

# سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین بازیک منطقه مشیران واقع در شمال مشکین شهر

محمد پوستی<sup>۱</sup> و محمد فدائیان<sup>۲</sup>\*

<sup>۱</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

<sup>۲</sup> مربی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۲/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۰۲

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال شهرستان مشکین شهر قرار گرفته است. بیشتر این ناحیه را سنگ‌های آذرین به سن ائوسن تشکیل داده است که شامل آندزیت بازال، بازال، تفریت و گاهی آنالسیمیت است. این سنگ‌ها اشباع یا کمی اشباع از سیلیس هستند و نمودارهای زمین‌ساختی خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ‌ها را به طور چیره در کمان‌های آتشفشانی و پهنه فرورانش معرفی می‌کند. وجود بی‌هنجاری منفی Nb، نسبت بالای LILE/HFSE، بالا بودن مقادیر  $Al_2O_3$ ،  $P_2O_5$  و کمبود میزان تیتان، نظریه فرورانش و ذوب بخشی با درصد کم گوشته بالایی متاسوماتیسم شده را برای تشکیل ماگمای اولیه (آلکالی الیوین بازالتی) قوی‌تر می‌کند. همچنین شواهد سنگ‌نگاری نشان از اختلاط ماگمای اولیه با مواد پوسته‌ای است. بر پایه نمودارهای ژئوشیمیایی ترکیب شیمیایی بیشتر سنگ‌ها در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرد. تشکیل این سنگ‌ها را می‌توان به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس در طی دوران مزوزوییک و یا آغاز دوران سنوزوییک نسبت داد؛ آزاد شدن سیال‌هایی از این پوسته زیرراندن شده و متاسوماتیسم گوشته سنگ کره‌ای و در ادامه شرایط مناسب ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده، سبب تشکیل ماگماتیسیم پتاسیک شده است و در اثر عملکرد یک فاز کششی و تأثیر سامانه‌های پیچیده گسلی ماگمای تولید شده با ترکیب شوشونیتی به سطح زمین راه پیدا کرده است.

**کلیدواژه‌ها:** شوشونیت، متاسوماتیسم، آنالسیمیت، اختلاط ماگمایی، ذوب بخشی.

\*نویسنده مسئول: محمد فدائیان

E-mail: mfadaeyan@yahoo.com

## ۱- پیش‌نویس

بازالت‌ها و ماگماهای حد واسط با پتاسیم بالا و ترکیب شوشونیتی به‌طور مشخص در محیط‌های برخوردی و مرتبط با فرورانش و محیط‌های پس از برخوردی نیز دیده می‌شوند. شوشونیت‌ها سنگ‌هایی هستند با مجموع قلیایی بیش از ۵ درصد وزنی، نسبت  $K_2O/Na_2O$  بیش از ۰/۶ درصد (در سنگ‌هایی که دارای ۵۰ درصد وزنی  $SiO_2$  هستند) و بیش از ۱ درصد (در سنگ‌هایی که دارای ۵۵ درصد وزنی  $SiO_2$  هستند)، بالا بودن عناصر P، Rb، Sr، Ba، Pb، LREE، مقادیر پایین  $TiO_2$  (کمتر از ۱/۳ درصد وزنی) و نسبت بالای  $Al_2O_3$  (۱۴ تا ۱۹ درصد وزنی). به‌طور کلی عوامل بسیاری از جمله دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی، ژرفای زیاد محل تشکیل ماگما و یک خاستگاه گوشته متاسوماتیزه که در نتیجه رخداد فرورانش صورت گرفته است، می‌تواند در افزایش میزان پتاسیم مؤثر باشد.

۴۷° ۳۸' خاوری قرار گرفته است. این ناحیه در پهنه البرز باختری و آذربایجان و پهنه ماگمایی ترشیری قرار گرفته است (Nabavi, 1976; Stöcklin, 1968 & 1977; Nezafti, 2006). همچنین به باور Alberti et al. (1980) این ناحیه در ایالت ماگمایی آذربایجان که میان دریای خزر و دریای سیاه قرار گرفته و به سوی باختر به درون آناتولی مرکزی کشیده شده است، جای دارد. زمین‌ریخت‌شناسی منطقه با دو عامل ساختاری یعنی زمین‌ساخت و جنس سنگ‌های مختلف کنترل می‌شود. عملکرد گسل‌های بسیاری با روند عمومی شمالی- جنوبی و شمال باختری- جنوب خاوری سبب جابه‌جایی‌های قائم و ایجاد پرتگاه‌های گسلی شده است. گوناگونی سنگ‌شناسی در ریخت‌شناسی منطقه مؤثر بوده است، به‌گونه‌ای که برش‌های آتشفشانی با گسترش وسیع و فرسایش پذیری بالا، مناطق پست و کم ارتفاع را به وجود آورده‌اند. برش‌هایی که به‌طور میان‌لایه‌ای با گدازه‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند، دچار فرسایش کمتری شده و حالت پله‌ای را در منطقه ایجاد کرده‌اند. پیدایش برش‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی با سیمان توفی و هیالو کلاستیکی اولین نشان از فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه است و نیز کهن‌ترین سنگ‌های منطقه را شامل می‌شود. این واحد در برخی نقاط ویژگی آتشفشان‌های زیردریایی را از خود نشان می‌دهد و قطر قطعات آن از ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر متغیر است. دایک‌های آندزیت بازالتی و گاهی تفریتی که احتمالاً دایک‌های تغذیه کننده فعالیت‌های بعدی هستند به فراوانی برش‌های آتشفشانی را قطع کرده‌اند (فدائیان، ۱۳۸۲).

## ۲- روش مطالعه

با انجام بررسی‌های صحرائی نمونه‌برداری به‌ویژه از تنوعات سنگی، عکس‌برداری از شواهد و پدیده‌های زمین‌شناسی، تعیین گسل خوردگی‌ها و دیگر ویژگی‌های زمین‌شناسی مورد مطالعه قرار گرفت. ۱۰۰ نمونه سنگی از منطقه، برای بررسی‌های آزمایشگاهی برداشته شد. ۸۰ نمونه برای تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب و مطالعات سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان انجام شد. پس از این مرحله به منظور مطالعات ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی ۱۰ نمونه مناسب برای تجزیه شیمیایی به روش XRF توسط شرکت کانساران بینالود تجزیه شد. همچنین تجزیه نقطه‌ای میکروپروب کانی‌ها در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با ریزکاونده الکترونی Cameca مدل SX100 (WDS) با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و شدت جریان ۱۰ nA صورت گرفت.

## ۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال شهرستان مشکین شهر در محدوده جغرافیایی میان طول‌های ۳۰° ۴۷' تا ۴۰° ۴۷' شمالی و عرض‌های ۴۰° ۳۸' تا

تداوم فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه با پیدایش سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی آندزیت بازالتی با ریخت بالشی ادامه می‌یابد که قطر آنها تا ۵ متر می‌رسد. این واحد در برخی نقاط به‌طور کامل برش‌های آتشفشانی را پوشانیده است (شکل ۱). سنگ‌های آنالسیم‌دار منطقه از سه بخش قابل تفکیک، تشکیل شده‌اند که شامل سنگ‌های آندزیت بازالتی که به‌طور متناوب همراه با گدازه و برش‌های آتشفشانی در بخش پایین قرار گرفته‌اند، گدازه‌های آنالسیم‌دار و برش‌های آنالسیم‌دار در بخش میانی و برش‌های آنالسیم‌دار با سیمان هیالو کلاستیک در بخش بالایی که روی واحدهای رسوبی را می‌پوشانند، است. ریخت صخره‌ای این واحد نشانگر سختی

غربالی از خود نشان می‌دهند. برخی از پلاژیوکلازها دچار تجزیه شدیدی شده‌اند و اغلب اذخال‌هایی از پیروکسن، آپاتیت و کانی‌های کدر دارند. کانی آنالسیم آثار تجزیه به کانی‌های رسی و سریست و کانی‌های کدر را نشان می‌دهد. آنالسیم‌ها بیشتر دارای اذخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند (شکل ۲-ج). درشت‌بلورهای فلدسپار آلکالن از نوع سانیدین نیز در این سنگ‌ها به میزان کمتری دیده می‌شود. کانی سانیدین به‌طور چیره شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است (شکل ۲-ح). در این گروه سنگی خمیره بیشتر شامل بلورهای میکروولیتی و ریزدانه پلاژیوکلاز و شکل‌های دروغین لوسیت (آنالسیم) هستند و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به‌صورت اذخال‌هایی به موازات حاشیه بلورهای آنالسیم از خود جهت‌یابی نشان می‌دهند.

