



سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گدازه‌های ائوسن زنده-راویز (شمال غرب رفسنجان)

زینب رحمانیان*، حمید احمدی پور

گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۰/۷/۲۵، نسخه نهایی: ۹۱/۲/۲)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی، در ۳۵ کیلومتری شمال غرب رفسنجان (استان کرمان) قرار دارد و بخشی از مجموعه آتشفشانی همبافت هزار (کمر بند ارومیه-دختر) بوده و شامل تناوب چین خوردگی از گدازه‌ها (بازالت، پیروکسن آندزیت و آمفیبول آندزیت)، و پیروکلاستیک‌های ائوسن است. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها از درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت‌های غیر تعادلی از قبیل غربالی، تحلیل یافتگی و منطقه بندی نوسانی تشکیل شده‌اند. شواهد یاد شده نشانگر وجود فرآیندهایی نظیر اختلاط ماگمایی و تغییرات فشار بخار آب و کاهش فشار، هنگام صعود ماگماست. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گدازه‌های منطقه در سری آهکی-قلیایی قرار داشته و جدایش گسترده‌ای در آن‌ها صورت نگرفته است. غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، و بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LIL نسبت به HFS و نیز بی‌هنجاری منفی شاخص Nb, Ti و P در گدازه‌های منطقه، از نشانه‌های سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش است. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها و مجموعه‌ی درشت بلورها، نشان دهنده‌ی آن است که ماگماهای مادر آن‌ها ترکیب بازی‌تری داشته و احتمالاً خاستگاه گوشته‌ای دارند و در یک محیط قوس آتشفشانی قاره‌ای فوران کرده‌اند. ماگماهای مورد نظر بخشی از تاریخ تبلور خود را در مخازن پوسته‌ای پشت سر گذاشته و ضمن تبلور بخشی در این شرایط، دستخوش آلودگی پوسته‌ای نیز شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر؛ اختلاط ماگمایی؛ آهکی-قلیایی؛ آلودگی پوسته‌ای.

مقدمه

مجموعه‌ی آتشفشانی-رسوبی، زنده - راویز از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، جزء ایران مرکزی (نوار آتشفشانی ارومیه-دختر) است، که با وسعتی بالغ بر ۴۶۰ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی ۲۴' ۵۵° و ۳۶' ۵۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۲' ۳۰° و ۳۲' ۳۰° شمالی در استان کرمان و در شمال غربی شهرستان رفسنجان قرار دارد (شکل ۱) [۳].

در این پژوهش سعی شده تا با اتکا به نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های منطقه، و تلفیق این اطلاعات با داده‌های

کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر یک محور فعال از نظر آتشفشانی (در کرتاسه فوقانی و ائوسن) و پلوتونیزم (در الیگوسن و میوسن) به شمار می‌رود. نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی روی سنگ‌های این کمر بند، ماهیت سری‌های ماگمایی آهکی و آهکی - قلیایی و سرشتیهای سنگ‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای را مشخص ساخت [۱]. [۲] کمر بند آتشفشانی یاد شده را نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌داند و آن را به عنوان یک قوس آتشفشانی فعال حاشیه قاره ای به حساب می‌آورد.

شده است (شکل ۲).

واحدهای بازالتی، با ضخامت ۴۰ متر دارای رنگ بسیار تیره بوده و اغلب سیاه رنگ‌اند. پیروکسن آندزیت‌ها که بسیار نزدیک به بازالت هستند در نمونه‌ی دستی، به رنگ‌های سبز تیره و سیاه و به طور کلی بسیار تیره و صخره ساز بوده و در سطح تازه، که دستخوش دگرسانی و هوازدگی نشده است بلورهای درشت کلینوپیروکسن با رنگ سیاه و منشورهای هشت وجهی آن‌ها به خوبی قابل تشخیص‌اند. سنگ‌های آندزیتی آمفیبول دار، بیشترین سهم از گدازه‌های منطقه را به خود اختصاص داده و اغلب هوازده و به رنگ سبز تیره تا سیاه دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح به سادگی قابل تشخیص‌اند که اندازه‌ی آن‌ها گاهی به ۳ سانتیمتر می‌رسد. دایک‌های مونزونیت کوارتزار با روندی شمالی-جنوبی به رنگ خاکستری، از مگا کریست‌های ارتوکلازی به طول حداکثر ۵ سانتی‌متر و بلورهای پلاژیوکلازی به طول ۱ سانتیمتر در راستای طول دایک، یعنی در راستای شمالی-جنوبی به صف شده‌اند. در بخش شمال شرقی منطقه، دایک‌های سبز رنگ لامپروفیری با ضخامت حداکثر ۲ متر و طول حداکثر ۵۰ متر دیده می‌شوند که دارای شیب ۸۰ درجه به سمت شرقند.

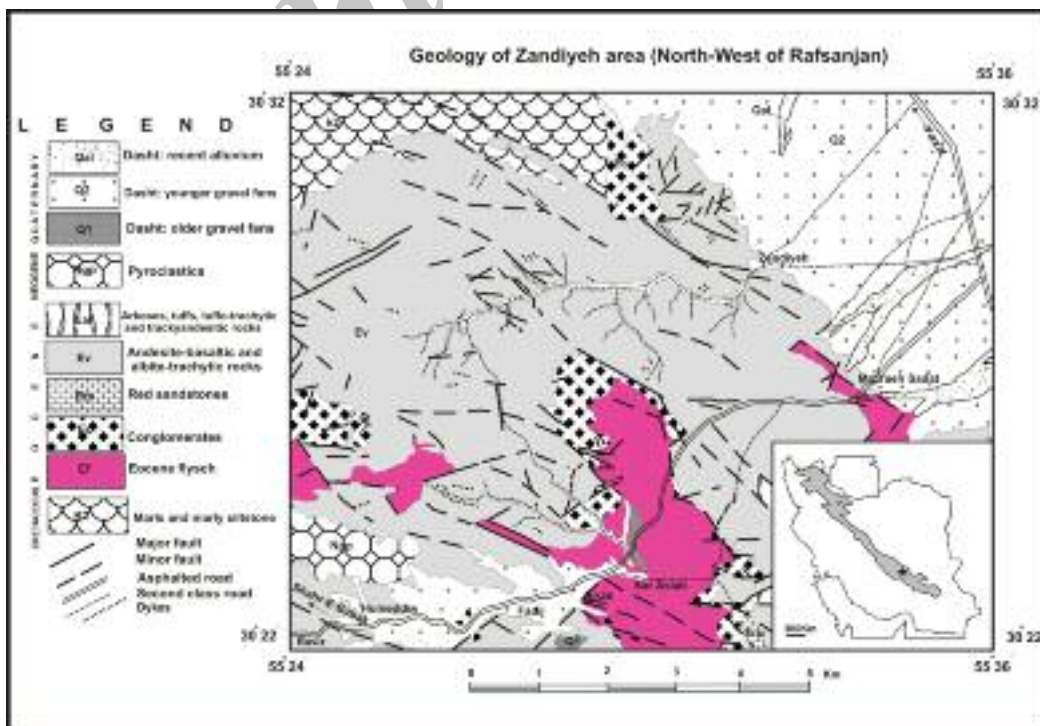
سنگ‌نگاری، ماهیت ژئوشیمیایی و خاستگاه احتمالی سنگ‌های آتشفشانی بررسی شوند.

روش بررسی

به منظور بررسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی، نخست بررسی‌های کتابخانه‌ای و سپس بازدید صحرایی و نمونه برداری از واحدهای آتشفشانی یاد شده صورت گرفت و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک، بررسی آن‌ها انجام شد و سرانجام تعداد ۱۰ نمونه از گدازه‌ها برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه SGS کانادا ارسال شدند و عناصر اصلی به روش ICP 95A و عناصر فرعی و کمیاب به روش IMS 95A مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱).

بررسی‌های صحرایی

سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی را انواع مختلفی از ترکیب‌های بازی تا حد واسط (بازالت، پیروکسن آندزیت و آمفیبول آندزیت) تشکیل داده‌اند. این سنگ‌ها به صورت متناوب همراه با نهشته‌های آذرآواری در کل منطقه مشاهده می‌شوند که در بعضی بخش‌ها، توده‌هایی از مونزونیت کوارتزار، لامپروفیری، گرانیتی و دیوریتی نفوذ کرده‌اند. تزریق این توده‌های نفوذی همراه با فعالیت‌های زمین‌ساختی باعث دگرسانی شدید در گدازه‌های موجود منطقه‌ی مورد بررسی



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی راویز-زندیه، اقتباس از نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ انار، رفسنجان ۱، شهربابک و کشکوئیه [۳].

