

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی چند مخروط آتشفشانی در جنوب خاوری ایران

حبیب بیابانگرد^۱ و فرزاد ملازاده بروانی^۲

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
 دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۱۳

چکیده

مخروط‌های آتشفشانی کوه سُم، کوه زا بزرگ و کوه زا کوچک در جنوب خاوری شهرستان بم و شمال باختری آتشفشان بزمان قرار دارند. این مخروط‌ها از نظر زمین‌شناسی متعلق به زون ایران مرکزی و حاشیه جنوب خاوری بلوک لوت هستند. گدازه‌های آنها ترکیب بازالت، آلبون بازالت، آندزیت و آندزیت‌بازالت با بافت غالب تراکیتی دارند. کانی‌های اصلی این گدازه‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن و آلبون است. نهشته‌های آذرآواری، لاپیلی، توف، خاکستر و بمب‌های آتشفشانی به همراه جریان‌های گدازه‌ای سازندگان اصلی این مخروط‌های آتشفشانی هستند. آنها مخروط تک‌منشأیی و دوره‌های فورانی محدود دارند. با توجه به نوع مواد سازنده مخروط، این آتشفشان‌ها در زمره آتشفشان‌های نوع هاوایی تا استرابولی قرار می‌گیرند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها همچون بالا بودن نسبت‌های $(Ce/Yb = 45-23)$ و $(Zr/Y = 4/33)$ ، غنی‌شدگی از LILE و آنومالی منفی Cr^0 ، Ni و تا حدودی Eu در آنها بیانگر ماگماتیسیم کالک‌آلکان وابسته به فرورانش است. از طرفی الگوی نمودارهای عنکبوتی پهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه در آنها نشان می‌دهد که از عناصر خاکی سبک غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین دارند و مشابه الگوی سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش و سری ماگمایی کالک‌آلکان هستند. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی چون نسبت بالای La/Yb بین ۶/۸ تا ۱۳/۰۷، محتوای پایین Rb و برخی از نمودارهای تکنوماگمایی نشان از تمایل این سنگ‌ها به محیط‌های فرورانش اندکی متمایل به درون صفحه‌ای دارند. ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی، نتیجه ذوب بخشی یک منبع گارنت لروزیلیتی غنی شده در عمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است. چنین به نظر می‌رسد که شکل‌گیری این مخروط‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش صفحه عمان به زیر مکران و وابسته به کمان ماگمایی مکران-چغایی باشد.

کلیدواژه‌ها: مخروط‌های آتشفشانی کواترنری، حاشیه فعال قاره، آتشفشان بزمان، بلوک لوت، بم.

E-mail: h.biabangard@science.usb.ac.ir

*نویسنده مسئول: حبیب بیابانگرد

۱- پیش‌نوشتار

مخروط‌های آتشفشانی کوه سُم، کوه زا بزرگ و کوه زا کوچک در استان کرمان و ۱۷۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان بم و ۱۰۰ کیلومتری شمال باختری شهرستان بزمان قرار دارد. از دیدگاه تقسیم‌بندی ساختاری ایران در حاشیه جنوب خاوری پهنه لوت و انتهای جنوب خاوری کمان ماگمایی سهند- بزمان واقع می‌شود (Karimpour et al., 2012; Stocklin, 1968 and 1977; Richards et al., 2012). ماگماتیسیم بلوک لوت از ژوراسیک آغاز شده و در تشریری به اوج خود رسیده است؛ به طوری که سنگ‌های آتشفشانی تشریری، به ویژه ائوسن، با ضخامت حدود ۲۰۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشانند (Jung et al., 1983; Karimpour et al., 2011). در گذشته پژوهش‌هایی پیرامون سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بزمان انجام شده است. یکی از قدیمی‌ترین کارهای انجام شده، تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی چهار گوشه ایران‌شهر و جازموریان (به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) توسط سهندی و وحدتی (۱۳۶۷) و وحدتی (۱۳۶۷) بوده که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به صورت نقشه به چاپ رسیده است. همچنین نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ مکران توسط وحدتی و جرجندی (۱۳۸۳) و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ بزمان توسط سهندی و پاداشی (۱۳۸۴) تهیه شده است. منشأ توده‌های آذرین نفوذی بزمان توسط Berberian and King (1981) بررسی شد؛ وی آنها را متعلق به ماگمای کالک‌آلکان حاصل از زون فرورانش مکران می‌داند. قدسی (۱۳۸۴، ۱۳۸۵ و ۱۳۹۵) با مطالعه سنگ‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی و متالورژی گرانیتوئید بزمان و سنگ‌های دگرگونی مرتبط با آن مشخص کرد که گرانیتوئید بزمان از نوع کالک‌آلکان و مرتبط با فرورانش و دگرگونی‌های مجاورتی منطقه مرتبط با این نفوذی‌هاست. قلمقاش و همکاران (۱۳۹۳) با مطالعه زمین‌شیمی و پتروژنز آتشفشان بزمان خاطر نشان کردند که منشأ ماگمای اولیه آتشفشان بزمان، از یک گوشته غنی از عناصر ناسازگار با ترکیب لروزیلیت اسپینل‌دار و تشکیل آن مرتبط با فرورانش است. (Saadat and Stern (2011) با مطالعه برخی از مخروط‌های آتشفشانی اطراف آتشفشان بزمان مشخص کردند که سنگ‌های سازنده این مخروط‌ها بیشتر

از الیون‌بازالت‌های کم‌تیتان با درشت‌بلورهای الیون و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. سلخی (۱۳۷۶) با مطالعه سنگ‌شناختی آتشفشان‌های کواترنر گهقان بالا در شمال باختر بزمان معتقد است بازالت‌های سازنده آنها از Al_2O_3 و Na_2O غنی و از نظر K_2O در حد متوسط هستند. دهانه‌های آتشفشانی فراوانی در شمال بزمان وجود دارد که تاکنون مورد بررسی دقیق سنگ‌شناختی قرار نگرفته است. در این پژوهش سعی شده است تا با بهره‌گیری از داده‌های ژئوشیمیایی، منشأ و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی مخروط‌های کوه سُم، کوه زا بزرگ و کوه زا کوچک تعیین شود که این امر به تکمیل نتایج حاصل از بررسی‌های قبلی و همچنین شناخت ماهیت و محیط زمین‌ساختی ماگماتیسیم جنوب خاوری ایران کمک خواهد کرد.

۲- روش پژوهش

با انجام چند دوره مطالعات صحرایی از واحدهای مختلف سازنده مخروط‌های آتشفشانی، ۱۰۰ مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. سپس از این میان ۱۲ نمونه انتخاب و برای انجام تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه زرازمای ماهان در کرمان فرستاده شد. عناصر اصلی با استفاده از روش XRF و عناصر نادر خاکی با استفاده ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول ۱). در تفسیر تجزیه‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزارهای CorelDraw و GCDkit استفاده و نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد.

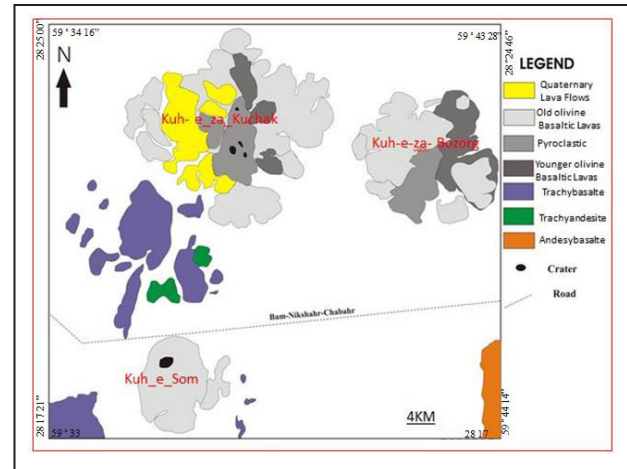
۳- جایگاه زمین‌شناسی

مراکز آتشفشانی مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ جهان‌آباد تهیه شده توسط خلقی (۱۳۸۴) جای می‌گیرند. واحدهای سنگی میوسن قدیمی‌ترین واحدها با ترکیب اولیون‌بازالت هستند که در پایه و پیرامون مخروط‌های آتشفشانی کواترنری دیده می‌شوند و اغلب ارتفاعات پایین و دشت گونه دارند. واحدهای پلیو- پلیستوسن

صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ منطقه آورده شده است (شکل ۱). مهم‌ترین واحدهای موجود در منطقه بر این اساس به شرح زیر هستند.

گسترده‌ترین و مهم‌ترین واحدهای سازنده مخروط‌های مورد مطالعه هستند که در نقشه زمین‌شناسی تهیه شده در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰۰ در محیط نرم‌افزار GIS بر پایه مطالعات

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰۰ از منطقه مورد مطالعه (تهیه شده در محیط نرم‌افزار GIS).



جدول ۱- نتایج آنالیز نمونه‌های سنگی (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب پی‌پی‌ام هستند).