## ۵- ژئوشیمی

### ۵-۱. رده‌بندی شیمیایی و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه سنگ‌های منطقه در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار سیلیس میان ۵۰ تا ۶۵ درصد وزنی متغیر است. میزان مواد قلیایی در این سنگ‌ها به نسبت بالاست (۳ تا ۱۰ درصد وزنی). برای رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار مجموع قلیایی در برابر  $\text{SiO}_2$  استفاده شد (Middlemost, 1994); در این نمودار نمونه‌ها در گستره بازالت تا تراکی داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۹). همچنین نمونه‌ها در نمودار سیلیس در برابر پتاسیم (Rickwood, 1989) ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی (شکل ۱۰-الف) و در نمودار سدیم در برابر پتاسیم (Rollinson, 1993) سرشت شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ب).

### ۵-۲. شیمی کانی‌ها

— **کلینوپیروکسن‌ها:** تجزیه شیمیایی کانی پیروکسن روی مقاطع صیقلی متفاوتی از توالی سنگ‌های آتشفشانی منطقه انجام پذیرفته است (شکل ۴). تجزیه نقطه‌ای سنگ‌های بازالتی و تفریتی بر روی کانی‌های کلینوپیروکسن (جدول ۲) انجام شده است. کانی‌های کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها با مقادیر پایین اکسید تیتانیم مشخص می‌شوند (مقادیر ۰/۳۳ تا ۱/۲۸ درصد وزنی). این کلینوپیروکسن‌ها در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988) از دید ترکیبی در حوزه دیوپسید واقع شده‌اند (شکل ۷) و فرمول ترکیبی  $\text{Wo}_{49.96}\text{En}_{46.80}\text{Fs}_{3.24}$  تا  $\text{Wo}_{64.59}\text{En}_{35.41}\text{Fs}_{0.00}$  دارند. میزان عدد منیزیم کلینوپیروکسن در محدوده ۸۳/۵۰ تا ۹۲/۲۰ در تغییر است (جدول ۲). نمودارهای اکسید عناصر کلسیم، تیتانیم، آلومینیم و سدیم در برابر عدد منیزیم، همبستگی منفی میان عدد منیزیم و عناصر تیتانیم، سدیم و آلومینیم و همبستگی مثبت نسبت به عنصر کلسیم را نشان می‌دهند که می‌تواند نشان‌دهنده درجات مختلف ذوب بخشی باشد (شکل ۳). شیمی کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های ماگمایی به شدت تحت تأثیر ترکیب ماگمای اولیه‌ای است که از آن متبلور شده‌اند. بنابراین ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان راهنمایی برای تعیین گرایش ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی از محیط‌های زمین‌ساخت ماگمایی مختلف مورد بررسی قرار گیرد (Beccaluva et al., 1989; Letierrier et al., 1982; Huot et al., 2002). بر اساس نمودار  $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2/100\text{-Na}_2\text{O}$  (Beccaluva et al., 1989) کلینوپیروکسن‌ها در حوزه توله‌ایت‌های جزایر کماتی و MORB-N-جانمایی (پلات) می‌شوند (شکل ۸). از ترکیب کلینوپیروکسن موجود در نمونه‌ها می‌توان برای تعیین خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه استفاده کرد. در نمودار (Pearce, 1976) F1-F2؛ شکل ۱۴-ب، بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی جای می‌گیرند. نمودار Ca در برابر (Pearce, 1976) Ti+Cr؛ شکل ۱۴-الف) که برای مجزا کردن بازالت‌های کوهزایی از توله‌ایت‌های غیر کوهزایی به کار می‌رود، همه نمونه‌ها را در محدوده بازالت‌های کوهزایی نشان می‌دهد.

زیاد و مقاومت آن در برابر فرسایش است و ترکیب آن از آنالسیمیت تا تفریت تغییر می‌کند. در منطقه مورد مطالعه توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف با ترکیب مونزودیوریتی در بخش شمالی روستای مشیران بروزند دارند؛ که در اطراف این توده‌ها آثار دگرسانی دیده نمی‌شود. سنگ‌های آذرین بیرونی با ترکیب آندزیتی و بازالتی به‌طور عموم، حالت صخره‌ای و پرتگاهی را در سطح زمین و در برابر فرسایش، مقاومت زیادی از خود نشان می‌دهند.

## ۴- سنگ‌نگاری

### ۴-۱. بازالت و آندزیت

بازالت‌ها به‌طور چیره دارای بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی هستند. کانی پیروکسن به عنوان فراوان‌ترین درشت‌بلور در این سنگ‌ها حضور دارد و فراوانی آن ۲۵ تا ۴۰ درصد است. اندازه این بلورها گاهی تا ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد و منطقه‌بندی ساعت شنی در برخی از آنها وجود دارد (شکل ۲-الف). اذخال‌های موجود در این پیروکسن‌ها شامل کانی‌های کدر، زیرکن و شیشه است (شکل ۲-ب). تجزیه به روش میکروپروب نوع پیروکسن‌ها را دیوپسید معرفی می‌کند. در این گروه سنگی خمیره بیشتر شامل بلورهای پیروکسن و بلورهای میکروولیتی و ریزبلورهای پلاژیوکلاز است. فراوانی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز از ۳۰ تا ۴۰ درصد در تغییر است و بیشتر آنها تجزیه شده‌اند. الیوین به‌صورت کانی فرعی و با فراوانی کم (۵ تا ۸ درصد) در شماری از نمونه‌ها دیده می‌شود و به‌طور عموم نیمه‌شکل‌دار است و آثار تجزیه به ایدنگسیت در آن دیده می‌شود. از کانی‌های جزئی می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد که به‌صورت اذخال درون دیگر کانی‌ها دیده می‌شوند. آندزیت‌ها نیز بیشتر بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی دارند. پلاژیوکلاز و آمفیبول دو درشت‌بلوری هستند که در همه نمونه‌های این گروه عمومیت دارند. پلاژیوکلاز به‌عنوان فراوان‌ترین درشت‌بلور در این سنگ‌ها حضور دارد؛ به‌طوری که تا ۲۰ درصد از حجم کل سنگ را شامل می‌شود. این کانی به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و بیشتر دارای ماکل پلی‌سننتیک است. البته برخی از بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی نوسانی از خود نشان می‌دهند (شکل ۲-پ). آمفیبول‌ها به‌طور عموم از نوع هورنبلند هستند که به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با حواشی اکسید شده و خرد شده دیده می‌شوند. فراوانی این کانی در این گروه از ۸ تا ۱۲ درصد است (شکل ۲-ت). از کانی‌های جزئی که به‌صورت اذخال در خمیره و نیز به‌صورت درشت‌بلور وجود دارند، می‌توان به کانی پیروکسن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر اشاره کرد.

### ۴-۲. سنگ‌های آنالسیم‌دار

سنگ‌های این گروه بیشتر بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی و گاه میکروولیتی شیشه‌ای دارند. مقدار خمیره شیشه‌ای در آنها متغیر است؛ به گونه‌ای که در برخی از مقاطع افزایش خمیره شیشه‌ای سبب تشکیل بافت اینترسرتال می‌شود و در تعدادی دیگر با کاهش آن بافت اینترگرانولر ایجاد شده است. گاهی تجمع خوشه‌ای درشت‌بلورهای پیروکسن سبب ایجاد بافت گلموروپورفیریتیک در سنگ شده است. همه سنگ‌های آنالسیم‌دار سه نوع درشت‌بلور پیروکسن، پلاژیوکلاز و آنالسیم دارند (شکل ۲-ث). پیروکسن‌ها عموماً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازه آنها از ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. فراوانی درشت‌بلورهای پیروکسن تا ۱۲ درصد می‌رسد. پیروکسن‌ها در بیشتر موارد دارای ساخت ساعت شنی هستند. ماکل ساده و ماکل‌های تداخلی که در آن چند بلور شرکت دارند، در این کانی‌ها متداول است. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، پیروکسن‌ها دارای اذخال‌هایی از کانی آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. همچنین خود پیروکسن‌ها به‌صورت اذخال درون پلاژیوکلازها و درشت‌بلورهای آنالسیم دیده می‌شوند. طبق نتایج تجزیه میکروپروب، ترکیب پیروکسن بیشتر دیوپسید است (Deer et al., 1991) (شکل ۷). کانی پلاژیوکلاز بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها حضور دارد که حاشیه خرد شده و بافت

## ۷- نتیجه گیری

سنگ‌های خانواده شوشونیت‌ها پاراژنز کانی‌شناسی ویژه‌ای دارند که شامل بخش خمیره و درشت‌بلورها (الیون، کلینوپروکسن، گاهی ارتوپروکسن و هورنبلند سبز) است. شوشونیت‌ها تنها باید شامل آن دسته از سنگ‌هایی باشند که در امتداد مرز صفحات همگرا و همراه با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان هستند؛ هر چند سنگ‌هایی را که به‌طور متوسط سرشار از پتاسیم ولی دور از کمان‌های آتشفشانی هستند، مانند انواعی که در امتداد دره کافت خاور آفریقا جای دارند نیز جزو شوشونیت‌ها در نظر می‌گیرند. با توجه به مطالب یادشده و اختصاصات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌توان به نتایج زیر دست یافت؛

نسبت  $K_2O/Na_2O$  سنگ‌های منطقه بیش از یک (میان ۲/۸۶ تا ۴/۸۷)، مقدار  $Al_2O_3$  در سنگ‌های منطقه ۱۲/۵ تا ۱۹/۸۲، مقدار  $TiO_2$  ۰/۷۰۷ تا ۰/۷۰۷ درصد کل  $K_2O+Na_2O$  ۷/۳۳ درصد است. سنگ‌های بازی منطقه (بازالت‌ها و سنگ‌های آنالسیم‌دار) همگی اشباع از سیلیس هستند و در نورم آنها نفلین دیده نمی‌شود.

