

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی در توالی آتشفشانی-رسوبی جنوب زنجان

مهین هاشمی*

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد
(دریافت مقاله: ۹۵/۱۱/۱۶، نسخه نهایی: ۹۶/۳/۳۰)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی از بخشی از سازند کرج در جنوب شهرستان زنجان بوده و در پهنه ایران مرکزی قرار دارد. مجموعه سنگ‌های موجود در منطقه شامل انواع آذرآواری، آذرین و رسوبی می‌باشند. سنگ‌های آذرین منطقه در دو دسته کلی اسیدی (ریولیت و ریوداسیت) و بازی (آندزیت بازالتی) قرار می‌گیرند. مقطع سه‌له به لحاظ سنگ‌شناسی می‌تواند معادل بخش‌های شیل‌پایینی و توف‌میانی سازند کرج در مقطع این نوع است ولی از نظر سنگ‌شناسی با بخش کردکند (نوع واحدهای رسوبی و واحدهای آذرآواری و حجم گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی) تفاوت دارد. عدد منیزیم پایین و مقادیر پایین Cr ، MgO و Ni در نمونه‌های آذرین (آندزیت بازالت، ریولیت و ریوداسیت) نشان دهنده منشأ گرفتن این سنگ‌ها از یک ماگمای تحول یافته است. محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه وابسته به فروانش و از نوع کمان قاره‌ای است. ماگمای مولد سنگ‌های منطقه احتمالاً یک ماگمای تحول یافته است که از ذوب گوه گشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات آبکی ناشی از لیتوسفر در حال فروانش، بوجود آمده است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی؛ توالی آتشفشانی-رسوبی؛ فروانش؛ سازند کرج؛ جنوب زنجان.

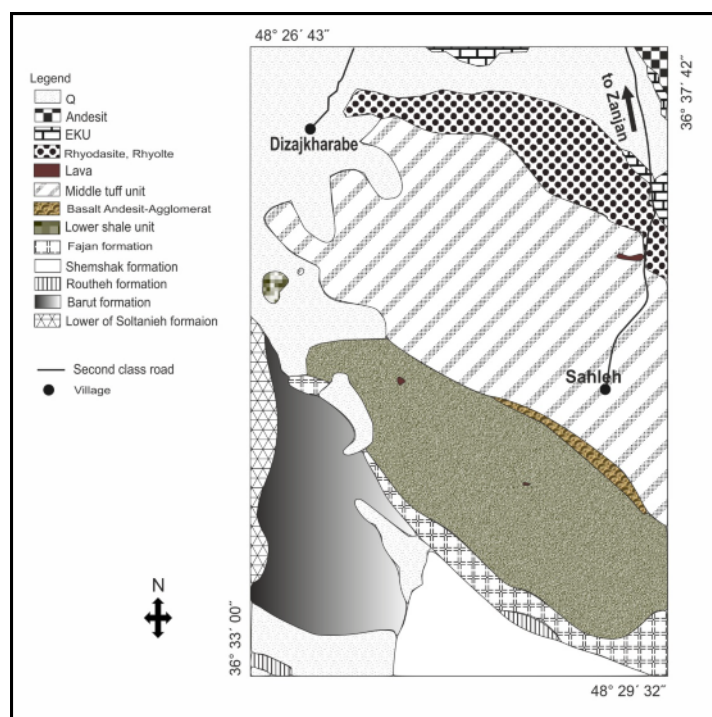
مقدمه

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه چال بادامستان طارم علیا در استان زنجان، شکل‌گیری سازند کرج را ناشی از عملکرد فاز کششی پشت قوس آتشفشانی حاشیه قاره‌ها بعد از کوهزایی کرتاسه- پالئوسن می‌دانند [۳]. بررسی‌های صورت گرفته در این توالی بیش‌تر روی بخش شمالی متمرکز شده است و بخش جنوبی منطقه (در زیر زنجانرود)، تاکنون کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است. بطوریکه در مورد ارتباط آن با سازند کرج در مقطع تیپ، سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرآواری و آذرین، خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن بررسی‌های چندانی انجام نگرفته است. از این رو در این مقاله سعی شده است تا با بررسی سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، تلاش بیش‌تری برای شناخت ماهیت ژئوشیمیایی و خاستگاه زمین‌ساختی این منطقه صورت گیرند.

توالی آتشفشانی- رسوبی اطراف روستای سه‌له بنابر نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی زنجان [۱] در بخش جنوب شهرستان زنجان و در محدوده طول‌های جغرافیایی $48^{\circ}30'00''$ - $48^{\circ}26'48''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}36'00''$ - $36^{\circ}32'18''$ شمالی قرار دارد (شکل ۱).

توالی آتشفشانی-رسوبی رخنمون‌یافته در منطقه زنجان با روند کلی شمال‌غرب-جنوب‌شرق، بیش‌تر در دو بخش شمالی کوه-های طارم و جنوبی یال شمالی کوه‌های سلطانیه گسترش دارد. نوار آتشفشانی-پلوتونیک البرز غربی و منطقه طارم را ناشی از ماگماتیسیم پسا برخورد صفحه عربی به ایران در کرتاسه بالایی و در یک محیط کمائی پسا برخوردی که در ائوسن- الیگوسن شکل گرفته، می‌دانند [۲]. بر اساس بررسی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۶۳۶۹۹۱۳۸، پست الکترونیکی: mahinhashemi10@yahoo.com



شکل ۱ بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه در جنوب زنجان [۶].

