

منشأ، تحولات ماگمایی و خاستگاه زمین‌ساختی جنوب شرق گرانیتوئید جبال بارز، بم، استان کرمان

شیرین بهپورا^۱، عباس مرادیان^۲ و حمید احمدی پور^۳

^۱دانشجوی دکترا، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

^۲استاد، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

^۳دانشیار، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۰۷

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی شهرستان بم و در جنوب شرقی کمان ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. براساس مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت بوده که دارای ماهیت کالک‌آلکانل تا کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و متآلوئین تا پرآلوئین ضعیف هستند. رفتار عناصر Ce، Zr، Ba و Y در برابر SiO_2 الگوی گرانیت‌های نوع I دما بالا را نشان می‌دهد، با توجه به نمودارهای زمین‌ساختی در محدوده گرانیت‌های جزایر کمائی قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی LILE و LREE و تهی‌شدگی Ta، Nb، Ti در نمونه‌های مورد مطالعه، از ویژگی‌های مناطق فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد. مقادیر Nb/U و Nb/La و نسبت Sm/Yb و $(1/07-1/83)$ نشانگر آلاپش ماگما با پوسته است. بر اساس نتایج ایزوتوپی و نمودار La در برابر La/Sm، نقش پوسته زیرین جوان مشتق شده از گوشته، به همراه پوسته قدیمی قاره‌ای در تکوین ماگمای منشأ این سنگ‌ها بارز است. با توجه به مجموعه درشت‌یلورها، الگوی REE با ناهنجاری $(Eu/Eu^* = 0.9-0.39)$ و همچنین مقایسه نسبت La/Yb با ضخامت پوسته، نمونه‌های مورد بررسی از یک ماگمای به نسبت خشک که از عمق کمتر از ۴۰ Km می‌آید، تفریق یافته‌اند. نسبت‌های Sm/Yb و La/Yb نبود گارنت در منشأ را مشخص می‌کند. ذوب بخشی درجه کم تا متوسط (۲۵-۱۰٪) یک منبع مافیک آمفیبولیتی عاری از گارنت که توسط مواد پوسته و سیال‌های حاصل از صفحه فرورونده و مذاب حاصل از رسوبات فرورانش آلاپش یافته است، منشایی برای تشکیل توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: گرانیتوئید جبال بارز، کالک‌آلکانل، گرانیت نوع I، تحولات ماگمایی، عاری از گارنت.

E-mail: sh.behpour@sci.uk.ac.ir

*نویسنده مسئول: شیرین بهپور

۱- پیش‌نوشتار

به نوار دهج- ساردوئیه مشهور است. در بررسی‌های صحرایی توده گرانیتوئیدی جبال بارز، واحدهای سنگی تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت قابل تشخیص است. با توجه به روند، شیب، امتداد شیب و روابط بین گسل‌ها، ۴ نوع گسل در منطقه وجود دارد. از آن میان گسل‌هایی با امتداد شیب N30-40W/40-50NE میزبان دایک‌های مافیک دیابازی هستند. این دایک‌ها با دو روند N50-70W و N20-40W واحدهای سنگی توده گرانیتوئید مورد مطالعه را قطع کرده‌اند که دال بر جوان‌تر بودن آنها از توده گرانیتوئیدی میزبان خود دارند. توده گرانیتوئیدی مورد نظر به رنگ خاکستری مایل به سبز تا خاکستری روشن و سفید مایل به خاکستری است، سنگ‌های آن دانه متوسط بوده که از تونالیت به سمت گرانودیوریت و گرانیت از کانی‌های فرومنیزین آن کاسته می‌شود. انکلاوهای دانه‌ریز و تیره رنگ زاویه‌دار و یا گرد شده، تحت اثر حرکت در ماگما و هضم حواشی آنها در اثر حرارت ماگمای در برگیرنده، در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شوند. این انکلاوها به‌طور کلی ترکیبات حدواسط دارند. وجود انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایک‌های مافیک می‌تواند دلیلی بر فرایند آمیختگی احتمالی در ماگمای تشکیل دهنده توده گرانیتوئیدی باشد.