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی گدازه‌های زنده-راویز.

sample	11-A	05-G	07-G	14-H	16-H	13-F	02-C	04-G	05-A	27-A
Name	Basalt	Basalt	Basalt	Basaltic	Basaltic	Basaltic	Basaltic	Basaltic	Andesite	Andesite
SiO ₂ %	۴۸٫۹	۴۸٫۷	۴۹٫۱	۵۴٫۹	۵۵٫۲	۵۱٫۸	۵۳٫۳	۵۵٫۶	۵۲٫۱	۵۶٫۳
Al ₂ O ₃	۱۹٫۳	۱۷٫۹	۱۷٫۷	۲۱٫۱	۱۹٫۵	۱۹٫۱	۱۷٫۲	۱۸٫۴	۲۱٫۲	۱۷٫۳
CaO	۷٫۷۶	۹٫۰۳	۹٫۸۱	۸٫۰۶	۹٫۶۱	۹٫۲۲	۹٫۴۷	۸٫۷۲	۵٫۴۸	۶٫۲۴
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵
Fe ₂ O ₃	۷٫۹۵	۱۱	۱۱٫۱	۰٫۴۹	۶٫۵۶	۹٫۷۱	۷٫۱۱	۷٫۳۱	۴٫۹۷	۷٫۳۱
K ₂ O	۵٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۲۳	۰٫۴۹	۰٫۴۶	۰٫۷۵	۰٫۵۲	۰٫۵	۵٫۲۹	۱٫۲۱
MgO	۳٫۳۷	۳٫۷۵	۳٫۲۶	۲٫۰۶	۱٫۲۷	۴٫۰۴	۱٫۳۴	۲٫۰۴	۱٫۴۹	۲٫۷۳
MnO	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۹
Na ₂ O	۲٫۲	۱٫۳	۳	۳٫۹	۳٫۸	۳٫۲	۳٫۲	۳٫۷	۴٫۸	۳٫۵
P ₂ O ₅	۰٫۶۶	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۴۹	۰٫۱۵
TiO ₂	۱٫۰۹	۱٫۷۹	۱٫۷۷	۱٫۰۱	۰٫۹۹	۱٫۱۱	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۶	۰٫۷۴
LOI	۳٫۳۴	۲٫۰۶	۲٫۲۹	۱٫۹	۲٫۷۹	۲٫۲۹	۳٫۳۱	۳٫۱۴	۲٫۴	۱٫۷۶
Sum	۱۰۰	۹۹٫۱	۹۹٫۹	۹۹٫۷	۱۰۱٫۵	۱۰۰٫۶	۹۷٫۵	۱۰۱٫۶	۹۹٫۹	۹۸٫۳
Ba(ppm)	۶۳۰	۵۰	۵۰	۸۰	۹۰	۱۴۰	۹۰	۱۸۰	۴۴۰	۲۲۰
Sr	۱۷۷۰	۲۹۰	۳۱۰	۳۵۰	۳۷۰	۳۸۰	۴۴۰	۴۳۰	۱۳۷۰	۴۰۰
Y	۲۰	۳۰	۳۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۱۰	۲۰
Zn	۷۹	۱۰۳	۸۴	۵۹	۶۶	۱۳۸	۵۴	۵۸	۶۸	۱۰۱
Ag	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Co	۱۹٫۸	۲۹٫۳	۲۷٫۱	۱۵٫۵	۱۴٫۴	۲۵٫۲	۱۷٫۹	۱۹٫۶	۹٫۲	۱۶٫۲
Cs	۲٫۳	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۱	۰٫۸	۰٫۳	۱	۰٫۸	۵٫۴۶	۰٫۶
Cu	۲۱۶	۱۱۳	۹۱	۲۷	۲۵	۵۸	۲۶	۳۱	۴۴	۴۰
Gd	۵٫۱۲	۵٫۴۵	۵٫۳	۳٫۸۵	۳٫۹۵	۵٫۵۶	۳٫۹۳	۳٫۴۱	۲٫۹۹	۴٫۰۷
Hf	۳	۳	۳	۲	۲	۲	۳	۳	۲	۳
Mo	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲	۱
Nb	۴	۳	۳	۳	۳	۲	۳	۳	۶	۴
Ni	۲۱	۸	۸	۷	۸	۲٫۵	۲٫۵	۳٫۲	۱۱	۲٫۵
Rb	۱۲۲	۴٫۵	۱٫۳	۶٫۳	۶٫۳	۱۲	۱۱٫۱	۶۵٫۸	۹۵٫۵	۲۲
Sn	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۱	۰٫۵	۰٫۵
Ta	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵
Th	۵	۱	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۱٫۶	۱٫۷	۲٫۳	۷	۳٫۴
Tl	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۱٫۱	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۲٫۷
U	۱٫۵۱	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۳	۰٫۳۵	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۷۴	۲٫۱	۰٫۹۵
V	۲۳۴	۲۶۲	۲۵۲	۹۴	۱۱۶	۲۵۶	۱۴۷	۱۵۲	۹۷	۱۲۳
Zr	۹۳٫۱	۹۶٫۳	۹۶٫۵	۸۵٫۴	۸۵٫۷	۷۷٫۲	۸۶٫۹	۹۷	۹۰	۱۲۸
La	۲۶٫۲	۷٫۷	۶٫۸	۸٫۱	۱۱٫۴	۷٫۹	۱۱٫۱	۱۱٫۵	۲۴٫۵	۱۲٫۴
Ce	۵۵٫۸	۲۲٫۴	۲۲٫۱	۱۸٫۶	۱۸٫۸	۲۰٫۳	۲۳٫۶	۲۶٫۶	۴۸٫۶	۳۰٫۸
Pr	۷٫۳۳	۳٫۴۶	۳٫۴۳	۲٫۷۸	۲٫۸۳	۲٫۹۹	۳٫۲۷	۳٫۴۸	۳٫۷۴	۴٫۲۲
Nd	۲۹٫۸	۱۶٫۸	۱۶٫۷	۹٫۱۲	۱۳٫۱	۱۳٫۷	۱۴٫۷	۱۴٫۹	۲۱٫۲	۱۷٫۸
Sm	۶٫۱	۴٫۷	۴٫۶	۳٫۴	۳٫۴	۳٫۶	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۹	۴
Eu	۱٫۸۴	۱٫۶۲	۱٫۶۳	۱٫۳۷	۱٫۳۲	۱٫۱۲	۱٫۱۴	۱٫۱۲	۱٫۱۱	۱٫۲۵
Ga	۱۷	۱۸	۱۸	۱۷	۱۷	۱۸	۱۵	۱۹	۱۵	۱۶
Tb	۰٫۶۹	۰٫۹۳	۰٫۸۸	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۸	۰٫۵۶	۰٫۴۶	۰٫۶۹
Dy	۳٫۷۲	۵٫۸۸	۳٫۳۴	۴٫۰۵	۳٫۹۳	۳٫۶۳	۳٫۹۷	۳٫۶۳	۳٫۴۳	۴٫۳۱
Ho	۰٫۷۵	۱٫۲۲	۱٫۱۹	۰٫۸۱	۰٫۸۳	۰٫۸	۰٫۸۶	۰٫۷۵	۰٫۵	۰٫۸۹
Er	۲٫۱۶	۳٫۵	۳٫۳۸	۲٫۱۹	۲٫۲۳	۲٫۳۲	۲٫۵۲	۲٫۲۹	۱٫۴۱	۲٫۶۷
Tm	۱۸٫۴	۲۷٫۵	۲۷٫۶	۲۰٫۱	۱۹٫۸	۱۹	۲۰٫۳	۱۸٫۵	۱۲٫۴	۲۲٫۷
Yb	۱٫۷	۲٫۹	۲٫۸	۲٫۱	۲	۲٫۱	۲٫۳	۱٫۳	۱٫۳	۲٫۶
Lu	۰٫۲۵	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۲۱	۰٫۳۸



شکل ۲ تناوبی از گدازه‌ها و پیروکلاستیک همراه با توده‌های نفوذی.