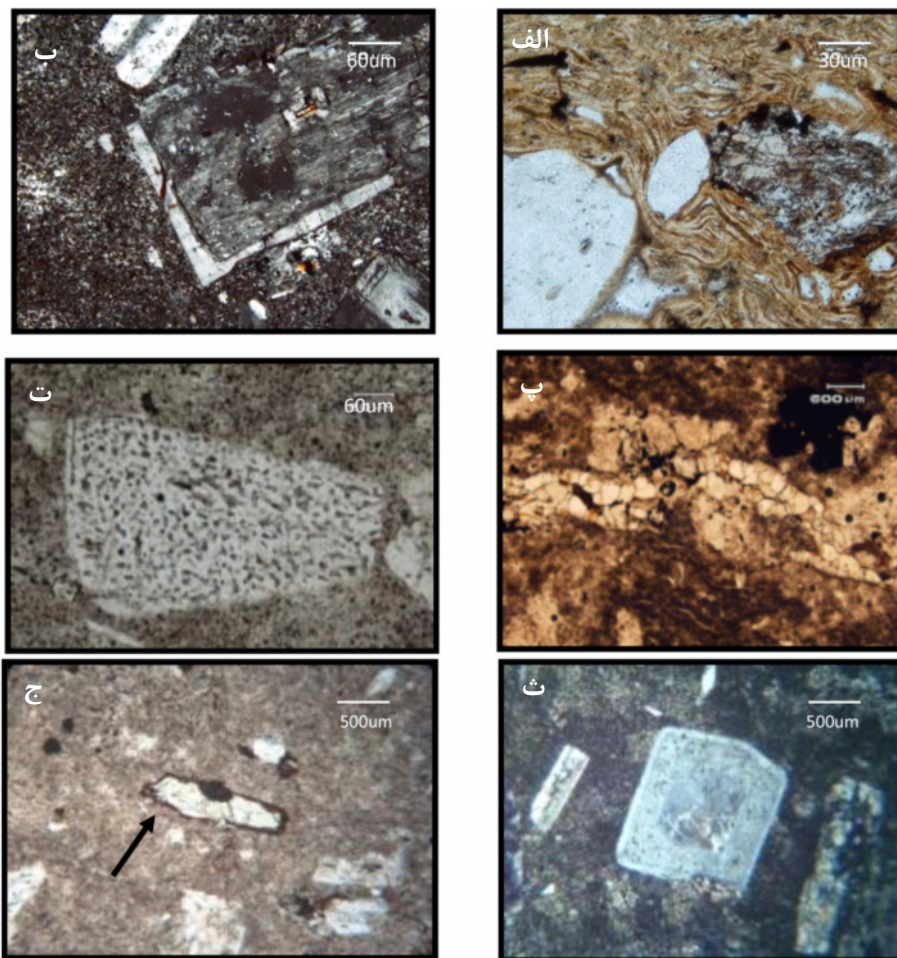
زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در جنوب زنجان وابسته به پهنه ایران مرکزی است [۴]. این مجموعه‌ی آتشفشانی-رسوبی که به علت نزدیکی به روستای سهله مجموعه آتشفشانی-رسوبی سهله نام گرفته است [۵] در ۸ کیلومتری جنوب زنجان واقع شده و بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان [۱] را تشکیل داده است. در نقشه‌ی یاد شده سنگ‌های منطقه زیر عنوان بخش تفکیک نشده سازند کرج یا بخش پایین سازند کرج که بالای آن نواری از گدازه آندزیتی پرفیری قرار گرفته، معرفی شده است. ائوسن در این منطقه عموماً با کنگلومرای سرخ فجن آغاز شده است. حد بالای تشکیلات ائوسن در منطقه زنجان را کنگلومرای سرخ نئوژن تشکیل می‌دهد که به صورت دگرشیب روی واحدهای ائوسن قرار دارد.

سازند کرج در برش سهله پس از کنگلومرا و ماسه‌سنگ سرخ فجن با لایه‌هایی از سیلتستون و شیل آغاز می‌شود. این لایه‌ها که ضخامت زیادی دارند به تدریج به سمت بالا بر مقدار آذرآواری آن‌ها افزوده می‌شود و به تناوبی از واحدهای رسوبی، به ویژه شیل و سیلتستون و آذرآواری تبدیل می‌شوند. این بخش از برش که ضخامت واقعی آن برابر ۹۷۴ متر است، سنگ‌شناسی آن بین واحدهای رسوبی و آذرآواری در تغییر است. با توجه به این تناوب سنگ‌شناسی متشکل از واحدهای

رسوبی و آذرآواری است که شاخص بخش شیل پایینی سازند کرج در مقطع آن تیپ است و می‌توان آن را معادل شیل پایینی سازند کرج در مقطع آن در نظر گرفت. روی این بخش از رخساره آگلومرا و لاپیلی توف جوش خورده و گدازه آندزیت - بازالت قرار دارد. این گدازه و رخساره، مرز بین واحد زیرین و بالایی هستند. در ادامه‌ی مقطع، حجم مواد آذرآواری افزایش می‌یابد، بطوریکه مقادیر زیادی از انواع مختلف توف با میان‌لایه‌هایی از شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون سنگ‌شناسی غالب را تشکیل می‌دهند. ضخامت واقعی این بخش از برش حدود ۱۵۶۶ متر است. این ویژگی نیز در بخش توف میانی سازند کرج و در مقطع آن وجود دارد. بر این اساس، این بخش از برش می‌تواند معادل بخش توف میانی مقطع سازند کرج قرار داده شود.

در بالاترین قسمت این بخش توفی، لایه‌ای ایگنیمبریتی با ضخامت تقریبی ۴۸ متر رخنمون دارد که روی آن واحدهای با ترکیب ریولیت و ریوداسیت با سببرای حدود ۳۶۰ متر قرار دارد. در مجموع دنباله‌ی آتشفشانی-رسوبی جنوب زنجان ضخامتی واقعی بالغ بر ۲۹۰۰ متر داشته و از سنگ‌های آذرآواری، رسوبی و به مقدار کم‌تر سنگ‌های آذرین تشکیل شده است (شکل ۲).



شکل ۲ الف) بافت ائوتاکستیک در ایگنیمبریت (XPL، ب) منطقه‌بندی ترکیبی پلاژیوکلاز در ریولیت (XPL، پ) رگه کوانتزی در ریوداسیت (PPL، ت) بافت غربالی در ریوداسیت (PPL، ث) پلاژیوکلاز با بافت غربالی و منطقه‌بندی ترکیبی در ریوداسیت (XPL، ج) آمفیبول اپاسیتی شده در ریوداسیت (PPL).