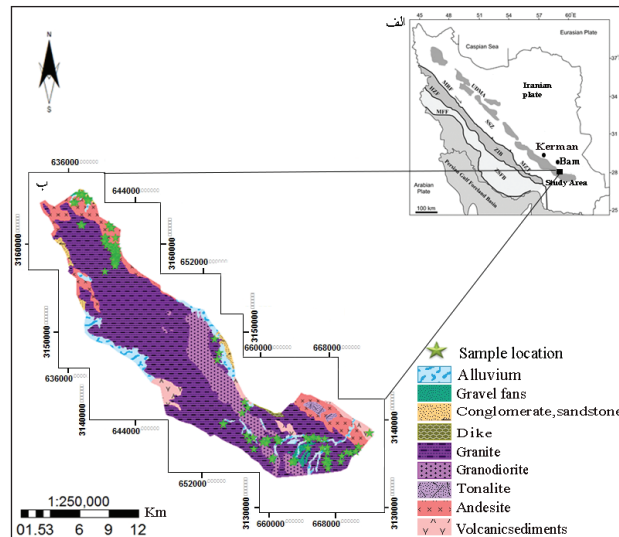
۲- مواد و روش‌ها

با توجه به هدف این مطالعه پس از مطالعات صحرایی، نمونه‌برداری‌هایی از واحدهای مختلف سنگی صورت گرفت. محل نمونه‌برداری روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه مشخص شده است (شکل ۱). از میان نمونه‌های برداشت شده، ۲۰۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک و مطالعات میکروسکوپی انتخاب شد که از آن میان نیز ۳۰ نمونه تازه و غیردگرسان برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه Als-Chemex کانادا فرستاده شد. عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS و ICP-ES تجزیه شدند که نتایج در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین، ۶ نمونه از گرانیتوئیدهای مورد بررسی انتخاب و برای تجزیه ایزوتوپی سنگ کل Sr و Nd به دانشگاه آویرو، کشور پرتغال ارائه شد. نتایج این آنالیز در جدول ۲ آورده شده است.

پترولوژی سنگ‌های گرانیتی یکی از موضوع‌های مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده که منجر به تقسیم‌بندی‌های گوناگون این سنگ‌ها از نظر محیط زمین‌ساخت و منشأ آنها شده است (Andersen, 1928; Augustithis, 1973; Loiselle, 1979; Pitcher, 1997; Bonin et al., 1998; Chappell, 1999; Soesoo, 2000). کمان ماگمایی ارومیه- دختر در حد فاصل پهنه‌های سندج- سیرجان و ایران مرکزی، در امتداد حاشیه فعال خرده قاره ایران مرکزی، یک کمان ماگمایی نوع آندی است که از سنگ‌های خروجی و نفوذی با ترکیب توله‌ایتی و کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم ساخته شده است (Alavi, 1994). مجموعه جبال بارز واقع در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر بر اثر ماگماتیسیم نفوذی در دوره ترشیری (الیگوموسن) به وجود آمده (آقاباتی، ۱۳۸۵) و به عنوان بزرگترین توده نفوذی کمان ماگمایی ارومیه- دختر شناخته شده است. سه فاز اصلی دیوریت، تونالیت و گرانیت به ترتیب جایگزینی، تشکیل دهنده‌های مجموعه جبال بارز هستند (یزادن‌فر و همکاران، ۱۳۸۷). گرانیت جبال بارز بخش اصلی مجموعه جبال بارز است که در آخرین مرحله پلوتونیسیم در ناحیه نفوذ کرده و با توجه به مطالعات پیشین سنی در حدود الیگوسن (Dimitrijevic, 1973) میوسن (رسولی و همکاران، ۱۳۹۶) دارد. هدف از این مطالعه بررسی سنگ‌زایی، تعیین منشأ و محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی جنوب شرق جبال بارز و ارائه مدل تکتونوماگمایی با استفاده از داده‌های شیمی و ایزوتوپی سنگ کل می‌باشد.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

توده گرانیتوئیدی جنوب شرق جبال بارز واقع در مجموعه جبال بارز با گستره تقریبی ۶۰ کیلومتر طول و ۱۴ کیلومتر عرض، میان طول جغرافیایی ۵۸° تا ۳۰' ۵۸° و عرض جغرافیایی ۱۵' ۲۸° تا ۲۹° ۰۰' در جنوب شرقی شهرستان بم، استان کرمان قرار گرفته است. این منطقه با توجه به تقسیمات ساختاری- رسوبی ایران (Stocklin, 1968) جزو کمان ماگمایی ارومیه- دختر می‌باشد؛ که در استان کرمان



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی؛ الف) موقعیت منطقه در نقشه ایران؛ ب) گرانیتوئید جبال بارز (Dimitrijevic, 1973).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب تعدادی از نمونه‌های توده گرانیتوئیدی جنوب شرقی جبال بارز، T= تونالیت، GD= گرانودیوریت، G= گرانیت، AG= آلکالی گرانیت (اکسیدهای اصلی بر پایه درصد وزنی (%.wt) و عناصر بر پایه بخش در میلیون (ppm) هستند).