بررسی‌های سنگ‌نگاری

بررسی‌های میکروسکوپی نشان داد که سنگ‌های آتشفشانی زنده-راویز از بازالت، پیروکسن آندزیت و آمفیبول آندزیت تشکیل شده‌اند. بافت اصلی آن‌ها پورفیری بوده ولی علاوه بر این بافت، بافت گلمروپورفیری نیز به صورت فرعی دیده می‌شود. در اینجا به شرح مختصری از ویژگی‌های فنوکریست‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها می‌پردازیم:

۱- بلورهای پلاژیوکلاز اغلب شکلدار تا نیمه شکلدار بوده و ماکل پلی سنتتیک نشان می‌دهند. در برخی از پلاژیوکلازها منطقه‌بندی نیز مشاهده می‌شود. این کانی‌ها در جریان دگرسانی، به کانی‌های رسی، کلریت و کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلاز موجود در روانه‌های مافیک منطقه، دارای بافت غربالی هستند (شکل ۳، الف). با اینکه برخی از پژوهندگان، پیدایش این بافت را به اختلاط ماگمایی نسبت می‌دهند [۴]، ولی [۵] معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. از آنجاکه بعضی از قسمت‌هایی از پلاژیوکلاز به طور بخشی ذوب می‌شوند، بنابراین فراورده‌های ناشی از ذوب پلاژیوکلاز در داخل بلور شروع به تبلور می‌کند. بر حسب اینکه نرخ کاهش دما سریع یا آهسته باشد، این فراورده‌ها به صورت شیشه یا پلاژیوکلاز جدید در پلاژیوکلاز اولیه تبلور می‌شوند و موجب پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شوند. از طرفی در روانه‌های حدواسط منطقه، بر اساس بافت، دو نوع پلاژیوکلاز متفاوت به چشم می‌خورد (شکل ۳، ب): نوع اول که به شدت غربالی بوده، حالت غباری داشته و حاوی حفره‌های بسیار ریزند و گاه دارای ادخال‌های شیشه‌ای نیز هستند و نسبت به نوع دوم فراوانی کمتری دارند که بر اساس زاویه‌ی خاموشی (۲۲ تا ۳۴) در گستره‌ی آندزین-

لابرادوریت قرار می‌گیرند. و نوع دوم که بافت غربالی نشان نمی‌دهند و شکل بلوری به نسبت کاملتری دارند و بر اساس زاویه‌ی خاموشی (۱۸ تا ۲۴) در گستره‌ی الیگوکلاز- آندزین قرار می‌گیرند.

۲- کانی‌های مافیک به دو صورت کلینوپروکسن (شکل ۳، پ) و آمفیبول (شکل ۳، ت) که عموماً نیمه شکلدارند و در نمونه‌های دگرسان شده با هماتیت و کلریت جانشین شده‌اند. به طوریکه در برخی بخش‌ها فقط قالبی از آن‌ها به جا مانده است. [۶] بافت‌های نامتعادل مانند منطقه‌بندی درشت بلورهای کلینوپروکسن را به صورت نتیجه‌ای از آلیش با پوسته‌ی قاره‌ای، تغییر ناگهانی فشار H_2O و آمیختگی ماگمایی تفسیر می‌کند و معتقد است آمیختگی ماگمایی، مهمترین فرایند برای ایجاد بافت‌های نامتعادل در این سنگ‌هاست. الیوین نیز در برخی از سنگ‌های بازی منطقه به صورت فنوکریست مشاهده می‌شود (شکل ۴، الف).

زمینه ریزدانه این سنگ‌ها بیشتر از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است. در فضای بین میکروولیت‌ها، کانی‌های کلینوپروکسن، آپاتیت و کدر واقع شده‌اند. سرسیت، کلریت، اپیدوت به همراه با کلسیت، کوارتز و هماتیت رگه‌ها و حفره‌های را پر کرده‌اند.

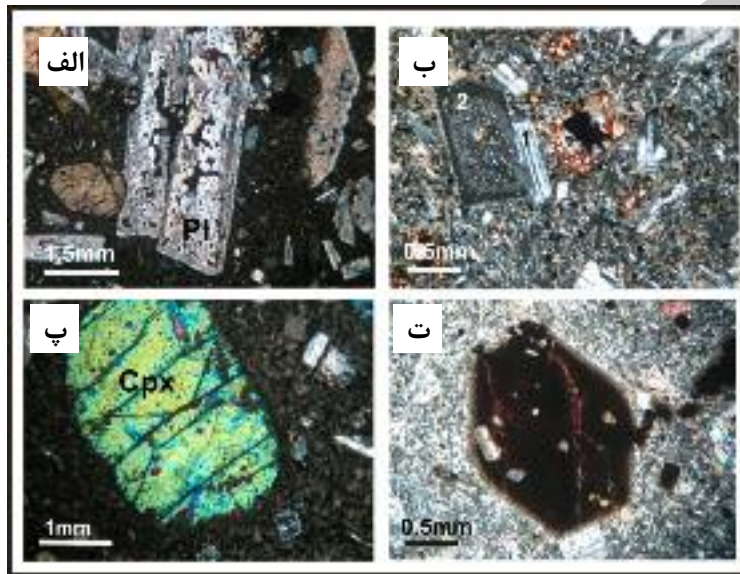
سنگ‌های مونزونیت کوارتزار از درشت بلورهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند، که ارتوکلازها دارای حاشیه‌های گرد شده و شکستگی‌های زیادی در سطح خود هستند. این بلورها به کانی‌های رسی دگرسان شده و پرتیتی شدن و ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴، ب).

درشت بلورهای کلینوپروکسن (شکل ۴، پ) و میکاهای بیوتیت و فلوگوپیت (شکل ۴، ت) از جمله درشت بلورهای تشکیل دهنده‌ی لامپروفیرها هستند. بلورهای کلینوپروکسن

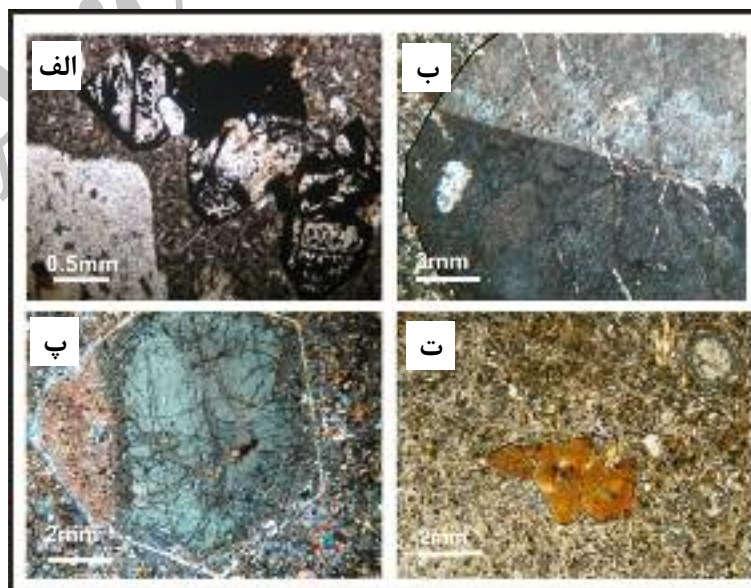
ژئوشیمی

با توجه به دگرسانی نسبتاً گسترده‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه و شکل‌گیری چشمگیر گرماب‌های اپیدوت، کلسیت و کلریت در آن‌ها، در این بخش سعی شد تا برای جهت بررسی سرشتی‌های اولیه‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، بررسی‌های ژئوشیمیایی روی نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده متمرکز شود و در تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی، عناصری به کار برده شود که در محیط‌های دگرسان، نسبتاً کم تحرک و غیر فعال باقی می‌مانند.

در نواحی مرکزی به شدت به کانی‌های ثانویه نظیر کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند و سپس یک حاشیه‌ی روشن، که نشان دهنده‌ی در تعادل بودن آن‌ها با ماگماست، در اغلب این بلورها مشاهده می‌شود. در میکاها منطقه بندی وجود دارد به گونه‌ای که در مرکز فلوگوپیتی بوده و غنی از Mg هستند و رنگ آن‌ها روشن‌ترند و در حاشیه به دلیل غنی بودن از Fe و Ti به رنگ قهوه‌ای تیره تاسیاه مشاهده می‌شوند. همچنین بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز همراه با کانی‌های فرعی و ثانویه در یک زمینه‌ی ریز بلور مشاهده می‌شوند.