روش پژوهش

برای انجام بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری تعداد ۱۴۰ نمونه از سراسر مقطع برداشت شدند که از بین نمونه‌های آذرین و آذرآواری بیش از ۲۰ مقطع نازک تهیه و بررسی شدند و سپس ۱۲ نمونه از این سنگ‌ها برای شناسایی کانی‌ها به روش پراش پرتو ایکس (XRD) به شرکت کانساران بینالود فرستاده شد.

برای بررسی ژئوشیمیایی تعداد ۸ نمونه از آندزیت‌بازالت‌ها، نمونه‌های ریولیتی و ریوداسیتی برای آنالیز شیمیایی به روش فلوئورسانتی پرتو ایکس (XRF) به شرکت کانساران بینالود فرستاده شدند که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

سنگ‌نگاری

واحد ایگنیمبریت به همراه ریولیت و ریوداسیت که ضخامت

واقعی آن در مقطع سه‌له ۴۸ متر است، در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان [۱] آندزیت معرفی شده‌اند. با توجه شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی بخش زیرین این واحد از نوع پیروکلاستیکی است و بخش بالایی این واحد دارای دو گروه سنگی با ترکیب ریولیت و ریوداسیت است. این واحد نسبت به آندزیت بازالت‌ها حجم و گسترش بیش‌تری دارد و شیب و امتداد آن از شیب و امتداد کلی منطقه پیروی می‌کند. ریولیت: در نمونه دستی رنگ سرخ تا ارغوانی دارند. این گروه دارای نوارهایی (فیام) هستند که با چشم غیر مسلح نیز دیده می‌شوند این فیام‌ها در واقع از حباب‌های کشیده و بلند شده می‌باشند که غالباً به‌وسیله‌ی کانی‌های ثانویه کوارتز و فلدسپار پر شده‌اند.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آندزیت بازالت و ریولیت و ریوداسیت در سهله به روش XRF، عناصر اصلی برحسب درصد و عناصر فرعی بر حسب ppm.

name	آندزیت بازالت				ریوداسیت		ریولیت	
	C26	C2	C1	C27	B1	B2	B3	B4
SiO ₂	۶۰٫۶۷	۵۴٫۷۷	۶۵٫۵۲	۵۳٫۵۵	۶۸٫۷۳	۶۸٫۴۳	۶۸٫۰۸	۹۶٫۵
TiO ₂	۰٫۸۹	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۱٫۰۷	۰٫۴۶	۰٫۴۳	۰٫۴۶	۰٫۵۷
Al ₂ O ₃	۱۳٫۶۶	۱۶٫۰۶	۱۴٫۳۴	۱۹٫۴	۱۴٫۱۵	۱۴٫۱۷	۱۴٫۵۴	۱۳٫۲۵
Fe ₂ O ₃ *	۷٫۳۵	۹٫۳۳	۱۱٫۶۴	۸٫۲۵	۳٫۰۶	۲٫۳۴	۲٫۰۳	۳٫۱۱
MnO	۰٫۱۳	۰٫۲۷	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۶
MgO	۳٫۳۷	۳٫۷۳	۳٫۹۶	۳٫۴۵	۰٫۵۹	۱٫۰۲	۰٫۲۵	۰٫۴۳
CaO	۷٫۲۶	۸٫۶۰	۷٫۹۲	۹٫۴۱	۴٫۳۹	۲٫۹۰	۳٫۳۳	۲٫۸۲
Na ₂ O	۲٫۵۴	۳٫۰۵	۲٫۹۷	۲٫۶۹	۳٫۱۳	۲٫۲۵	۴٫۲۶	۳٫۷۰
K ₂ O	۰٫۸۴	۰٫۳۳	۰٫۲۷	۰٫۲۰	۳٫۳۹	۳٫۸۵	۴٫۳۹	۴٫۴۶
P ₂ O ₅	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۷
SO ₃	۰٫۵۹	۰٫۱۷	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴
L.O.I	۲٫۲۳	۲٫۱۱	۴٫۶۵	۰٫۹۳	۱٫۳۷	۳٫۹۶	۲٫۰۷	۱٫۵۴
Sum	۹۹٫۶۹	۹۹٫۶۱	۹۹٫۶۹	۹۹٫۶۱	۹۹٫۶۹	۹۹٫۵۷	۹۹٫۶۲	۹۹٫۶۵
Cl (ppm)	۱۷	۱۴	۱۲	۱۵	۲۷	۱۱	۱۹	۲۶
Ba	۴۵۱	۲۵۵	۱۶۵	۳۰۸	۵۳۴	۱۴۵۹	۸۰۷	۱۲۸۰
Rb	۲۸	۱۴	۱۹	۱۲	۱۰۷	۹۰	۹۰	۱۱۲
Sr	۳۶۸	۵۰۲	۵۹۶	۵۱۶	۳۰۹	۱۵۳۰	۱۱۸	۱۸۶
Zr	۱۱۳	۱۲۷	۹۸	۱۲۳	۱۹۵	۵۰۴	۱۷۸	۲۲۱
Nb	۴	۶	۲	۷	۲	۱۰	۲۰	۱۲
Ni	۲۴	۲۳	۲۵	۲۵	۲۲	۲۱	۲۱	۲۳
Co	۱۴	۲۰	۴۵	۱۹	۳	۵	۳	۳
Zn	۶۹	۵۵	۵۷	۵۱	۵۰	۳۶	۳۲	۵۳
Cr	۷	۹	۱۴	۶	۳	۷	۲	۵
La	۱۳	۱۷	۶۱	۱۴	۱۱	۲	۱	۱
Ce	۲۴	۳۵	۸۹	۳۲	۲۳	۳	۲	۲
Y	۷	۶	۲	۴	۳۵	۳۳	۲۹	۳۹
Cu	۲۵	۳۰	۴۰	۲۸	۳	۲	۲	۶
Pb	۶	۵	۴	۳	۱۴	۱۶	۱۲	۱۳
V	۱۶۳	۲۱۱	۲۶۷	۱۹۲	۶۰	۵۷	۱۵۸	۱۵۱
Th	۱	۱	۲	۱	۱	۱	۶	۴
As	۲۵	۷	۱۴	۴	۲۲	۳۱	۸۰	۶۴
Ba/La	۳۴٫۷	۱۵	۲٫۷	۲۲	۷۵٫۸	۷۲۹	۸۰۷	۱۲۸۰
Nb/Y	۰٫۵۷	۱	۱	۱٫۷۵	۰٫۰۶	۰٫۳۰	۰٫۶۹	۰٫۳۱
Ba/Nb	۱۱۳	۴۲٫۵۰	۸۲٫۵۰	۴۴	۴۱۷	۱۴۶	۴۰٫۳۵	۱۰۶
Zr/Y	۱۶٫۱۴	۲۱٫۱۷	۴۹٫۰۰	۳۰٫۷۵	۵٫۵۷	۱۵٫۲۷	۶٫۱۴	۵٫۶۷
Mg#	۴۵٫۷۹	۴۲٫۲۲	۳۸٫۲۵	۴۲٫۶۷	۴۵٫۸۶	۲۶٫۸۳	۱۹٫۵۴	۲۰٫۸۹