Sample	3k5	1jb10	2k5	2k14	5jb1	2jb34	2jb30	4jb12	3jb5	9jb1	3k1	2k8	6jb17	5jb24	3jb16	6jb4
Litology	T	T	T	T	GD	GD	GD	GD	G	AG	G	G	AG	AG	G	AG
SiO ₂	۵۶/۳۰	۵۸/۷۰	۵۹/۷۰	۶۱/۴۰	۶۹/۱۰	۷۰/۶۰	۷۱/۱۰	۷۱/۸۰	۷۲/۶۰	۷۲/۸۰	۷۳/۴۰	۷۳/۶۰	۷۴/۸۰	۷۵/۲۰	۷۷/۲۰	۷۸/۱۰
Al ₂ O ₃	۱۸/۰۰	۱۶/۳۵	۱۵/۷۰	۱۶/۲۵	۱۴/۷۰	۱۴/۶۰	۱۴/۳۰	۱۴/۲۵	۱۴/۳۵	۱۴/۳۰	۱۴/۲۰	۱۳/۶۰	۱۳/۲۰	۱۲/۸۰	۱۲/۷۰	۱۲/۰۵
FeO	۷/۳۱	۶/۸۱	۶/۹۰	۵/۷۵	۲/۹۱	۲/۶۷	۲/۴۰	۲/۱۳	۲/۳۰	۱/۹۸	۲/۳۶	۱/۵۵	۱/۶۱	۱/۳۰	۱/۴۱	۰/۳۸
MgO	۳/۵۷	۲/۹۰	۳/۳۵	۲/۷۴	۰/۹۵	۱/۰۰	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۷۳	۰/۶۹	۰/۶۲	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۱۲	۰/۲۷	۰/۰۹
CaO	۷/۳۵	۵/۸۰	۶/۴۴	۶/۰۷	۲/۶۵	۲/۸۶	۲/۶۵	۲/۴۳	۲/۰۹	۲/۰۶	۲/۳۹	۱/۹۷	۱/۱۹	۰/۴۱	۱/۰۰	۰/۶۹
Na ₂ O	۳/۱۹	۳/۴۷	۲/۷۷	۳/۰۸	۳/۸۲	۳/۶۸	۴/۰۲	۳/۷۴	۳/۶۶	۳/۴۷	۳/۶۴	۳/۹۸	۳/۴۴	۳/۳۵	۳/۵۴	۲/۹۱
K ₂ O	۱/۱۷	۲/۶۲	۱/۸۷	۱/۹۱	۳/۳۶	۳/۱۲	۲/۶۴	۳/۴۳	۳/۶۵	۳/۹۱	۳/۰۵	۲/۸۵	۴/۴۸	۴/۸۹	۴/۴۲	۵/۳۰
TiO ₂	۰/۶۶	۰/۷۰	۰/۶۳	۰/۵۵	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۶
P ₂ O ₅	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱
MnO	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۱
SrO	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
BaO	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۲
LOI	۰/۸۲	۲/۱۶	۱/۱۳	۱/۰۷	۱/۹۰	۰/۹۶	۰/۷۳	۰/۶۹	۱/۱۱	۰/۸۱	۰/۵۸	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۵۲	۰/۲۹
Sum	۹۸/۷۵	۹۹/۹۲	۹۸/۸۱	۹۹/۱۰	۹۹/۹۵	۱۰۰/۰۶	۹۹	۹۹/۶۶	۱۰۰/۹۹	۱۰۰/۵۰	۱۰۰/۷۰	۹۹/۱۲	۱۰۰/۱۱	۹۹/۰۶	۱۰۱/۳۰	۹۹/۹۲
Ba	۲۱۲	۴۰۸	۳۳۳	۳۴۸	۶۵۶	۶۱۵	۵۲۶	۵۷۶	۶۵۱	۷۵۹	۵۲۰	۴۵۴	۵۷۰	۵۰۹	۴۱۷	۲۱۱
Ce	۲۱/۹	۳۹/۴	۲۵/۹	۲۴/۴	۳۸	۳۷/۸	۳۸/۹	۳۲/۵	۲۸/۳	۳۳/۶	۳۶/۵	۲۸/۳	۵۷/۷	۵۰/۷	۴۲/۶	۷۲/۸
Cs	۲/۹۱	۱/۰۱	۱/۴۰	۰/۹۱	۱/۷۵	۰/۸۲	۱/۸۸	۲/۲۵	۲/۰۹	۱/۷۴	۳/۰۳	۱/۹۰	۲/۸۰	۴/۶۲	۴/۰۲	۱/۵۱
Cu	۵۹	۴۵	۷۱	۳۲	۴۶	۶	۶	۵	۳۱	۸	۷	۱۳	۲۶	۳۷	۱۶	۴۵
Dy	۳/۰۹	۴/۲۵	۳/۵۳	۲/۹۴	۲/۲۲	۱/۹۴	۲/۵۰	۲/۲۳	۱/۹۴	۱/۷۵	۲/۰۵	۱/۵۹	۳/۴۵	۳/۱۰	۲/۳۹	۳/۵۰
Er	۱/۹۴	۲/۸۱	۲/۳۱	۱/۸۴	۱/۵۰	۱/۴۱	۱/۷۱	۱/۵۴	۱/۳۳	۱/۲۳	۱/۳۵	۱/۱۶	۲/۳۷	۲/۱۷	۱/۷۴	۲/۲۳
Eu	۰/۸۵	۱/۰۵	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۴۸	۰/۵۶	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۴	۰/۳۹	۰/۳۱	۰/۲۲	۰/۲۹
Ga	۱۵/۴۰	۱۷/۴۰	۱۳/۹۰	۱۴/۴۰	۱۲/۶۰	۱۲/۶۰	۱۳/۵۰	۱۱/۹۰	۱۲/۱۰	۱۰/۸۰	۱۳/۰۰	۱۱/۴۰	۱۲/۴۰	۱۱/۰۰	۱۱/۰۰	۱۱/۱۰
Gd	۳/۲۱	۴/۱۳	۳/۶۶	۲/۸۵	۲/۲۴	۱/۹۴	۲/۴۱	۲/۰۲	۱/۹۰	۱/۸۸	۱/۹۰	۱/۵۵	۳/۳۱	۲/۷۴	۲/۲۳	۳/۵۰