	Sf2	Sf2	Sf5	Sf9	Sf13	Sf14	Sf16	Sf18	Kf1	Kf7	Kf8	Ssf2	M
SiO ₂	۴۹/۶	۴۹/۹	۵۰/۸۲	۵۱/۱۳	۳۵/۴۶	۵۳/۳۱	۵۳/۹۴	۵۳/۹۶	۴۸/۵۹	۴۹/۴۹	۵۰/۰۵	۵۰/۵۹	۵۱/۶۴
Al ₂ O ₃	۱۷/۹۲	۱۷/۹۳	۱۸/۳	۱۷/۵۲	۱۸/۳۵	۱۸/۶	۱۸/۷۸	۱۹/۲۶	۱۷/۹۱	۱۷/۴۱	۱۷/۹	۱۸/۳	۱۸/۱۸
CaO	۱۰/۲۶	۹/۷۹	۹/۶۳	۹/۳۹	۸/۸۲	۸/۳۹	۸/۳۱	۸/۵۲	۹/۴۷	۹/۷۶	۹/۴۳	۷/۸۶	۹/۱۳
Fe ₂ O ₃	۷/۸۲	۷/۸۱	۷/۷۹	۷/۷	۷/۲۹	۷/۷	۷/۵۹	۷/۵۸	۸/۳	۸/۵۶	۸/۶۳	۶/۸۲	۷/۷۹
K ₂ O	۰/۶۳	۰/۵۹	۰/۶۹	۰/۶۴	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۸۱	۰/۶۳	۰/۸۱	۰/۹	۰/۹	۰/۷۳
MgO	۷/۲۸	۷/۶۵	۶/۸۱	۷/۰۹	۴/۶۸	۵/۵۳	۴/۹۶	۵/۱	۸۵۶	۸/۰۳	۷/۶۳	۴/۲۸	۶/۴۶
MnO	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۵
Na ₂ O	۳/۲۵	۳/۳۱	۳/۵	۳/۶	۳/۷۶	۳/۹۲	۴/۰۱	۳/۹۶	۳/۶۴	۳/۴	۳/۵	۳/۹۲	۳/۶۴
P ₂ O ₅	۰/۱۹	۰/۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۲۳
TiO ₂	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۸۴	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۷۲	۰/۸۵
Ba	۱۳۸	۴۵۹	۳۴۶	۴۴۸	۴۲۱	۳۰۳	۱۸۶	۳۱۳	۴۸۴	۶۶۷	۴۷۸	۳۵۸	۳۷۸/۷۶
Be	۸/۱	۷/۸	۸/۶	۱۲/۲	۵/۷	۵/۴	۵/۱	۴/۶	۹	۸	۸/۴	۴/۴	۷/۲۷
Ce	۳۰	۳۳	۳۵	۳۳	۳۹	۳۸	۳۹	۳۳	۳۴	۴۵	۴۴	۳۸	۳۶/۷۵
CO	۲۹/۸	۳۰/۷	۲۸/۲	۲۹/۱	۲۴/۳	۲۳/۷	۲۲/۴	۲۱/۷	۳۲/۳	۳۳/۴	۳۱/۶	۲۰/۴	۲۷/۳
Cr	۱۲۶	۱۳۰	۱۱۱	۱۴۰	۶۷	۷۲	۵۷	۵۵	۱۶۸	۱۹۴	۱۵۲	۴۷	۱۰۹/۹
Cs	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵۰۵	۰/۶	۱	۰/۵۵
Cu	۱۰۷	۵۲	۶۰	۵۳	۷۱	۵۳	۴۵	۴۳	۳۹	۴۳	۶۸	۴۹	۵۶/۹۷
Dy	۴/۳۵	۴/۳۵	۴/۴۲	۴/۲۴	۳/۶۶	۴/۲۴	۴/۱۳	۴/۲۵	۴/۲۹	۴/۳۵	۴/۳۷	۳/۹۹	۴/۲۲
Er	۲/۴۲	۲/۴۶	۲/۴۶	۲/۳۳	۱/۸۶	۲/۲۲	۲/۱۳	۲/۲۳	۲/۳۹	۲/۳۲	۲/۳۲	۲/۰۵	۲/۲۶
Eu	۱/۱	۱/۱	۱/۱۹	۱/۰۹	۱/۰۴	۱/۳۲	۱/۳۳	۱/۲۶	۱/۱۷	۱/۳۳	۱/۳۲	۱/۱۷	۱/۲
Gd	۳/۳۷	۳/۷۲	۳/۹۴	۳/۷۱	۳/۴	۴/۱۲	۴/۰۱	۴/۰۷	۳/۷۹	۴/۱۷	۴/۱۹	۳/۷۷	۳/۸۸
Hf	۲/۷۲	۲/۸۶	۲/۸۶	۲/۷۳	۲/۷۹	۳/۲۹	۳/۲۲	۳/۳۶	۲/۷۷	۳/۲۱	۳/۱۲	۳/۱۴	۲/۵۱
La	۱۳	۱۳	۱۴	۱۴	۱۷	۱۶	۱۷	۱۴	۱۴	۱۹	۱۸	۱۵	۱۵/۳
Li	۷	۷	۷	۱۰	۹	۸	۵	۶	۸	۷	۸	۱۵	۸/۰۸
Lu	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۶

ادامه جدول ۱

	Sf2	Sf2	Sf5	Sf9	Sf13	Sf14	Sf16	Sf18	Kf ^۱	Kf7	Kf8	Ssf2	M
MO	۰/۵	۰/۵	۱/۱	۳/۸	۱۲/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۱/۸۱
Nb	۶/۵	۶/۵	۷/۲	۷	۶/۳	۸/۱	۸	۸/۱	۷/۸	۸/۴	۸/۴	۷/۴	۷/۴۷
Ni	۸۱	۷۷	۶۴	۷۵	۴۲	۶۶	۵۷	۵۸	۱۲۲	۱۱۷	۹۱	۳۸	۵۵۲/۵
Pb	۱۸۹	۶۴	۷۹۶	۲۰۴۸	۹۹۴۵	۱۰۰	۶۱	۴۰	۱۴۲	۱۸۷	۵۳۸	۱۹۰	۱۱۱۹/۶
Pr	۲/۸۵	۳/۸۱	۳/۱۸	۲/۹	۳/۱۳	۴	۴/۰۶	۳/۷۶	۳/۰۷	۴/۲۲	۴/۲۷	۳/۴۵	۳/۴۷
Rb	۱۳	۱۸	۱۸	۱۵	۱۳	۱۶	۱۷	۱۳	۱۴	۱۷	۱۸	۲۲	۱۵/۸۳
Sb	۰/۶	۰/۸	۱/۶	۱/۹	۶/۲	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۱	۱/۷	۱/۶	۰/۸	۱/۴۸
Sc	۲۶/۵	۲۷/۱	۲۶/۴	۲۵/۵	۱۷/۸	۱۸	۱۶/۹	۱۵/۷	۲۵/۹	۲۴/۴	۲۴/۶	۱۶	۲۲/۰۶
Sm	۳/۰۱	۳/۴	۳/۲۷	۳/۰۸	۲/۹۶	۳/۷۱	۳/۷۲	۳/۶۲	۳/۱۳	۳/۸۵	۳/۸۱	۳/۳۹	۳/۳۸
Sn	۱/۸	۱/۱	۱/۴	۱	۱	۱/۳	۱/۳	۱/۲	۱/۱	۱/۱	۱/۶	۱/۳	۱/۲۶
Sr	۵۵۲۳	۶۰۱	۷۱۴/۱	۷۲۴/۱	۱۳۶۵/۴	۶۱۷/۲	۵۷۲/۷	۵۱۲/۱	۵۱۸/۷	۷۱۹/۷	۷۱۱/۹	۵۹۸/۷	۶۳۵/۵۸
Ta	۰/۵۳	۰/۶۸	۰/۵۸	۰/۹	۰/۵۷	۰/۷۴	۰/۸۷	۰/۸۶	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۷۳
Tb	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۷	۰/۵۴	۰/۴۶	۰/۵۷	۰/۵۵	۰/۵۷	۰/۵۵	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۵۲	۰/۵۴
Th	۲/۶۶	۲/۶۸	۲/۸۴	۲/۵۸	۲/۵۲	۲/۸۳	۲/۷۹	۲/۷۶	۲/۸۵	۳/۲۸	۳/۲	۲/۹۶	۲/۸۲
Tm	۰/۳۵۰	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۲۷	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳	۰/۳۲
U	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۴	۰/۵۸	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۸	۰/۵۴
V	۱۸۷	۱۸۵	۱۹۳	۲۳۷	۱۵۴	۱۴۷	۱۴۶	۱۴۰	۲۰۶	۱۸۲	۱۹۲	۱۳۶	۱۶۷/۰۸
W	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Y	۱۸	۱۸/۲	۱۸/۶	۱۷/۸	۱۶/۵	۱۶/۳	۱۵/۹	۱۴/۲	۱۷/۸	۱۷/۶	۱۷/۸	۱۶/۹	۱۷/۱۳
Yb	۱/۹	۱/۹	۱/۹	۱/۸	۱/۳	۱/۶	۱/۵	۱/۷	۱/۸	۱/۷	۱/۷	۱/۵	۱/۵۳
Zn	۱۵۰	۹۱	۲۵۷	۴۳۶	۱۹۸۳	۱۰۴	۹۴	۷۱	۱۳۲	۱۲۱	۲۰۷	۱۰۱	۳۱۵/۵
Zr	۱۰۰	۱۰۸	۱۱۳	۹۷	۱۲۴	۱۲۲	۱۱۳	۱۱۲	۱۰۵	۱۲۵	۱۲۲	۱۲۳	۱۱۳/۶

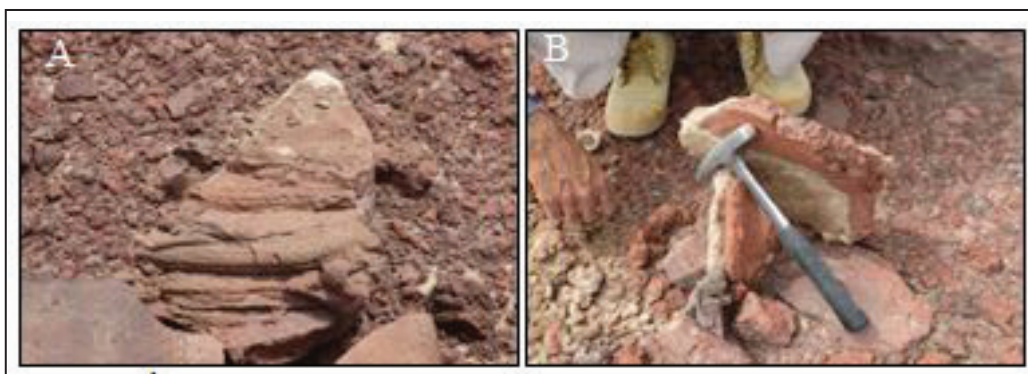
۳-۱. واحدهای مخروط آتشفشانی کوه زا بزرگ

مخروط آتشفشانی کوه زا بزرگ تناوبی از جریان‌های گدازه‌ای، مواد آذرآواری و پرتابه‌های آتشفشانی است (شکل‌های ۲- A, B, C و D). جریان‌های گدازه با ترکیب فراوان بازالتی و کمتر آندزیت‌بازالت و آندزیت، اغلب سیاه تا قرمز رنگ با بافت متراکم هستند. در قسمت‌هایی از جریان‌های گدازه‌ای می‌توان اشکال طنابی (شکل ۳- A) و صاف (شکل ۳- B) را مشاهده کرد. جریان‌های گدازه‌های بازالتی در مخروط آتشفشانی کوه زا بزرگ را به نظر بتوان در دو فاز فورانی قدیمی و جوان تقسیم کرد؛ فازهای قدیمی، در پایه آتشفشان قرار دارند و بیشتر دگرسان شده‌اند (شکل ۴- A)؛ بلوک‌های صاف‌های هستند

