

ژئوشیمی و سنگ شناسی تراکی آندزیت‌های آنالسیم‌دار منطقه‌ی اردها، شمال بزقوش، شمال غرب ایران

امین اله کمالی، علی عامری، هادی پیروج*، احمد جهانگیری، بهروز محمود صالحی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۸۹/۵/۶، نسخه نهایی: ۸۹/۷/۲۸)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در جنوب سراب، و در شمال کوه بزقوش واقع شده‌اند، که شامل روانه‌های آندزیت‌های پورفیری، گدازه‌های تراکی آندزیتی همراه با توف می شوند و در شمال منطقه با رسوب‌های جوان کواترنر پوشیده شده‌اند. این سنگ‌ها دارای درشت بلورهایی از آنالسیم، الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلازند. بافت اصلی این سنگ‌ها، پورفیری با زمینه‌ی اینترسرتال است. با توجه به آنالیزهای شیمیایی، سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی، در گستره‌ی تراکی آندزیت و فنولیت تفریتی قرار می‌گیرند. همچنین این سنگ‌ها دارای ماهیت پتاسیم قلیایی بالا تا شوشونیتی با ویژگی‌های پرآلومینیوم هستند. بر اساس بررسی‌های انجام شده آنالسیم این سنگ‌ها اولیه بوده و به طور مستقیم از تبلور ماگما حاصل شده‌اند. سنگ‌های شمال غربی بزقوش به طور مشخصی، غنی شدگی از عناصر LILE (مثلاً K, U, Tb, Ba, Rb) را نشان می‌دهند. غنی شدگی عناصر ناسازگار K و Rb و بیهنجاری منفی Ti و Nb در این سنگ‌ها بیشتر با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین سازگار است. نمودارهای عنکبوتی و الگوی عناصر REE نشان می‌دهد که سنگ‌های این منطقه از یک خاستگاه یکسان به وجود آمده‌اند. غنی شدگی این عناصر می‌تواند به دگرنهادی گوشته یا آرایش پوسته‌ی قاره-ای وابسته باشد. با این وجود بی‌هنجاری منفی (Tb, Ta, Nb) و نیز با در نظر گرفتن احتمالی فروانش نفتتیس در منطقه، به احتمال زیاد غنی شدگی عناصر ناسازگار می‌تواند نتیجه‌ی تاثیر فروانش بر منابع گوشته‌ای باشد. بر اساس بررسی عناصر REE، ماگماهای مادر سنگ‌های مورد بررسی احتمالاً از یک خاستگاه گارنت لرزولیتی فلوگوپیت‌دار با درجه‌ی ذوب‌بخشی کم ۴ تا ۶ درصد، تحت فشار ۳۰ تا ۳۵ کیلو بار و در عمق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری ریشه گرفته است.

واژه‌های کلیدی: بزقوش، تراکی آندزیت، آنالسیم، شوشونیتی، گارنت لرزولیت.

مقدمه

اقیانوسی [۱،۲]. (۲) ذوب بخشی لیتوسفر غنی شده زیر قاره‌ای [۳،۴]. (۳) آلودگی گستره‌ی پوسته‌ای از ماگماهای شبه مورب [۵]. تولید گدازه‌های از نوع درون صفحه‌ای در محیط‌های قاره ای، که معمولاً به بالا آمدگی مواد گوشته‌ای زیر قاره‌ای وابسته است [۶-۸]. هر چند فرایندهای مسئول بالا آمدگی و

سنگ‌های ماگمایی نوع درون صفحه‌ای و وابسته به فروانش باهم در تعدادی از زون‌های برخوردی یافت می‌شوند. تشکیل ماگما با ویژگی‌های ژئوشیمیایی وابسته به فروانش می‌تواند نتیجه‌ی یکی از فرایندهای زیر باشد: (۱) فروانش لیتوسفر

تولید گدازه از مناطق آتشفشانی، با گوناگونی ژئوشیمیایی انواع سنگ‌ها از قبیل سنگ‌های ماگمایی نوع درون صفحه‌ای و وابسته به فروران‌ش خیلی کم شناخته شده‌اند [۹]. تشکیل سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی بیشتر به ماگمای مادر تولید شده از ذوب بخشی گوهی گوشته زیر کمان نسبت داده می‌شود و با تهی شدگی عناصر با شدت میدان بالا HFSE (مانند Nb, Ti) نسبت به عناصر یونی لیتوسفر LILE و عناصر کمیاب خاکی سبک مشخص می‌شوند. فعالیت‌های ماگمایی در تمام دوره‌ها در صفحات ایران وجود داشته‌اند. قبل از ائوسن فعالیت‌های آتشفشانی کم بود، و بیشترین فعالیت در زمان ائوسن بوده است. ترکیب‌های زیادی از بازائیت‌ها تا فنولیت‌ها از ناحیه‌ی آذربایجان در شمال‌غرب ایران توسط [۱۰-۱۳] گزارش شده است. هدف از این پژوهش بررسی و تفسیر سازوکار تشکیل سنگ‌های شمال بزقوش و ارائه جایگاه تکتونیکی این سنگ‌ها با استفاده از شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب است.

مواد و روش‌ها

بررسی‌های صحرایی این پژوهش شامل بررسی سنگ‌شناسی صحرایی، آثار گسلی، لیتولوژی‌های موجود در منطقه و سنگ‌شناسی در مقیاس نمونه‌ی دستی است. از نمونه‌های برداشت شده در منطقه، ۴۵ مقطع میکروسکوپی در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه تبریز، با ضخامت ۲۵ - ۳۰ میکرومتر تهیه شدند و بررسی جامع این نمونه‌ها در بزرگنمایی‌های متفاوت انجام شد. حاصل این بررسی‌ها تهیه‌ی بیش از ۱۵۰ تصویر بود که تعدادی از این تصاویر در این پژوهش به کار گرفته شدند. ویژگی‌های کانی‌شناسی، نوری و انواع بافت‌های سنگ‌ها با میکروسکوپ نوری مشخص شدند. سپس ۹ نمونه‌ی سنگی سالم و تازه از نمونه‌های سنگی برای آنالیز عناصر اصلی آن‌ها در آزمایشگاه شرکت ALS - Chemex کانادا بر اساس روش ICP- ME 06 و با دقت برابر ۰/۰۱ درصد وزنی و عناصر کمیاب و نادر خاکی نیز در همین شرکت بر اساس روش MS81 - با دقت برابر ۰/۰۱ ppm انجام گرفت.

مجموعه‌ی زمین شناسی

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی ۳۵° ۱۰' ۳۰" و ۴۷° ۳۰' ۴۷" شرقی و عرض‌های ۳۵° ۴۰' ۳۷" و ۴۶° ۱۰' ۳۷" شمالی واقع شده‌اند (شکل ۱). این