Sample	3k5	1jb10	2k5	2k14	5jb1	2jb34	2jb30	4jb12	3jb5	9jb1	3k1	2k8	6jb17	5jb24	3jb16	6jb4
Litology	T	T	T	T	GD	GD	GD	GD	G	AG	G	G	AG	AG	G	AG
Hf	۲/۵۰	۴/۹۰	۴/۱۰	۳/۲۰	۴/۹۰	۴/۲۰	۳/۹۰	۴/۱۰	۴/۲۰	۳/۲۰	۳/۴۰	۲/۷۰	۴/۶۰	۳/۳۰	۳/۵۰	۲/۸۰
Ho	۰/۶۷	۰/۹۶	۰/۷۷	۰/۶۵	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۸۳	۰/۶۷	۰/۵۴	۰/۷۳
La	۹/۹۰	۱۸/۹۰	۱۲/۷۰	۱۱/۶۰	۲۰/۸۰	۲۰/۷۰	۲۰/۹۰	۱۸/۹۰	۱۵/۱۰	۱۸/۸۰	۲۰/۸۰	۱۵/۵۰	۳۲/۲۰	۲۹/۲۰	۲۵/۰۰	۳۸/۳۰
Lu	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۳۷	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۳۸	۰/۳۹
Nb	۴/۱۰	۷/۸۰	۴/۲۰	۴/۴۰	۷/۷۰	۷/۷۰	۷/۳۰	۹/۴۰	۷/۸۰	۸/۰۰	۸/۱۰	۵/۵۰	۸/۶۰	۷/۷۰	۷/۳۰	۷/۵۰
Nd	۱۱/۸۰	۱۹/۰۰	۱۲/۹۰	۱۱/۸۰	۱۳/۱۰	۱۲/۴۰	۱۳/۹۰	۱۰/۷۰	۱۰/۲۰	۱۰/۶۰	۱۱/۸۰	۹/۵۰	۱۹/۵۰	۱۶/۰۰	۱۳/۳۰	۲۵/۴۰
Pr	۲/۸۷	۴/۸۷	۳/۱۰	۲/۸۳	۳/۹۸	۳/۸۱	۴/۰۵	۳/۲۷	۲/۹۶	۳/۵۰	۳/۶۸	۲/۸۵	۵/۸۸	۴/۹۹	۴/۱۶	۷/۶۰
Rb	۳۷/۱	۹۰/۳	۶۵/۲	۵۸/۲	۱۱۷/۵	۸۶/۶	۹۲/۳	۱۳۴/۵	۱۲۲	۱۲۲	۱۰۴/۵	۸۷/۳	۱۴۷/۵	۱۸۳/۵	۱۶۳	۱۵۲
Sm	۲/۹۰	۴/۳۳	۳/۱۱	۲/۷۵	۲/۷۰	۱/۹۲	۲/۶۵	۲/۱۰	۲/۰۵	۲/۰۶	۲/۲۶	۱/۶۵	۳/۶۰	۲/۸۰	۲/۶۳	۴/۵۸
Sr	۵۵۱	۳۳۴	۳۱۷	۳۳۶	۳۲۵	۳۲۶	۲۶۶	۲۵۴	۲۶۶	۲۴۵	۲۳۸	۲۱۲	۱۲۸/۵	۱۱۱/۵	۹۴/۳	۵۶/۹
Ta	۰/۳۰	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۸۰	۰/۴۰	۰/۸۰	۱/۱۰	۰/۷۰	۰/۶۰
Tb	۰/۵۱	۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۴۰	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۵۴	۰/۴۶	۰/۴۰	۰/۵۵
Th	۲/۴۷	۶/۹۶	۴/۵۰	۴/۲۹	۷/۰۳	۹/۶۲	۹/۲۱	۱۰/۱۵	۹/۵۰	۷/۸۷	۸/۵۳	۶/۳۲	۱۸/۹۰	۱۷/۵۰	۱۴/۱۰	۱۴/۲۵
Tm	۰/۳۰	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۳۷
U	۰/۶۷	۱/۸۹	۰/۹۸	۰/۶۴	۲/۲۱	۳/۲۶	۲/۰۱	۳/۷۷	۳/۱۹	۲/۱۳	۱/۹۴	۱/۱۱	۴/۱۷	۳/۷۹	۳/۱۷	۲/۹۶
Y	۱۷/۵۰	۲۵/۱۰	۲۱/۲۰	۱۷/۲۰	۱۴/۴۰	۱۳/۰۰	۱۵/۷۰	۱۴/۵۰	۱۲/۴۰	۱۲/۰۰	۱۳/۲۰	۱۰/۸۰	۲۲/۸۰	۲۰/۸۰	۱۶/۱۰	۲۱/۲۰
Yb	۱/۸۷	۳/۰۲	۲/۲۴	۱/۹۲	۱/۸۵	۱/۷۴	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۶۳	۱/۳۹	۱/۵۰	۱/۲۷	۲/۹۴	۲/۷۷	۲/۱۴	۲/۴۹
Zr	۷۹	۱۹۵	۱۴۵	۱۱۰	۱۷۸	۱۵۱	۱۳۹	۱۳۷	۱۳۹	۱۲۵	۱۱۳	۸۹	۱۴۵	۹۴	۱۰۴	۸۰
Eu/Eu *	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۲
(La/Yb) _N	۳/۸۰	۴/۴۹	۴/۰۷	۴/۳۳	۸/۰۶	۸/۵۳	۸/۰۲	۷/۳۳	۶/۶۴	۹/۷۰	۹/۹۵	۸/۷۵	۷/۸۶	۷/۵۶	۸/۳۸	۱۱/۰۳