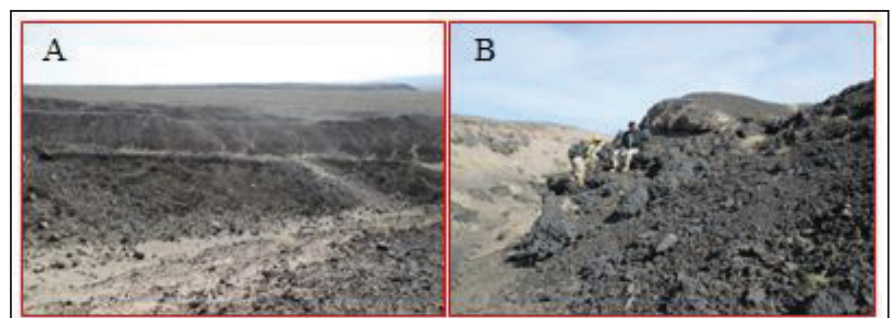
و به ندرت می‌توان در آنها کانی خاصی مشاهده کرد و عموماً کم‌ارتفاع و پست هستند. گدازه‌های بازالتی جوان کاملاً سیاه و یا قرمز رنگ و همراه با خاکستر و فاقد دگرسانی هستند (شکل ۴- B). بخش قابل ملاحظه‌ای از مخروط آتشفشانی کوه زا بزرگ از خاکسترهای آتشفشانی ساخته شده است (شکل‌های ۵- A و B). پرتابه‌های لاپیلی‌ها اغلب به همراه خاکسترهای آتشفشانی دیده می‌شوند (شکل ۵- C). بمب‌های آتشفشانی به رنگ‌های سیاه و قرمز با ساختار صورت کروی و شکستگی انقباضی دیده می‌شوند (شکل ۵- D). قطعات اسکوری به رنگ‌های سیاه، قهوه‌ای و قرمز و به صورت به هم جوش خورده (شکل ۵- E) دیده می‌شوند.



شکل ۲- A) قله آتشفشانی کوه زا بزرگ؛ B) روانه‌های بازالتی دامنه شرقی؛ C) قطعات پرتابی بمب و لاپیلی؛ D) مواد آذرآواری.



شکل ۳- اشکال A) طنابی و B) صاف در گدازه‌های بازالتی کوه زا بزرگ.



شکل ۴- A) جریان‌های گدازه‌ای قدیمی در پایه آتشفشان کوه زا بزرگ که معمولاً دگرسان شده‌اند؛ B) جریان‌های گدازه‌ای جوان در آتشفشان کوه زا بزرگ که معمولاً سالم هستند.



شکل ۵- A) خاکسترهای آتشفشانی دامنه جنوبی مخروط آتشفشانی کوه زا بزرگ؛ B) نمایی نزدیک از خاکسترهای آتشفشانی؛ C) پرتابه‌های لایلی که اغلب به همراه خاکسترهای آتشفشانی هستند؛ D) بمب‌های آتشفشانی به رنگ‌های تیره و قرمز به شکل کروی یا شکستگی‌های انقباضی؛ E) پرتابه‌های اسکوری به رنگ‌های سیاه، قهوه‌ای و قرمز که در غالب نقاط آتشفشان دیده می‌شوند.

۳-۲. واحدهای مخروط آتشفشانی کوه زا کوچک

این آتشفشان در فاصله تقریبی ۷ کیلومتری شمال خاوری آتشفشان کوه‌زا بزرگ قرار دارد و در مقایسه با آن کم‌ارتفاع‌تر ولی گستره محصولات فورانی آن بیشتر است. به نظر می‌رسد که نسبت به آتشفشان کوه زا بزرگ دارای فوران‌های بیشتری بوده است. ساختار مخروط این آتشفشان از جریان‌های گدازه، خاکستر و مواد پرتابی ساخته شده است (شکل‌های ۶- A، B، C). گدازه‌های آندزیتی حجم اندکی از فوران‌های آتشفشان را شامل و تنها در بخش شمال باختری مخروط آتشفشانی دیده

می‌شوند (شکل ۷- A). پرتابه‌هایی اسکوری سیاه رنگ در تمام نقاط این آتشفشان قابل مشاهده و به نظر متعلق به فازهای فورانی مختلف این آتشفشان هستند. برخی از پرتابه‌ها در نتیجه وزش جریان‌های باد در جهات مختلف دچار فرسایش شده‌اند (شکل ۷- B). این قطعات در دامنه‌ها و حوالی نوک مخروط این آتشفشان دیده می‌شوند (شکل ۷- C). در قله مخروط‌های این آتشفشان و دامنه‌های آن پرتابه‌های سیاه و قرمز رنگ دیده می‌شود که احتمالاً مربوط به فازهای پایانی فوران هستند (شکل ۷- D).



شکل ۶- A) نهشته‌های خاکستر سازنده مخروط آتشفشانی؛ B و C) نمایی نزدیک از نهشته‌های خاکستر به همراه لایلی.



شکل ۷- A) جریان‌های گدازه‌های آندزیتی واقع در بخش شمال غرب مخروط آتشفشانی؛ B) پرتابه‌های فرسایش یافته؛ C) پرتابه‌های دامنه آتشفشان روی خاکسترهای سازنده مخروط آتشفشان؛ D) پرتابه‌های کاملاً تازه سیاه‌رنگ در قله مخروط.

شکل ۸- B). در قسمت‌های بالایی دهانه جریان‌های گدازه‌ای و در بخش‌های پایینی آن مواد آذرآوری دیده می‌شود (شکل ۸- C). قطر دهانه آن نزدیک به یک کیلومتر و عمق آن حدود ۱۰۰ متر است. بخش دهانه مخروط به دلیل خروج گدازه، گاز، بخار و فرسایش‌های بعدی خرد و فروریخته و دهانه‌ای مارگونه ایجاد کرده است (شکل ۸- D).

۳-۳. واحدهای مخروط کوه سُم

مخروط این آتشفشان مسطح، دارای شکل پهن و عدسی است و دامنه‌های آن شیب صخره‌ای دارند. گدازه‌های بازالتی بیشترین بخش از ساختمان مخروط آتشفشان کوه سُم را تشکیل می‌دهند (شکل ۸- A). پرتابه‌های اسکوری به رنگ‌های سیاه، قهوه‌ای و قرمز در تمام نقاط آتشفشان دیده می‌شوند و بیشتر ترکیب بازالتی دارند



شکل ۸- A) روانه‌های گدازه بازالتی سازنده ساختمان مخروط آتشفشان کوه سُم؛ B و C) پرتابه‌های اسکوری به رنگ‌های سیاه، قهوه‌ای و قرمز در آتشفشان کوه سُم؛ D) دهانه فورانی آتشفشان کوه سُم؛ در بخش‌های بالایی دهانه، جریان‌های گدازه و در بخش‌های پایینی آن، مواد آذرآوری دیده می‌شود.

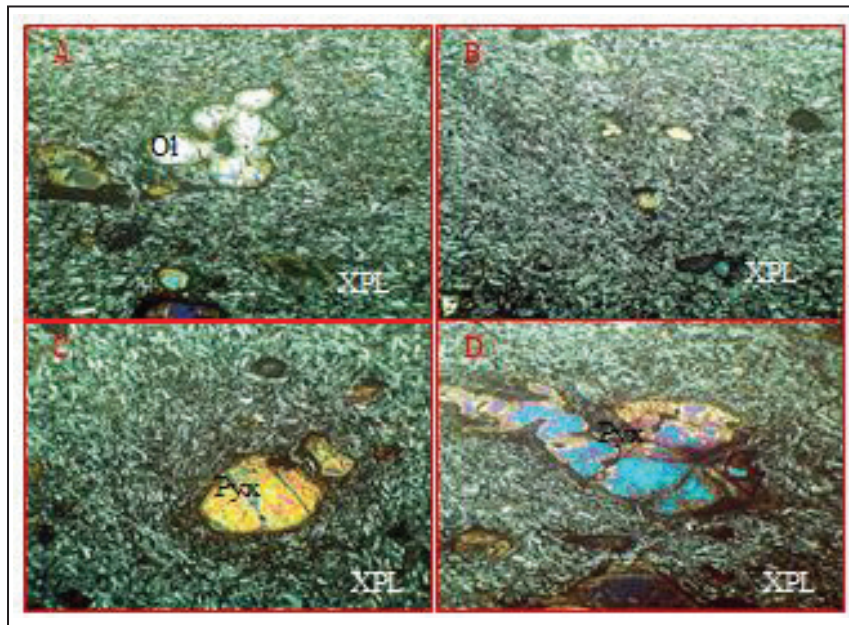
۴- سنگ‌نگاری

مخروط‌های آتشفشانی مورد مطالعه بیشتر از سنگ‌های بازالتی، الیوین‌بازالت، آندزیت‌بازالت و توف تشکیل شده‌اند و در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها، بیشتر کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین قابل مشاهده است.