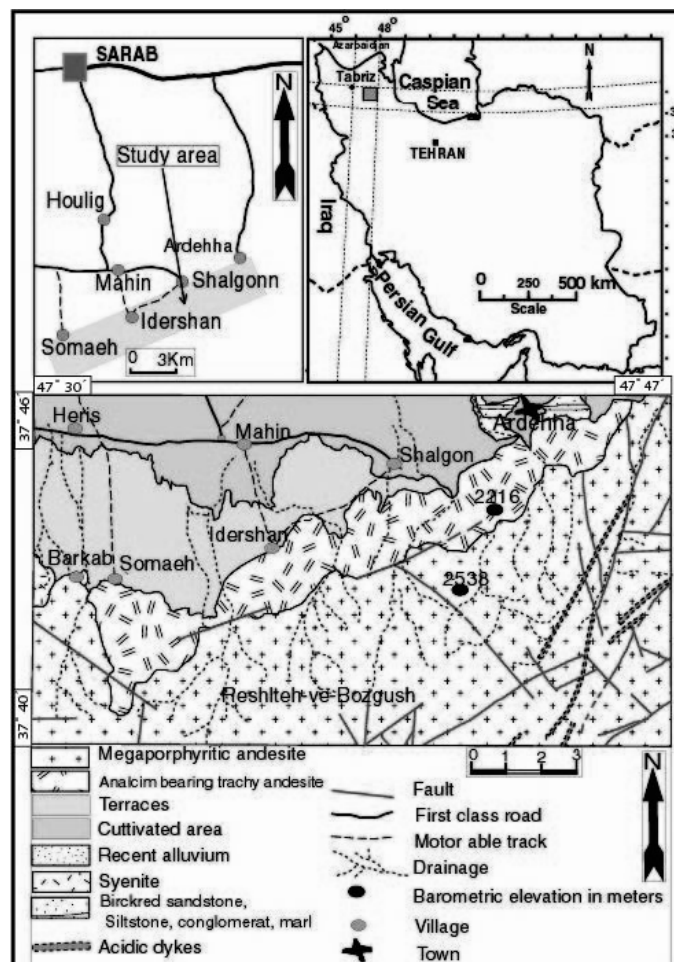
منطقه در حوضه‌ی بزرگ نئوژن تبریز- سراب در شمال غربی رشته‌کوه بزقوش در جنوب روستاهای اردها تا صومعه قرار دارد. روانه‌های آندزیت بازالتی و تراکی‌آندزیتی پورفیری درشت دانه همراه با توف‌های ماسه‌ای به گونه‌ای همساز کنار هم قرار گرفته‌اند، و با رسوب‌های جوان کواترنر پوشیده شده‌اند. در این منطقه تناوبی از گدازه‌های پورفیری و گدازه‌های سرخ رنگ با بافت شیشه‌ای وجود دارند. ساخت حفره‌ای (pit structure) در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری منطقه دیده می‌شوند که بنظر می‌رسد ناشی از تجزیه و از بین رفتن فنوکریست‌های سنگ‌های منطقه باشد. این سنگ‌های آتشفشانی حالت لایه-لایه‌ای دارند و در بعضی از مناطق برش‌های آتشفشانی بین آن‌ها دیده می‌شوند. کانی‌های زئولیت و کلیست بیشتر حفره‌های سنگ‌های منطقه را پر می‌کنند. زمین‌ساختی فعال منطقه، وجود درزها و شکستگی‌های فراوان، کانی‌زایی‌های مس در بعضی از نقاط منطقه به صورت آزوریت و مالاکیت که معمولاً در راستای گسل‌ها صورت گرفته‌اند و در نهایت وجود چشمه-های آبگرم فراوان در منطقه شواهدی دال بر حاکم بودن سیستم زمین گرمایی (گرمایی) در منطقه است.

سنگ شناسی

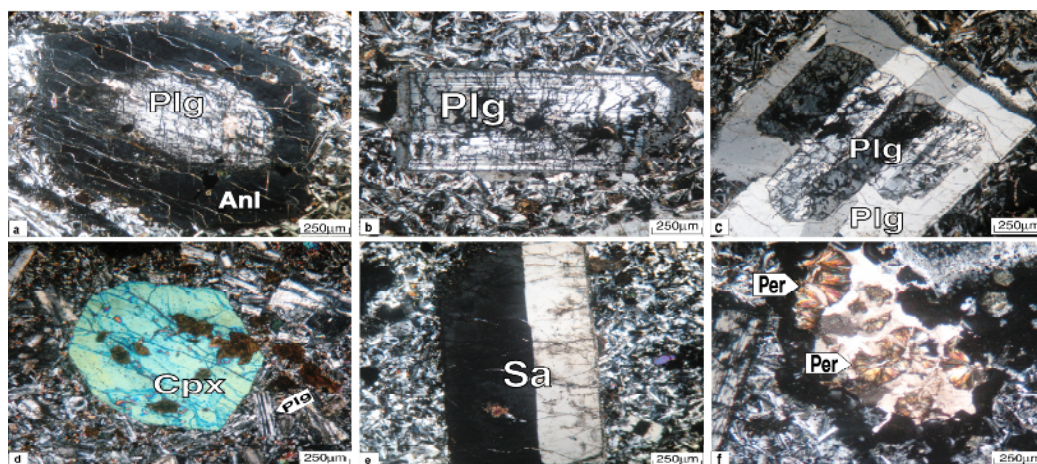
تراکی آندزیت‌های آنالسیم‌دار و فنولیت‌های تفریتی از سنگ‌های مهم منطقه‌اند. در مقاطع میکروسکوپی بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری حفره‌دار است. درشت بلورهایی که در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند شامل پلاژیوکلاز، آنالسیم، پیروکسن و سانیدین‌اند. آنالسیم تنها فلدسپاتوئید موجود است که اندازه-ی آن از بلورهای بسیار ریز موجود در زمینه‌ی سنگ تا درشت بلورهای خودشکل متغیر است (شکل ۲ الف). روی آنالسیم، زئولیت به صورت دندریتی رشد کرده است. در داخل برخی از این فنوکریست‌های آنالسیم، درونگیرهایی از بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر دیده می‌شوند که بافت پوئی‌کلیتیک را به وجود آورده‌اند. میزان آنالسیم در بعضی از نمونه‌ها تا ۲۰ درصد حجم سنگ نیز می‌رسد. پلاژیوکلاز به صورت میکروولیت‌های موجود در زمینه تا درشت بلورهای شکل‌دار دیده می‌شوند و بیشتر منطقه‌بندی نوسانی و خاموشی موحی نشان می‌دهند. بعضی از پلاژیوکلازها تازه و بدون تجزیه‌شدگی و بعضی دارای بافت غربالی‌اند (شکل ۲ ب).

تجزیه شده است. در مراکز تجزیه شده، پلاژیوکلازهای جدید رشد کرده‌اند که فاقد هر نوع تجزیه شدگی هستند (شکل ۲ پ). در پلاژیوکلازهای نسل دوم آپاتیت سوزنی فراوان است.

پلاژیوکلاز این سنگ‌ها حدود ۶۵ درصد از فنوکریست‌ها و زمینه را شامل می‌شود. در اکثر مقاطع مرکز فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به مقدار بسیار زیاد به کانی‌های رسی (کائولینیت)



شکل ۱ موقعیت گستره‌ی مورد بررسی، راه‌های دسترسی به منطقه و نقشه‌ی زمین‌شناسی و لیتولوژی‌های اصلی موجود در منطقه.



شکل ۲ الف و ب فنوکریست خود شکل آنالسیم و در داخل آن فنوکریست پلاژیوکلاز پ- پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی در داخل فنوکریست پلاژیوکلاز بدون تجزیه شدگی ت- فنوکریست‌های خود شکل کلینوپیروکسن ث- درشت بلورهای سانیدین ح- پر شدن حفره‌ها با پره‌نیت.

کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب اوژیت تا تیتان اوژیت‌اند و حدود ۱۰ درصد حجم سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اندازه‌ی فنوکریست‌های شکل‌دار آن به ۵ میلی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۲ ت). در برخی از مقاطع، بلورهای آنالسیم پیرامون پلاژیوکلازهای تجزیه شده را پوشانده‌اند (شکل ۲ الف). در بعضی از نمونه‌ها درشت بلورهای سانیدین نیز دیده می‌شوند (شکل ۲ ث). از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کدر، بیوتیت و آپاتیت اشاره کرد. حفره‌های این سنگ که در نتیجه خروج گاز و مواد فرار ایجاد شده‌اند به صورت‌های گوناگون وجود دارند. تعدادی از آن‌ها پر نشده‌اند و تعدادی با کلسیت، کلریت و پرهینت پر شده‌اند و بافت بادامی را به وجود گرفته‌اند (شکل ۲ ج). در مورد خاستگاه آنالسیم دو فرضیه اصلی وجود دارند: یکی خاستگاه اولیه آنالسیم و دیگری شبه ریخت جانیشینی از لوسیت [۱۵-۱۷] است. در سنگ‌های مورد بررسی به احتمال زیاد فنوکریست‌های آنالسیم به دلایل زیر اولیه و ناشی از تبلور مستقیم باید ماگما باشند: ۱- این آنالسیم‌ها شکل دارند. فرضیه دوم تبدیل لوسیت به آنالسیم با ۱۰ درصد افزایش حجم، و این سبب می‌شود تا در اطراف آنالسیم‌های ثانویه ترک‌هایی دیده شوند [۱۵] که این ترک‌ها در پیرامون آنالسیم‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی دیده نمی‌شوند. ۳- بنا بر اعتقاد [۱۸، ۱۹] تبدیل لوسیت به آنالسیم با غنی‌شدگی انتخابی Cs (گاهی تا بیش از ۹۰۰ ppm) همراه است. در حالی که غلظت Cs در سنگ‌های مورد بررسی به طور متوسط ۵/۸ ppm است.