$$\text{L.O.I: Loss of Ignition, } \text{Fe}_2\text{O}_3^* \square \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ as a total Iron, } \text{Mg\#} = 100 * \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}}$$

می‌شود. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) هستند و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی این گروه سنگی می‌باشند. کانی‌های ثانویه

در این نوع سنگ‌ها قطعات لیتیکی تا اندازه ۳ سانتی‌متر به صورت پراکنده در آنها مشاهده می‌شوند و دانه‌های سفید (کانی‌های فلدسپار) به اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر نیز به خوبی دیده

پورفیریتیک و قطعات لیتیکی زاویه‌داری از لایه‌های بالا و پایین می‌باشند. این سنگ‌ها در بعضی از رخنمون‌ها، حفره‌ای تا بادامکی هستند. اندازه حفره‌ها در این نمونه‌ها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد و در بیش‌تر موارد این حفره‌ها به‌وسیله‌ی کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند.

کانی‌های اصلی آندزیت بازالت‌ها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (شکل ۳ الف) و کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر و اکسیدهای آهن و کانی‌های ثانویه کوارتز (کلسدون)، تامسونیت (در اثر پراش پرتو ایکس شناسایی شده است) و کلسیت می‌باشند. فنوکریست‌های این سنگ‌ها غالباً پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشند که در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، میکروبلورهای پیروکسن و اکسیدهای آهن قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلازها بیش‌ترین فراوانی را دارند. کلینوپیروکسن در همه آندزیت بازالت‌ها حضور دارد ولی مقدار آن در نمونه‌های مختلف متفاوت می‌باشد. پلاژیوکلازها خودشکل تا نیمه خودشکل می‌باشند و به دو صورت بلورهای درشت و میکروولیت دیده می‌شوند که بعضی از آنها زونینگ نشان می‌دهند. کوارتزها ثانویه هستند و به صورت کلسدون همراه کلریت حفرات موجود را پر کرده‌اند (شکل ۳ ب).

کلریت در سنگ‌های این گروه به همراه کوارتز به صورت اشکال اسفروولیتی، شعاعی، بادبزی و رشته‌ای ظاهر می‌شود که در نمونه‌های حفره‌دار به همراه دیگر کانی‌های ثانویه حفرات موجود در سنگ را پر کرده است. کانی‌های کدر در این سنگ‌ها به صورت پراکنده و ریز در سراسر مقطع حضور دارند و غالباً بی‌شکل می‌باشند.

بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل پورفیریتیک، گلومروپورفیریتیک، آمیگدالی، اسکلتی و فلتی [Felly texture]، این بافت برای سنگ‌های آذرین تمام بلورین (هولوکریستالین) با میکروولیت‌هایی نامنظم (بدون سمت‌گیری خاص) که به صورت تنگاتنگ و فشرده درهم پیچیده‌اند، به کار می‌رود. بافت فلتی (پیلوتاکیستی) در سنگ‌های آندزیتی و برخی سنگ‌های بازالتی رایج است که در این دو نوع سنگ میکروولیت‌ها از نوع پلاژیوکلاز می‌باشند [۹] می‌باشد (شکل ۳ الف، ب، پ، ت). بافت گلومروپورفیریتیک نشان‌دهنده عدم تعادل در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌باشد [۱۰].

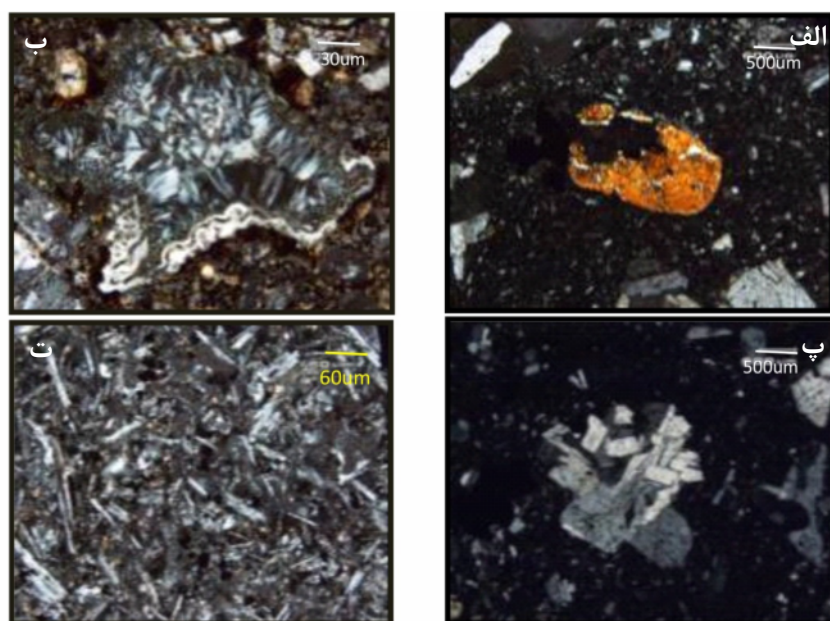
عبارتند از مونت موریلونیت، کلینوپتیلولیت و کلسیت. مونت موریلونیت و کلینوپتیلولیت در اثر پرتو X (XRD) تشخیص داده شده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت خودشکل با بافت غربالی و منطقه‌بندی (شکل ۲ ب) دیده می‌شوند. این کانی‌ها یا کاملاً غربالی هستند یا در حاشیه‌ای و مرکزشان بافت غربالی دارند. کوارتز به صورت نوارهایی در سنگ دیده می‌شوند و در زمینه سنگ نیز صورت نهان بلور تا ریز بلور تجدید تبلور یافته‌اند. کانی‌های کدر بصورت نیمه خودشکل تا بی‌شکل در زمینه سنگ پراکنده‌اند. کلسیت بصورت بی‌شکل در زمینه سنگ و در قالب کانی‌های دیگر قرار گرفته‌اند. بافت اصلی ایگنیمبریت‌های ریولیتی مورد بررسی ائوتاکسیستیک است (شکل ۲ الف) و بافت‌های پورفیریتیک، غربالی و اسکلتی نیز در ریولیت‌ها مشاهده شده‌اند.