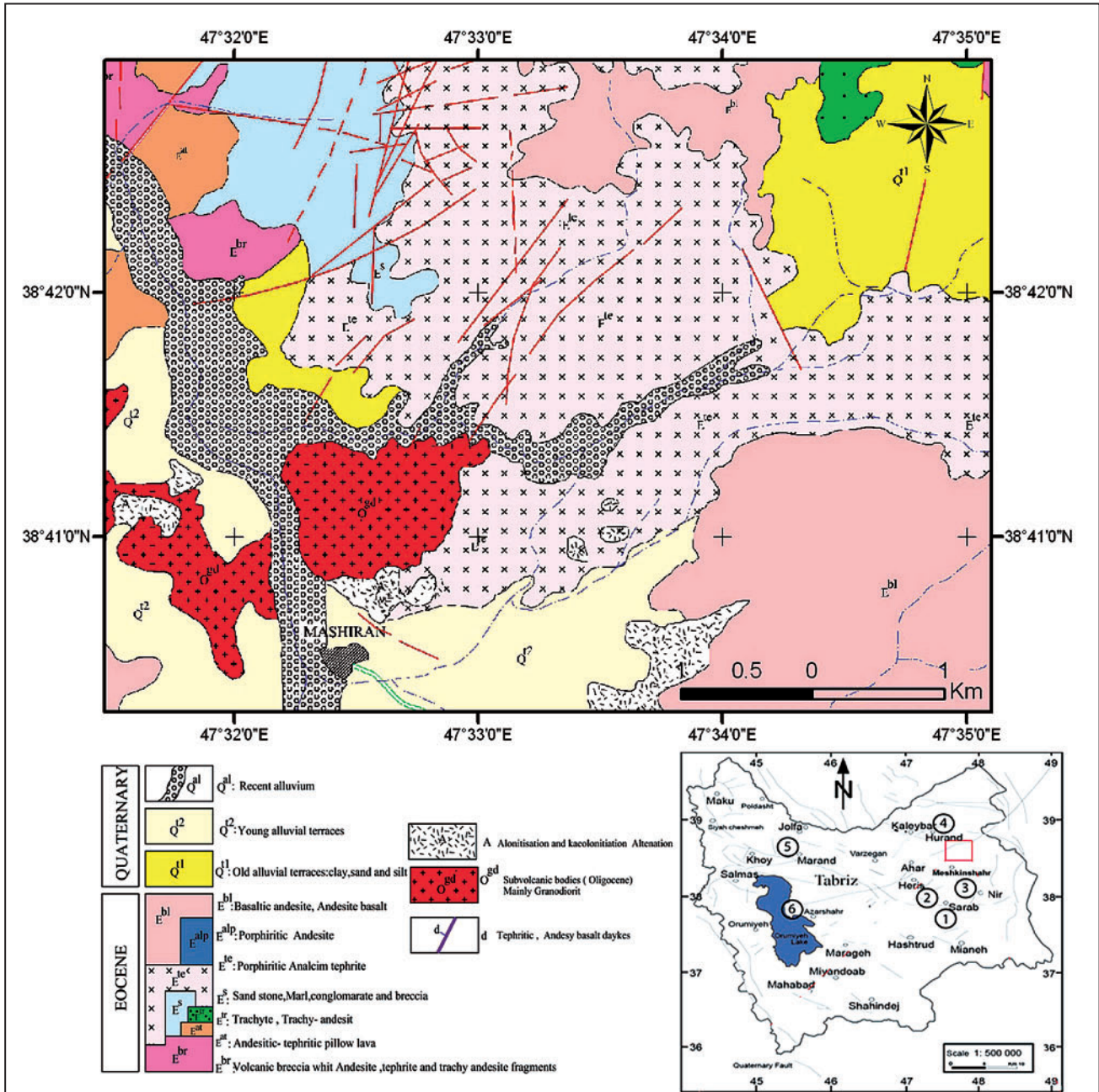
نمودارهای زمین‌ساختی - ماگمایی، خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه را به‌طور چیره کمان‌های آتشفشانی و پهنه فرورانشی نشان می‌دهد. از دید موقعیت ژئودینامیکی سنگ‌های شوشونیتی نظرات متفاوتی ارائه شده است؛ در حالی که شماری از پژوهشگران حضور لوسیت و گدازه‌های لوسیت‌دار در باختر ارومیه و وجود همین گدازه‌های پتاسیم‌دار آلکان غیر اشباع از سیلیس و همراه با لوسیت را در منطقه شهر بابک دلیلی بر سامانه فرورانش در طول گسل زاگرس می‌دانند (مرادیان شهر بابکی، ۱۳۶۹)؛ گروه دیگری از آنها موقعیت سنگ‌های شوشونیتی را به مناطق پس از برخورد نسبت می‌دهند (Spies et al., 1958; Innocenti et al., 1982; Bauman et al., 1985; Moine Vaziri et al., 1991).

با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی، زمین‌ساخت‌ماگمایی و اختصاصات سنگ‌های شوشونیتی این منطقه، تشکیل این سنگ‌ها را می‌توان به فرورانش پسته اقیانوسی نوتتیس در طی مزوزوییک و یا اوایل سنوزوییک و آزاد شدن سیال‌هایی از این پسته فرو رانده شده نسبت داد که در ادامه با متاسوماتیسم گوشته سنگ کره‌ای و در شرایط مناسب با ذوب بخشی این گوشته متاسوماتیسم شده، فعالیت ماگمایی پتاسیک تشکیل شده است. در ادامه بر اثر عملکرد یک فاز کششی و تأثیر سامانه‌های پیچیده گسلی، ماگمای تولید شده با ترکیب شوشونیتی به سطح زمین راه پیدا کرده است.

۵- فلدسپارها: در این سنگ‌ها دو نوع کانی فلدسپار دیده شد (شکل ۵)؛ فلدسپارهای پتاسیم‌دار و فلدسپارهای پلاژیوکلاز سدیم‌دار. ترکیب شیمیایی فلدسپارهای پتاسیم‌دار بر پایه مطالعات میکروپروب و نمودار رده‌بندی فلدسپارها، از نوع ارتوز است (شکل ۷-ب). ترکیب آنها از  $An_0 Ab_{2.78} Or_{82.35}$  تا  $An_{1.03} Ab_{16.64} Or_{97.23}$  تغییر می‌کند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای سدیم‌دار از  $An_{0.23} Ab_{98.61} Or_{0.41}$  تا  $An_{1.52} Ab_{99.35} Or_{1.17}$  متغیر است که در محدوده آلیت قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). کانی آنالسیم به‌صورت درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ‌های پیروکسن آندزیتی منطقه دیده می‌شود (شکل ۶).