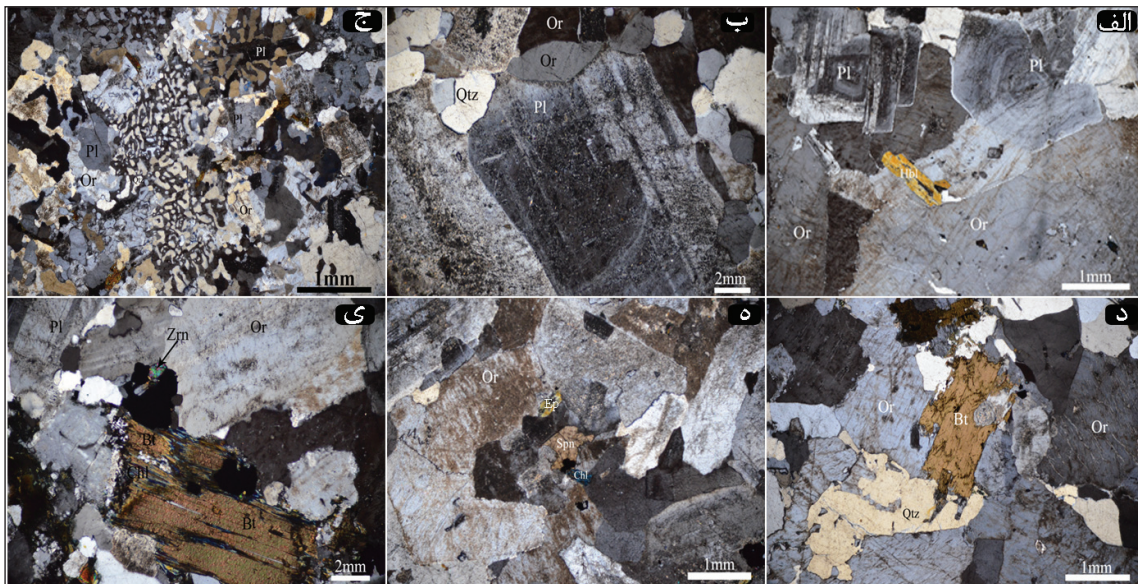
جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی روییدیم- استرنسیم و محاسبات مربوط به توده گرانیتوئیدی جنوب شرق جبال بارز (T=تولیت، GD=گرانودیوریت، G=گرانیت).