۴-۱. الیوین‌بازالت‌ها

در این سنگ‌ها کانی‌های الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز حضور دارند. الیوین از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها و مقدار آن در نمونه‌های مختلف متفاوت است که به‌طور متوسط در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی، کانی‌های سنگ را تشکیل

می‌دهد و بیشتر درشت‌بلور است (شکل ۹- A). پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی) با ترکیب لابرادور، به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و بیشتر میکروولیتی است. عمده میکروولیت‌های پلاژیوکلاز جهت‌دار هستند (شکل ۹- B) و سبب ایجاد بافت تراکیتی در سنگ شده‌اند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت (۳۰ درصد حجمی) و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار (شکل ۹ C) هستند. کانی‌های آپیک مهم‌ترین کانی‌های فرعی و ثانویه هستند که از دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها حاصل شده‌اند و برخی نیز اولیه هستند. بافت سنگ‌ها پورفیری، میکروولیتیک پورفیری و تراکیتی است (شکل ۹- D).



شکل ۹- A) درشت‌بلورهای الیوین؛ B) میکروولیت‌های پلاژیوکلاز؛ C) بلورهای نسبتاً شکل‌دار کلینوپیروکسن؛ D) بلورهای شکسته شده و سوخته شده پیروکسن (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر گرفته شده و قطر میدان دید ۵ میلی‌متر است).

۴-۲. بازالت‌ها

کانی اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها اوژیت است که بین ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی را شامل و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار (شکل ۱۰- A) دیده می‌شود و معمولاً همراه با پلاژیوکلاز است (شکل ۱۰- B). پلاژیوکلازها، ۶۵ تا ۷۰ درصد حجمی از کانی‌های سازنده سنگ را با ترکیب لابرادور تشکیل داده‌اند؛ اغلب به‌صورت میکروولیتی (شکل ۱۰- C) و گاه بی‌شکل (شکل ۱۰- D) هستند. در برخی از فازها ترکیب سنگ‌ها به آندزیت‌بازالت تغییر پیدا می‌کند که در آن پلاژیوکلاز از نوع آندزیت تا لابرادور و به‌صورت میکروولیتی و کمتر درشت‌بلور است (شکل‌های ۱۱- A و B) و دارای بافت غربالی است که این بافت در اثر کاهش فشار یا افزایش دما ایجاد می‌شود؛ به‌طوری که کاهش فشار، بافت غربالی درشت و افزایش حرارت، بافت غربالی ریز را ایجاد می‌کند (Ustunisik et al., 2014; Perugini and Poli, 2012). پیروکسن‌ها از نوع اوژیت و عموماً نیمه‌شکل‌دار (شکل ۱۱- B) هستند.

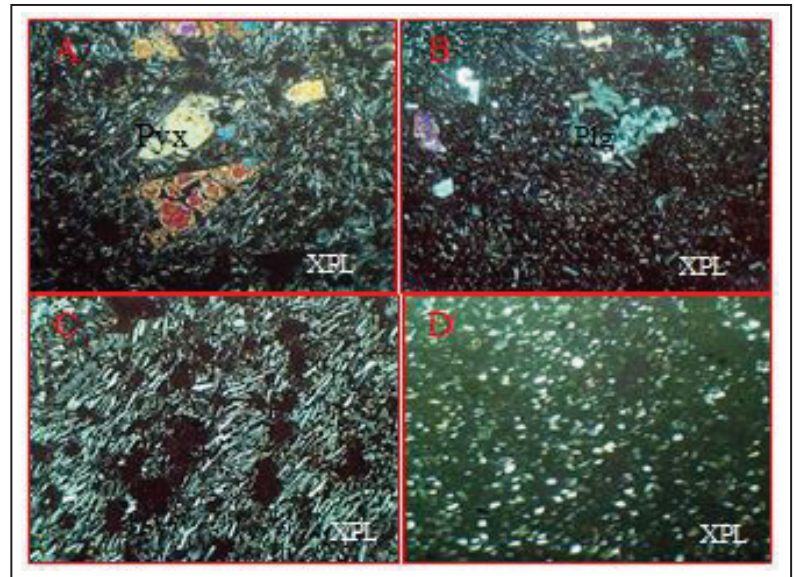
۴-۳. توف‌ها

توف‌ها بیشتر از نوع لیتیک‌توف با ترکیب آندزیتی هستند. در مقاطع میکروسکوپی

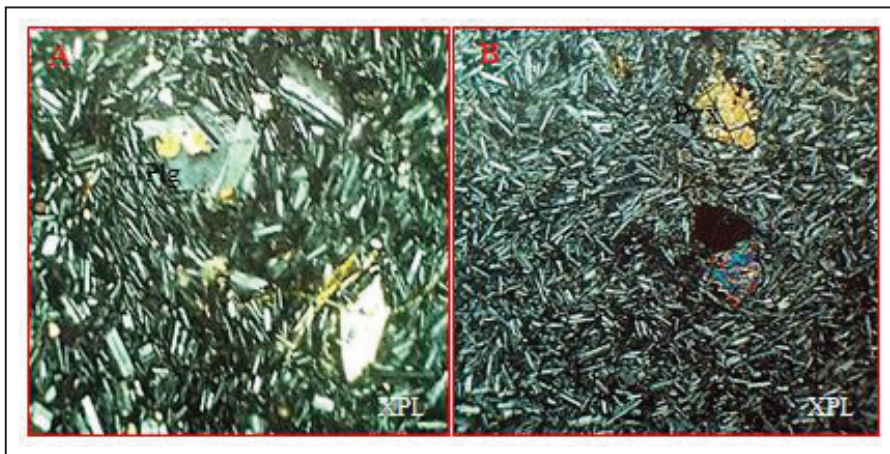
به‌طور غالب از کانی‌های پلاژیوکلاز ساخته شده‌اند. در شکل ۱۲ گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی این سنگ‌ها آورده شده است. همان‌گونه که در شکل‌های ۱۲- A و B دیده می‌شود؛ بافت سنگ ناهمگن بوده و از بخش‌های شیشه‌ای و میکروولیتی تشکیل شده است. جهت‌یافتگی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به‌طور شاخص در این سنگ‌ها (شکل‌های ۱۲- C و D) و چرخش آنها نشان از وجود جریان در این سنگ‌ها دارد.

۵- ژئوشیمی

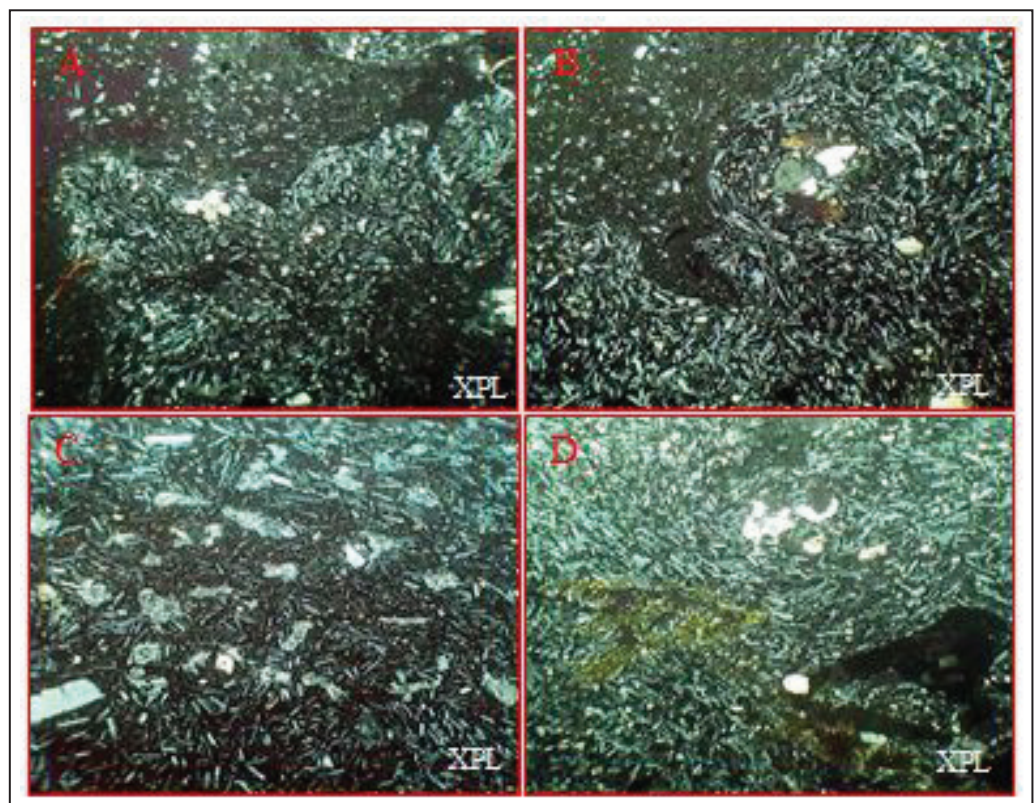
بر اساس نمودار رده‌بندی مجموعه آلکالی در مقابل اکسید سیلیسیم که توسط افراد متعدد نظیر Cox et al. (1979) و Le Bas et al. (1986) ارائه شده است؛ تمامی نمونه‌های سنگی این آتشفشان‌ها در محدوده بازالت تا آندزیت‌بازالت و محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۳). در نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Irvine and Baragar, 1971) نیز نمونه‌ها در محدوده سری‌های ماگمایی ساب‌آلکالن قرار دارند (شکل ۱۴- A). در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۴- B).