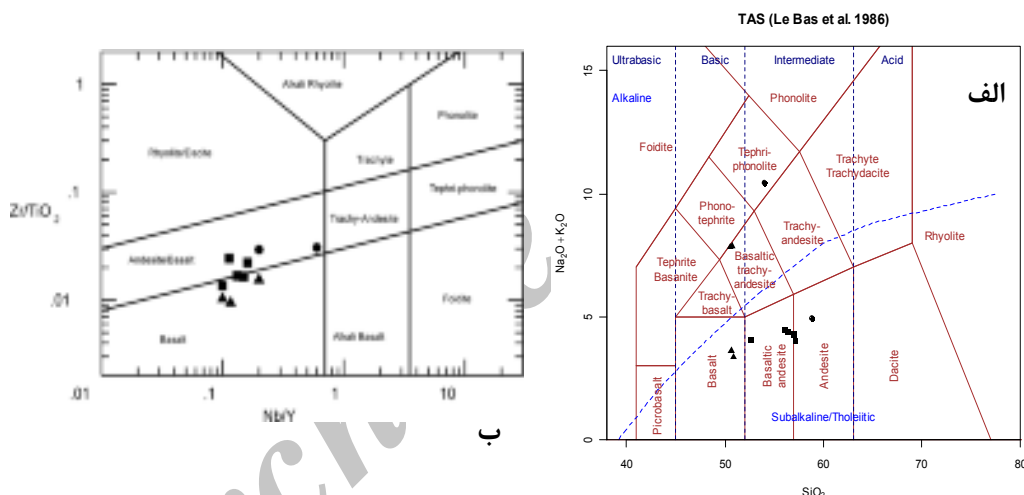
شکل ۳ الف) بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی. ب) بلورهای پلاژیوکلاز با بافت سالم ۱، و غربالی ۲. پ) بلور کلینوپروکسن با حاشیه‌ی گرد شده و شکستگی فراوان (XPL). ت) بلور سوخته شده آمفیبول (XPL).



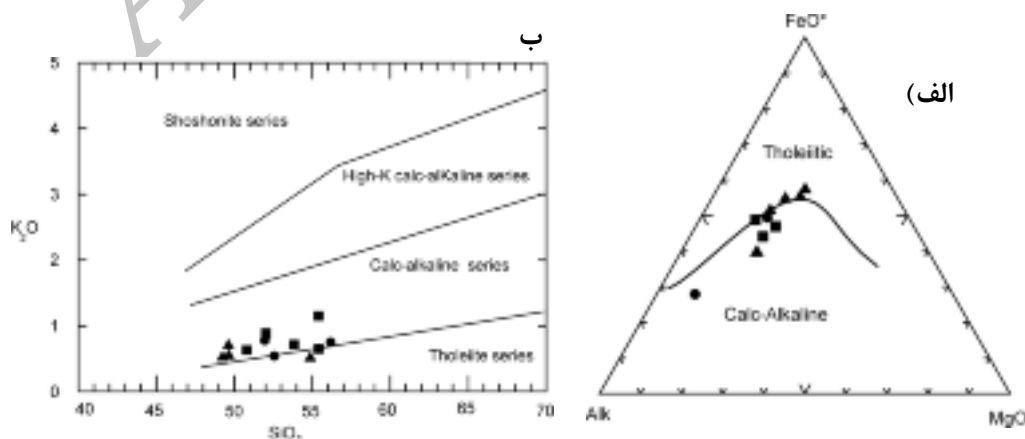
شکل ۴ الف) بلورهای ایدنگزیتی شده الیوین (PPL). ب) ارتوکلاز با حاشیه‌ی گرد شده (XPL). پ) بلور کلینوپروکسن با مرکز دگرسان شده و حاشیه‌ی سالم (XPL). و ت) بلور فلوگوپیت در دایک‌های لامپروفیری (XPL).

گستره‌ی شبه قلیایی قرار می‌گیرند. مرز بین سری‌های شبه قلیایی و قلیایی بر اساس [۱۱] روی نمودار نشان داده شد. به منظور بررسی سری سنگ‌های آذرین از نمودار ارائه شده [۱۲] (شکل ۶، الف)، استفاده شد. این نمودار بر اساس درصد وزنی قلیاهای $(Na_2O + K_2O)$ و اکسیدهای آهن (FeO_t) و منیزیم (MgO) رسم شده است. براین اساس، نمونه‌های مورد بررسی از روند جدایش ماگمایی آهکی-قلیایی پیروی می‌کنند. قرار گرفتن نمونه‌ها در مرز بین منحنی آهکی-قلیایی و تولییتی، احتمالاً می‌تواند به علت دگرسانی بعضی از نمونه‌ها باشد. همچنین بر اساس نمودار [۱۳] (شکل ۶، ب)، گدازه‌های منطقه در سری آهکی-قلیایی قرار دارند. قرار گیری تعدادی از آن‌ها در گستره‌ی تولییتی احتمالاً به علت دگرسانی آن‌هاست.

در نامگذاری شیمیایی نمونه‌ها، از نمودار TAS (شکل ۵، الف) که بر اساس $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ [۷] است و نمودار [۸] که Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y استفاده شده است (شکل ۵، ب) که بر این اساس، نمونه‌های سنگی مورد بررسی در گستره‌ی بازالت، بازالتیک آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند. سنگ‌های بازالتی بر اساس [۹] در محدوده سنگ‌های بازالتی آلومینیم بالا (high alumina basalt) قرار می‌گیرند و اغلب جزء بازالت‌های فقیر از Mg و شکل گرفته‌اند. مقدار Al_2O_3 بالا در بازالت‌ها نشان دهنده‌ی تبلور کانی‌های مافیک از گدازه‌ی اولیه‌ی سازنده‌ی آن‌ها در فشارهای نسبتاً بالاست که موجب تمرکز آلومینیم در گدازه‌ی باقی مانده شده و باعث تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود [۱۰]. در نمودار (شکل ۵، الف)، به جزء از دو نمونه‌ی دگرسان شده، بقیه‌ی نمونه‌ها در



شکل ۵ الف) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی راویز-زندیه در نمودار TAS [۷] (ب و ب) موقعیت همین سنگ‌ها در نمودار $Zr/TiO_2-Nb/Y$ [۸]. نشانه‌ها: مثلث توپر: بازالت، دایره توپر: آندزیت و مربع توپر: بازالتیک آندزیت.



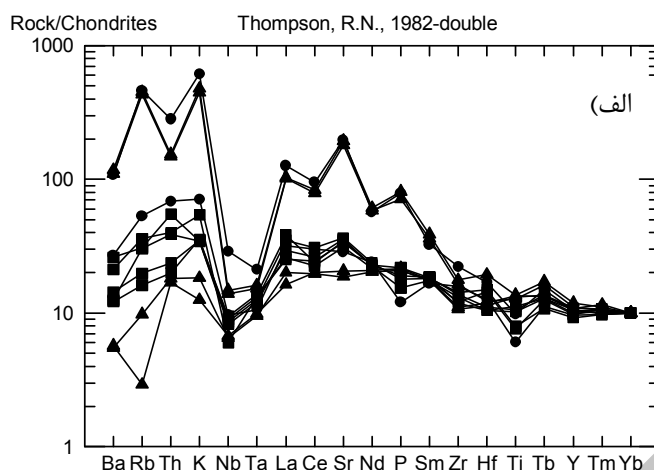
شکل ۶ الف) تعیین سری ماگمایی گدازه‌های منطقه در نمودار AFM نقل از [۱۲] (ب و ب) موقعیت همین سنگ‌ها در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 نقل از [۱۳]. نشانه‌ها مطابق شکل ۵.