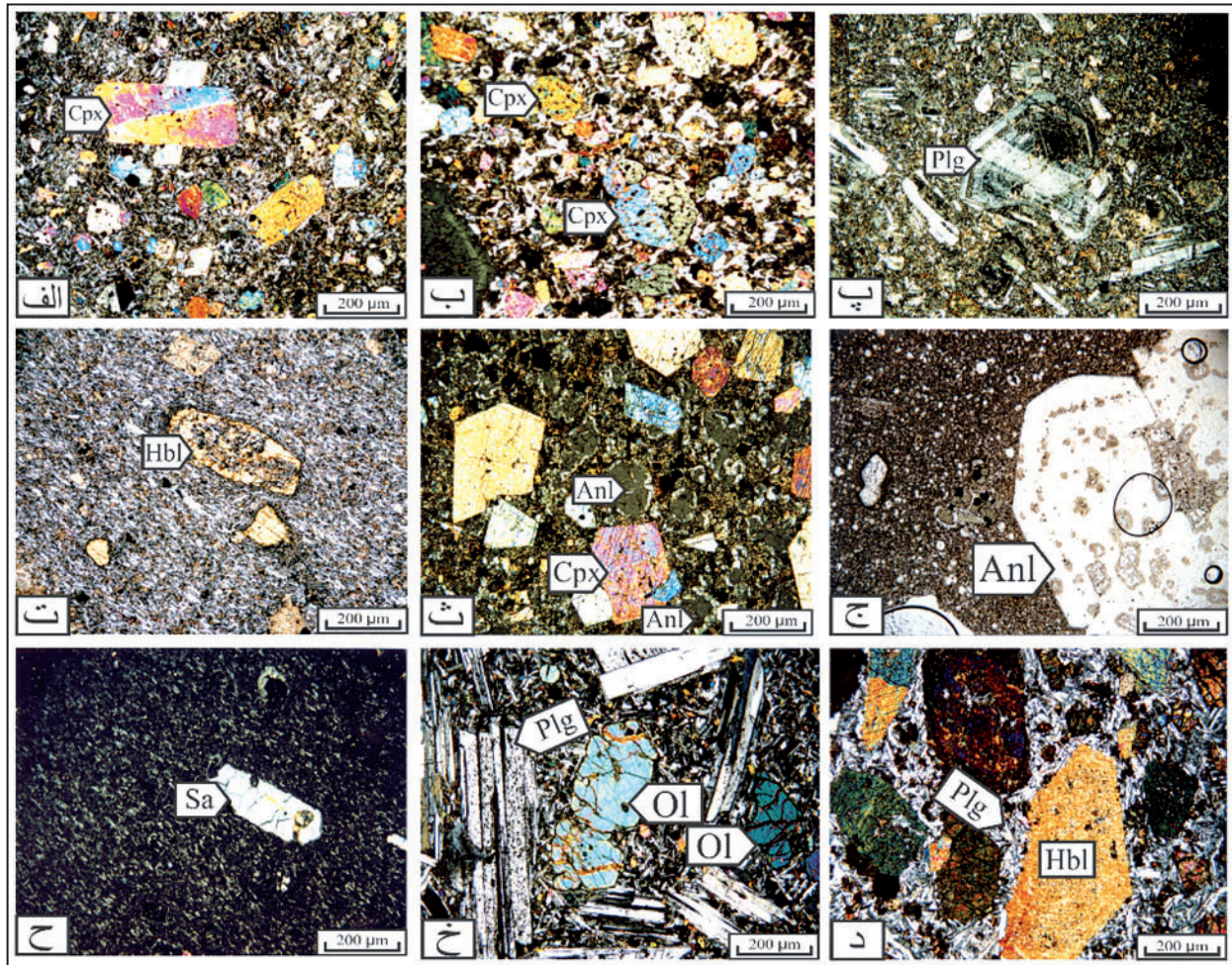
## ۶- محیط زمین‌ساختی

الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۱۱) سنگ‌های آذرین منطقه، وجود غنی‌شدگی LILE و LREE را نسبت به HFSE و HREE نشان می‌دهد. در این نمودار عناصر  $Ce, La, Nb, Sr$  و  $Pb, K$  بی‌هنجاری منفی و عناصری مانند  $Sr, Pb, K$  بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند. بالا بودن نسبت LREE/HREE احتمالاً نشان‌دهنده بالا بودن نسبت  $CO_2/H_2O$  و ژرفای زیاد تولید ماگما با منشأ گارنت لرزولیتی سنگ‌های مورد بررسی است (Aldanmaz et al., 2000). غنی‌شدگی عناصر پتاسیم، سرب و استرانسیم و بی‌هنجاری منفی  $Ti$  و  $Nb$  در کل سنگ‌های منطقه می‌تواند نشان‌دهنده متاسوماتیسم گوشته‌ای یا آرایش پسته‌ای در طی فرایند فرورانش باشد. هنگامی که پوشش رسوبی روی پسته اقیانوسی فرورانده ذوب می‌شود، عناصر باریم و استرانسیم از سیال‌های مشتق شده از رسوب‌های آب‌دار و پسته اقیانوسی منتقل می‌شوند و ماگمایی با مقادیر بالای  $Sr$  و  $Ba$  بالا تولید می‌کنند. برای تعیین محیط زمین‌ساختی، از نمودارهای  $Zr-Zr/Y$  (Pearce, 1976) و  $Th-Zr-Nb$  (Wood, 1980) و  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  (Mullen, 1983) استفاده شد. این نمودارها هم بر پایه عناصر اصلی و هم عناصر کمیاب هستند. در نمودار  $Zr-Zr/Y$  که برای جدا کردن محیط‌های کمان قاره‌ای از کمان اقیانوسی است، همه نمونه‌ها در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). همچنین در نمودارهای  $Th-Zr-Nb$  و  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۳-الف و ب).

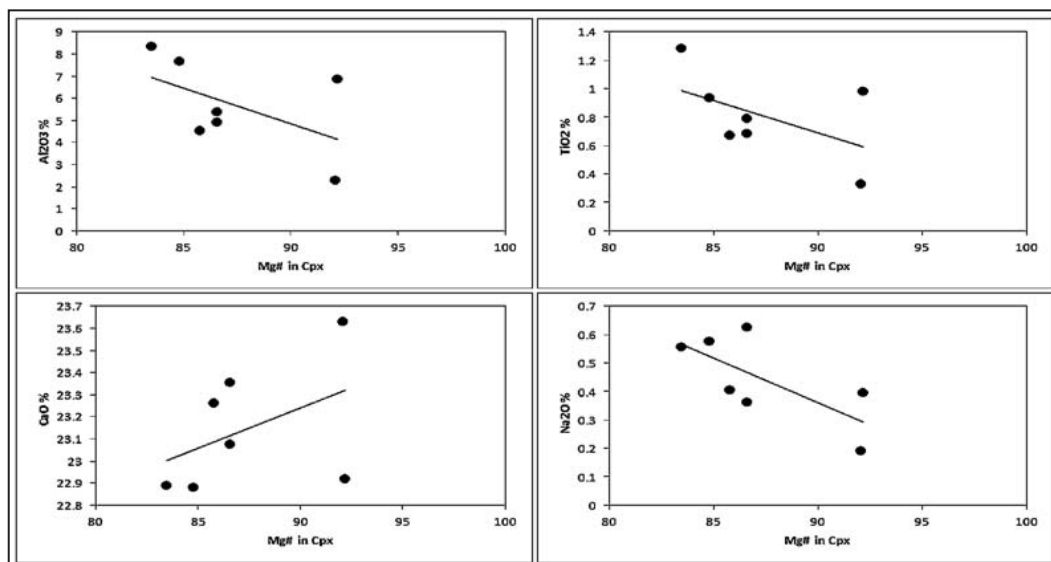


شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مشیران (فدائیان، ۱۳۸۲) و موقعیت آن در نقشه توزیع سنگ‌های شوشونیتی شمال باختر ایران (حلمی، ۱۳۷۳).