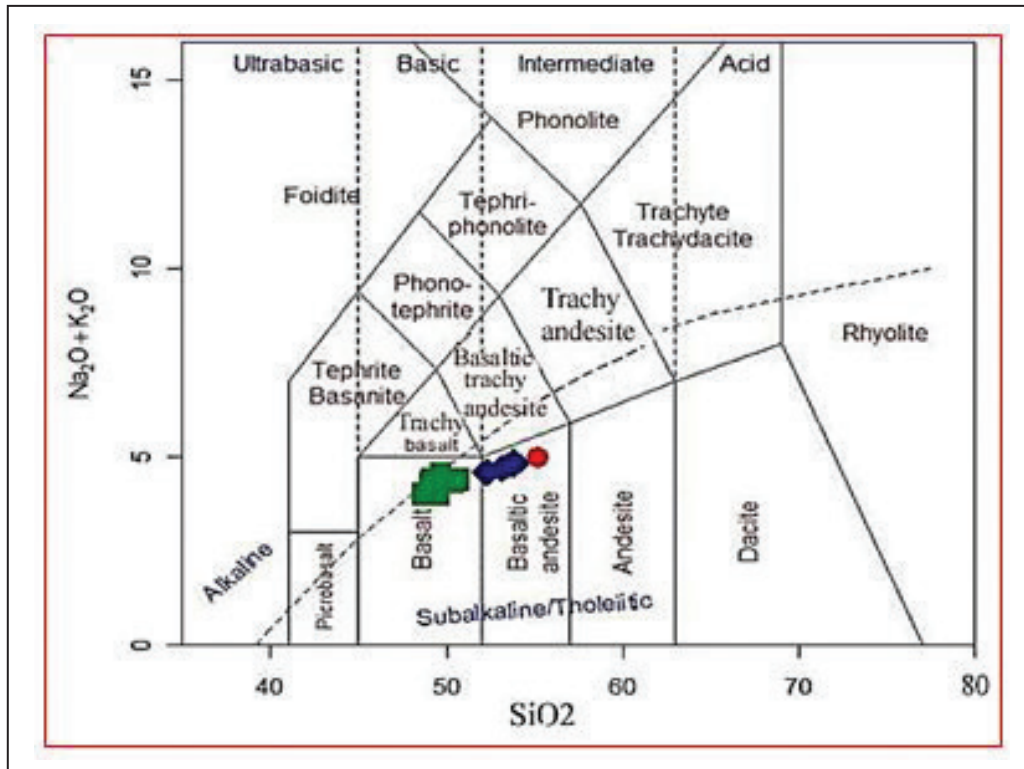
شکل ۱۰- (A) درشت‌بلورهای پیروکسن؛ (B) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز؛ (C) میکرولیت‌های جهت‌دار پلاژیوکلاز؛ (D) بلورهای بی‌شکل پلاژیوکلاز و بافت حفره‌ای (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر گرفته شده و قطر میدان دید ۵ میلی‌متر است).



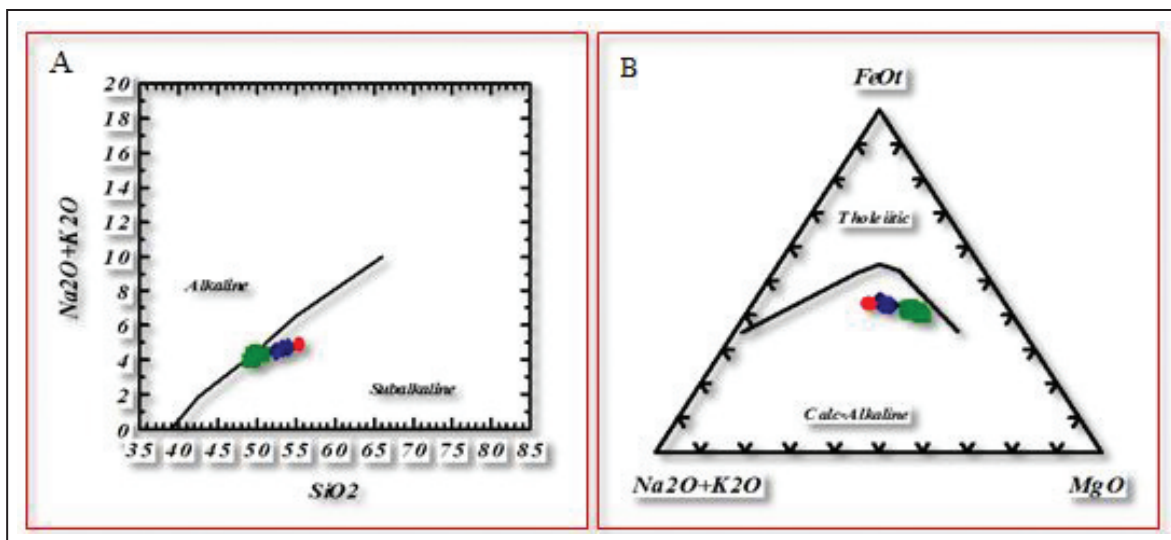
شکل ۱۱- (A) میکرولیت‌های جهت‌دار در اطراف درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز؛ (B) درشت‌بلورهای پیروکسن احاطه شده توسط میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر گرفته شده و قطر میدان دید ۵ میلی‌متر است).



شکل ۱۲- (A و B) بخش‌های شیشه‌ای و میکرولیتی در لیتیک توف؛ (C و D) میکرولیت‌های جهت‌دار پلاژیوکلاز (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر گرفته شده و قطر میدان دید ۵ میلی‌متر است).



شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های سنگی آتشفشان کوه زا بزرگ، کوه زا کوچک و کوه سُم در نمودار رده‌بندی ژئوشیمیایی (Le Bas et al. 1986)؛ تمامی نمونه‌ها، در محدوده بازالت تا آندزیت بازالت و محدوده ساب آلكالین قرار می‌گیرند.

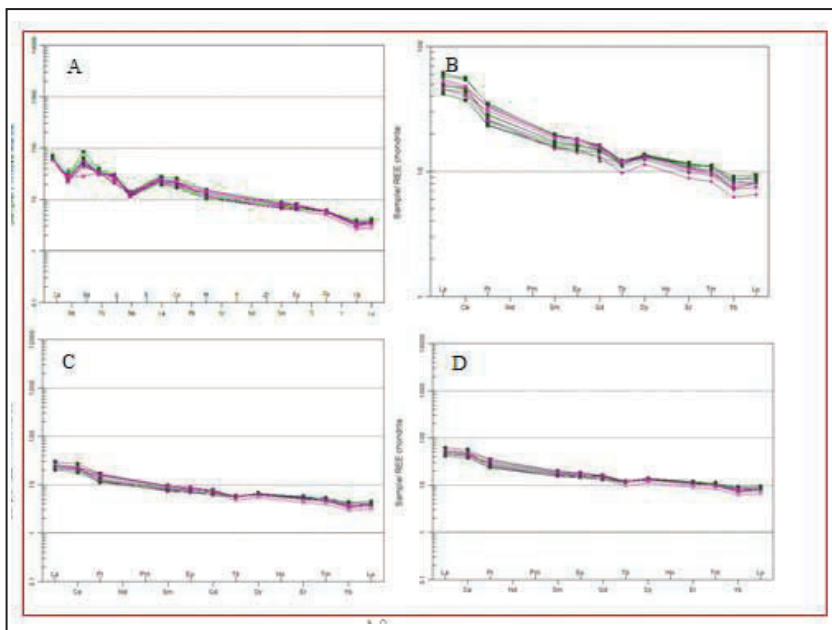
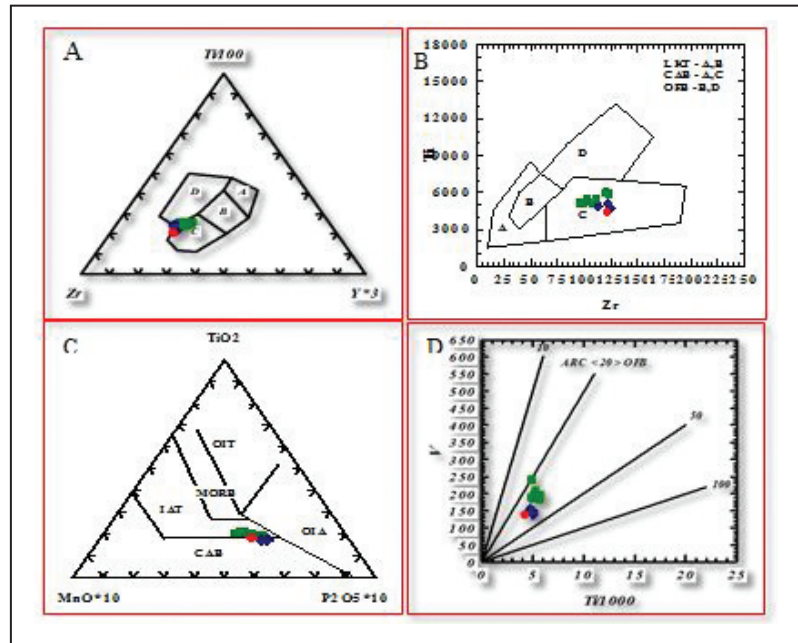


شکل ۱۴- (A) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری ساب آلكالین، نمودار پایه از (Irvine and Baragar 1971)؛ (B) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری کالک آلكالین در نمودار پایه (Irvine and Baragar 1971).

در شکل‌های ۱۶-A و B مشاهده می‌شود؛ الگوی تمام عناصر فرعی پلات شده با نمونه سنگ بازالتی مناطق فرورانشی منطبق است. ضمن اینکه عناصر ناسازگار غنی‌شدگی و عناصر سازگار تهی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر Ni و Cr آنومالی منفی و عناصر Sr و Ba آنومالی مثبت مشخصی نشان می‌دهند. تغییراتی این چنینی می‌تواند معلول آرایش پوسته‌ای و تفریق ماگمایی باشد (Reichew et al., 2005). این تغییرات در سنگ‌های مناطق فرورانشی حاشیه قاره مرسوم است (Pearce and Cann, 1973; Pearce and Peate, 1995). لذا به نظر می‌رسد که عوامل اخیر نیز در سنگ‌های مورد مطالعه تأثیرگذار بوده است. در نمودارهای چندعنصری، تمام عناصر خاکی غنی‌شدگی دارند (شکل‌های ۱۶-C و D).