ژئوشیمی

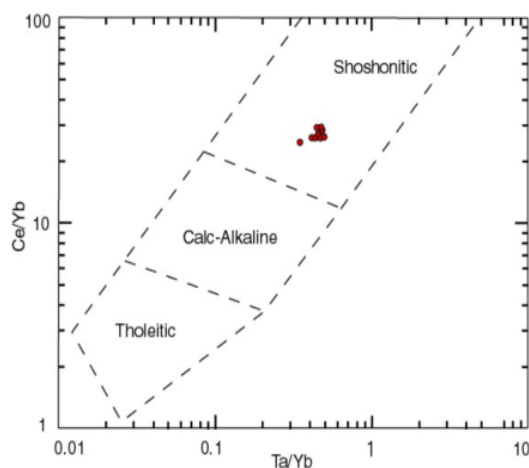
نتایج آنالیز شیمیایی نمونه سنگ‌های منطقه در جدول (۱) ارائه شده‌اند. میزان SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی شمالغرب بزقوش نسبتاً یکنواخت بوده و در حد بین ۵۳-۵۶ (wt%) است. در این سنگ‌ها میزان قلیایی‌ها بالاست ($\text{wt}\% > 9$). برای رده‌بندی سنگ‌ها از نمودار [۲۰] استفاده شد و نمونه‌های آنالیز شده در گستره‌ی تراکی آندزیت و فنولیت تفریتی قرار گرفتند (شکل ۳). با توجه به نسبت بالای Ce/Yb و نیز Ta/Yb این سنگ‌ها، در گستره‌ی شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴). به طور کلی ماگماهای اولیه که در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته‌ی فوقانی (الیوین + ارتوپیروکسن + گارنت + اسپینل) قرار دارند، باید دارای مقادیر $\text{Mg\#}$ یا عدد

منیزیم بالا (بیش از ۰/۷)، Ni بالا (بیش از ۱۴۰۰ ppm) و Cr بالا (بیش از ۱۵۰۰ ppm) و مقدار SiO_2 کمتر از ۵۰ درصد باشند. با این حال اگر ماگمای بازی به جای مشتق شدن از یک گوشته‌ی عادی از مناطقی با خاستگاه دگرنهادی مشتق شده باشد، این معیارها دیگر کاربردی نخواهند داشت [۲۲]. همچنین به تناسب افزایش شکل‌گیری ماگمایی از میزان $\text{Mg\#}$ آنها کاسته می‌شود. در سنگ‌های مورد بررسی مقدار SiO_2 ۵۴/۴ درصد است. همچنین $\text{Mg\#}$ پائین و کمتر از ۰/۴ است، مقدار Ni و Cr نیز به ترتیب کمتر از ۵ و ۷۸ ppm است. پس می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد بررسی جزء ماگماهای اولیه و در تعادل با گوشته‌ی فوقانی قرار نمی‌گیرد و بنابراین یا پس از تشکیل در گوشته‌ی عادی دستخوش شکل‌گیری ماگمایی شده و یا از ماگمایی هستند که از گوشته‌ی دگرنهادی مشتق شده‌اند. از نمودار Ta/Yb نسبت به Ta/Yb [۲۳] می‌توان به محیط زمین‌ساختی حاکم در منطقه پی‌برد. در این نمودار خطوط منقطع، گستره‌ی سنگ‌های شوشونیتی، آهکی-قلیایی و تولیتی را از هم جدا می‌کنند. قلمرو سنگ‌های جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای (ACM) روی نمودار مشخص شده است. نوار باریک گستره‌ی ترکیب‌های مختلف گوشته را نشان می‌دهد. نمونه‌های مورد نظر در گستره‌ی سنگ‌های شوشونیتی حاشیه-ی فعال قاره‌ای و قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. نحوه قرارگیری سنگ‌های مورد بررسی در این نمودار خطی و به موازات روند غنی‌شدگی گدازه‌های مناطق فرورانش است (شکل ۵). [۲۴] نشان دادند که برای تعیین موقعیت ژئودینامیکی سنگ‌های مافیک، التراپتاسی و شوشونیتی می‌توان از نمودار Nb نسبت به Zr [۲۵] استفاده کرد. در این نمودار (شکل ۶) گستره‌های فرورانش و کافتی از یکدیگر جدا شده‌اند سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی شمالغرب بزقوش در گستره‌ی کمان‌های ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند. کمان‌های (جزایر) اقیانوسی که در اثر فرورانش یک صفحه‌ی اقیانوسی به زیر صفحه‌ی دیگر مشخص می‌شوند، معمولاً دارای تمرکز پایین LILE, LREE و HFSE اند [۲۶]. سنگ‌های آذرین کمان-های اقیانوسی را می‌توان با استفاده از نمودارهای سه تایی $\text{TiO}_2/100 - \text{La} - \text{Hf} \times 10$ از سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های پس از برخورد جدا کرد. در این نمودار سنگ‌های

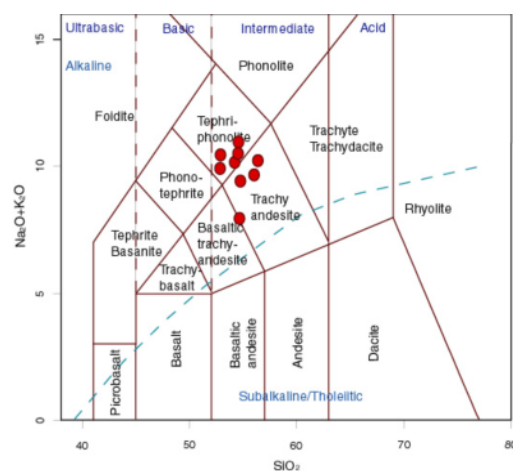
منطقه در گستره‌ی کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های پس از $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce/P_2O_5$ می‌توان استفاده کرد. با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۷). برای جدا کردن سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد از نمودار سه تایی پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۸).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه ی مورد بررسی به روش ICP-MS.