Sample	4k26	2jb30	2jb34	3k1	4k27	6jb17
Litology	T	GD	GD	G	G	G
Sr (ppm)	۴۵۵	۲۶۶	۳۲۶	۲۳۸	۱۲۵	۱۲۹
Rb	۴۵/۸	۹۲/۳	۸۶/۶	۱۰۵	۱۶۰	۱۴۸
Sm	۴/۱۳	۲/۶۵	۱/۹۲	۲/۲۶	۲/۵۵	۳/۶
Nd	۱۸/۱	۱۳/۹	۱۲/۴	۱۱/۸	۱۳/۱	۱۹/۵
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	۰/۲۹۱۱۶	۱/۰۰۳۸۴۳	۰/۷۶۸۴۶۵۷۰۳	۱/۲۷۶۳۵۲	۳/۷۰۳۳۷۵	۳/۳۱۹۴۲
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	۰/۷۰۵۰۴۷	۰/۷۰۶۶۵۸	۰/۷۰۶۱۵۱۵	۰/۷۰۶۹۵۲	۰/۷۰۷۶۶۷	۰/۷۰۷۷۰۶
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	۰/۱۳۸۰۲۴	۰/۱۱۵۳۳۳	۰/۰۹۳۶۶۱۹۳۵	۰/۱۱۵۵۵۴	۰/۱۱۷۷۴۸	۰/۱۱۱۶۷۴
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	۰/۵۱۲۷۷۴	۰/۵۱۲۶۳۶	۰/۵۱۲۶۶۷۷	۰/۵۱۲۵۷۲	۰/۵۱۲۶۲۵	۰/۵۱۲۶۴۶
Sr _I	۰/۷۰۴۹۲۲	۰/۷۰۶۲۳۱	۰/۷۰۵۸۲۴۰۶۴	۰/۷۰۶۴۰۹	۰/۷۰۶۰۶۹	۰/۷۰۶۲۹۲
εSr ₍₃₀₎	۶/۵	۲۵/۰۷	۱۹/۳	۲۷/۵۹	۲۲/۷۷	۲۵/۹۴
Nd _I	۰/۵۱۲۷۴۷	۰/۵۱۲۶۱۴	۰/۵۱۲۶۴۳۲۲	۰/۵۱۲۵۵	۰/۵۱۲۶۰۲	۰/۵۱۲۶۲۴
εNd ₍₃₀₎	۲/۸۸	۰/۲۸	۰/۹۷	-۰/۹۷	۰/۰۵۴	۰/۴۸