ریوداسیت: سنگ‌های با ترکیب ریوداسیت تا داسیت، در نمونه دستی رنگ خاکستری دارند. دانه‌های سفید (کانی‌های فلدسپار) بیش‌تر و فیام (نوار) کم‌تری نسبت به ریولیت دارند. نوارها غالباً از کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل ۲ پ).

در این سنگ‌ها کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم می‌باشند و کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، بیوتیت، کوارتز، کانی‌های کدر و همتایت و کانی‌های ثانویه شامل گوتیت، مونت موریلونیت (گوتیت و مونت موریلونیت به روش پراش پرتو ایکس شناسایی شده‌اند) و کلسیت‌اند. این نمونه‌ها در زیر میکروسکوپ غالباً زمینه مخفی بلور و در بعضی بخش‌ها تجدید تبلور یافته‌اند و فنوکریست‌ها در این زمینه پراکنده‌اند. پلاژیوکلازها بصورت خودشکل تا نیمه خودشکل بوده و منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی از خود نشان می‌دهند (شکل ۲ ت و ث). این کانی‌ها تجزیه‌شدگی به کلسیت و سریسیت را نشان می‌دهند. بافت غربالی می‌تواند بر اثر اختلاط ماگمایی [۷] یا بر اثر کاهش فشار و صعود سریع به ماگما [۸] بوجود آید.

فلدسپار پتاسیم به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل با اندکی تجزیه شوند. آمفیبول‌ها دارای حاشیه سوخته می‌باشند، یا به عبارتی اپاسیتی شده‌اند و به اکسیدهای آهن و تیتانیم تبدیل شده‌اند (شکل ۲ ج).

آندزیت بازالت: در چندین نقطه در منطقه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آندزیت بازالت مشاهده شد. این سنگ‌ها در نمونه دستی رنگ نسبتاً سیاه دارند و دارای ساخت آفانیتیک تا



شکل ۳ الف: پیروکسن در آندزیت بازالت (XPL)، و ب: بافت آمیگدالی (حفره‌ای) که با کلریت پر شده است (XPL)، پ: بافت گلوپورفیریتیک (XPL) در آندزیت بازالت و ت: بافت فلتی (XPL) در آندزیت بازالت.

ژئوشیمی

برطبق نمودار TAS از [۱۱] نمونه‌ها در محدوده ریولیت تا ریوداسیت و آندزیت‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴) و بر اساس نمودار SiO_2 در برابر K_2O [۱۲] نمونه‌های آندزیت‌بازالتی در سری تولئیتی و نمونه‌های ریولیتی در گستره‌ی آهکی-قلیایی پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف).

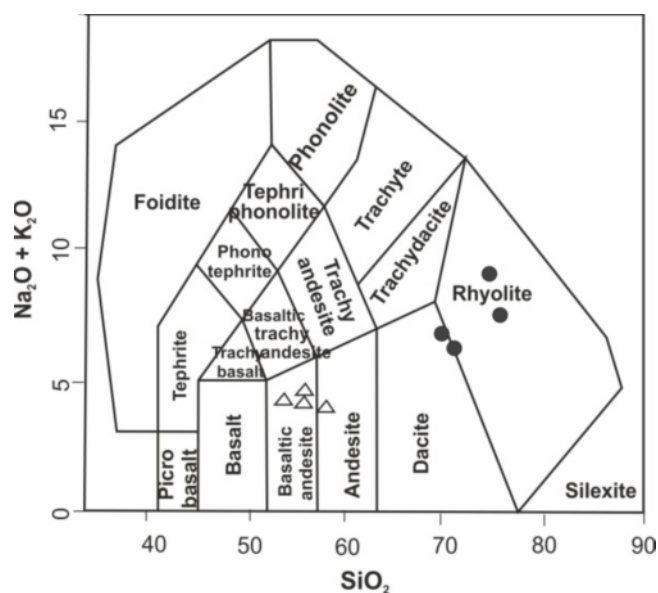
در سنگ‌های منطقه (آندزیت بازالت، ریولیت و ریوداسیت) نسبت Nb/Y پایین و نسبت‌های Ba/La و Ba/Nb بالاست که: نسبت پایین Nb/Y (۰/۳۲ تا ۱/۷۲) از ویژگی‌های سنگ-هایی است که در قوس‌های ماگمایی وابسته به فرورانش تشکیل می‌شوند [۱۳]. نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی نسبت‌هایی از ۰/۳۰۷ تا ۱/۷۵ دارد.

مقادیر بالای نسبت Ba/Nb نیز بیشتر از ۲۸ شاخص سنگ‌هایی است که در مناطق وابسته به فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند [۱۴]. این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی از ۴۰ تا ۱۱۲ است. این نسبت برای NMORB بین ۴ تا ۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ است [۱۵].