در نمودارهای تمایز تکنیکی (Pearce and Cann, 1973) براساس فراوانی Zr، Y (شکل ۱۵-A)، Ti-Zr (شکل ۱۵-B)، V-Ti (Shervais, 1982؛ شکل ۱۵-C) و P_2O_5 -TiO₂-MnO (Mullen, 1983؛ شکل ۱۵-D) نمونه‌های سنگی در محدوده بازالت‌های کالک آلكالین قرار می‌گیرند. نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نسبت به استانداردهای کندریت (Boynnton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شدند و با توجه به اینکه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین محیط تکنیکی در محدوده مناطق حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند؛ از نمونه استاندارد سنگ‌های بازالتی مناطق فرورانشی حاشیه قاره در منطقه آند (Ewart, 1982) نیز استفاده شده است. همان‌گونه که

شکل ۱۵- A) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار پایه (Pearce and Cann, 1973)؛ محدوده A: بازالت‌های تولیتی جزایر قوسی، محدوده B: بازالت‌های زون گسترش اقیانوسی مورب، محدوده C: بازالت‌های کالک‌آلکان، محدوده D: بازالت‌های درون صفحه‌ای. سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان متمایل به درون قاره‌ای قرار می‌گیرند؛ B) نمودار تمایز تکنیتیکی Zr-Ti (Pearce and Cann, 1973) و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده قوس قاره‌ای در آن. LAT: محدوده ماگمایی تولیتی جزایر قوسی، CAB: محدوده ماگمایی بازالتی نواحی قوس قاره‌ای، MORB: ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی، LAT: محدوده ماگماهای جزایر قوسی، CAB: محدوده ماگمایی بازالتی نواحی قوس قاره‌ای، C) نمودار V/Ti (Shervais, 1982) برای تفکیک انواع بازالت‌های جزایر قوسی، پشته‌های میان اقیانوسی و کالک‌آلکان. $Ti/V=50-100$: بازالت‌های جزایر قوسی و آلکان، $Ti/V=10-20$: تولیت‌های جزایر قوسی، $Ti/V=15-50$: گدازه‌های کالک‌آلکان با روندی تقریباً قائم؛ D) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار تمایزی $P_2O_5-TiO_2-MnO$ (Mullen, 1983).



شکل ۱۶- A) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده در برابر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده در برابر کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ C) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده در برابر کندریت (Boynton, 1984)؛ D) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده در برابر گوشته اولیه (Boynton, 1984).

ماهیت گوشته‌ای آنها باشد. نسبت La/Sm در سنگ‌های پوسته‌ای بیش از $۴/۲۵$ (Sirvastava and Singh, 2004) و در بازالت‌های مورد مطالعه $۲/۴۸$ است. بنابراین می‌توان گفت ماگمای سازنده بازالت‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته و متحمل آلودگی چندانی نشده است. از نمودار نسبت Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1983) برای تعیین غنی‌شدگی منشأ با مواد پوسته‌ای در مناطق فرورانشی استفاده می‌شود. نسبت‌های Yb/Th و Yb/Ta مستقل از تبلور بخشی و یا ذوب بخشی عمل می‌کنند؛ بنابراین تغییرات منشأ و آلودگی آن را به خوبی نشان می‌دهند (Aldanmaza et al., 2000). فرایندهای مربوط به غنی‌شدگی داخل صفحه‌ای با غنی‌شدگی از Th و Ta همراه هستند و در مناطق فرورانشی مقدار Th معمولاً بیشتر از Ta است (Saccani et al., 2010).

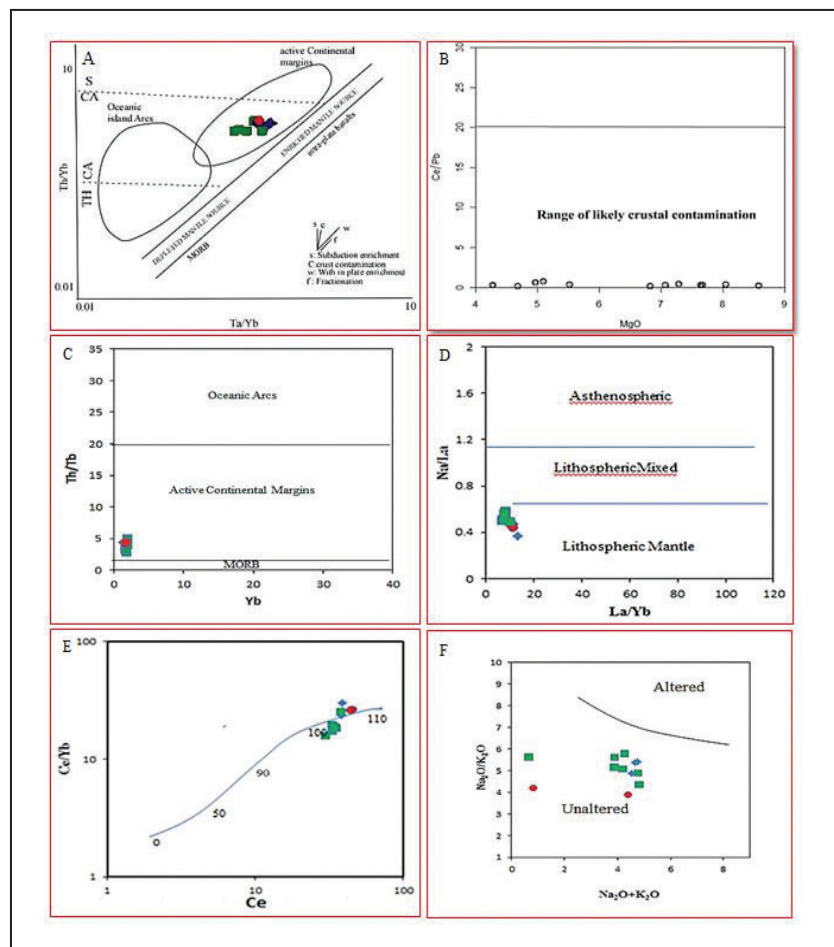
سنگ‌های مورد مطالعه روندی در جهت روندهای ناشی از نقش عوامل فرورانش نشان می‌دهند (شکل ۱۷- A). نمودار Ce/Pb در برابر MgO (Furman, 2007) در تعیین وجود یا عدم وجود تأثیر آلودگی پوسته‌ای

این غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) بیشتر است و دارای الگوی با شیب مشابه و کاهشی هستند. این حالت‌ها بیانگر منشأ مشابه تمامی سنگ‌های مورد مطالعه است. عوامل مختلف می‌تواند معلول چنین تغییراتی باشد؛ نظیر درجات ذوب بخشی (Chen et al., 2002; Wilson, 2007) و تفریق (Altunkaynak and Genç, 2008). آنومالی منفی، Eu و Nb و Ti به همراه غنی‌شدگی LILE (به استثنای Ba) در گدازه‌ها از ویژگی‌های گدازه‌های کالک‌آلکان وابسته به مناطق فرورانش است (Wilson et al., 2003; Wilson, 2007; Yang and Li, 2008; Kuscü and Genel, 2010). فرورانش را بر منابع گوشته‌ای نشان می‌دهد (Soesoo, 2000). غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در این سنگ‌ها ممکن است به دلیل باقی ماندن گارنت در منشأ (MacDonald et al., 2000)، آلودگی با مواد پوسته‌ای (Sirvastava and Singh, 2004) و یا متاسوماتیسم سیالات حاصل از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده (Pearce and Peate, 1995; Winter, 2001) باشد. میزان بالای Nb و Ti به همراه محتوای پایین Rb در نمونه‌های مخروط‌های آتشفشانی مورد مطالعه می‌تواند بیانگر

در ناحیه منشأ این سنگ‌ها دارد. از آنجا که در گوشته لیتوسفری Nb نسبت به La تهی شده؛ بنابراین نسبت پایین Nb/La نشان‌دهنده ماگمایی با منشأ گوشته لیتوسفری و نسبت بالای آن بیانگر منشأ گوشته استوسفری است (Smith et al., 1999). بر این اساس، برای تعیین منشأ نمونه‌ها از نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Smith et al., 1999; Moharami et al., 2014) استفاده شده است که محدوده‌های گوشته را از یکدیگر تفکیک می‌کند. طبق این نمودار منشأ سنگ‌های مورد مطالعه گوشته استوسفری تعیین شدند (شکل ۱۷-D). در نمودار تفکیک محیط تکتونیکی (Schandl and Gorton, 2002) بر اساس نسبت‌های Th/Ta در برابر Y، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل ۱۷-E). مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه نشان داد که آنها سالم و نادگرسان هستند (شکل ۱۷-F). غنی‌شدگی LILE نسبت به HREE و نسبت‌های $Ce/Yb = 33-45$ ، $Zr/Y = 4/33$ ، غنی‌شدگی LILE و آنومالی منفی Cr، Ni و Ta حدودی در گدازه‌های مورد مطالعه بیانگر ماگماتیسم کالک‌آلکان و وابسته به فرورانش است؛ از طرفی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نظیر نسبت La/Yb بین ۶/۸ تا ۱۳/۰۷، محتوای پایین Rb به همراه نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی بیانگر محیط‌های فرورانش متمایل به درون صفحه‌ای است. ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی، نتیجه ذوب بخشی یک منبع گارنت لارزولیتی غنی شده در عمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است.