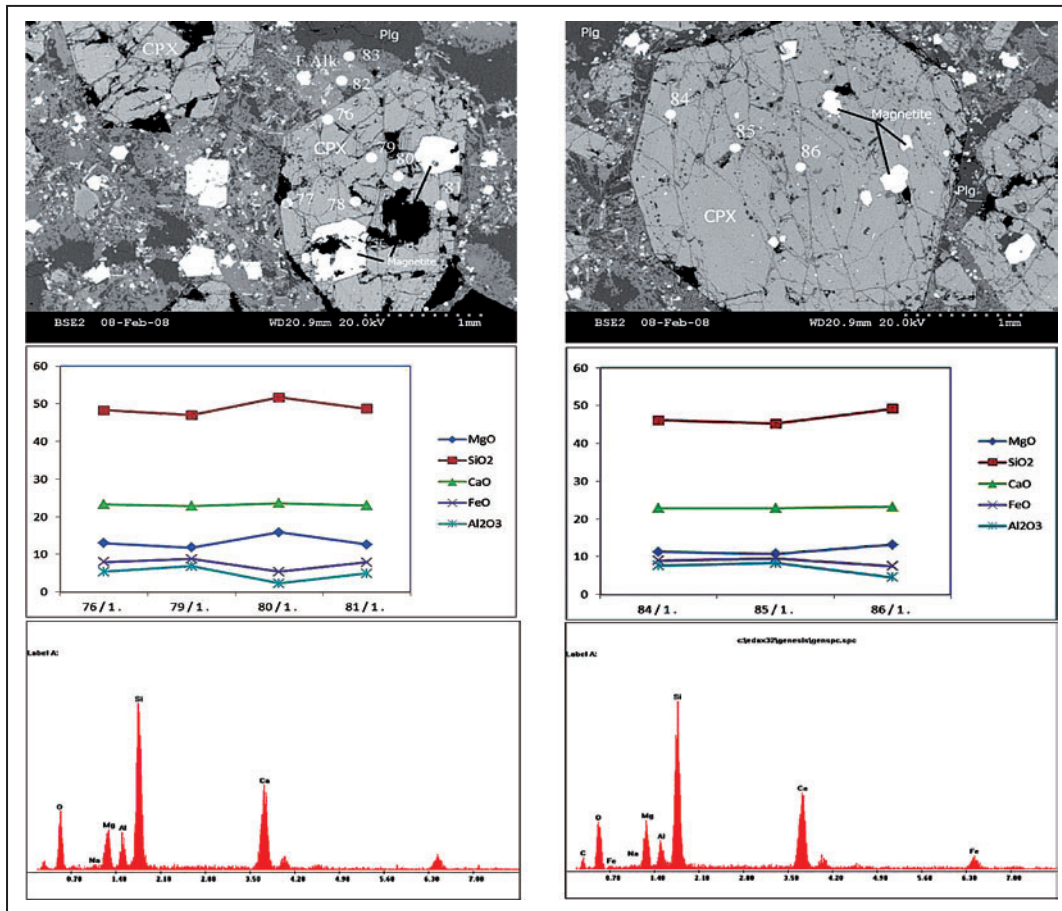


شکل ۲- الف) درشت بلورهای کلینوپیروکسن همراه با منطقه‌بندی ساعت شنی در سنگ‌های بازالتی (در نور XPL)؛ ب) فراوانی ادخال‌های کانی‌های کدر در کلینوپیروکسن‌ها (در نور XPL)؛ پ) منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهای سنگ‌های آندزیتی (در نور XPL)؛ ت) کانی هورنبلند همراه با ادخال فراوان در سنگ‌های آندزیتی (در نور XPL)؛ ث) همراهی کانی‌های کلینوپیروکسن و آنالسیم در گدازه‌های آنالسیم‌دار (در نور XPL)؛ ج) ادخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در درشت بلورهای آنالسیم (در نور PPL)؛ ح) کانی سائیدین در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (در نور XPL)؛ خ) درشت بلورهای الیون و پلاژیوکلاز در دایک‌های منطقه (در نور XPL)؛ د) بلورهای هورنبلند که توسط میکروولیت‌های پلاژیوکلاز دربر گرفته شده‌اند (در نور XPL).

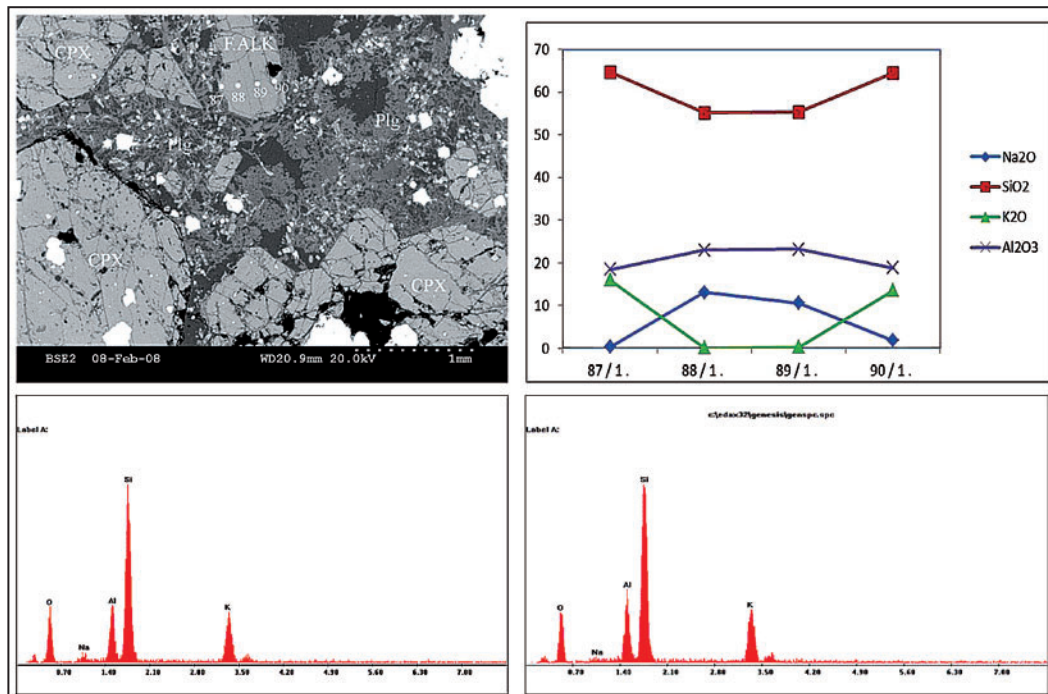


شکل ۳- نمودارهای اکسیدهای  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  در برابر عدد منیزیم کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه.

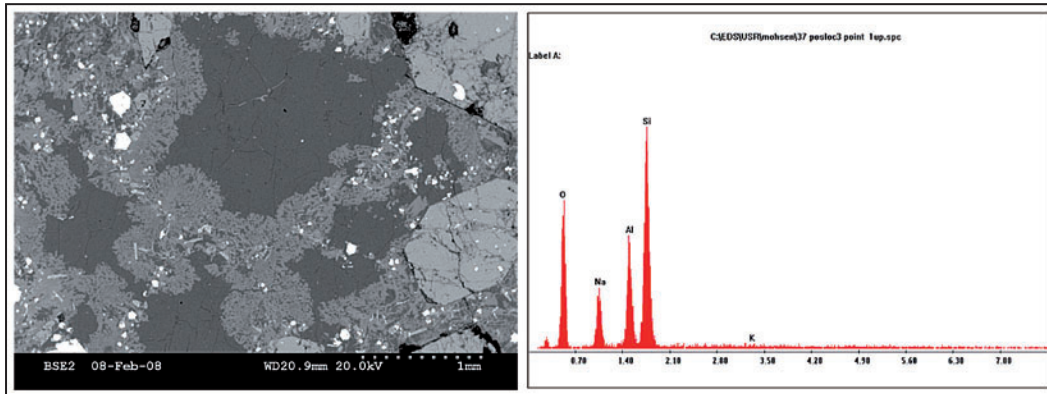




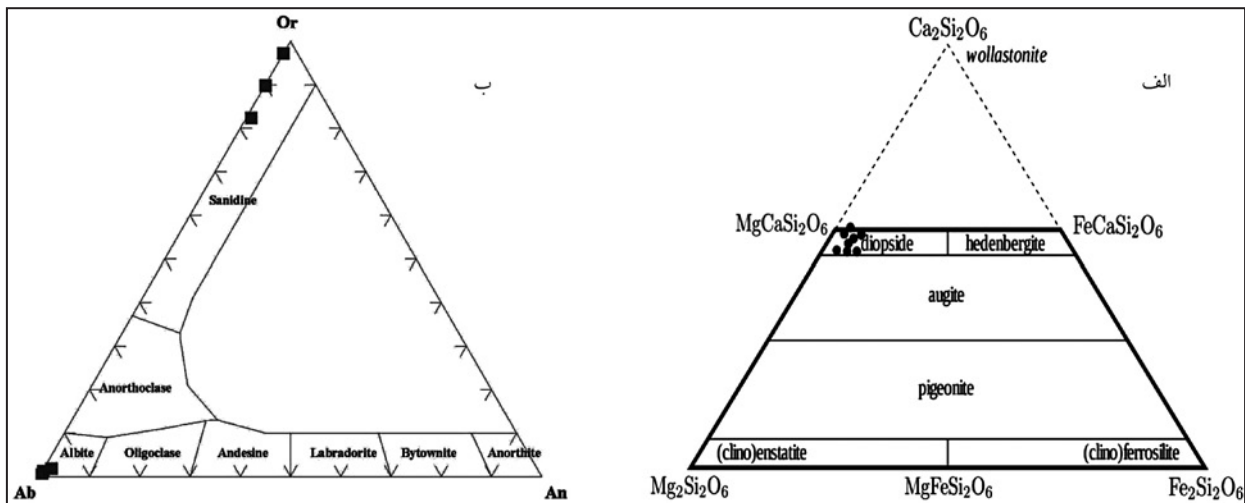
شکل ۴- تصاویر SEM از پیروکسن‌های منطقه از نوع دیوپسید در خمیره‌ای از بلورهای ریز پلاژیو کلاز و پیروکسن به همراه نمودار نیم‌رخ خطی اکسیدهای اصلی از حاشیه بلور به سمت مرکز و نمودار EDX پیروکسن‌ها.