محیط زمین‌ساختی گدازه‌ها

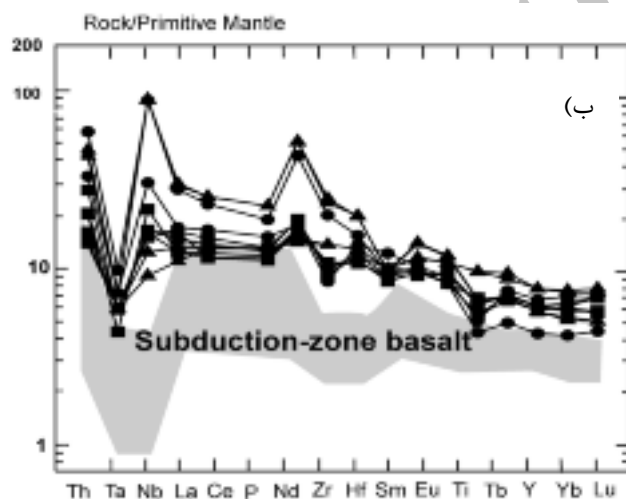
برای تعیین محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده‌ی گدازه‌ها، از نمودار عنکبوتی که بر اساس کندریت [۱۴] بهنجار است استفاده می‌شود. چنانکه مشاهده می‌شود (شکل ۷، الف)، عناصر با پتانسیل یونی پایین (LILE) نسبت به عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE)، پراکندگی بیشتری نشان می‌دهند. این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر LIL در طول دگرسانی است [۱۵]. همچنین عناصر LIL نسبت به HFS غنی‌شدگی بیشتری دارند. غنی‌شدگی این عناصر از ویژگی‌های شاخص محیط‌های فرورانشی است [۱۶]. بالا بودن LILE/HFSE در سنگ‌های مناطق قوسی، در نتیجه‌ی ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوشته بالای آن بوجود می‌آید [۱۷]. بیهنجاری منفی عناصر Ti, P و Nb که منجر به پیدایش الگوی زیگزاک در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها شده است، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد، به این دلیل که در مناطق فرورانش شاره‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی‌اند، در گوه‌ی گوشته‌ای افزایش می‌یابد. [۱۸] معتقدند که بیهنجاری منفی Nb نشان‌دهنده‌ی محیط‌های حاشیه‌ای فعال قاره‌ای است و در اثر آلودگی، در اثر رسوب‌های پوسته‌ی فرورونده بوجود آمده است. از طرفی، عنصر Ti می‌تواند به راحتی در فازهای جدایشی، مثل تیتانومگنتیت، پیروکسن و اسفن قرار گیرد و بیهنجاری منفی نشان دهد. عنصر Ba مانند عناصر Ti و Nb دارای بیهنجاری منفی است که به عقیده‌ی [۱۹] می‌تواند به فرورانش وابسته باشد. زیرا [۱۹] معتقد است که سنگ‌هایی با خاستگاه فرورانش دارای بیهنجاری منفی از عناصر Ba, Nb, Ti باشند. از طرفی در شکل (۷، ب)، ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی به گوشته‌ی اولیه [۲۰] بهنجار شده است. چنانکه در این شکل مشاهده می‌شود، فراوانی عناصر کمیاب در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، تقریباً مشابه با فراوانی این عناصر در بازالت‌های مناطق فرورانشی است و در عین حال عناصر کمیاب دارای پتانسیل یونی پایین (LIL)، پراکندگی بیشتری نسبت به عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFS) نشان می‌دهند. بیهنجاری منفی عناصر Ti, Nb, Ta, Hf و Zr در نمودار عنکبوتی نشان‌دهنده‌ی سنگ‌های ماگمایی وابسته به قوس‌های آتشفشانی است که در اثر عملکرد شاره‌های ناشی از فرورانش به وجود می‌آیند [۲۱]. مقایسه‌ی نمونه‌های منطقه‌ی

مورد بررسی با بازالت‌های مناطق فرورانش، جدایش بلوری و فرآیند آلیش پوسته‌ای را در آن‌ها به خوبی تأیید می‌کند. هر چند به دلیل ترکیب گدازه‌های منطقه که از بازالت تا آندزیت تغییر می‌کنند و نیز احتمال آلیش پوسته‌ای، مقادیر عناصر وابسته به سنگ‌های منطقه، بیشتر از میانگین این عناصر در بازالت‌های منطقه فرورانش است. این نمودار شبیه به نمودارهای ارائه شده برای سنگ‌های حاصل از فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک فلات تبت است [۲۱].

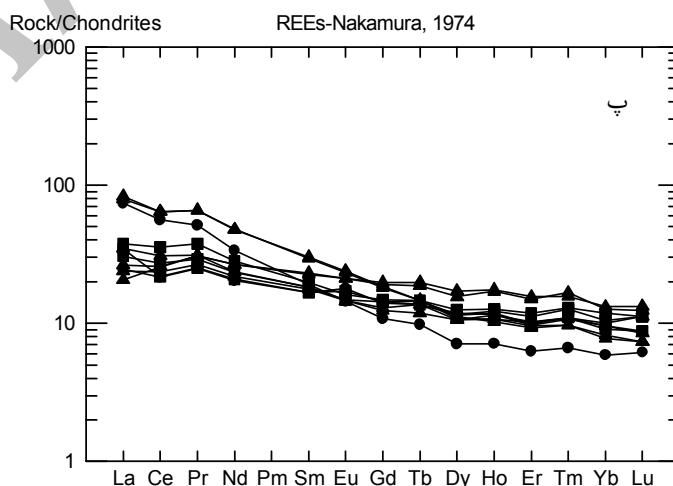
در شکل (۷، پ) عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت بیهنجار شده بیشتر است [۲۲]. چنانکه در شکل مشاهده می‌شود، روند تغییرات عناصر کمیاب در سنگ‌های مختلف کم و بیش موازی است، که دلالت بر هم‌خاستگاه بودن آنها دارد [۲۳]. همچنین الگوهای یکنواخت غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک از La تا Sm در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین در نمونه‌ها به چشم می‌خورد. غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE، وابستگی سنگ‌ها را به سری آهکی-قلیایی نشان می‌دهد [۲۴]. برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه‌ی مورد بررسی از نمودارهای مختلفی که بیشتر بر پایه‌ی فراوانی عناصر کمیاب نامتحرک هستند استفاده شده است. بر اساس نمودار Hf/3- Th-Ta [۲۵] و نمودار Nb*2- Zr/4-Y [۲۵] گدازه‌های منطقه در گستره‌ی کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۸، الف و ب). همچنین پس از پیاده کردن نمونه‌ها بر نمودار مثلثی Mg-FeO-Al₂O₃ [۲۶] (شکل ۸، پ) نمونه‌ها در گستره‌ی جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. از طرفی بر اساس نمودار Zr/Y- Zr [۲۷] (شکل ۸، ت) به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده‌ی سنگ‌های منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته‌ی اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای بوده است. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم زمین‌ساختی می‌توان استفاده کرد [۲۸]. به این صورت که اگر در گدازه‌ها $Zr/Y > 3$ باشد، زمین‌ساختی متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر $Zr/Y < 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی وابسته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی دارای نسبت $Zr/Y > 3$ هستند و در گروه قوس آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. بنابراین محیط زمین‌ساختی ماگمایی منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان به محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته دانست.



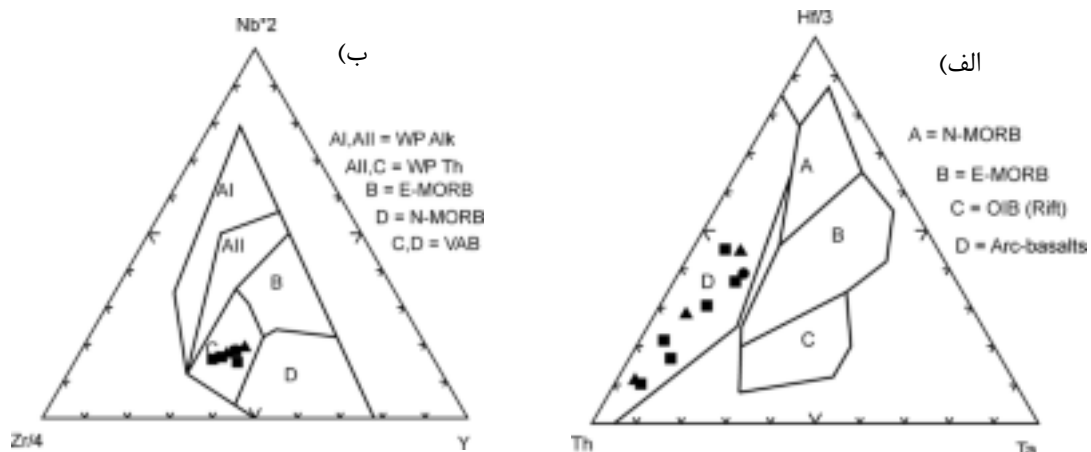
شکل ۷ الف- نمودار عنکبوتی جریان‌های گدازه‌ای منطقه‌ی راویز-زندیه، بهنجار شده براساس کندریت [۱۴]. نشانه‌ها مشابه شکل ۵.



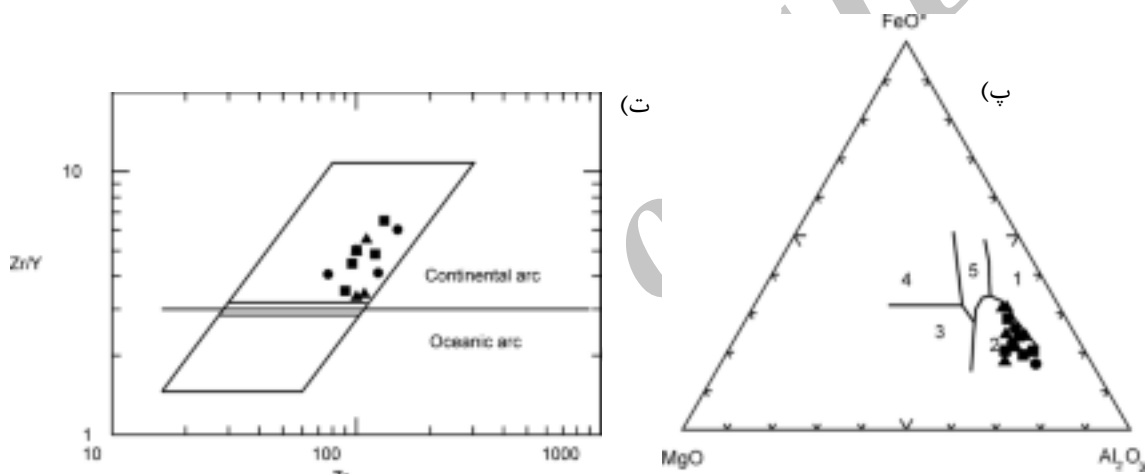
شکل ۷ ب- نمودار عنکبوتی جریان‌های گدازه‌ای منطقه راویز-زندیه، بهنجار شده براساس گوشته‌ی اولیه، و مقایسه‌ی آن با گستره‌ی بازالت‌های مناطق فرورانشی. منطقه خاکستری رنگ نشان دهنده گستره‌ی بازالت‌های وابسته به مناطق فرورانش است [۲۰]. نشانه‌ها مشابه شکل ۵.