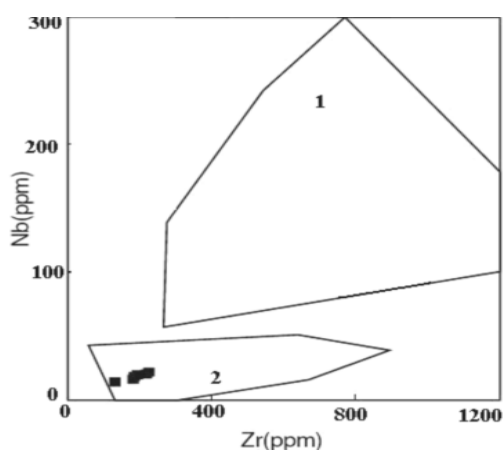
Sample	BAM2	BAM3	BAM7	BAM8	BM8	BM11	BM12	BM14	SO7
SiO ₂ (%wt)	۵۴٫۴	۵۲٫۶	۵۴٫۴	۵۴٫۴	۵۴٫۸	۵۳	۵۶٫۲	۵۵٫۷	۵۴٫۶
Al ₂ O ₃	۱۹٫۳	۱۸٫۶	۱۹٫۵	۱۸٫۶	۱۸٫۷	۱۷٫۸	۱۷٫۷	۱۸٫۹	۱۸٫۱
Fe ₂ O ₃	۵٫۴۹	۵٫۸۶	۵٫۱۶	۵٫۳۸	۵٫۱۲	۶٫۲۳	۵٫۰۸	۵٫۱۵	۶٫۲۷
CaO	۳٫۸۹	۳٫۳۴	۴٫۲۳	۳٫۴۹	۳٫۱۷	۳٫۶۷	۳٫۶۵	۴٫۱۱	۴٫۹۱
MgO	۱٫۹۲	۲٫۵۷	۱٫۶۲	۱٫۶۶	۱٫۷۷	۲٫۲۳	۲٫۲۶	۱٫۷۷	۲٫۷۹
Na ₂ O	۵٫۵۲	۵٫۳۹	۴٫۷۱	۵٫۲۳	۴٫۴۱	۴٫۹۲	۴٫۳۲	۵٫۵	۳٫۵۶
K ₂ O	۴٫۸۳	۴٫۶۸	۵٫۹	۵٫۸۲	۵٫۰۸	۵٫۶۵	۵٫۹۹	۴٫۳۹	۴٫۴۹
Ti ₂ O	۰٫۷۷	۰٫۸	۰٫۷۵	۰٫۸	۰٫۷۸	۰٫۹۳	۰٫۷۸	۰٫۷	۰٫۷۷
MnO	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۰۵	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۵
P ₂ O ₅	۰٫۵۵	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۶۵	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴
SrO	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۰۶
BaO	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱
Lol	۲٫۷۷	۴٫۰۵	۲٫۶۱	۲٫۷	۳٫۵۱	۲٫۵۷	۲٫۸۱	۲٫۶۸	۴٫۸۸
Total	۹۹٫۹	۹۸٫۷	۹۹٫۷	۹۸٫۹	۹۸	۹۸٫۱	۹۸٫۵	۹۹٫۶	۹۹٫۱
Ba (ppm)	۱۰۴۰	۹۳۹	۹۸۶	۹۴۹	۸۹۰	۱۱۵۰	۱۰۳۵	۹۹۱	۶۰۵
Ce	۶۷٫۵	۶۳٫۸	۶۶٫۹	۶۹٫۳	۶۸٫۲	۷۰٫۲	۷۲٫۳	۶۴٫۵	۵۰٫۶
Co	۱۸	۱۶٫۴	۱۹	۱۵٫۹	۱۴٫۳	۱۸٫۵	۱۱٫۷	۱۶٫۶	۱۸٫۶
Cr	۱۰>	۱۰	۱۰>	۱۰>	۱۰	۱۰	۱۰>	۱۰>	۲۰
Cs	۶٫۷۷	۱۸٫۸	۵٫۵۶	۱۹٫۹	۳٫۶	۶٫۵۲	۵٫۶۲	۵٫۷۶	۱٫۳۵
Cu	۱۳۸	۱۳۱	۷۹	۱۲۴	۱۰۲	۱۷۹	۱۲۸	۱۱۶	۲۳۳
Dy	۴٫۴۲	۴٫۰۹	۴٫۲۵	۴٫۵۱	۴٫۴۲	۴٫۹۱	۴٫۲۴	۳٫۸۳	۳٫۷۳
Er	۲٫۴۷	۲٫۴۱	۲٫۴۹	۲٫۶۳	۲٫۶۱	۲٫۸۶	۲٫۵۷	۲٫۳۲	۲٫۱۱
Eu	۱٫۴۹	۱٫۴۱	۱٫۵۳	۱٫۴۵	۱٫۵۴	۱٫۶۹	۱٫۳۴	۱٫۴۵	۱٫۲۳
Ga	۱۹٫۵	۱۹٫۲	۲۰٫۳	۱۹٫۲	۱۹٫۱	۱۸٫۴	۱۸٫۱	۱۹٫۲	۱۶
Gd	۵٫۵۷	۵٫۳۱	۵٫۴۵	۵٫۷۷	۵٫۵۷	۶٫۲۳	۵٫۴۷	۵٫۰۷	۴٫۵
Hf	۴٫۶	۴٫۴	۴٫۵	۵٫۲	۵	۴٫۹	۵٫۶	۴٫۷	۳٫۳
Ho	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۸۵	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۹۹	۰٫۸۵	۰٫۷۴	۰٫۶۱
La	۳۶٫۶	۳۴٫۶	۳۶٫۵	۳۷٫۳	۳۶٫۹	۳۷٫۷	۳۹٫۴	۳۴٫۸	۳۶٫۹
Lu	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۳۹	۰٫۴	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۳۹	۰٫۳۵	۰٫۲۳
Mo	۲	۲	۲	۳	۲	۳	۳	۲	۲>
Nb	۱۶٫۸	۱۵٫۳	۱۶٫۶	۱۸٫۶	۱۷٫۳	۱۶٫۹	۱۹٫۹	۱۶٫۳	۱۲٫۴
Nd	۳۰٫۵	۲۸٫۹	۳۰٫۲	۳۱٫۱	۳۰٫۵	۳۲٫۵	۳۱٫۷	۲۷٫۴	۲۲٫۵
Ni	۶	۶	۵>	۵>	۵>	۹	۵>	۵>	۵
Pb	۲۵	۲۳	۳۱	۲۲	۲۳	۳۶	۲۶	۲۵	۱۱
Pr	۸٫۰۹	۷٫۷۳	۸٫۱۲	۸٫۲۱	۸٫۱۹	۸٫۵۴	۸٫۴۹	۷٫۳	۵٫۹
Rb	۶۵٫۳	۱۰۹	۱۷۱	۱۰۲	۸۰	۸۸٫۷	۱۵۸	۸۶٫۳	۱۳۳
Sm	۵٫۶۸	۵٫۵۳	۵٫۷۲	۶	۵٫۸۱	۶٫۳۷	۶٫۱۲	۵٫۲۵	۴٫۹۳
Sr	۸۳۳	۶۱۷	۹۰۶	۶۲۰	۵۲۶	۶۹۷	۵۵۹	۸۱۲	۵۵۳
Ta	۱٫۱	۱	۱٫۱	۱٫۲	۱٫۱	۱	۱٫۲	۱	۰٫۷
Tb	۰٫۷۴	۰٫۶۸	۰٫۷۱	۰٫۷۶	۰٫۷۲	۰٫۸۳	۰٫۷۴	۰٫۶۶	۰٫۶۶
Th	۹٫۷۱	۹٫۵۲	۱۰٫۱	۱۰٫۷	۱۰٫۲	۹٫۸	۱۱٫۳	۹٫۷۹	۶٫۵۹
U	۳٫۳۱	۳٫۰۳	۳٫۳۷	۳٫۵۱	۳٫۹۹	۳٫۴۴	۳٫۱۱	۲٫۸۳	۲٫۰۹
V	۱۱۸	۱۳۳	۱۰۶	۱۰۷	۱۱۸	۱۴۴	۹۳	۱۰۹	۱۳۷
W	۸۲	۷۳	۸۹	۶۷	۵۲	۶۹	۴۳	۶۳	۴۴
Y	۲۲٫۲	۲۱٫۴	۲۲٫۴	۲۲٫۹	۲۳٫۲	۲۴٫۸	۲۳٫۷	۲۰٫۹	۱۹٫۷
Yb	۲٫۴۳	۲٫۴۲	۲٫۵	۲٫۵۹	۲٫۶۱	۲٫۸۴	۲٫۶۴	۲٫۲۵	۲٫۰۳
Zn	۷۷	۷۳	۷۸	۷۶	۷۰	۸۷	۸۶	۷۸	۸۹
Zr	۱۸۷	۱۸۲	۱۹۲	۲۱۷	۲۰۸	۲۰۳	۲۲۲	۱۸۵	۱۳۱
Mg#	۰٫۲۶	۰٫۳	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲	۰٫۲۶	۰٫۳۱



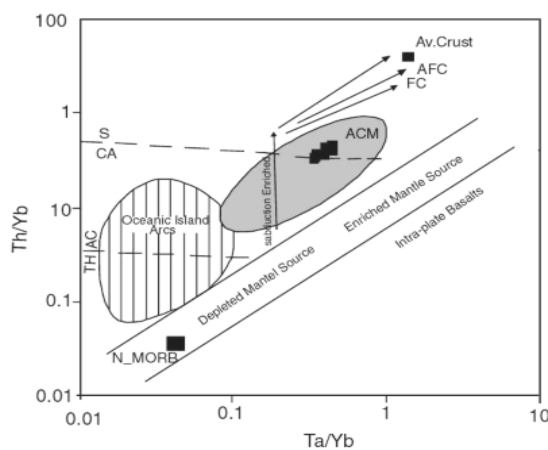
شکل ۴ تعیین سری ماگمایی با استفاده از عناصر کمیاب Ta/Yb استفاده از نسبت به [Ce/Yb]۲۱.



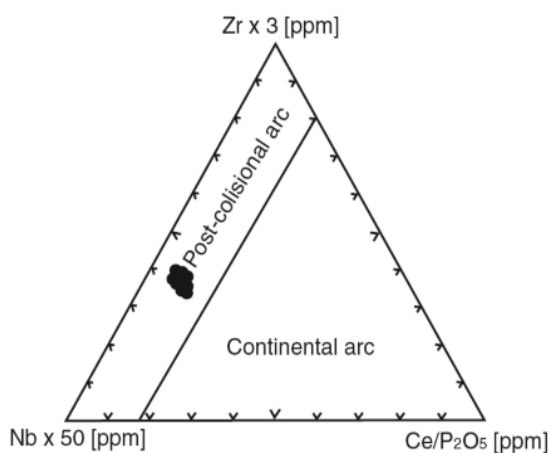
شکل ۳ رده بندی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب بزقوش با مجموع مواد قلیایی نسبت به سیلیس [۲۰].



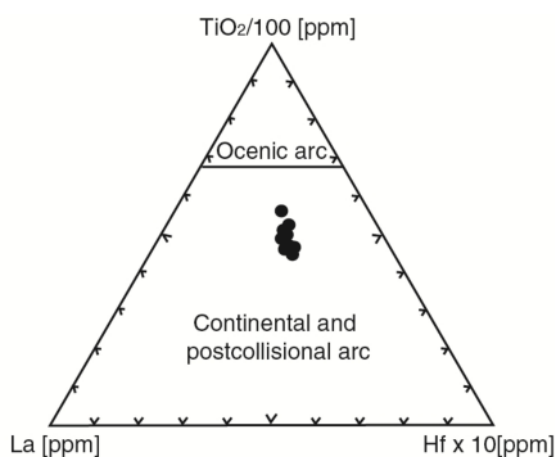
شکل ۶ نمودار Zr نسبت به Nb به منظور تعیین محیط زمین ساختی [۲۵].