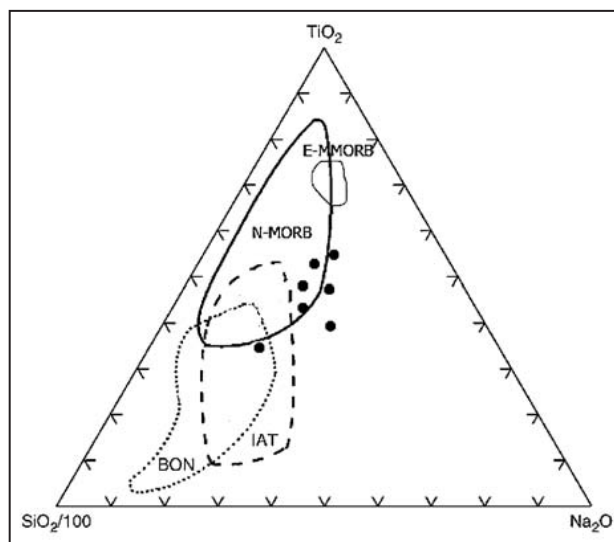
شکل ۵- تصاویر SEM از فلدسپار آلکالن و پلاژیو کلازها به همراه نمودار نیم‌رخ خطی اکسیدهای اصلی از حاشیه بلور به سمت مرکز.



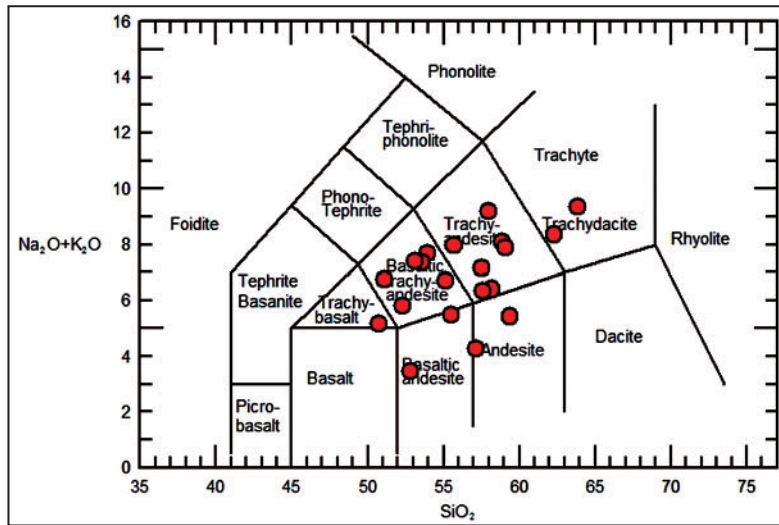
شکل ۶- تصویر SEM و نمودار EDAX از فازهای عناصر مختلف در کانی آنالسیم.



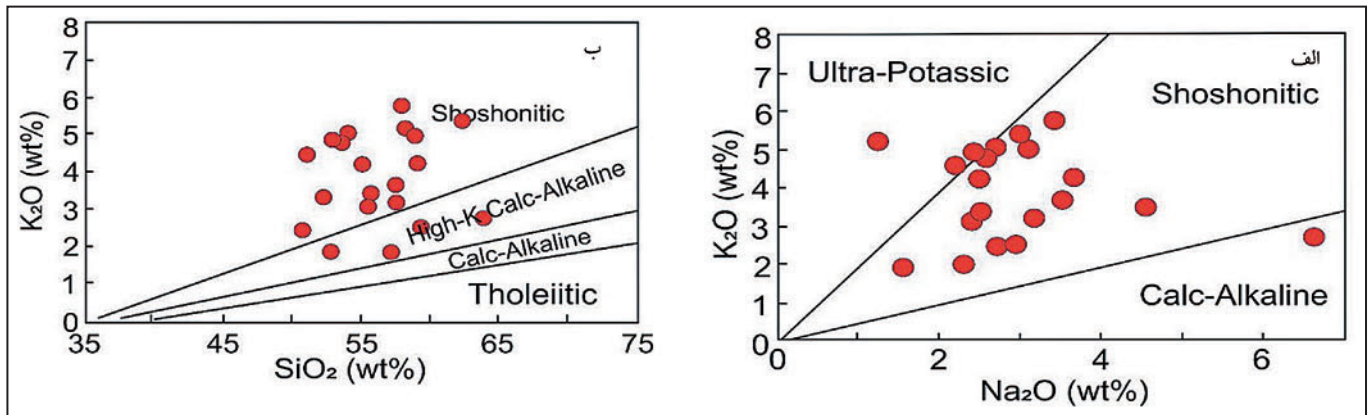
شکل ۷ - الف) نمودار Wo-En-Fs (Deer et al., 1991) برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های کلیتوپیروکسن؛ ب) نمودار رده‌بندی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه.



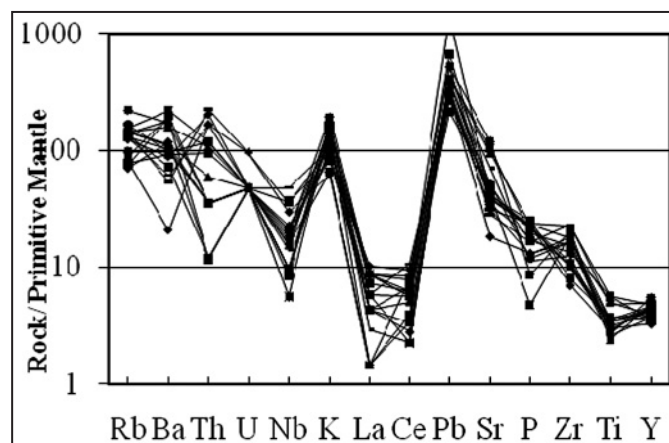
شکل ۸ - نمودار مثلثی  $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$  (Beccaluva et al., 1989) برای تعیین پتروژنز کلیتوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه. BON: بونینیت‌ها (Van der Laan et al., 1992); TAI: توله‌ایت‌های جزایر کمانی (Stakes & Franklin, 1994); MORBS (Hawkins & Allan, 1994).



شکل ۹ - رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مشیران با نمودار مجموع مواد قلیایی در برابر سیلیس (Middlemost, 1994).

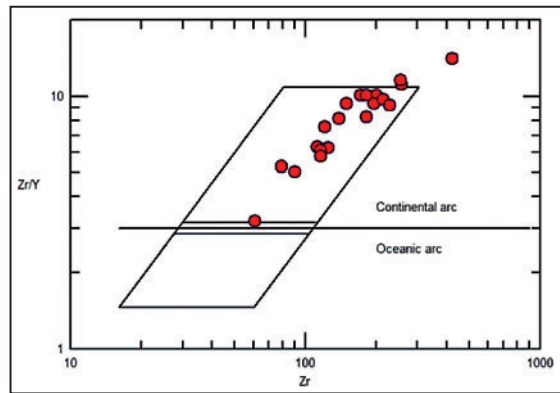


شکل ۱۰- الف) نمودار  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  (Rollinson, 1993)؛ ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Rickwood, 1989).

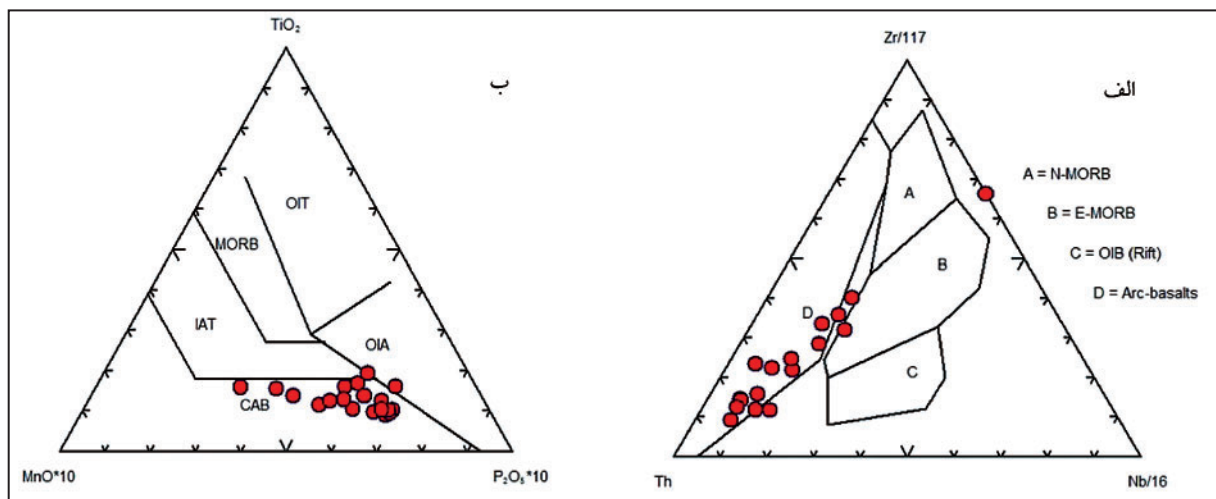


شکل ۱۱- نمودار تغییرات عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌ها که با گوشه اولیه به‌نچار شده‌اند.