۴- سنگ‌نگاری

بی‌شکل، دانه‌ریز تا متوسط، فضای بین بلورها را اشغال کرده است؛ در بعضی موارد بافت خلیجی را به‌خوبی نشان می‌دهد (شکل ۲-د). بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های اصلی فرومنیزین موجود در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند. بیوتیت‌های اولیه دارای چند رنگی قهوه‌ای تیره تا روشن متمایل به زرد نشان از غنی بودن این کانی از آهن در مقایسه با منیزیم است. با توجه به ویژگی‌های نوری آمفیبول‌های موجود از نوع هورنبلند، به رنگ زرد قهوه‌ای تا سبز، نیمه‌شکل تا شکل دار و در بعضی موارد دارای ماکل ساده هستند. کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت به‌صورت ادخال در فلدسپارها و بیوتیت موجود است. اسفن‌های اولیه نیز به‌ندرت در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۲-ه). کلریتی شدن بیوتیت موجب آزاد شدن تیتان شده که با کلسیم ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها موجب به‌وجود آمدن و تجمع اسفن در اطراف کانی بیوتیت می‌شود. کانی‌های کلریت و اپیدوت به همراه برخی از کانی‌های کدر حاصل دگرسانی و تجزیه بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند (شکل ۲-ی).

همان‌طور که گفته شد سنگ‌های توده گرانیتوئید جبال بارز شامل تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت بوده که بیشتر بافت گرانولار با دانه‌های نامساوی دارند؛ در برخی گرانیت‌ها بافت پورفیروئید به‌علت حضور مگاکریست‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالی نیز دیده می‌شود (شکل ۲-الف). دگرسانی از نوع سربستی و کائولینی شدن در فلدسپارها و کلریتی و اپیدوتی شدن در آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها کم و بیش قابل مشاهده است. گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها (مونزوگرانیت و سینوگرانیت) بیشترین حجم سنگ‌های این توده نفوذی را به خود اختصاص داده‌اند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین (بر پایه میزان زاویه خاموشی ۱۸ تا ۲۸ درجه) می‌باشد. این بلورها به‌صورت نیمه‌شکل تا شکل دار با ماکل پلی‌سنتیک و ساختمان منطقه‌ای قابل مشاهده هستند (شکل ۲-ب). فلدسپارهای پتاسیم بیشتر از نوع ارتوکلاز بوده و در برخی از مقاطع سینوگرانیت‌ها بافت پرتیت دیده می‌شود، در تعدادی از نمونه‌ها هم‌رشدی فلدسپارها با کوارتز، بافت گرافیکی تشکیل داده‌اند (شکل ۲-ج). کوارتز بیشتر به‌صورت



شکل ۲- نمای از کانی‌ها و بافت‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه: الف) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالی. ب) ماکل پلی‌سنتیک و ساختمان منطقه‌ای قابل مشاهده در پلاژیوکلازها. ج) بافت گرافیکی؛ د) بافت پرتیتی و بافت خلیجی؛ ه) اسفن اولیه؛ ی) کانی‌های کلریت و اپیدوت حاصل دگرسانی. علامت اختصاری کانی‌ها از KRBz (1983).