در تحولات ماگمایی، مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این نمودار مقادیر پایین (۰ تا ۲۰) بیانگر آرایش پوسته‌ای هستند؛ همچنین نسبت پایین alkali/Nb در نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۱۷-B) بیانگر رخداد آلودگی پوسته‌ای با مقدار بسیار ناچیز آن است (Meshesha and Shinjo, 2007). نسبت‌های عناصر ناسازگار نظیر Nb/La و Nb/U طی ذوب گوشته و تبلور بخشی دچار تغییر شده‌اند و با استفاده از آنها می‌توان به رخداد آلودگی پوسته‌ای پی برد (Pang et al., 2013) میانگین نسبت Nb/U برای پوسته قاره‌ای معادل ۴/۴ و نسبت Nb/La برابر ۰/۳۹ است (Rudnick and Gao, 2003). مقادیر میانگین این نسبت‌ها برای سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب ۴/۲ و ۰/۳۵ بوده که به مقادیر یاد شده برای پوسته قاره‌ای نزدیک است و می‌تواند بیانگر رخداد آلودگی پوسته‌ای در حین تشکیل آنها باشد. بنابراین وجود نشانه‌های قاره‌ای در گدازه‌های مخروط‌های آتشفشانی شمال بزمان را شاید بتوان به اضافه شدن مذاب حاصل از رسوبات به منشأ گوه گوشته‌ای در نتیجه فرورانش صفحه اقیانوسی مکران نسبت داد. در نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (Ellam, 1992) که برای تعیین عمق رخداد ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما استفاده می‌شود؛ عمق ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه مورد مطالعه حدود ۱۰۰ کیلومتر، یعنی منطبق بر گوشته استوسفری و عمق پایداری گارنت لارزولیت تعیین شد (شکل ۱۷-C). (Mattsson and Oskarsson, 2005) نسبت بالای Ce/Yb را نشان‌دهنده ذوب بخشی اندک و باقی ماندن گارنت در منشأ معرفی کرده‌اند که این نسبت در گدازه‌های مورد مطالعه در حد بالا (۱۷/۵) است و نشان از حضور احتمالی گارنت

شکل ۱۷-A) موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Ta/Yb-Th/Yb که در محیط تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. بردارها روندی ایجاد شده توسط غنی‌شدگی ناشی از فرورانش (S)، آلودگی پوسته‌ای (C)، غنی‌شدگی درون صفحه‌ای (W) و تبلور تفریقی (F) را نشان می‌دهند؛ B) نمودار Ce/Pb در برابر MgO جهت تعیین آرایش پوسته‌ای در تحولات ماگما. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده با آرایش اندک قرار می‌گیرند؛ C) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ce/Yb در مقابل Nb/La (Ellam, 1992)؛ D) نمودار نسبت La/Yb در مقابل Ce (Smith et al., 1999; Moharami et al., 2014)؛ E) نمودار تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی در برابر Th/Ta (Schandl and Gorton, 2002)؛ F) نمودار Na_2O+K_2O در مقابل Na_2O/K_2O (Takanashi et al., 2011).



۶- بحث

مورد مطالعه به احتمال از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته و متحمل آلايش پسته ای چندانی نشده است. لذا حضور نشانه‌های قاره‌ای در گدازه‌های مخروط‌های آتشفشانی شمال بزمان را شاید بتوان به اضافه شدن مذاب حاصل از رسوبات به منشأ گوه گوشته‌ای در نتیجه فرورانش صفحه اقیانوسی مکران نسبت داد. شواهد ژئوشیمیایی نظیر غنی‌شدگی از عناصر LILE نسبت به HREE و نسبت‌های $\text{Ce/Yb} = ۴۵-۳۳$ ، $\text{Zr/Y} = ۴/۳۳$ و آنومالی منفی Cr، Ni و تا حدودی Eu نشان‌دهنده وابستگی سنگ‌های مورد مطالعه به ماگماتیسیم کالک‌آلکانل مناطق فرورانش است. عناصر نادر خاکی سبک ۱۰ تا ۴۰ برابر و عناصر نادر خاکی سنگین ۳ تا ۶ برابر گوشته اولیه غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۶- A و D). آنومالی ضعیف Eu، نسبت $(\text{La/Yb})_N$ بین ۳/۴ تا ۸/۷، تهی‌شدگی در عناصر Ta و Nb نسبت به LILE (Ba, Sr)، پایین بودن مقادیر TiO_2 و بالا بودن نسبت‌های Ba/La و B/Nb نشان از وابستگی این گدازه‌ها به مناطق فرورانشی حاشیه فعال قاره دارد. بنابراین با تلفیق شواهد زمین‌شناسی صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمی به نظر می‌رسد که تشکیل مخروط‌های آتشفشانی مورد مطالعه در ارتباط با فرورانش صفحه عمان به زیر صفحه ایران در ناحیه مکران باشد.

۷- نتیجه‌گیری

آتشفشان‌های کوه سُم، کوه زا بزرگ و کوه زا کوچک در شمال خاوری آتشفشان بزمان منوژنتیک و دارای فعالیت‌های فورانی محدود هستند. مخروط آنها عمدتاً از خاکستر و جریان‌های گدازه ساخته شده است. سنگ‌های بازالت، الیون‌بازالت و کمتر آندزی بازالت، مهم‌ترین سازندگان این مخروط‌ها هستند. از نظر کانی‌شناسی دارای پلاژیوکلاز، الیون، پیروکسن و به ندرت کانی‌های دگرسان و آپیک هستند. نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و عنکبوتی آشکار کردند که سنگ‌های سازنده این مخروط‌ها الگوی مشابه با سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانشی دارند که نشان‌دهنده منشأ مشابه در تمام سنگ‌هاست. غنی‌شدگی LILE نسبت به HREE و نسبت‌های $\text{Ce/Yb} = ۴۵-۳۳$ و $\text{Zr/Y} = ۴/۳۳$ غنی‌شدگی LILE و آنومالی منفی Cr، Ni و تا حدودی Eu در گدازه‌های مورد مطالعه بیانگر ماگماتیسیم کالک‌آلکانل وابسته به فرورانش است. از طرفی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نظیر نسبت La/Yb بین ۶/۸ تا ۱۳/۰۷، محتوای پایین Rb و نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی بیانگر محیط‌های فرورانش متمایل به درون صفحه‌ای است. ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی، نتیجه ذوب بخشی یک منبع گارنت لِرزولیتی غنی شده در عمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است. به نظر می‌رسد که ماگمای سازنده مخروط‌های آتشفشانی به احتمال در نتیجه فرورانش صفحه عمان به زیر صفحه ایران در ناحیه مکران تشکیل شده و این مخروط‌ها وابسته به کمر بند ماگمایی مکران- چغایی هستند.

تغییرات و گسترش شیمی سنگ‌های ماگمایی کمر بند فرورانش شمال آند ناشی از تغییر شیب صفحه فرورانش نازکا و ضخامت پوسته قاره‌ای است (Kay et al., 1987 and 1991; Coira et al., 1993). مشخصات ژئوشیمیایی همراه با تکامل ماگمایی و الگوی عناصر REE در کمان ماگمایی آند حاکی از فرورانش صفحه نازکا به زیر پوسته قاره‌ای آمریکای شمالی است (Leeman, 1983; Kay et al., 1987 and 1991; Davidson et al., 1988; Hildreth and Moor bath, 1988; McMillan et al., 1993).

مکران یکی از زون‌های فعال فرورانشی دنیاست که مطالعات بسیاری روی آن انجام شده است (Berberian and Berberian, 1982; Dupuy and Dostal, 1978; Farhoudi and Karig, 1977; Glennie et al., 1990; McCall, 1997 and 2002; Byrne et al., 1992; Kopp, 2000). آنها معتقدند پوسته اقیانوسی عمان به زیر پوسته اوراسیا فرورانده و سبب تشکیل این زون شده است. بسته شدن نهایی این برخورد بین صفحات ایران و عربستان در نورژن اتفاق می‌افتد (Berberian and Berberian, 1982; Berberian and King, 1981). فرورانش در تمام طول مکران یکنواخت نیست و در ناحیه لوت در حدود ۳۰ درجه است (Zarifi, 2006). مطالعات پیشین در منطقه و بررسی‌های صحرائی روی مخروط‌های آتشفشانی اخیر در شمال باختری آتشفشان بزمان مشخص کرد که مخروط آنها از گدازه و خاکستر تشکیل شده است و ترکیب یکنواخت و فعالیت‌های محدود با دوره زمانی کوتاه و اغلب تک‌منشأیی دارند. این آتشفشان‌ها از نوع چینه‌ای با فعالیت بیشتر در حد استرامبولی هستند. به‌طور معمول این گونه آتشفشان‌ها بیشتر در نوارهای کوهزایی و مناطق فرورانشی دیده می‌شوند (Wilson, 2007). از طرفی شواهد پتروگرافی چون بافت‌های میکروولیتی، انحلالی و غربالی و حضور منطقه‌بندی و اپاسیتیزه شدن کانی‌ها نشان از تشکیل سنگ‌های سازنده این مخروط‌ها در شرایط فوران خشکی و هوایی دارد. داده‌های ژئوشیمیایی روی گدازه‌های این مخروط‌ها و مشابهت الگوهای عناصری در آنها با روانه‌های سازنده آتشفشان‌های آند گواه وابستگی آنها به مناطق فرورانشی حاشیه قاره است. نمودارهای تمایز تکنونیک (Pearce and Cann, 1973; Mullen, 1983; Shervais, 1982) روی سنگ‌های مورد مطالعه (شکل ۱۵) نشان می‌دهد که آنها در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکانل وابسته به مناطق فرورانشی قرار می‌گیرند. همچنین نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب نمونه‌های سنگی بهنجار شده نسبت به استانداردهای کندریت (Boyn ton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نمونه استاندارد سنگ‌های بازالتی مناطق فرورانشی حاشیه قاره در منطقه آند (Ewart, 1982) نشان از شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده مناطق حاشیه فعال قاره دارد (شکل ۱۶).