شکل ۵ نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۲۳]



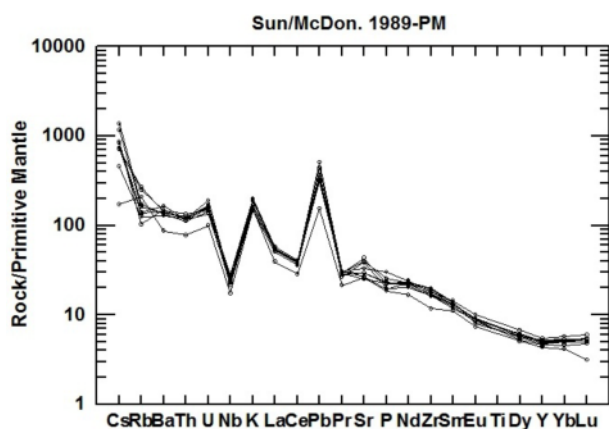
شکل ۸ نمودار سه تایی $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce/P_2O_5$ برای جدا کردن کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد [۲۶].



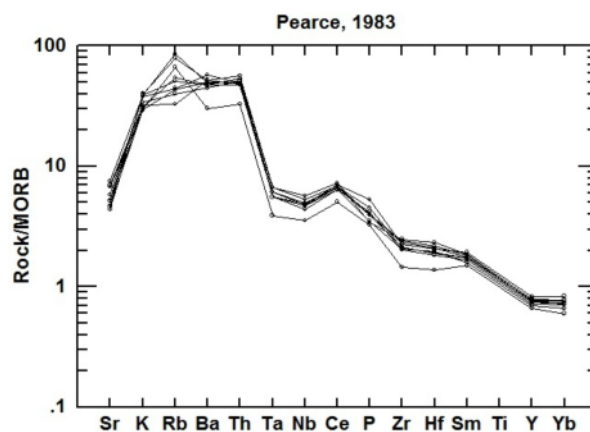
شکل ۷ نمودار سه تایی $TiO_2/100 - La - Hf \times 10$ برای جدا کردن کمان‌های اقیانوسی از کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های پس از برخورد [۲۶].

[۲۷]. ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آتشفشانی در مناطق فرورانش معمولاً از گوه گوشتی، شاره‌های و ماگماهای آبدار مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو ریشه می‌گیرند [۱]. نسبت بالای Ba/Th اشاره به تأثیر رسوب‌های در ژنز ماگما دارد [۳۴]. در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی نیز نسبت K_2O تقریباً ثابت و زیاد است و نسبت Ba/Th در نمونه‌ها بالاست. هنگامی که پوشش رسوبی روی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده ذوب می‌شود، عناصر Sr, Ba از شاره‌های مشتق شده از رسوب‌های آبدار و پوسته‌ی اقیانوسی منتقل شده و ماگماهایی با Sr, Ba بالا تولید می‌کنند [۳۴]. برای محاسبه‌ی میزان ذوب بخشی در این گوه‌ی اقیانوسی از نمودار La/Sm نسبت به La از [۳۵] استفاده می‌کنیم (شکل ۱۱). از مقایسه‌ی ترکیب گدازه‌ها با ترکیب ماگماهای ریشه‌گرفته از ذوب لرزولیت‌های اسپینل یا گارنت‌دار، می‌توان به درجه‌ی ذوب بخشی و ماهیت گوشتی خاستگاه آن‌ها پی برد. نمونه‌های مورد بررسی از نظر فراوانی عناصر Sm, La ترکیب مشابهی با ماگماهای مشتق شده از گوشتی غنی شده را دارند و روی روند همخوان با حدود ۴ تا ۶ درصد ذوب بخشی گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند. برای اثبات ریشه گرفتن ماگماهای سنگ‌های مورد بررسی از گوشتی غنی شده، از نمودارهای [۳۶] Zr/Y نسبت به Zr استفاده شد که تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی گوشتی غنی شده و قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲).

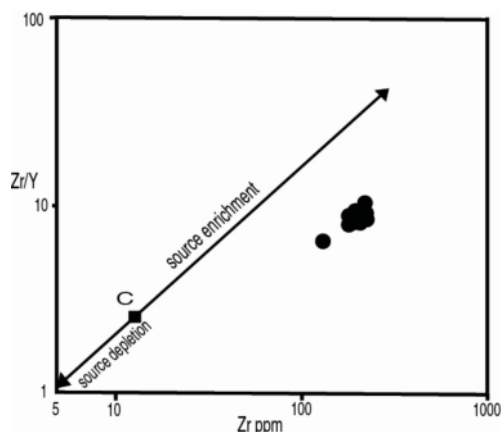
الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشتی اولیه و MORB نشان می‌دهد که از LILE (مانند Ba, Th) و LREE نسبت به HREE و HFSE غنی شده‌اند و بیهنجاری‌های منفی Nb, Ti نشان‌دهنده تأثیر آلیش پوسته‌ای در آنهاست (شکل‌های ۹ و ۱۰). در این نمودارها عناصر Cs, U, K, Rb, Ba, Th غنی شدگی نشان می‌دهند. در حالیکه، عناصری مانند Ta, Nb نشان دهنده‌ی تهی شدگی هستند. غنی شدگی Ba, Pb در نمونه‌های بهنجار شده به گوشتی اولیه درگیری لیتوسفر زیر قاره‌ای در خاستگاه ماگما را نشان می‌دهد [۲۷]. نمونه‌ها نیز به طور مشخصی غنی‌شدگی از عناصر LILE (مثلاً Ba, U) و تهی شدگی از عناصر HFSE (مثلاً Nb) را نشان می‌دهند. این تهی شدگی‌ها و غنی شدگی‌ها مشابه با روندهای مشاهده شده در مورد پوسته‌ی قاره‌ای است [۲۸]. از طرف دیگر، غنی‌شدگی عناصر ناسازگار K و Rb و بیهنجاری منفی Nb, Ti در این سنگ‌ها بیشتر با ماگماهای حاصل از پوسته‌ی زیرین سازگار است [۲۹]. بیهنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است [۳۰-۳۲]. غلظت (Eu, Sr, Ba, K) (LILE Rb, Cs) تابعی از چگونگی رفتار شاره است در حالی که غلظت عناصر HFSE (Nb, Ti, Zr, Y, Th, La, Ce) به وسیله‌ی شیمی سنگ خاستگاه کنترل می‌شود و با در نظر گرفتن تحرک عناصر LILE و تمرکز آن‌ها در پوسته‌ی قاره‌ای، غلظت آن‌ها در ماگمای خاستگاه نشانگر آلیش پوسته‌ایست



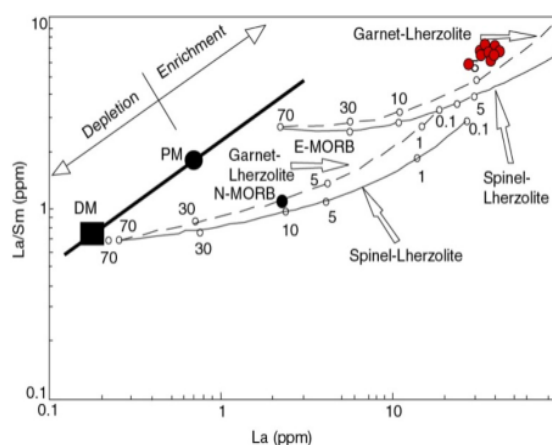
شکل ۱۰ روندهای الگوهای عناصر REE در نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به گوشتی اولیه بهنجار شده‌اند [۳۳].



شکل ۹ روندهای الگوهای عناصر REE در نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به MORB بهنجار شده‌اند [۲۳].



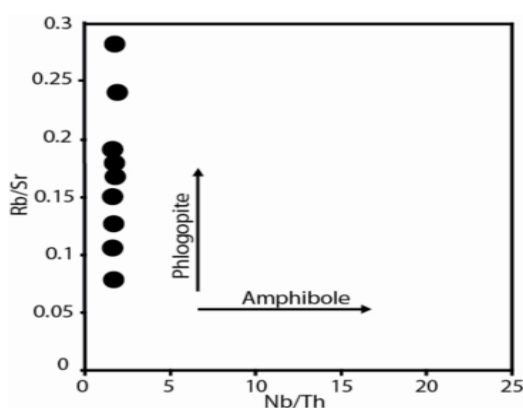
شکل ۱۲ نمودار Zr/Y نسبت به Zr برای متمایز کردن گوشته غنی از گوشته‌تهی شده [۳۶].