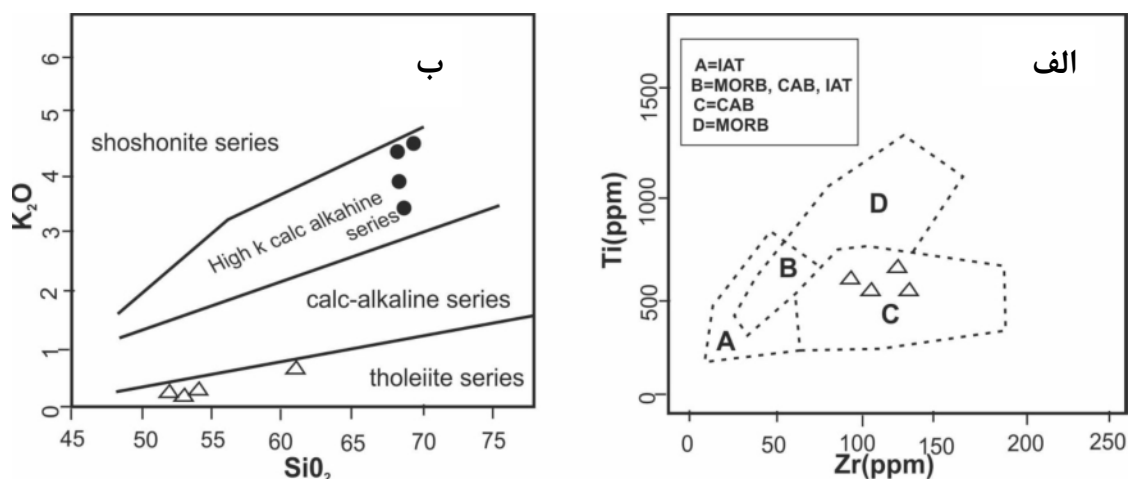
بالا بودن نسبت Ba/La علامت غنی‌شدگی گوه گوشته‌ای

در اثر سیال‌های منطقه فرورانش و ورود Ba از رسوب‌های اقیانوسی فرورانده شده به ماگما است [۱۶]. نمونه‌های آندزیت بازالتی در گستره‌ی بازالت‌های کمان قاره قرار می‌گیرند [۱۷] شکل (۵ ب). میزان TiO_2 یکی از معیارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی گدازه‌هاست. در بازالت و آندزیت‌های مناطق کمان مقدار TiO_2 به ندرت از ۱/۳ درصد وزنی فراتر می‌رود، این در حالی است که TiO_2 در سنگ‌های سایر محیط‌ها زمین‌ساختی بیشتر از ده درصد وزنی است [۱۸]. اگر در گدازه-ها نسبت $\text{Zr/Y} > 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای وابسته است و اگر $\text{Zr/Y} < 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند [۱۹]. این نسبت در نمونه‌های منطقه خیلی بالاست (جدول ۱) به طوریکه می‌توان نتیجه گرفت که به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند. در نمودار Zr برابر Nb/Zr نمونه‌ها در محدوده فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف) [۲۰].

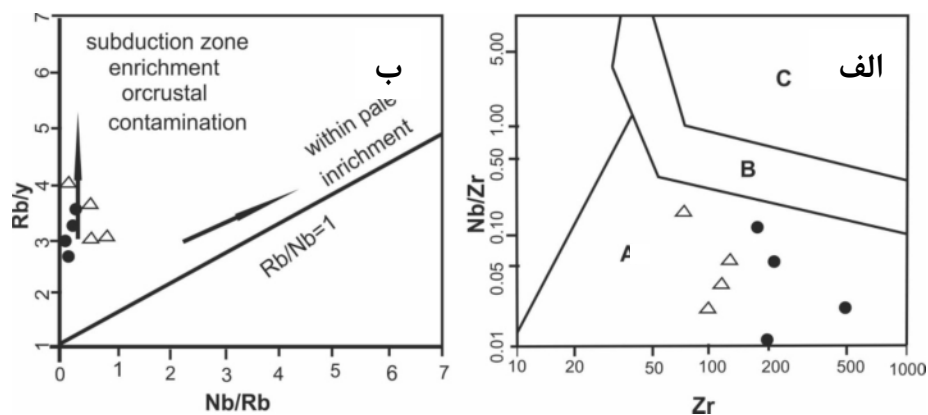
با توجه به عدد منیزیم پایین ($\text{Mg\#} > 42.67$) در نمونه-های آندزیت بازالت، ریولیتی و ریوداسیتی به نظر می‌رسد که ماگمای مولد این سنگ‌ها اولیه نبوده و یک ماگمای تحول یافته است. عدد منیزیم در ماگمای اولیه معمولاً بین ۶۸ تا ۷۵ می‌باشد [۹].



شکل ۴ نمودار TAS از [۱۱]. نمونه‌ها در محدوده آندزیت‌بازالت و ریولیت تا ریوداسیتی قرار می‌گیرند.



شکل ۵ (الف) نمودار SiO_2 در برابر K_2O [۱۰]، (ب) IAT = تولیت‌های جزایر قوسی؛ MORB = بازالت‌های پشته میان اقیانوسی؛ CAB = بازالت‌های کمان قاره؛ WPB = بازالت‌های درون صفحه‌ای. نمونه‌های آندزیت بازالت در محدوده C یا بازالت‌های کمان قاره قرار گرفته‌اند [۱۶]، مثلاً؛ آندزیت بازالت و دایره سیاه؛ ریولیت و ریوداسیت.

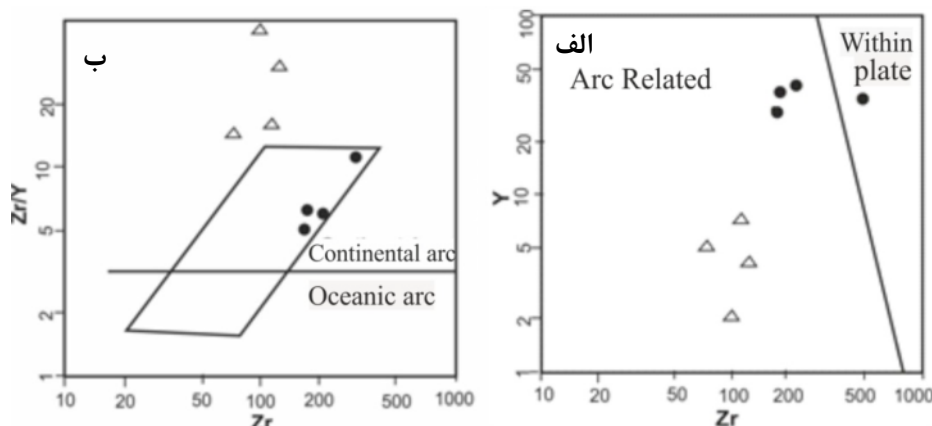


شکل ۶ (الف) نمودار [۱۹]: محدوده‌های A محیط فرورانش، B محیط برخورد و C سنگ‌های آکالن درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. نمونه‌ها در محدوده محیط فرورانش قرار می‌گیرند (ب) نمودار [۱۲]، نمونه‌ها در محدوده زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای قرار می‌گیرند.