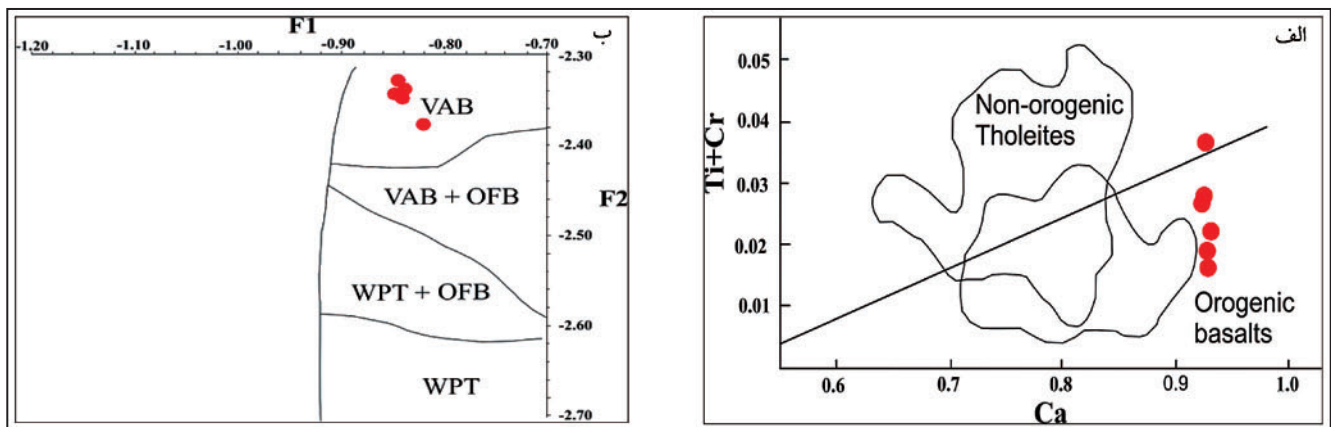




شکل ۱۲- نمودار Zr در برابر Zr/Y برای جدا کردن سنگ‌های کمان اقیانوسی از سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای (Pearce, 1976).



شکل ۱۳- نمودارهای سه تایی برای تعیین محیط‌های زمین‌ساختی. الف) Wood (1980)؛ ب) Mullen (1983). نمونه‌های منطقه در گسترده بازالت‌های مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند.



شکل ۱۴- نمودار تفکیک بازالت‌های کوهزایی از انواع کوهزایی بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن (Pearce, 1976)؛ ب) نمودار F1-F2 برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی مختلف با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن (Pearce, 1976).

$$F1 = - (0.012 \times \text{SiO}_2) - (0.0807 \times \text{TiO}_2) + (0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0012 \times \text{FeO}^*) - (0.0026 \times \text{MnO}) + (0.0087 \times \text{MgO}) - (0.0128 \times \text{CaO}) - (0.0419 \times \text{Na}_2\text{O})$$

$$F2 = - (0.0469 \times \text{SiO}_2) - (0.0818 \times \text{TiO}_2) - (0.0212 \times \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0041 \times \text{FeO}^*) - (0.1435 \times \text{MnO}) - (0.0029 \times \text{MgO}) + (0.0085 \times \text{CaO}) + (0.0160 \times \text{Na}_2\text{O})$$

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب منطقه مشیران.

SAMPLE	M-11	M-12	M-13	M14	M-15	M-16	M-17	M-18	M-19	M-20
SiO <sub>2</sub>	59.41	55.51	58.87	57.16	62.3	53.6	55.11	53.98	51.09	52.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.41	16.82	18.73	13.45	14.68	15.82	14.54	15.83	15.72	13.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.68	8.17	5.12	9.24	6.22	9.11	8.51	8.31	9.85	10.01
CaO	6.05	8.85	4.39	8.36	3.7	8.21	9.09	8.21	9.93	10.7
Na <sub>2</sub> O	2.93	2.41	3.1	2.31	3	2.52	2.51	2.7	2.26	2.51
MgO	3.26	2.27	2.19	4.04	0.58	2.8	2.93	2.48	3.39	4.61
K <sub>2</sub> O	2.5	3.07	4.97	1.96	5.35	4.84	4.2	4.98	4.47	3.32
TiO <sub>2</sub>	0.634	1.038	0.553	0.773	0.516	0.736	0.673	0.727	0.801	0.652
MnO	0.118	0.16	0.177	0.138	0.094	0.159	0.158	0.151	0.17	0.171
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.277	0.357	0.248	0.397	0.178	0.483	0.481	0.486	0.537	0.491
LOI	1.80	1.20	0.80	1.30	1.80	1.30	1.12	1.23	1.09	0.09
<b>Total</b>	<b>98.07</b>	<b>99.85</b>	<b>99.15</b>	<b>99.13</b>	<b>98.42</b>	<b>99.30</b>	<b>99.32</b>	<b>99.08</b>	<b>99.30</b>	<b>99.37</b>
Rb	78	91	47	62	190	90	88	92	86	45
Sr	654	595	1481	722	305	835	885	792	852	873
V	89	130	116	167	58	152	153	141	177	170
W	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Y	20	23	17	16	30	19	18	20	18	15
Zr	201	257	139	121	423	116	113	125	90	79
Zn	93	82	99	107	2574	71	67	72	75	70
Mo	1	4	3	3	2	3	4	3	2	3
Ba	613	373	1349	669	35	760	1244	786	498	832
Ce	17	15	4	14	26	10	7	9	11	5
La	7	6	2	1	9	6	1	3	5	3
Co	13	13	8	21	4	15	22	19	24	23
Cr	51	25	7	76	24	43	63	38	56	115
Cu	20	58	35	27	28	110	118	139	43	109
Nb	16	25	10	11	48	4	7	11	6	7
Ni	21	5	2	29	17	17	23	18	15	28
Pb	21	24	30	37	5915	27	27	23	47	19
U	1	2	1	1	3	1	1	1	1	1
Th	17	19	3	3	50	3	1	5	1	1
Cl	177	34	14	86	72	140	4012	308	157	159
S	16	10	9	92	15609	13	9	13	11	10

SAMPLE	M-11	M-12	M-13	M14	M-15	M-16	M-17	M-18	M-19	M-20
SiO <sub>2</sub>	53.15	52.83	57.58	58.19	57.97	59.08	63.86	55.7	57.52	50.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.63	13.75	17.06	12.52	17.95	16.25	18.47	18.56	17.13	15.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.3	10.07	8.12	7.98	5.03	5.51	3.29	6.89	6.87	9.4
CaO	8.39	11.48	6.59	8.89	6.07	5.52	1.57	7.7	7.87	10.56
Na <sub>2</sub> O	2.58	1.57	3.17	1.25	3.42	3.67	6.64	4.56	3.52	2.73
MgO	2.82	4.97	2.63	3.57	1.12	1.9	1.22	1.47	1.57	6.21
K <sub>2</sub> O	4.83	1.88	3.17	5.15	5.75	4.22	2.71	3.42	3.64	2.44
TiO <sub>2</sub>	0.74	1.101	1.243	0.584	0.578	0.599	0.515	0.751	0.765	1.216
MnO	0.169	0.313	0.138	0.139	0.174	0.164	0.168	0.216	0.202	0.139
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.471	0.283	0.516	0.256	0.188	0.257	0.104	0.428	0.507	0.368
LOI	1.75	0.90	1.60	1.35	0.85	0.97	1.15	1.09	0.86	1.02
<b>Total</b>	<b>99.83</b>	<b>99.14</b>	<b>101.01</b>	<b>100.13</b>	<b>99.60</b>	<b>98.02</b>	<b>99.15</b>	<b>100.84</b>	<b>100.68</b>	<b>99.83</b>
Rb	83	51	83	106	139	106	99	55	90	49
Sr	812	381	654	323	2506	1071	861	2197	1983	1046
V	158	154	141	138	112	92	80	177	166	167
W	0	3	0	0	0	0	2	2	2	0
Y	20	18	22	19	25	22	22	17	21	16
Zr	116	182	254	61	230	182	214	172	196	150
Zn	75	79	85	60	96	92	119	123	105	107
Mo	5	3	2	4	1	1	1	2	2	5
Ba	708	144	427	355	1191	679	1528	1381	1100	639
Ce	6	6	19	1	14	11	12	4	10	10
La	3	1	4	5	6	6	3	4	6	4
Co	17	19	22	16	7	10	5	12	17	23
Cr	42	142	33	190	24	17	0	21	30	151
Cu	94	19	79	11	87	67	13	265	171	146
Nb	7	21	34	5	14	15	15	12	13	26
Ni	17	26	15	50	14	5	8	13	15	41
Pb	22	21	21	11	37	27	97	29	29	15
U	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Th	3	14	14	1	3	10	10	0	9	8
Cl	237	55	32	86	16	21	6	55	9	80
S	16	8	9	21	15	13	138	6	20	11

جدول ۲- نتایج تجزیه میکروپروب و محاسبه فرمول ساختمانی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه.