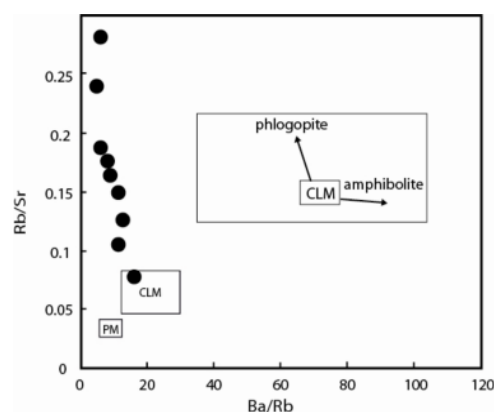
شکل ۱۱ نمودار La/Sm نسبت به La به منظور محاسبه‌ی میزان شده ذوب بخشی [۳۵].

منطقه‌ی مورد بررسی، از نمودارهای نسبت عناصر Rb/Sr نسبت به Ba/Rb استفاده شد (شکل ۱۳). در شکل محل قرارگیری گوشته‌ی اولیه و گوشته‌ی لیتوسفر قاره‌ای (CLM) و مسیر تغییرات نسبت Rb/Sr و Ba/Rb که نشان دهنده‌ی فاز فلوگوپیت و آمفیبول در خاستگاه است، نیز رسم شده است. در نمودار [۴۳] از نسبت عناصر Rb/Sr نسبت به Nb/Th استفاده شده است که روند تغییرات مشاهده شده‌ی حضور فاز فلوگوپیت را در خاستگاه نشان می‌دهد (شکل ۱۴). بنابراین نمودارها، در محل خاستگاه نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی، تنها فاز فلوگوپیت حضور دارد و نسبت پایین Ba/Rb و Nb/Th نشان دهنده‌ی عدم حضور فاز آمفیبول در مکان خاستگاه است. حال با توجه به مشخص شدن تعادل ماگمای تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های منطقه با یک خاستگاه حاوی فلوگوپیت، می‌توان از این پارامترها برای تشخیص فشار حین شکل‌گیری ماگما و در نتیجه عمق تشکیل آن بهره گرفت. آزمایش‌های انجام شده برای تجربی جهت تعیین گستره پایداری مجموعه‌های حاوی فلوگوپیت، نشان دهنده، پایداری این فاز در فشارهای نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ کیلوبار، یعنی اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتر است [۴۶-۴۹]. با توجه به آنچه گفته شد، ماگمای خاستگاه سنگ‌های منطقه احتمالاً از اعماق ۹۰ - ۱۰۰ کیلومتر از یک گوشته‌ی گارنت لِرزولیتی شکل‌گرفته است. تشکیل ماگمای قلیایی در اثر درجه‌های پایین ذوب-بخشی، بیانگر مقادیر بالای کشش در این منطقه بوده است که این موضوع با طبیعت ماگماتیزم پس از برخورد این نمونه‌ها کاملاً سازگار است.

[۳۷] معتقد است که زون انتقال بین اسپینل لرزولیت به گارنت لرزولیت در عمق بین ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری است و برخی دیگر اعتقاد دارند که این زون در عمق ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته‌ی فوقانی قرار دارد [۳۸، ۳۹]. با توجه به اینکه این نمودار نشان دهنده‌ی حضور گارنت و عدم حضور اسپینل در خاستگاه سنگ‌های منطقه است، می‌توان حداقل عمق ریشه-گیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها را از اعماق بیشتر از ۸۰ کیلومتر دانست. بررسی‌های انجام شده توسط [۴۰، ۴۱] روی بازالت‌های جزایر اقیانوسی نشان داده‌اند که آمفیبول و یا فلوگوپیت می‌تواند به عنوان چشمه‌ای برای تولید گدازه‌های قلیایی عمل کنند [۴۲]. بررسی برخی منابع حاوی آمفیبول و فلوگوپیت نشان دهنده‌ی عملکرد دگرته‌ی غنی از شاره‌ها و بخارهای پیش از ذوب این فازهاست و در برخی مواقع سرچشمه‌ی غنی از آمفیبول بازتاب دهنده‌ی دگرته‌ی کربناتی است، در حالی که فراوانی فلوگوپیت مقادیر نسبتاً بالاتر H_2O/CO_2 در عامل دگرته‌کننده را نشان می‌دهد [۴۳]. Ba و Rb در ترکیب فلوگوپیت سازگارند [۴۴] در حالی که Ba ، Sr ، Rb دارای سازگاری متوسطی در آمفیبول هستند [۴۵، ۴۴]. از این ویژگی‌ها می‌توان برای تشخیص حضور و یا عدم حضور این فازها در خاستگاه استفاده کرد. ماگماهای در حال تعادل با فلوگوپیت دارای مقادیر بالایی از نسبت Rb/Sr و مقادیر کمتر Ba/Rb نسبت به ماگماهای تشکیل شده از خاستگاه آمفیبول دارند، همچنین ماگماهای ریشه گرفته از یک خاستگاه آمفیبول‌دار حاوی مقادیر بسیار زیادی از Ba و نسبت بالای Ba/Rb هستند [۴۳]. به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور فازهای آمفیبول و فلوگوپیت در خاستگاه ماگمای



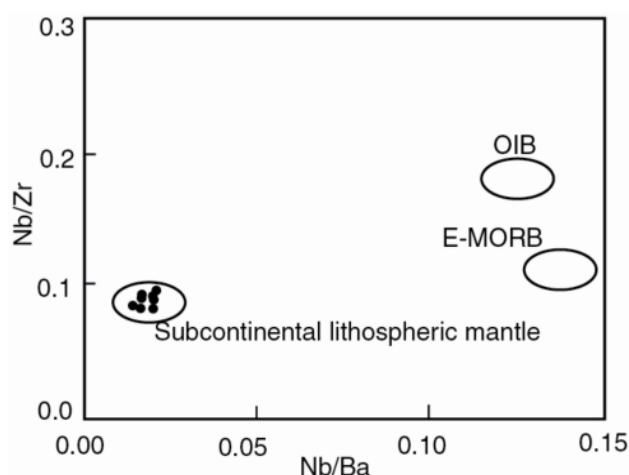
شکل ۱۴ نمودار Rb/Sr نسبت به Nb/Th برای مشخص کردن حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در خاستگاه [۴۳].



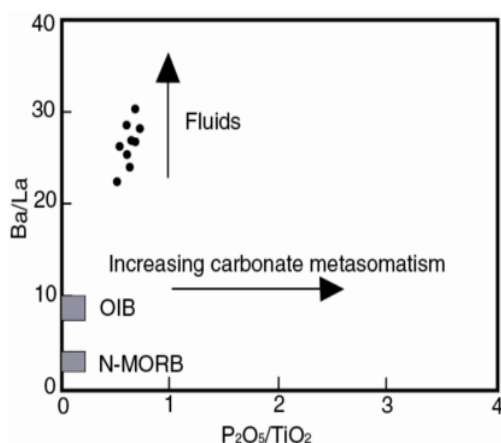
شکل ۱۳ نمودار Ba/Rb نسبت به Rb/Sr برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در خاستگاه [۴۳].

و تا دوره ائوسن و حتی کواترنری نیز ادامه یافته است. گوشته-ی لیتوسفری که به وسیله شاره‌های دگرنهاد شده است از فرورانش ورقه نئوتتیس در طول کرتاسه میانی تا بالایی در بخش شمالی زون سندج-سیرجان به وجود آمده است [۶۴]. با ورود این ورقه‌ی اقیانوسی به گوشته و کشیده شدن آن به اعماق باعث شده است که شاره‌های غنی از آب و مواد فرار که حاوی عناصر ناسازگار فراوانند آزاد شده و باعث دگرنهادی گوشته‌ی لیتوسفری بالایی خود شده‌اند. همچنین یک بیهنجاری گرمایی در عمق ۳۸-۱۱۰ کیلومتری شمال غرب کشور دیده می‌شود [۶۵]، که باعث شده است شاره‌های غنی از آب آزاد شده به سطح بالاتر گوشته‌ی لیتوسفری انتقال یابند و موجب دگرنهادی گوشته شوند و یک گوشته‌ی غنی از فلوگوپیت را ایجاد کند. برخورد این صفحات باهم باعث ضخیم شدگی پوسته در ایران مرکزی شده و این ضخیم شدگی پوسته موجب بالا رفتن منحنی زمین گرمایی در منطقه شده است. سرانجام وجود یک فاز کششی پس از برخورد و عملکرد سیستم گسلی منطقه بزقوش باعث ذوب بخشی کم گوشته‌ی غنی از فلوگوپیت شده است. چون فلوگوپیت می‌تواند مقادیر بسیار زیادی از عناصر ناسازگار را در خود جمع کند، ذوب این گوشته غنی از فلوگوپیت، ماگمایی تولید می‌کند که غنی از پتاسیم، اشباع تا تحت اشباع از سیلیس و حاوی مقادیر بسیار زیادی از عناصر LILE است که این ماگما پس از سرد شدن سنگ‌های پتاسی منطقه را ایجاد کرده است و سرانجام فاز پیرنه در اوایل الیگوسن، منطقه‌ی مورد نظر را چین داده و زمین ریختی کنونی منطقه را به وجود آورده است.