شکل ۷ پ- نمودار جریان‌های گدازه‌ای منطقه‌ی راویز-زندیه، بهنجار شده براساس کندریت [۲۲]. نشانه‌ها مشابه شکل ۵.



شکل ۸ الف و ب- موقعیت زمین‌ساختی جریان‌های گدازه‌های منطقه‌ی مورد بررسی [۲۵]. نشانه‌ها مشابه شکل ۵.



شکل ۸ پ- موقعیت زمین‌ساختی جریان‌های گدازه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار [۲۶]. ۱- بازالت‌های جزایر مراکز گسترش ۲- بازالت‌های جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای ۳- بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی ۴- بازالت‌های جزایر اقیانوسی ۵- بازالت‌های قاره‌ای. ت- موقعیت زمین‌ساختی جریان‌های گدازه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار [۲۷]. نشانه‌ها مشابه شکل ۵.

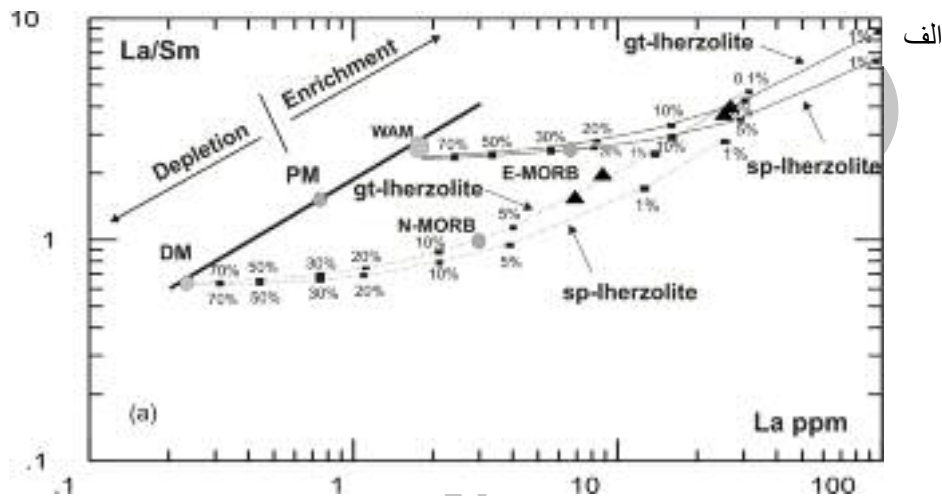
ی غنی شده‌ی (WAM)، نیز روی شکل‌ها، مشخص شده‌اند. با توجه به قرارگیری نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در راستای روندهای لرزولیت اسپینل و گارنت‌دار حاصل از گوشته‌ی غنی شده در نمودارها، می‌توان روند تغییرات ترکیب گدازه‌های حاصل از درجات ذوب بخشی گوشته‌ی منطقه را در روند ذوب بخشی گوشته غنی شده دنبال کرد. اما به دلیل اینکه در نمودارها، Yb بیهنجاری منفی نشان نمی‌دهد، بنابراین لرزولیت گارنت‌دار نمی‌تواند خاستگاه این سنگ‌ها باشد. این نمونه‌ها، در گستره‌ی تقریبی ۱۰ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی قرار می‌گیرند. از طرفی بازالت‌های موجود در منطقه حاوی آلومینیم بالا ($Al > 17\%$) بوده و با توجه به نرخ ذوب بخشی، نمی‌توانند مستقیماً از ذوب گوشته لرزولیت اسپینل‌دار به وجود آمده

خاستگاه احتمالی ماگما

برای تعیین خاستگاه احتمالی ماگماهای منطقه‌ی مورد بررسی، تلاش شد تا با ارائه‌ی مدل ذوب بخشی، خاستگاه ماگماهای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی، تعیین شود. در شکل‌های ترسیم شده (شکل ۹، الف، ب، پ) [۲۹-۳۱،۳۳]، خطوط ممتد نشان دهنده‌ی روند تغییر ترکیب گدازه‌هایی است که با درجات مختلف ذوب بخشی از لرزولیت اسپینل‌دار مشتق شده‌اند و خطوط منقطع، بیانگر گدازه‌هایی است که از ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار ریشه گرفته‌اند. همچنین اعداد قرار گرفته بر روی این خطوط، نشان‌دهنده‌ی درجات ذوب بخشی هستند. از طرفی گستره‌های گوشته‌ی اولیه (PM)، [۲۰] گوشته تهی شده (DMM)، [۳۲،۳۳] و نماینده گوشته-

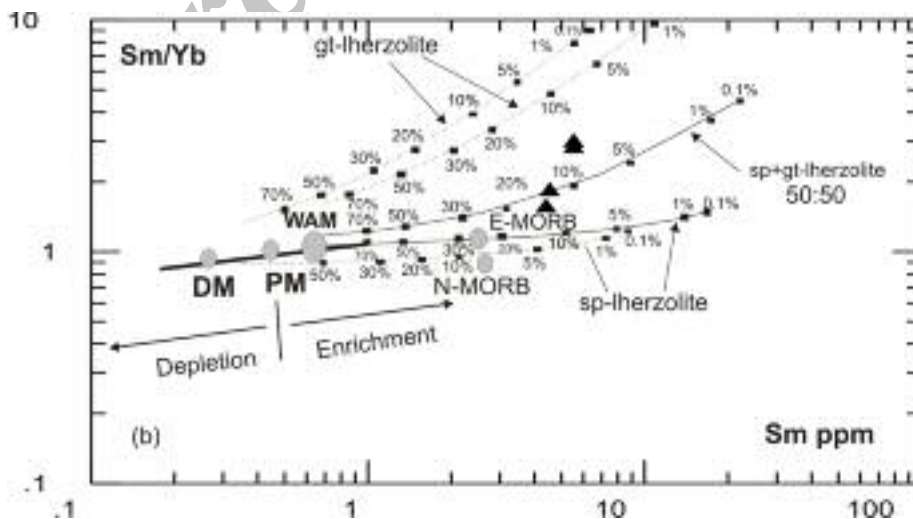
چند که آرایش پوسته‌ای و دخالت آن را، در مقادیر عناصر یاد شده نمی‌توان نادیده گرفت. بنابراین به نظر می‌رسد که گدازه-های منطقه‌ی مورد بررسی، از ذوب بخشی گوهی گوشته‌ای که در تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده است، ریشه گرفته باشند که با بیهنجاری منفی Nb و Ta که نشان دهنده‌ی آرایش پوسته‌ی فرو رونده است [۱۸] همخوانی دارند.