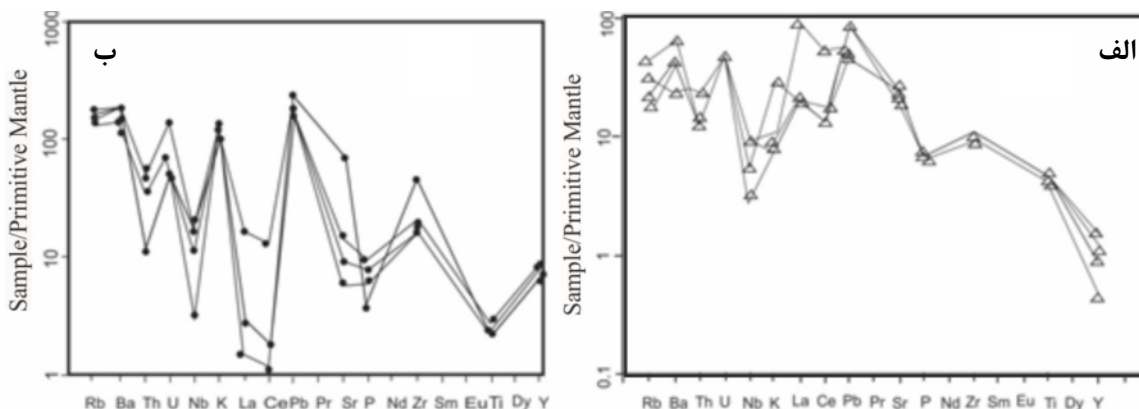
در نمودارهای عنکبوتی، سنجیده شده نسبت به گوشته اولیه، مشاهده می‌شود که عناصری همچون Rb, Ba و Sr بی‌هنجاری مثبت و عنصر Nb بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۸ الف و ب).

غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل درشت یون مانند Ba, Rb, K و بی‌هنجاری منفی Nb از نشانه‌های فروانش بوده [۲۴] و متاسوماتیزه شدن گوشته به‌وسیله‌ی فرآیند فروانش را پیشنهاد می‌کند [۲۵]. بی‌هنجاری منفی واضح Nb مشخصه ماگماهای مشتق شده از یک گوشته متاسوماتیسم شده در منطقه فروانش است [۲۶]. بی‌هنجاری منفی Nb و Ti که در نمونه‌های ریوداسیتی و ریولیتی دیده می‌شود (شکل ۸ ب) به عوامل گوناگونی نسبت داده می‌شود که عبارتند از: ۱- مشخصه مناطق مرتبط با فرآیند فروانش [۲۷]. ۲- وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی [۲۷].

به منظور تعیین روند غنی‌شدگی عنصری سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط زمین‌ساختی، از نمودار Nb/Rb برابر Rb/Y استفاده شد [۱۲] (شکل ۶ ب). روندهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فروانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود آمده است، بدین ترتیب میزان Rb در نسبت Rb/Y بالا می‌رود. در محیط‌های درون صفحه‌ای روند غنی‌شدگی متفاوت بوده و از روند $Rb/Nb=1$ پیروی می‌کند [۲۱]. تغییرات Rb و Nb در هر سه نوع سنگ آذرین منطقه، حاصل غنی‌شدگی در منطقه فروانش یا آرایش پوسته‌ای است. برای جدا کردن محیط‌های زمین‌ساختی درون صفحه‌ای از محیط وابسته به کمان از نمودار [۲۲] برای سنگ‌های اسیدی منطقه با پتاسیم بالا استفاده می‌شود (شکل ۷ الف). نمونه‌ها در محدوده حاشیه قاره‌ای و وابسته به کمان قرار می‌گیرند. از نمودار Zr در برابر Zr/Y [۲۳] برای تفکیک قوس‌های ماگمایی قاره‌ای از قوس‌های ماگمایی اقیانوسی استفاده می‌شود. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده قوس ماگمایی قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷ ب).



شکل ۷ نمودارهای (الف) از [۲۲] نمونه‌ها مرتبط با کمان هستند؛ نمودار (ب) [۲۳] نمونه‌ها مرتبط با کمان قاره‌ای هستند.



شکل ۸ نمودار عنکبوتی عادی سازی شده با گوشته اولیه (الف) آندزیت بازالت، (ب) ریولیت و ریوداسیت [۲۸].

که از یک گوه گوشته‌ای غنی شده به‌وسیله‌ی سیالات آبکی ناشی از لیتوسفر در حال فرورانش، بوجود آمده است. بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب و نیز موقعیت زمانی و مکانی سنگ‌های منطقه حاکی از آن است که سنگ‌های یاد شده با ماگماتیسم ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر صفحه ایران مرکزی همخوانی می‌نماید.