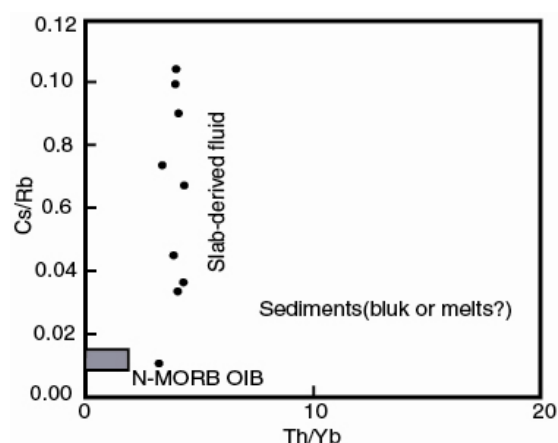
در نمودار ۱۵ نسبت Nb/Zr نسبت به Nb/Ba نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای به وجود آمده‌اند [۵۰]. [۵۱] با استفاده از نمودار ۱۶ مشخص شد که ماگمای حاصل از شاره‌های جدا شده از ورقه‌ی فرو رونده، دارای نسبت بالاتری از Cs/Rb اند. غنی شدگی نسبتا شدید Cs همراه با Rb در سنگ‌های منطقه به دلیل تاثیر شاره‌های غنی از H₂O جدا شده از ورقه‌ی فرو رونده است [۵۱-۵۳]. در این نمودار نیز روند شاره‌های جدا شده از ورقه فرو رونده مشاهده می‌شود. بالا بودن میزان Ba/La با میزان بالای Ba در سنگ‌های منطقه ممکن است به دلیل غنی شدگی در اثر سیالات تفریق یافته از ورقه فرو رونده یا ماگما باشد (شکل ۱۷) [۵۴]. [۵۵] مقدار زیاد Ba را به حضور فلوگوپیت در خاستگاه گوشته نسبت داد. آزمایش‌های تجربی نشان می‌دهند که ماگماهای شوشونیتی می‌توانند در اثر ذوب وافشاری^۱ از خاستگاه گوشته‌ی دارای لرزولیت فلوگوپیت + پاراگاسیت جدا شدند [۵۶]. ماگماهای گوشته‌ی کربناتی می‌توانند P₂O₅ را از ورقه‌ی فرو رونده که دارای مقادیر بالایی از P است هضم و انتقال دهند [۵۷-۶۰] و نسبت بالای P₂O₅/TiO₂ در سنگ می‌تواند بیانگر خاستگاه دگرنهادی شدید کربناتی در گوشته باشد، در صورتی که میزان بالای Ba/La اشاره به دگرنهادی ناشی از شاره‌های آبدار جدا شده از ورقه‌ی فرو رونده است [۵۴]. باز شدن دریای سرخ و خلیج عدن باعث همگرایی مایل بین صفحه‌ی عربی و خرده صفحه‌ی ایران و بسته شدن کامل نئوتتیس شده است [۶۱-۶۳]. فعالیت‌های ماگمایی در کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) در کرتاسه پسین شروع شده



شکل ۱۵ نمودار Nb/Zr نسبت به Nb/Ba نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای به وجود آمده‌اند [۵۰].



شکل ۱۷ نمودار Ba/La نسبت به P_2O_5/TiO_2 نشان می‌دهد که ماگما از خاستگاه شاره‌ها ایجاد شده است [۵۴].



شکل ۱۶ نمودار Cs/Rb نسبت به Th/Yb نشان می‌دهد که ماگما از شاره‌های جدایشی از ورقه‌ی فرو رونده ایجاد شده است [۵۱].

برداشت

جدایی است. همچنین مقایسه این نمودارها و الگوی تغییرات REE سنگ‌های منطقه با سنگ‌ها محیط‌های وابسته به کافت و محیط‌های فرورانش، یک محیط وابسته به فرورانش را برای سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد. غنی‌شدگی سنگ‌های مورد بررسی از عناصر ناسازگار مانند Ba, U, K, Rb می‌تواند ناشی از دگرنهادی گوشته و یا آلاش پوسته‌ای باشد. با وجود بیهنجاری منفی Nb, Ta و Ti در نمونه‌های مورد بررسی با در نظر گرفتن فرورانش احتمالی در منطقه‌ی (فرورانش نئوتتیس)، به احتمال زیاد غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار نتیجه تاثیر فرورانش بر منابع گوشته است. از نظر زمین ساختی سنگ‌های

سنگ‌های آتشفشانی شمالغرب بزقوش شامل تراکی‌آندزیت - فوئیددار، آندزیت است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های یادشده از لحاظ سری ماگمایی جزء سری شوشونیتی قرار می‌گیرند. پایین بودن مقدار کرم، نیکل و عدد منیزیم (Mg#) این سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های این منطقه از گوشته‌ی اولیه مشتق نشده‌اند و با توجه به نمودارهای ارائه شده از یک گوشته‌ی غنی‌شده در اثر دگرنهادی گوشته‌ای ریشه گرفته‌اند. موازی بودن الگوی تغییرات عناصر REE در منطقه، نشان از وابسته بودن این سنگ‌ها به تبلور

- [9] Duggen S., Hoernle K., Van Den Bogaard P., Garbe-Schoenberg D., "Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere.", *J. Petrol.* 46, (2005) 1155–1201
- [10] Comin-Chiaramonti P., Meriani S., Mosca R., Sinigoi S., "On the occurrence of analcime in the northeastern Azerbaijan volcanics (northwestern Iran).", (1979)
- [11] Lescuyer J. L., Riou R., "Geologie de la region de Mianeh (Azerbaijan): contribution a l'etude du volcanisme tertiaire de l'Iran. These 3 cycle", Grenoble, France (1976).
- [12] Riou R., Dupuy C., Dostal J., "Geochemistry of coexisting alkaline and calcalkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (N.W. Iran): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*", 11, (1981) 253-275.
- [13] Didon G., Gemain Y. M., Le Sabalan, "Vplcan Plio-Quaternaire de l'Azerbaijan Oriental (Iran): Etude geologique et petrographique de l'edifice et de son environnement regional. These 3 cycle", Grenoble, France (1976).
- [14] Pearce T.H., "Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? Discussion. *American Mineralogist*.", *Mineral.* 78, (1993) 225-229.
- [15] Karlsson H. R., Clayton R. N., "Analcime phenocrysts in igneous rocks. *Genesis and Evolution* (ed. K. Bell)", Unwin Hyman, London, (1991) pp 70-88.
- [16] O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum I.S., "Complex zoning and resorption of phenocrysts in mixed potassic mafic magmas of the Highwood Mountains province", *Montana. American Mineralogist.* 73, (1988) 1007-1024.
- [17] Luhr J. F., Kyser T. K., "Primary igneous analcime: the Colombia minettes.", *American Mineralogist*, 74, (1989) 219-223.
- [18] Keith T. E. C., Thompson J. M., Mays R. E., "Selective concentration of cesium in analcime during hydrothermal alteration, Yellowstone national Park. Wyoming", *Geochemical ET Cosmochimica Acta*, 47 (1983) pp 495-804.

منطقه‌ی مورد بررسی به محیط قوس آتشفشانی پس از برخوردند.

قدردانی

از آقای دکتر مودن به خاطر ارائه راهنمایی‌ها و نقطه نظرات ارزنده در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را داریم.