باشند. بنابراین با توجه به اینکه نمونه‌های مورد بررسی، بیشتر از روند WAM که نماینده‌ی یک گوشته‌ی غنی شده است پیروی کرده‌اند، شاید بتوان گفت که ماگمای سازنده‌ی سنگ-های مورد بررسی، همان ماگمایی نیست که مستقیماً از ذوب گوشته‌ی لرزولیت اسپینل دار به وجود آمده باشد، بلکه ماگمای خاستگاه، حاصل یک ماگمای جدایشی است که در طول مسیر توقف کرده و سنگ‌های مورد نظر را به وجود آورده است. هر



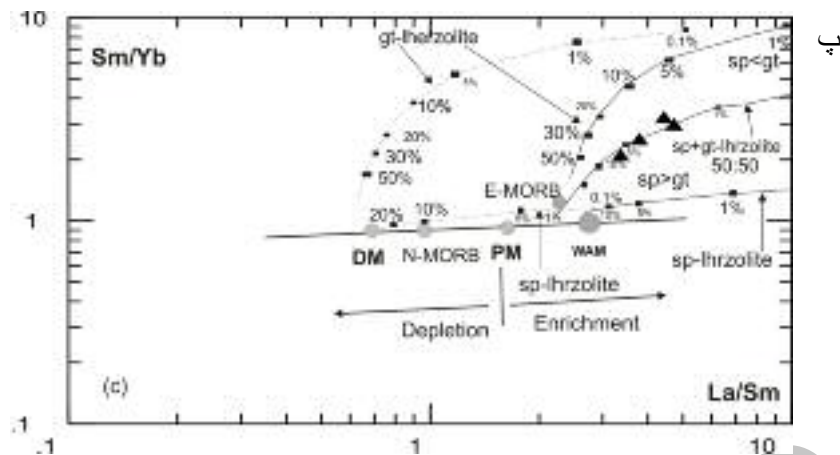
الف

شکل ۹ بخش‌های الف و ب و پ- منحنی ذوب بسته‌ی غیر مودی [۲۹]. برای لرزولیت اسپینل دار (بدون در نظر گرفتن مود $OI+Opx+Cpx+gt$) و برای لرزولیت گارنت‌دار (با و بدون در نظر گرفتن مود $OI+Opx+Cpx+Sp$) و [۳۰] $(OI+Opx+Cpx+Sp)$ و [۳۱] $(Opx+Cpx+gt)$. (WAM= Western Anatolian و (PM= N-MORB, E-MORB) و (DM= depleted MORB mantle) خطوط روی شکل، نمایانگر روند های ذوب از گوشته‌ی اولیه بوده و نقاط مربع روی هر منحنی نیز نشان دهنده‌ی درجات مختلف ذوب بخشی است. داده‌ها فقط مربوط به بازالت‌های منطقه مورد بررسی هستند.



ب

شکل ۹ ب- نمودار دو تایی Sm/Yb نسبت به Sm نشان دهنده‌ی منحنی های ذوب [۲۹]. خطوط روی شکل نمایانگر روندهای ذوب از گوشته‌ی اولیه بوده و مربع‌های روی هر منحنی نیز نشان دهنده‌ی درجات مختلف ذوب بخشی هستند، WAM= (Western Anatolian Mantle). داده‌ها فقط مربوط به بازالت‌های منطقه‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهند.



شکل ۹ پ- نمودار تغییرات La/Sm نسبت به Sm/Yb [۲۹] سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی PM: ترکیب گوشته‌ی اولیه و DM: ترکیب گوشته‌ی تهی شده‌ی، (WAM= Western Anatolian Mantle). داده‌ها فقط به بازالت‌های منطقه‌ی مورد بررسی وابسته‌اند.

آلایش پوسته‌ای در سنگ‌های مورد بررسی

مجموعه‌های آبدار و بدون آب (پلاژیوکلاز، الیون، اوژیت و مگنتیت POAM) قرار نمی‌گیرد. از آنجاکه میزان Rb/Th در پوسته‌ی، بیشتر از نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی است [۳۷]، بنابراین بالا رفتن این نسبت در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی، می‌تواند به علت هضم پوسته‌ای باشد. در این نمودار، Rb به عنوان یک شاخص جدایشی در محور افقی نشان داده شده است. در این مدل سازی از معادلات AFC (هضم و تبلور بخشی) مربوط به [۳۸] استفاده شده، و ترکیب متوسط سنگ‌های پوسته‌ای از [۳۹] نقل شده است. در این مدل، درجات مختلف تبلور بخشی، به ازای مقادیر مختلف Γ نشان داده شده است. Γ نشان دهنده‌ی نسبت سرعت هضم به سرعت تبلور بخشی است. بنابراین شکل هر چه داده‌های حاصل از تجزیه سنگ‌ها، به ترکیب پوسته‌ای نزدیک‌تر باشند، مقادیر بالاتری از Γ را به خود اختصاص می‌دهند، در نتیجه هضم و آلودگی پوسته‌ای بیشتری در نمونه‌ها انجام گرفته است. با توجه به اینکه سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در مقادیر نسبتاً بالای Γ قرار گرفته‌اند، بنابراین آلودگی و هضم در آن‌ها وجود دارد. به عبارت دیگر افزایش نسبت Rb/Th در این سنگ‌ها می‌تواند به علت هضم پوسته‌ای باشد.

ج) نمودار Th/Nb-Ba/Th

برای بررسی احتمال ذوب رسوب‌های پوسته‌ی بالایی و یا رسوب‌های همراه با تراشه، از این نمودار استفاده می‌شود (شکل ۱۰، پ). در واقع مقدار این نسبت‌ها، نشان دهنده‌ی شدت شرکت فرآورده‌های زون فرورانشی (محلول‌ها و مواد مذاب) و یا مواد پوسته‌ای در ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها هستند. مقادیر بالای Th/Nb و پایین Ba/Th، نشان دهنده‌ی مشارکت مواد پوسته‌ی بالایی در تشکیل سنگ‌هاست [۳۵].

در بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شده روی نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد بررسی، حضور برونوم‌های گرد شده، مقادیر بالای La/Nb و بیهنجاری منفی Ti و Nb در نمودارهای عنکبوتی، نشان دهنده‌ی آلایش پوسته‌ای در این سنگ‌هاست. آلایش پوسته‌ای تأثیر بسیاری در فراوانی عناصر فرعی، به خصوص عناصر ناسازگار دارد، به گونه‌ای که باعث افزایش میزان Rb, Ba و کاهش چشمگیر Y, Ti, Zr, Nb می‌شود [۳۴]. در ادامه تلاش شد تا با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی متفاوت، به بررسی فرایند آلایش در سنگ‌های منطقه زندگی-راویز پرداخته شود.

الف) نمودار Rb/Y-Nb/Rb

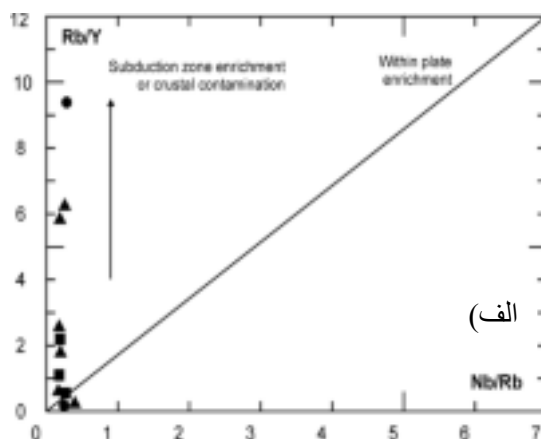
از این نمودار می‌توان برای تشخیص غنی شدگی ماگماها به وسیله‌ی شاره‌های موجود در زون فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای استفاده کرد. روندهای عمودی داده‌ها در این نمودار در نتیجه‌ی غنی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آیند، زیرا در نتیجه‌ی این فرآیندها، میزان Rb افزایش می‌یابد، در حالی که غنی شدگی درون صفحه‌ای، با روندی مثبت بین Rb و Nb مشخص می‌شود که در آن، نسبت Nb/Y برابر با ۱ است [۳۵]. با توجه به اینکه داده‌های مربوط به نمونه‌های منطقه زندگی-راویز (شکل ۱۰، الف) [۳۶]، دارای روندی عمودی هستند، به خوبی می‌توان نتیجه گرفت که در این نمونه‌ها، غنی شدگی به وسیله‌ی محلول‌های موجود در محیط فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ای وجود دارد.

ب) مدل سازی هضم و تبلور بخشی (AFC)

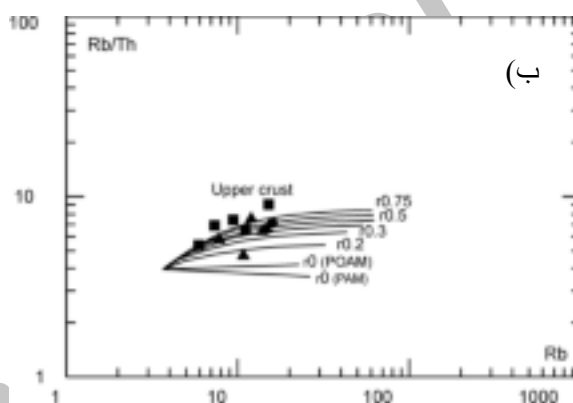
برای این مدل سازی، از نسبت Rb/Th استفاده شد (شکل ۱۰، ب)، Rb و Th تنها عناصری هستند که هرگز تحت تأثیر تبلور

مقادیر بالای Th/Nb و پایین Ba/Th هستند، می‌توان نتیجه گرفت که آرایش پوسته‌ی بالایی، تأثیراتی در ماگمای منطقه داشته است.

