.07	0.01	0.04

Series No.	Series Name	Sample_id	Ag	As	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho
1	Dolerite	DS07-6	<1	-	134	12.6	40.6	190	7.06	9	3.43	2.07	1.05	15.8	3.12	1.9	0.71
2	Dolerite	DS07-8	<1	-	145	15.7	45.3	180	3.73	79	4.22	2.54	1.3	16.5	3.7	2.1	0.87
3	Dolerite	DS07-9	<1	-	72.8	12.5	51.3	200	2.08	10	3.41	2.04	1.03	15.9	2.93	1.9	0.71
4	Basalt	DS07-4	<1	-	142.5	29.1	33.9	80	1.15	51	4.39	2.6	1.5	20.4	4.34	3.2	0.92
5	Trachy andesite	DS08-6	<1	-	101.5	42.1	24.3	<10	0.12	<5	8.16	4.93	1.89	18.3	7.08	6.3	1.69
6	Trachy andesite	DS08-9	<1	-	162	38.9	54.1	40	0.08	<5	7.46	4.84	2.35	13.2	6.86	6.2	1.57
7	Qz-Trachy andesite	DS08-1	<1	-	346	159	20.8	<10	0.34	<5	10.55	6.55	1.9	19.7	13.15	14.1	2.15
8	Qz-Trachy andesite	DS08-3	<1	-	508	46.2	7.6	<10	0.1	6	12.2	8.99	2.45	27.8	9.77	15.8	2.89
9	Qz-Trachy andesite	DS08-4	<1	-	416	119	13.9	<10	0.08	<5	15.95	9.9	3.92	26.7	14.9	15.3	3.34

Series No.	Series Name	Sample_id	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th
1	Dolerite	DS07-6	5.1	0.27	<2	2.9	9.1	148	<5	1.82	13	2.57	1	429	0.2	0.52	0.43
2	Dolerite	DS07-8	6.6	0.32	<2	4	11.1	113	<5	2.22	10.9	2.97	1	543	0.3	0.65	0.53
3	Dolerite	DS07-9	5.1	0.26	<2	2.8	9.2	138	<5	1.8	5.2	2.57	1	297	0.3	0.52	0.42
4	Basalt	DS07-4	13.9	0.35	<2	9.9	16.1	24	<5	3.72	14.7	3.87	1	456	0.6	0.72	1.5
5	Trachy andesite	DS08-6	20.3	0.74	<2	13.8	22.6	6	<5	5.3	12	5.85	2	49.6	1	1.25	2.38
6	Trachy andesite	DS08-9	18.7	0.72	<2	12	23.8	6	6	5.39	49.3	5.9	2	35.1	1	1.15	4.33
7	Qz-Trachy andesite	DS08-1	82	0.95	<2	34.2	66.7	<5	<5	18.15	42.3	13.55	6	50.6	2.5	1.92	15.55
8	Qz-Trachy andesite	DS08-3	19.7	1.53	<2	34.4	28.4	<5	<5	6.24	45	8.13	4	39.9	2.1	1.77	12.1
9	Qz-Trachy andesite	DS08-4	53.4	1.5	<2	33.1	59.5	<5	<5	14.9	35.6	13.5	6	42.9	2.2	2.47	13.65

Series No.	Series Name	Sample_id	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	Ti	K	P
1	Dolerite	DS07-6	0.28	0.11	162	<1	17.7	1.92	70	76	6113.870	5894.058	610.9348
2	Dolerite	DS07-8	0.32	0.16	167	25	21.4	2.14	76	85	6833.149	4648.834	567.2966
3	Dolerite	DS07-9	0.29	0.12	164	82	17.4	1.85	67	73	6233.750	2573.462	567.2966
4	Basalt	DS07-4	0.37	0.41	260	1	22.2	2.29	95	134	10429.543	5728.028	872.764
5	Trachy andesite	DS08-6	0.73	0.73	373	100	40.2	4.75	58	275	15644.314	8965.609	1920.081
6	Trachy andesite	DS08-9	0.69	0.47	121	175	40.2	4.62	38	268	7672.307	28889.19	1527.337
7	Qz-Trachy andesite	DS08-1	0.95	2.91	6	218	55.8	6.16	15	598	2517.476	18429.31	305.4674
8	Qz-Trachy andesite	DS08-3	1.4	2.31	5	72	72.2	9.63	36	666	2996.995	23327.19	218.191
9	Qz-Trachy andesite	DS08-4	1.47	2.18	5	153	83.6	9.98	25	650	2937.055	20504.680	305.4674

جدول ۲- تجزیه‌های نماینده ژئوشیمی کانیایی کانی کلینوپروکسن در نمونه‌های بازالتی و دلریتی منطقه ارزویه