مراجع

- [1] Babakhani M., Sadeghi A., "Explantory of Zanjan quadrangle Map", Geological Survey of Iran., (2004).
 - [2] Moayed M., Valizadeh M., "Petrology and Petrogenesis of the Eocene-Oligocene magmatic band of Tarom region and geobarometric of intrusive bodies of the region", the fourth conference of the Iranian Geological Society, Tabriz (2000), 3p.
 - [3] Yazdi A., Imami M.A., and Vossoughi Abedini, M., "Petrology study of Eocene volcanic rocks in Chal-Qal'eh-Badamstan area (Tarom-ulia-Zanjan province)", the 9th Earth conference of the Iranian Geological Society, University of Tarbiat-e-Modares (2005) 10 p.
 - [4] Stocklin J., Eftekhari-nezhad J., "Explanatory text of Zanjan Quadrangle Mape", G.S.I., (1969).
 - [5] Hashemi M., Haji Abolfath A., "Determination of pyroclastic facies based on petrographic studies in the lower part of Karaj Formation, Zanjan", 29th Earth Science conference (2010), 7 pp.
 - [6] Hashemi M., "Investigation of Magmatic Phases in the South of Zanjan (Sahleh)", 30th Earth Science conference (2011), 8 p.
 - [7] Kuscü G.G. A., Hoyd P., "mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanic", Lithos (2001), 56, 207-203.
 - [8] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetic of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesit", contrib. mineral. Petrol (1985), 89, 1-16.
 - [9] Best M., "Igneous and metamorphic Petrology", Blackwell Publishing (2003). USA. 729p.
 - [10] Singer S.B.A., Dungan M., Layne D.G., "textures and Sr, Ba, MG, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers", American, Mineralogist. 80 (1995) 776-798.
- ایگنیمبریت‌های با ترکیب ریولیتی و سری ماگمایی آهکی-قلیایی بخصوص نوع پتاسیم بالای آن، از ویژگی‌های بارز مناطق کوهزایی بوده و اساساً در موقعیت‌های زمین‌ساختی کمان حاشیه قاره‌ای فعال و کمان‌های پس از برخورد مشاهده می‌شوند. بنابراین وجود نهشته‌های ایگنیمبریتی با ترکیب ریولیتی و ریوداسیتی در منطقه می‌تواند نشانگر یک کمان بالغ باشد [۲۶].
- #### برداشت
- در منطقه مورد بررسی ارتباط چینه‌شناسی لایه‌ها حاکی از آن است این دنباله وابسته به آئوسن است. سنگ‌های آتشفشانی رسوبی مقطع سه‌دسته کلی رسوبی، آذرین و آذرآواری است. این مطالعه به بررسی سنگ‌های آذرین و آذرآواری پرداخته است. در این سنگ‌ها (آندزیت، بازالت، ریولیت و ریوداسیت) شواهدی از عدم تعادل نظیر زونینگ، بافت غربالی، بافت گلوپورفیریتیک، حاشیه خلیجی در کوارتزها و اپاسیتی شدن بلورهای بیوتیت و هورنبلند دیده می‌شوند. اگرچه نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 حاکی از نقش اساسی جدایی بلوری در تحول ماگمای سازنده این مجموعه آتشفشانی است، اما شواهد میکروسکوپی و ژئوشیمیایی دال بر نقش فرآیندهای دیگر (فرآیندهایی که منجر به غربالی شدن پلاژیوکلازها، اپاسیتی شدن آمفیبول و ... شده است) در شکل‌گیری این سنگ‌ها نیز وجود دارند. عدد منیزیم پایین و مقادیر پایین Cr ، MgO و Ni در نمونه‌ها نشان‌دهنده یک ماگمای تحول یافته می‌باشد.
- مقادیر TiO_2 پایین و مقدار Zr/Y بیش‌تر از ۳ نشان‌دهنده شباهت ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها با ماگمای کمان‌های قاره‌ای است. نسبت پایین Nb/Y و نسبت‌های بالای Ba/Nb و Ba/La از ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در قوس‌های ماگمایی وابسته به فرورانش تشکیل می‌شوند. غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) نسبت به (HFSE)، بیهنجاری منفی P ، Ti ، Nb ، Rb از ویژگی‌های بارز ماگماتیسم وابسته به فرورانش و نشان‌دهنده‌ی نقش سیالات آزاد شده از منطقه فروزانده در غنی‌سازی این عناصر در ماگماست. براساس نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، نمودارهای عنکبوتی و برخی شواهد یاد شده دیگر، ماگمای مولد سنگ‌های منطقه احتمالاً مرتبط با محیط فرورانش و از نوع حاشیه قاره‌ای است

- temoni de la diversite d origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins*", Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris (1994), 319: 87-94.
- [21] Edwards C., Menzies M., Thirwall, M., "Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas", Journal of petrology (1991), 32:555-592.
- [22] Muller D., Groves D.I., "potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1997), 242.
- [23] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J.(Eds.), Hawkesworth C.J., Norry M.J. Nantwich", Shiva (1983). P. 230-249.
- [24] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", Journal of Asian Earth Sciences (2007), 30, 3-4, 433-447pp.
- [25] Naumov V. B., Tolstykh M. L., Grib E.N., Leonov V.L., Kononkova N.N., "chemical composition volatile component, and trace element of the karymskii volcanic center, Kamchaka, and Golovnina volcano, Kunashir Island: Evidence from Iclusion in Minerals", petrologia (2008), 16 3-20 pp.
- [26] Wilson M., "Igneous petrogenesis: A global tectonic approach", Unwin Hyman London (1989), 466p.
- [27] Kuster D., Harms U., "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the LateNeoproterozoic East African Orogen", a review, Lithos (1998). 45: 177-195.
- [28] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D.; Norry M. J. (eds), Magmatism in the ocean Basins", Geological Society of London Special Publication (1989). 42, 313-345.
- [11] Middlemost E.A.K., "Naming Materials in the Magma /Igneous Rock System", Earth -Science Reviews, 37 (1994) 215- 244.
- [12] Peccerillo R., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey", Contributions to mineralogy and petrology 58 (1976) 63-81.
- [13] Temel A., Gundogdu M.N., Gourgau A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkalin volcanism in Konya, Central Anatolia", Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research (1998), 85:327-354.
- [14] Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P., "The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States", Journal of Petrology. Special Lithosphere Issue (1988), 331-349.
- [15] Wood D. A., "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 (1980), 50, 11-30.
- [16] Hole M.J., Saunders A.D., Marriner G.F., Tarney J., "subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands", Journal of Geological Society of London (1984) 141: 453-472.
- [17] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", Earth and Planetary Science Letters 19 (1973) 290-300.
- [18] Macdonald R., Rogers N. W., Fitton J. G., Black S., Smith M., "Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa", Journal of Petrology (2001), 42, 877-900.
- [19] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implication of Ti , Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology (1979), 69: 33-47.
- [20] Thieblemont D., Tegye M., "Une discrimination geochimiq des roches differenciees