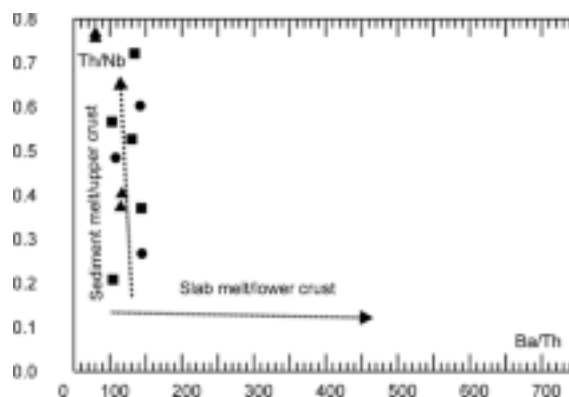
همچنین مقادیر بالای Ba/Th می‌تواند در نتیجه‌ی ورود محلول‌های زون فرورانشی به درون مواد مذاب ایجاد شده باشد. بنابراین با توجه به شکل، چون نمونه‌های مورد بررسی دارای



شکل ۱۰ الف- نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Rb [۳۶]. نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی دارای روندی عمودی هستند که بیانگر آرایش ماگمای مادر آن‌ها با مواد پوسته‌ی بالایی‌اند. نشانه‌ها مشابه شکل ۵.



شکل ۱۰ ب- مدل سازی سنگ‌زایی AFC [۳۷] قرار گیری نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در بخش‌هایی با مقادیر بالای r ، نشان دهنده‌ی آلودگی و هضم پوسته‌ای در ماگمای مادر آن‌هاست. نشانه‌ها مشابه شکل ۵.



شکل ۱۰ پ- نمودار Th/Nb نسبت به Ba/Th ، روند عمودی نمونه‌های منطقه‌ی زنده-راویز نشان دهنده‌ی آلودگی پوسته‌ای در ماگمای سازنده-ی آن‌ها هستند. نشانه‌ها شبیه شکل ۵.

برداشت

rocks based on the total alkali-silica diagram", *Petrology*. 27 (1986) 745-750.

[8] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology*, 20 (1977) 235-343.

[9] Draper D. S., Johnston A. D., "Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high-MgO basalts: an investigation of the role of olivine-liquid relation in the generation of arc high-alumina basalts", In: Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E., 2000- The Lesser Antilles volcanic chain: a stay in arc magmatism. *Earth Science*. 49 (1992) 1-79.

[10] Gust D.A., Perfit M.R., "Phase Relations of a high-Mg basalt from the Aleutian island arc: implications from primary island arc basalts and high-Al basalts", *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 97 (1987) 7-18.

[11] Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", *Lithos*, 22 (1989) 247-264.

[12] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Earth Science*. 8 (1971) 523-548.

[13] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoun area, northern Turkey", *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 58 (1976) 63-81.

[14] Thompson R. N., "British Tertiary volcanic province", *Geology*. 18 (1982) 49-107.

[15] Morata D., Aguirre L., "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29° 20'-30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis", *Earth Science*. 16 (2003) 459-476.

[16] Taylor B., Martinez F., "Back-arc basin basalt systematic", *Earth and Planetary Science Letters*, 210 (2003) 481-497.

[17] Mohamed F.H., Moghazi A. M., Hassanen M.A., "Geochemistry, Petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt", *International Earth Science*. 88 (2000) 764-777.

[18] Aldanmas E., Koprubas O. F., Gurer Kaymak N., Gourmand A., "Geochemical Constraints on the Cenozoic, OIB-Type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications For mantle", *Lithos*. 86 (2006) 50-76.

[19] Wilson M., "Igneous petrogenesis", Unwin Hyman, London. (1989) 466p.

[20] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In:

سنگ‌های آتشفشانی مجموعه‌ی آتشفشانی زندیه-راویز، مشتمل بر بازالت، بازالتیک آندزیت و آندزیت هستند که به طور متناوب با سنگ‌های آذرآواری و رسوبی رخنمون دارند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی ماهیت ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها، آهک-قلیا هستند. غنی‌شدگی از LILE و LREE به نسبت HREE و HFSE همراه با تهی‌شدگی از Ta, Nb و Ti در گدازه‌های منطقه، مبین این است که سنگ‌های مورد نظر در یک محیط فرورانشی از نوع حاشیه‌ی فعال قاره‌ای جایگزین شده است. بر اساس نمودارهای مدل ذوب بخشی، می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که در تماس با شماره‌های مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده است، ریشه گرفته باشند. شواهد سنگ‌نگاری مانند برونیوم‌های گرد شده و منطقه بندی همراه با شواهد ژئوشیمیایی نظیر بالا بودن Rb, Th/Nb, Rb و Rb/Th و بیهنجاری منفی عناصر Ti, Nb, Ta, Hf و Zr فرآیندهای ماگمایی مانند آرایش پوسته‌ای، هضم و جدایش بلوری را در اتاق ماگمایی پیش و همزمان با انفجار ثبت می‌کند.

مراجع

- [1] Berberian F., Muir I. D., Pankhurst R. J., Berberian M., "Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Geology society, special publication*. London. 139 (1982) 605-614.
- [2] Sengor A. M. C., "A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman", *Geology society, special publication*. London. 49 (1990) 797-831.
- [3] Dimitrijevic M., "Geology of Kerman region", *Geological Survey of Iran, Yu.No.52* (1973) 334p.
- [4] Gutman J. T., "Texture and genesis of phenocrysts in basaltic lava from the volcanic field.", *Earth Science*. 277 (1977) 833-861.
- [5] Stewart M. L., Pearce T. H., "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results", *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 89 (2004) 313-345.
- [6] Sakuyama M., "Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano", *Japan. volcanology and Geothermal Research*. 5 (1979) 179-208.
- [7] Le Bas M. J., Le Martin R. W., Streckeis A., Zanttin B., "A chemical classification of volcanic

- [30] Kinzler R. J., "Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis", *Geophysics Research*. 102 (1997) 853-874.
- [31] Walter M. J., "Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere", *Petrology*. 39 (1998) 29-60.
- [32] McKenzie D. P., O'Nions R. K., "Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations", *Petrology*. 32 (1991) 1021-1991.
- [33] McKenzie D. P., O'Nions R. K., "The source regions of Ocean Island Basalts", *Petrology*. 36 (1995) 133-159.
- [34] Reickew M. K., Saunders A. D., White R. V., Al MUKhamedov A.I., "Geochemistry and Petrogenesis of the Permo-Triassic Siberian Traps", *Russia. Lithos*, 79 (2004) 425-452.
- [35] Temel A., Gondogu M. N., Gourgau A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Antolia", *Turkey. Volcanology and Geothermal Research*. 85(1998) 327-357.
- [36] OrozaccoEsquivel T., Pwtrone C. M., Ferrari L., Tagami T., Manetti P., "Geochemical variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip", *Littos*, 93 (2007) 149-174.
- [37] Keskin M., Pearce J. A., Mitchell J. G., "Volcanostratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau", *north eastern Turkey volcanology and Geothermal Research*. 85(1998) 355-404.
- [38] Depaolo D. J., "Trace elements and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization", *Earth and Planetary Science Letters*. 53 (1981) 189-202.
- [39] Taylor S. R., McLennan S. A., "The continental crust: its composition and Evolution. *Geoscience Texts*", Blackwell scientific Publications, London, (1985) 312.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*", Geological Society Special Publication, 42 (1989) 313-345.
- [21] Xia L., Li X., Ma Z., Xu X., Xia Z., "Cenozoic volcanism and tectonic evolution of the Tibetan plateau", *Gondwana Research*, doi: 10 (2010) 1016/j. gr. 2010.09.005 in press.
- [22] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite", *Geochimica et Cosmochim Acta*, 38 (1974) 757-775.
- [23] Kharbish S. H., "Geochemistry and magmatic setting of Wadi EL-Markh island-arc gabbrodiorite, Central Eastern Desert", *Egypt. Chemie der Erde/Geochemistry*. 70 (2010) 257-266.
- [24] Machado A., Lima E. F., Chemale J. F., Morta D., Oteiza O., Almeida D. P. M., Figueiredo A. M. G., Alexandre F. M., Urrutia J. L., "Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica", *Earth Science. South American*. 18 (2005) 407-425.
- [25] 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*. 50 (1980) 11-30.
- [26] Pearce T. H., Gorman B.E., Birkett T. C., "The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks", *Earth and Planetary Science Letters*. 36 (1977) 121-132.
- [27] Pearce J. A., "Roll of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.(eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*", Shiva, Nantwich, 20 (1983) 230-249.
- [28] Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 69 (1979) 33-47.
- [29] Shaw D. M., "Trace element fractionation during anatexis", *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, (1970) 237-243.