مراجع

- [1] Pearce J. A., Peate D. W., "Tectonic implications of the composition of Volcanic arc Magmas.", *Ann. Rev. Earth plan. Sci.* 23: (1995) 251-282.
- [2] Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F., "Mantle and slab contributions in arc magmas. *Ann.*", *Rev. Earth Sci.* 21, (1993) 175–204.
- [3] Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., van Calsteren P., Deng W., "Postcollision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts.", *J. Petrol.* 37, (1996) 45–71.
- [4] Benito R., Lopez-Ruiz J., Cebria J.M., Hertogen J., Doblas M., Oyarzun R., Demaiffe D., "Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the High-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*" 46, (1999) 733–802.
- [5] Turner S., Platt J.P., George R.M.M., Kelley S.P., Pearson D.G., Nowell G.M., "Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain", SE Spain. *J. Petrol.* 40, (1999) 1011–1036.
- [6] Wilson M., Downes H., "Tertiary–Quaternary extension- related alkaline magmatism in Western and Central Europe.", *J. Petrol.* 32, (1991) 811–849.
- [7] Granet M., Wilson M., Achauer U., "Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central.", *Earth Planet. Sci. Lett.* 136, (1995) 281–296.
- [8] Hoernle K., Zhang Y.S., Graham D., "Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western central Europe.", *Nature* 374, (1995) 34–39.

- Crust, Treatise on Geochemistry, Elsevier, (2003) 1–64.
- [29] Chappell B. W, A. J. R. White, "*Restite enclaves and the restite model*", In : J. Didier, B. Barbarin, (Eds.), *Enclaves and granite Petrology*, Elsevier Science Publisher B. V, Amsterdam (1991) 375 - 381
- [30] Saunders A.D., Storey M., Kent R.W., Norry M.J., "*Consequences of plume–lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-up.*", Geological Society London Special Publication, 68, (1992) pp. 41–60.
- [31] Kent R., "*Continental and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava, R. K., Canada, R. (Eds.), magmatism in Relation to Diverse Tectonic setting*", A. A. Balkema, Rotterdam, (1995) PP 17–42.
- [32] Nagudi N., Koberl ch., Kurat G., "*Petrography and Geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin*", Journal of African earth Sciences, 36 (2003). PP. 1–14.
- [33] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins.*", Geological Society of London Special Publication, vol. 42, (1989) pp. 313–345.
- [34] Morta D., Aguirre L., "*Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29, 20–305)*", Chile: geochemistry and petrogenesis. J. South Amer. Earth Science, 16 (2003) 459–476.
- [35] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., "*Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*", J. Volcanology and Geothermal Research. 102, (2000) 67–95.
- [36] Pearce J. A., Norry M. J., "*Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rock. Contributions to Mineralogy and Petrology.*", Vol 69 (1979), Pp 33–47.
- [37] Ellam R. M., "*Lithospheric as a control on basalt geochemistry.*", Geology 20, (1992) 153–156.
- [19] Prelevic D., foley S. F., Lvetkonic V, Romer R. L., "*The analcime problem and its impact on the geochemistry of ultra potassic rocks from Serbia*", Mineralogical Magazine, Vol 68(4), (2004). PP. 633–648.
- [20] Le Bas M.J., Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "*A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram.*", Journal of Petrology 27, (1986) 745–750.
- [21] Pearce J. A., "*Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*", Chichester: Wiley. ed. RS Thorpe, (1982) pp 525–48.
- [22] Wilson M., "*Igneous petrogenesis a global tectonic approach Unwin Hyman*", London (1989).
- [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.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, (1983) pp. 230–249.
- [24] Lin P N., Stern R J., Blomar S. H., "*Shoshonitic volcanism in the northern Marian arc, LILE and REE abundances evidence for the source of incompatible elements in intra oceanic arc*", Journal of Geophysical Research. 94. (1989) 4497 - 4514.
- [25] Thompson R. N., Fowler M. B., "*Subduction related shoshonitic and ultra potassic magmatism. A study of siluro – Ordovician syenites, from the Scottish Caledhids*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 94, (1986) 501–522.
- [26] Muller D., Rock N.M.S., Groves D. I., "*Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. Mineralogy and Petrology*", 46 (1992) pp 259–289.
- [27] Borisova A. Y., Belyasky B. V., Portnyagin M. V., Sushchevskaya N. M., "*Petrogenesis of olivine – phryic basalts from the Aphanasey Nikitin rise: Evidence for contamination by cratonic lower continental crust.*", Journal of Petrology. Vol. 42. Num. 2. (2001) PP. 277–316.
- [28] Rudnick R. L., S. Gao, "*Composition of the continental crust. In: R. L. Rudnick, (Ed.)*", The

- rifted continental plate. In: Kampunzu, A. B., Lubala, R. T. – Eds.*, Magmatism in Extensional Structural Setting: the Phanerozoic African Plate Springer, Berlin, (1991) pp. 23-27.
- [49] Sato K., Katsura Ito E., "Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 Gpa: implications for mantle metasomatism.", *Earth and Planetary Science Letters* 164, (1997) 511-526.
- [50] Hooper P.R., Hawkesworth C.J., "Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalts.", *Journal of Petrology*, 34, (1993) 1203– 1246.
- [51] Sun C.-H., Stern R., "Genesis of Mariana shoshonites: contribution of the subduction component.", *Journal of Geophysical Research* 106, (2001) 589– 608.
- [52] Altherr R., Henes-Klaiber U., Hegner E., Satir M., Langer C., "Plutonism in the Variscan odenwald (Germany): from subduction to collision.", *International Journal of Earth Sciences* 88, (1999) 422– 443.
- [53] Melzer S., Wunder B., "Island-arc basalt alkali ratios: constraints from phengite-fluid partitioning experiments.", *Geology* 28, (2000) 583– 586.
- [54] Andersson U.B., Eklund O., Frojdo S., Konopelko D., "1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian Shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment", *Lithos* 86 (2006) 110–136.
- [55] O'Brien H.E., Irving A.J., McCallum I.S., Thirlwall M.F., "Strontium, neodymium, and lead isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle.", *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, (1995) 4539– 4556.
- [56] Conceic R.V., Green D.H., "Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite", *Lithos* 72 (2004) 209– 229.
- [57] Green D.H., Wallace M.R., "Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts.", *Nature* 336, (1988) 459– 462.
- [38] Frey F. A., Garcian M. O., Wise W. S., Kennedy A., Gurriet P. A., Albarede F., "the evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of theoleiitic and alkalic basalts.", *Journal of Geophysical Research* 96, (1991) 14347-14375.
- [39] McKenzie D. P. O'Nions R. K., "Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentration", *Petrology*, 32, (1991) 1021-1091.
- [40] Sun S. S., Hanson G. N., "Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt", *Geology* 3, (1945) 297-302.
- [41] Clague D. A., Frey F. A., "Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii", *Petrology* 23, (1982) 447-504.
- [42] Class C., Goldstein S.L., "Plume–lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy.", *Earth and Planetary Science Letters* 150, (1997) 245– 260.
- [43] Furman T., Graham D., "Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province.", *Lithos* 48 (1999) 237-262.
- [44] LaTourette, T., Hervig R.L., Holloway J.R., "Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt.", *Earth and Planetary Science Letters* 135 (1995), 13–30.
- [45] Adam J.H., Green T. H., Sie S.H., "Proton microprobe determined Partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chemical Geology*.", 109, (1993) 29-49.
- [46] Olsson M.J., Elggler D.H., "phase relations of amphibole, amphibole carbonate and phlogopite- carbonate peridotite: petrological constraints on the asthenosphere", *Earth and Planetary Science Letters* 64(1983) 305-315.
- [47] Wallace M. E., Green D. H., "An experimental determination of primary carbonatite composition.", *Nature* 335. (1988) 343-345.
- [48] Loyd F. E., Huntingdon A. T., Davies G. R., Nixon P. H., "Phanerozoic volcanism of southwest Uganda: a case for regional K and LILE enrichment of the lithosphere beneath a domed and

- [62] Hempton M.R., "Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea." *Tectonics* 6, (1987) 687–705.
- [63] Guiraud R., Bosworth W., "Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and northwestern Arabian platform." *Tectonophysics* 282 (1999) 39–82.
- [64] Azizi H., Jahangiri A., "Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone", Iran, *Journal of Geodynamics* 45, (2008) PP. 178–190.
- [65] Anderson D. L., "Toshiro tanimoto and Yu-shen zhangt.", plate tectonics and hotspots : the third dimension . 25 pp , (1992) 1645 – 1651.
- [58] Barker M.B., Wyllie P.J., "High-pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids: implications for mantle metasomatism. *Geochim.*", *Cosmochim. Acta* 56, (1992) 3409– 3422.
- [59] Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W., "Carbonate metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics.", *Earth and Planetary Science Letters* 114, (1993) 463– 475.
- [60] Wyllie P.J., "Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products.", *Journal of Geodynamics* 20, (1995) 429– 468.
- [61] Bonatti E., "Oceanic evolution, rifting or drifting in the Red Sea." *Nature* 330 (1987) 692– 693.