از طرفی میزان بالای Nb و Ti به همراه محتوای پایین Rb و نسبت La/Sm در بازالت‌های مورد مطالعه (۲/۴۸) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده بازالت‌های

کتابنگاری

- خُلقی، م، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ جهان آباد، شماره برگه ۷۸۴۵، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سلخی، ر، ۱۳۷۶- آتشفشان‌شناسی و پترولوژی آتشفشان‌های کوآترنر گهقان بالا، شمال غرب بزمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- سهندی، م، ر، پاداشی، م، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش بزمان، شماره برگه ۸۰۴۵، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سهندی، م، و وحدتی، ف، ۱۳۶۷- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش جازموریان (۱/۲۵۰۰۰۰)، شماره ک ۱۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قدسی، م، ر، ۱۳۸۴- اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک برگه کرمانچی (شمال غرب ایران‌شهر)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- قدسی، م، ر، ۱۳۸۵ الف- پترولوژی و پتروگرافی توده‌های نفوذی غرب بزمان، اولین کنفرانس آموزش زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم زاهدان.
- قدسی، م، ر، ۱۳۸۵ ب- معرفی کانی لودوگیت در آهک‌های دگرگون شده شمال غرب ایران‌شهر، همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بیرجند.
- قدسی، م، ر، ۱۳۹۵- ژئوشیمی و متالوژی گرانیتوئید بزمان و سنگ‌های دگرگونی مرتبط با آن، جنوب شرق ایران، رساله دکتری، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۳۳۰ ص.
- قلمقاش، ج، شعیان، ک، عابدینی، م، و مسعودی، ف، ۱۳۹۳- زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژن آتشفشان بزمان، جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، بهار ۹۴، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، صص ۹۹ تا ۱۱۰.
- وحدتی، ف، و جرجندی، م، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مکسان، شماره برگه ۷۹۴۵، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وحدتی، ف، ۱۳۶۷- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش جازموریان (۱/۲۵۰۰۰۰)، شماره ک ۱۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and 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.
- Altunkaynak, S. and Genç, S. C., 2008- Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey), *Lithos* 102, 316-340.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1982- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: (Gupta, H.K. and Delaney, F.M., eds) *Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, geodynamics series, 03: 5-32.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210-265.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson(Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R. and Davis, D. M., 1992- Great thrust earth- quakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 97: 449-478.
- Chen, Y., Wu, H., Courtillot, V. and Gilder, S., 2002- Large N-S convergence at the northern edge of the Tibetan plateau? New Early Cretaceous pale magnetic data from Hexi Corridor, NW China, *J. of Earth and Planetary Science* 201, pp.293-307.
- Coira, B., Kay, S. and Viramonte, J., 1993- Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna – A model for changing subduction geometry. *Int. Geol. Rev.*, 35, 677–720.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin., 450 pp.
- Davidson, J. P., Ferguson, K., Colucci, M. and Dungan, M., 1988- The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado Volcanic Complex, S. Chile: Multicomponent sources and open system evolution. *Contr. Miner. Petrol.*, 100, 429– 445.
- Dupuy, C. and Dostal, J., 1978- Geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks from southeastern Iran(Kouj-e-Shahsavaran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 363- 373.
- Ellam, R. M., 1992- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2): 153-156.
- Ewart, A., 1982- The mineralogy and petrology of tertiary Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basalts: compositional range. In *Andesites: orogenic and island related rocks*, R.S. Thorpe ed., 26-87. Chichester: Wiley.
- Farhoudi, G. and Karig, D. E., 1977- Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, 5: 664-668.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift basalts: An Overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147 – 160.
- Glennie, K. W., Hughes Clarke, M. W., Boeuf, M. G. A., Pilaar, W. F. H. and Reinhardt, B. M., 1990- The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society of London Special Publication, 49: 773- 786.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988- Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contr. Miner. Petrol.*, 98, 455–489.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8(5): 523-548.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Mareks, C., Baumann, A. and Horn, P., 1983- Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 519 pp.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, G. L. and Stern, C. R., 2012- Petrogenesis of granitoids, U-Pb Zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristics and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1-27.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh, A., 2011- Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block, eastern Iran. *Geopersia*, 1(1):19-36.
- Kay, S., MaksaeV, V., Mpodozis, C., Moscoso, R. and Nasi, C., 1987- Probing the evolving Andean lithosphere; Midlate Tertiary magmatism in Chile (29– 30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *J. Geophys. Res.*, 92, 6173– 6189.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V. A. and Munizaga, F., 1991- Magma source variations for mid-Tertiary magmatic rocks associated with a hallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28–33°S). In: *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Boulder, Colorado (R.S. Harmon and C.W. Rapela, eds). *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 265, 113–137.
- Kopp, C., 2000- Structure of the Makran subduction zone from wide angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*, 329: 171- 191.
- Kurkcuoglu, K., Furman, T. and Hanan, B., 2008- Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey, *Lithos* 101, 416-434.
- Kuscu, G. G. and Geneli, F., 2010- Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593-621.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeis, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Leeman, W., 1983- The influence of crustal structure on compositions of subduction- related magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 561–588.
- MacDonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, J., 2000- The lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Review*, 49(1-4): 1-76.
- Mattsson, H. B. and Oskarsson, N., 2005- Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of propagating rift: Evidence from the Heimae volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(3- 4): 245–267.
- McCall G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 15, 517-531pp.

- McCall, G. J. H., 2002- A summary of the geology of the Iranian Makran. In: Clift, P.D., Kroon, D., Gaedicke, C. & Craig, J. (eds). *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*, 195. Geological Society, London, Special Publications, 147-204 pp.
- McMillan, N., Davidson, J. P., Wörner, G., Harmon, R., Moorbath, S. and Lopez- Escobar, L., 1993- Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachata volcanic region, Northern Chile. *Geology*, 21, 467–470.
- Meshesha, D. and Shinjo, R., 2007- Crustal contamination and diversity of magma sources in the northwestern Ethiopian volcanic province. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102(5): 272-290.
- Moharami, F., Azadi, I., Mirmohamadi, M., Mehdipour Ghazi, J. and Rahgoshay, M., 2014- Petrological and Geodynamical Constraints of Chaldoran Basaltic Rocks, NW Iran: Evidence from Geochemical Characteris. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 6(1): 31-43.
- Mullen, E. D., 1983- MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminate for basaltic rocks of environment and its implication for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53 – 62.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H., 2013- Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180- 181: 234–251.
- Pearce, J. A., 1983- Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C J, Norry MJ (edt) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Geology. Series, Nantwich, 29, 230-272pp.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters* 19, 290 – 300.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-285.
- Perugini, D. and Poli, G., 2012- The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and difference. *Lithos*, 153: 261- 227.
- Reichew, M. K., Saundres, A. D., White, R. V. and Ukhamedov, A. I., 2005- Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the west Siberian Basin, an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79(3-4): 425-452.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In: R.L. Rudnick (Editor), *Treatise in Geochemistry*, Volume 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1-64.
- Saadat, S. and Stern, C. R., 2011- Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, Southeastern Iran, *Lithos*, Vol. 125, pp. 607-619.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117(1-4): 209–228.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment. *Economic Geology*, 97(3): 629-642.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 101-108pp.
- Sirvastava, R. K. and Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub- alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373- 389.
- Smith, E. I., Sánchez, A., Walker, J. D. and Wang, K., 1999- Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107(4): 433–448.
- Soesoo, A., 2000- Fraction crystallization of mantle derived melt as mechanism for some I type granite petrogenesis, an example from Lachlan fold belts. *Journal of the geological Society*, 157(1): 135-149.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, a review. *AAPG Bulletin*, 52, 7: 1229-1258.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine range between Iranian central Asia. *Memoire ivors-serve No 8 dela societe Geologique de France.*, 8, 333-353.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (Editors), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, pp. 313–345.
- Takanashi, K., Shuto, K. and Sato, M., 2011- Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanic rocks in Southwest Hokkaido, northern NE Japan arc: Constraints from Sr and Nd isotopes and major and trace-element chemistry. *Lithos*, 125 (1-2): 368–392.
- Ustunisik, G., Kilinic, A. and Nielsen, R. L., 2014- New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase. *Lithos*, 200-201: 80-93.
- Wilson, M., 2007- *Igneous Petrogenesis*. Springer Verlag, London, 466 pp.
- Winter, J. D., 2001- *An introduction to Igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 796 pp.
- Wu, F. Y., Walker, R. J., Ren, Z. W., Sun, D. U. and Zhou, X. H., 2003- Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chemical Geology*, 196(1- 4): 107–129.
- Yang, W. and Li, S., 2008- Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos*, 102(1-3): 88–117.
- Zarifi, Z., 2006- Unusual subduction zones: Case studies in Colombia and Iran. Ph.D. Thesis, University of Bergen.

Geology, Geochemistry and Tectonomagmatic of Some Volcanic Cones in Southeastern Iran

H. Biabangard^{1*} and F. Mollazadebravate²

¹Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

²M.Sc. Student, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2017 May 17

Accepted: 2017 December 04

Abstract

Kuh-Som, KuhzaBozorg and KuhzaKochak volcanic cones are located in the southeastern of Bam and northwest of Bazman cities. From the perspective geology these cones are belong to the Iranian central zone and south-eastern edge of Lut block. These cones are composed of extrusive igneous rocks such as basalt, olivine basalt, andesite and basaltic andesite, and are predominant trachytic texture. Plagioclase, pyroxene and olivine are main minerals. Pyroclastic deposits, lapilli, tuff, ash and volcanic bombs, along with lava flows are main construction volcanic cones. These volcanoes are monogenitic and limited eruption. Based on type material that construction cone of the volcanoes, it seems they are among between Hawaii to Strambolian volcanoes. These rocks shows enrichment to LILE relative to HREE ($Ce / Yb = 33-45$), high ratio Zr / Y (33.4), enrichment to LILE and negative anomaly from Ni, Cr and nearly Eu that reveals these rocks related to Calc-alkaline magmatism. In spider diagrams of trace elements and rare earth elements that normalized to Chondrites and primitive mantle show light rare earth elements enriched more than high rare earth elements and show pattern similar to affiliate subduction zones. Geochemical characteristics such as ratio of La / Yb 8/6 to 7/13, low Rb content with the tectonic setting discrimination diagrams indicate that they are related to subduction environments and low tendency to intraplate zone. Source of magma that formed these volcanoes resulted from melting of a garnet Lherzolite at depth of 100 to 110 Km. Tectonomagmatic diagrams shows these rocks dependence on of continental subduction environments to show slightly into the intraplate zone, so that it seems the volcanic cones of them related to the Makran and Oman subduction and related to Makran-Chaghy magmatic arc.

Keywords: Quaternary volcanic cones, Continantal margion, Bazman Volcano, Lut block, Bam.

For Persian Version see 161 to 174

*Corresponding author: H. Biabangard; E-mail: h.biabangard@science.usb.ac.ir