Sample	76	79	80	81	84	85	86
SiO <sub>2</sub>	48.32	46.97	51.68	48.67	46.07	45.17	49.10
TiO <sub>2</sub>	0.79	0.98	0.33	0.68	0.93	1.28	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.37	6.84	2.29	4.89	7.66	8.32	4.53
FeO*	8.00	8.75	5.35	7.89	8.98	9.56	7.54
MnO	0.17	0.30	0.10	0.26	0.24	0.22	0.20
MgO	12.98	11.79	15.91	12.65	11.29	10.79	13.22
CaO	23.35	29.92	22.63	23.07	22.88	22.89	23.26
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.40	0.19	0.63	0.57	0.55	0.40
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.06
Total	99.46	98.89	99.87	98.83	98.70	98.87	99.18
<b>O = 6</b>							
Si	1.825	1.708	1.918	1.848	1.764	1.734	1.856
Ti	0.022	0.027	0.009	0.019	0.027	0.037	0.019
Al	0.239	0.293	0.100	0.219	0.346	0.376	0.202
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe++	0.253	0.266	0.166	0.251	0.288	0.307	0.238
Mn	0.005	0.006	0.003	0.008	0.008	0.007	0.006
Mg	0.731	0.639	0.880	0.716	0.644	0.617	0.745
Ca	0.945	1.166	0.940	0.939	0.939	0.941	0.942
Na	0.026	0.028	0.014	0.046	0.042	0.041	0.029
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total Cat	4	4	4	4	4	4	4
Wo	52.81	64.59	49.96	53.17	55.27	56.35	52.78
En	40.85	35.41	46.80	40.56	37.94	36.96	41.76
Fs	6.34	0.00	3.26	6.27	6.79	6.19	5.48
Aegerine	14.32	22.28	11.01	14.19	17.56	19.86	14.47
Jadeite	-11.61	-19.92	-9.53	-9.49	-13.25	-15.70	-11.45
Diopside	97.30	97.63	97.58	95.59	95.68	95.83	96.98
Mg#	86.6	92.20	92.10	86.6	84.8	83.5	85.8

جدول ۳- نتایج تجزیه میکروپروب و محاسبه فرمول ساختمانی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های منطقه.

Sample	82	83	87	88	89	90
SiO <sub>2</sub>	55.07	65.33	64.67	55.11	55.31	64.44
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.33	0.03	0.03	0.03	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.45	18.33	18.40	22.93	23.18	18.78
FeO*	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.0	0.26	0.18	0.24	0.44	0.36
CaO	0.047	0.00	0.01	0.04	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	11.25	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09
K <sub>2</sub> O	0.21	0.03	0.00	0.06	0.30	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	89.9	99.99	99.60	91.53	95.18	99.28
<b>O = 8</b>						
Si	2.649	3.019	3.007	2.555	2.652	2.982
Ti	0.001	0.011	0.001	0.001	0.001	0.001
Al	1.273	0.998	1.008	1.253	1.310	1.024
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.012	0.010	0.007	0.009	0.018	0.014
Mn	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006
Ca	0.002	0.001	0.000	0.003	0.015	0.010
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	1.049	0.097	0.027	1.172	0.984	0.162
K	0.012	0.863	0.949	0.005	0.018	0.799
tot. cat.	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
tot. oxy.	7.755	8.050	8.024	7.594	7.807	8.015
An	0.23	0.14	0	0.26	1.52	1.03
Ab	98.61	10.08	2.78	99.35	96.68	16.64
Or	1.17	89.79	97.23	0.41	1.81	82.35
Si+Ti+Al+Fe3=	3.921	4.018	4.015	3.808	3.962	4.006
ideal =	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ca+Na+K=	1.064	0.961	0.976	1.180	1.018	0.971
ideal =	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000



## کتابنگاری

حلمی، ف.، ۱۳۷۳- سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک و موقعیت این سنگ‌ها در ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۵-۶۵.  
 فدائیان، م.، ۱۳۸۲- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال مشکین شهر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۲۰ ص.  
 مرادیان شهر بابکی، ع.، ۱۳۶۹- بررسی پترولوژی و ارزیابی اقتصادی سنگ‌های آذرین فلدسپاتونیددار شمال شهر بابک (جوزم)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۲۳۵ ص.

## References

- Alberti, A. A., Comin-Chiaramonti, P., Sinigoi, S., Trieste, M., Nicoletti, B. & Petrucciani, C., 1980- Neogene and Quaternary volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran): some K-Ar age determinations and geodynamic implications. *Geologische Rundschau* 69: 216-225.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Bauman, A., Spies, O. & Lensch, G., 1985- Strontium isotopic composition of post ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar-Sabzevar and Qucham (NE Iran). *G.S.I. Re. No.51*: 267- 276.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. & Zeda, O., 1989- Clinopyroxene compositions of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77: 165-182.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1991- An introduction to the rock-forming minerals, Longman Scientific Technical, New York, 528 p.
- Hawkins, J., W. & Allan, J., 1994- Petrologic evolution of Lau Basin Sites 834 through 839. In: Hawkins, J.; Parson, L; Allan, J; et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 135, 427-470.
- Huot, F., Hebert, R., Varfalvy, V., Beaudoin, G., Wang, C., Liu, Z., Cotten, J. & Dostal, J., 2002- The Beimarangmelange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin, metamorphic evolution and obduction processes of the YarlungZangboophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 307-322.
- Innocenti, F., Manettie, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. & Villari, L., 1982- Anatolia and North – Western Iran, Andesite's, R. S. Thorpe. *Jhonwiley& Sons*, pp. 327-349.
- Letierrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. & Marehal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth.Planet.Sci.Lett.*, 59, 139-54.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming material in Magma/Igneous rocks system. *Earth Sci. Rev.* 37: 215- 224.
- MoineVaziri, H., Khalili Marandi, SH. & Brousse, R., 1991- Importance d un volcanism potassique, au miocenesuperier, en Azerbaijan, Iran. *C.R. Academic Science Paris*, 313, pp, 1610-1603.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G., 1988- Nomenclature of Pyroxenes, *American Mineralogist*, Vol. 73, p. 1123-1133.
- Mullen, E. D., 1983- MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for Petrogenesis, *Earth Planet, Sci. Lett.*, 62, pp. 53-62.
- Nabavi, M. H., 1976- An introduction to the geology of Iran. *Geological Survey of Iran*, 109 p. (In Persian).
- Nezafati, A., 2006- The major Iranian geologic subdivisions and their metallic resources, *Geological Survey of Iran*.
- Pearce, J. A., 1976- Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalt, *Journal Petrology*, 17, pp. 15-43.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*. Vol. 22, pp. 247-263.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data, evaluation, Presentations, John Willey and Sons, 346pp.
- Spies, O., Lensch, G. & Mihm, A., 1958- Geochemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (N E-Iran). *Geol. Surv. Iran, Re. No.51*, PP: 247-266.
- 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.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 52: (7) 1229-1258.
- Stöcklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. *Memoire Hors Serie - Société Géologique de France*, no. 8, p. 333-353.
- Van der Laan, S., Arculus, R., Pearce, J. & Murton, B., 1992- Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement Boninite series of Site 786, Izu-Bonin Forearc. In: Fryer, P; Pearce, JA; Stokking, LB; et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 125, 171-201.
- 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.

# Petrology and Petrogenesis of Mafic Igneous Rocks in Mashiran, North of Meshkinshahr

M. Poosti<sup>1</sup> & M. Fadaeian<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Hormozgun University, Bandarabas, Iran

<sup>2</sup> Instructor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2013 March 03

Accepted: 2015 February 21

## Abstract

The study area is located in the Ardabil province and in the north of Meshkin shahr town. A large part of the areas formed of Eocene igneous rocks. These rocks include basaltic andesite, basalt, tephrite and occasionally analcinite. They are silica saturated or relatively saturated. According to tectonomagmatic diagrams, the original setting of the parental magma was a volcanic arc and subduction zone. The negative anomalies of Nb, the high ratio of LILE/HFSE, the high amounts of  $Al_2O_3$  &  $P_2O_5$ , the low titanium contents, and the degree of partial melting of the metasomatized upper mantle, strengthens the subduction related processes for the formation of the primary magma (alkali olivine basalt). Petrographic evidences suggest that the primary magma is mixed with crustal materials. The chemical composition of rocks, according to geochemical diagrams, is shoshonitic. These rocks may have been formed by the subduction of the oceanic crust of Neoteties during the Mesozoic and early Cenozoic periods. Releasing fluids exerted from the subducting slab, metasomatism of the lithospheric mantle and subsequently the appropriate conditions for melting of the metasomatized mantle, all led to the formation of potassic magmatism and finally, generation of magma with a shoshonitic nature found its way to the surface under the influence of an extension phase and complex fault systems.

**Keywords:** Shoshonite, Metasomatism, Analcinite, Magma Mixing, Partial melting.

For Persian Version see pages 201 to 212

\*Corresponding author: M. Fadaeian; E-mail: mfadaeyan@yahoo.com