Series Name	Sam-ple_id	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	W/O	EN	FS	Mg#
Dolerite	DS07-9	45.162	0.991	7.344	6.184	0.153	0.107	0.037	12.916	22.531	0.396	0.014	95.83	49.613	39.572	10.815	95.731
Dolerite	DS07-9	46.196	0.896	6.796	5.613	0.168	0.107	0	13.593	22.646	0.381	0.01	96.41	49.204	41.093	9.703	96.380
Dolerite	DS07-9	47.248	0.816	6.294	5.729	0.256	0.035	0	13.956	22.69	0.418	0.018	97.46	48.683	41.663	9.654	95.140
Dolerite	DS07-9	48.756	0.567	5.1	4.747	0.161	0.136	0.046	14.485	22.833	0.348	0.025	97.2	48.788	43.065	8.147	93.127
Dolerite	DS07-9	49.704	0.627	4.894	4.599	0.232	0.062	0.005	14.231	22.977	0.353	0	97.68	49.502	42.659	7.839	87.859
Dolerite	DS07-10	49.45	0.664	5.532	4.773	0.172	0.097	0	14.264	23.317	0.355	0.02	98.64	49.647	42.258	8.096	90.596
Dolerite	DS07-10	47.554	0.764	3.178	9.053	0.019	0.302	0.006	12.633	21.384	0.303	0.006	95.2	46.219	37.992	15.789	79.185
Dolerite	DS07-10	44.771	1.024	7.735	8.437	0.086	0.182	0.023	11.606	22.546	0.426	0.023	96.86	49.635	35.551	14.815	88.533
Dolerite	DS07-10	48.087	0.794	3.089	9.627	0.001	0.309	0	11.9	22.479	0.394	0.01	96.69	48.037	35.383	16.58	77.803
Dolerite	DS07-10	45.404	1.019	7.786	6.413	0.028	0.124	0.014	12.701	22.485	0.383	0.004	96.36	49.679	39.045	11.276	92.465
Basalt	OZ07-1	49.418	2.145	3.433	9.641	0	0.201	0.047	12.976	20.429	0.558	0	98.85	44.249	39.107	16.644	72.189
Basalt	OZ07-1	51.869	0.956	1.876	7.866	0	0.178	0.015	14.672	20.807	0.336	0	98.61	43.782	42.956	13.263	76.751
Basalt	OZ07-1	49.798	1.781	3.603	8.502	0.029	0.155	0	13.747	21.161	0.468	0.016	99.26	44.978	40.656	14.366	77.341
Basalt	OZ07-1	51.578	1.108	2.073	8.282	0.013	0.172	0.057	14.281	20.846	0.403	0.012	98.83	44.056	41.994	13.949	75.472
Basalt	OZ07-1	49.358	1.498	4.669	7.482	0.376	0.145	0.027	14.357	20.526	0.454	0.025	98.92	44.183	42.999	12.818	80.645

جدول ۳- تجزیه‌های نماینده ژئوشیمی کانیایی کانی پلاژیوکلاز در نمونه بازالتی و کوآرتز تراکی آندزیت منطقه ارزویه

Series Name	Sample_id	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Ab	An	Or
Basalt	OZ07-1	55.754	0.125	28.066	0.699	0.041	0.096	10.424	5.563	0.239	101.01	48.5	50.2	1.3
Basalt	OZ07-1	47.347	0.04	33.596	0.417	0	0.123	16.51	1.956	0.043	100.03	17.6	82.1	0.3
Basalt	OZ07-1	46.724	0.02	34.204	0.513	0.056	0.116	17.581	1.556	0.033	100.8	13.8	86	0.2
Basalt	OZ07-1	58.362	0.143	24.891	1.097	0.028	0.832	6.743	7.152	0.381	99.63	64.3	33.5	2.2
Basalt	OZ07-1	51.677	0.08	30.374	1.245	0	0.051	13.607	4.001	0.143	101.18	34.4	64.7	0.8

Series Name	Sample_id	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Ab	An	Or
Qz-Trachy andesite	DS08-3	69.052	0	20.434	0	0.012	0.034	0.195	8.178	0.034	97.94	98.4	1.3	0.3
Qz-Trachy andesite	DS08-3	70.843	0	21.044	0.012	0.016	0.026	0.098	12.084	0.098	104.22	99	0.5	0.5
Qz-Trachy andesite	DS08-3	70.024	0	20.801	0.008	0	0.001	0.045	12.279	0.048	103.21	99.6	0.2	0.2
Qz-Trachy andesite	DS08-4	69.592	0	20.698	0.082	0.006	0	0.264	12.291	0.052	102.99	98.6	1.2	0.3
Qz-Trachy andesite	DS08-4	69.642	0	20.768	0.061	0	0	0.362	12.038	0.068	102.94	98	1.6	0.4
Qz-Trachy andesite	DS08-4	70.112	0	20.783	0.027	0	0.012	0.211	12.31	0.070	103.52	98.7	0.9	0.4

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, 94: 401-419.
- Allen, M. B., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23: 1-16.
- Alric, G. & Virlogeux, D., 1977- *Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh Bid-Bavanat, Chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran. Thèse 3ème cycle, université scientifique et médicale de Grenoble, France*, 316 pp.
- Azizan, H. & Naderi, N., 2006- Geological map of the Dolatabad, Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran, Sheet No. 7346.
- Azizan, H. & Nazemzadeh, M., 2006- Geological map of the Orzuieh (Dashtvar), Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran, Sheet No. 7246.
- Azizi, H. & Jahangiri, A., 2008- Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45: 178-190.
- Babaie, H. A., Ghazi, A. M., Babaei, A., La Tour, T. E. & Hassanipak, A. A., 2001- Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 19: 61-76.
- Beccalova, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. & Zeda, O., 1989- Clinopyroxene compositions of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77: 165-182.

- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K. & Delany, F.M. (eds.) Zagros, Hindukosh, Himalaya geodynamic evolution. American Geophysical Union Washington, 5-32 pp.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Berberian, M. & Nogol, M., 1974- Preliminary explanation text of the geology of Deh Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complexes and the tectonics of the area (two geological maps, 1/100000 from the Hajiabad quadrangle map). Geological Survey of Iran. internal report, 60 pp.
- Braud, J., 1978- Geological map of Kermanshah 1/250000 scale. Geological Survey of Iran.
- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989 - Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci.*, 309: 2023-2029.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H. & Schmidt, K., 1981- On the rotation of the Central-East Iran microplate. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 3: 180-192.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1991- An introduction to the rock-forming minerals, Longman Scientific Technical, New York, 528 pp.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J., 1973- Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3137-3180.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman. Geological Survey of Iran, No. 72.
- Forster, H., 1976 - Continental drift in Iran in relation to the Afar structures. In: Pilger, A. & Rosler, A., (eds.). *Afar between continental and oceanic rifting (VII)*. Schweizerbatsche Varlagsbuchhandlung, Stuttgart, 182-190 pp.
- Hawkins, J. W. & Allan, J. F., 1994- Petrologic evolution of Lau Basin sites 834 through 839. In: Hawkins, J.W. & Parson, L.M. & Allan, J.F., et al. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 135, College Station, Texas, 427-470 pp.
- Hout, F., Hebert, R., Varfalvy, V., Beaudoin, G., Wang, C. S., Liu, Z. F., Cotten, J. & Dostal, J., 2002- The Beimarang melange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin, metamorphic evolution and obduction processes of the Yarlung Zangbo ophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 307-322.
- Jackson, J., Hains, J. & Holt, W., 1995 - The accommodation of Arabia-Eurasia plate. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15,205-15,219.
- Kuno, 1968 - Differentiation of basaltic magma. In Hess, H.H., et Poldervaart, A., edit, *Basalts*, 2: 623-688.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal Of Petrology*. 27: 745-750.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letter*, 59: 139-154.
- Moritomo, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi, K. & Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550.
- Nazemzadeh, M. & Rashidi, A., 2006- Geological map of the Dehsard (Bezar), Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran, Sheet No. 7347.
- Nazemzadeh, M., Roshanravan, J. & Azizan, H., 1996- Geological map of the Khabr, Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran, Sheet No. 7247.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath Zagros: New report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106: 380-398.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Sabzehei, M., 1994- Geological map of the Hajiabad, Scale 1/250,000. Geological Survey of Iran, Quadrangle No. 112.
- Sengor, A. M. C., 1979- Mid - Mesozoic closure of Permo - Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279: 590-593.
- Stakes, D. S. & Franklin, J. M., 1994- Petrology of igneous rocks at Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. In: Mottl, M.J. & Davis, E.E. & Fisher, A.T., et al. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 139, College Station, Texas, 79-102 pp.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *A.A.P.G. Bull*, 52: (7) 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974 - Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A. & Drake, C.L. (Eds.). *The geology of continental margins*. Springer, Berlin, 873-887 pp.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia. *Memoire Hors-Serve No.8 dela Societe Geologique de France*, 8: 333-353.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds.). *Magmatism in Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* London, 313-345 pp.
- Taraz, H., 1974- Geology of the Surmaq-Deh Bid area, Abadeh region, Central Iran. Geological Survey of Iran, 37: 148 pp.
- Van der Laan, S. R., Arculus, R. J., Pearce, J. A. & Murton, B. J., 1992- Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc. In: Fryer, P., Pearce, J.A. & Stokking, L.B., et al. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, College Station, Texas, 171-201pp.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic 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.