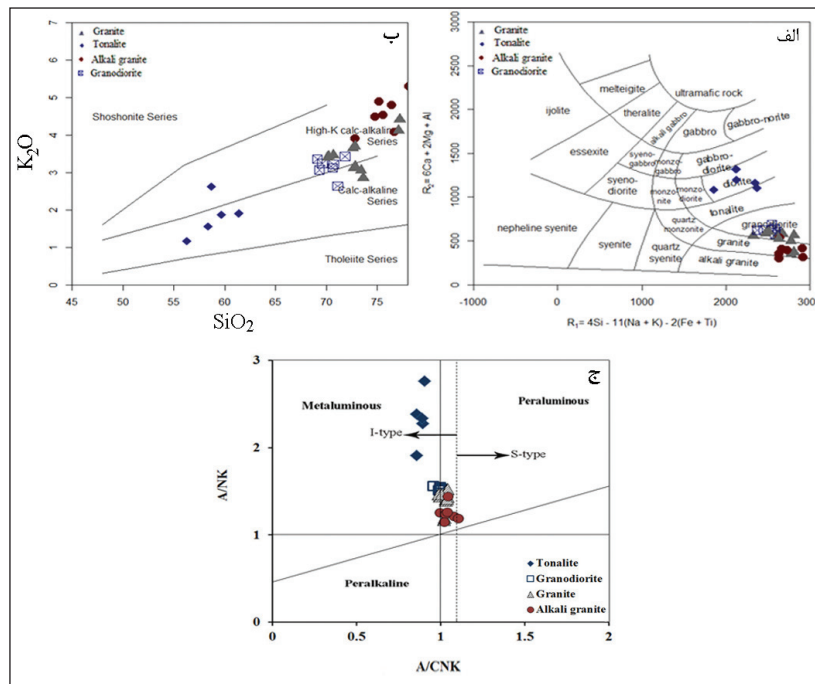
۵- ژئوشیمی

مثبت یا منفی عناصر مختلف در برابر سیلیس اطلاعاتی در رابطه با فرایندهای تبلور تفریقی، ذوب بخشی، آلودگی پوسته‌ای ارائه می‌دهد (Wilson, 1989). پیوستگی روند اکسیدهای مختلف بیانگر منشأ بودن سنگ‌های مورد مطالعه و وابستگی آنها به یک سری ماگمایی است. تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 نشان‌دهنده روند مثبت و افزایشی Na_2O ، K_2O ، Ba ، Rb و روند منفی و کاهش یافته مقادیر P_2O_5 ، MgO ، CaO ، Al_2O_3 ، Sr ، Nb است (جدول ۱) (شکل ۴). این تغییر روندها در عناصر اصلی و کمیاب با فرایند تفریق بلوری (قرار گرفتن آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور ماگما) رخ داده در ماگما امری عادی است. با توجه به روند عناصر Y و Ce ، Zr در برابر SiO_2 گرانیت نوع I را می‌توان به دو زیر گروه دما پایین و دما بالا تقسیم کرد (Chappell et al., 1998). در ماگمای

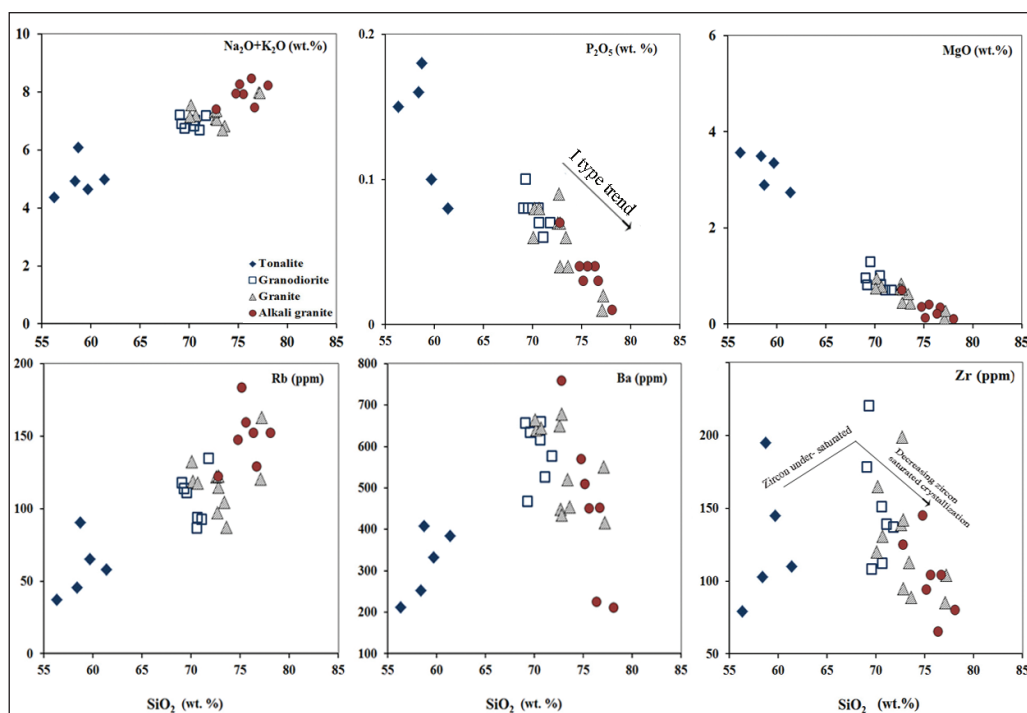
بر اساس نام‌گذاری شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه (نمودار پارامترهای ترسیمی R1-R2) سنگ‌های منطقه در محدوده تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف). سری ماگمایی این سنگ‌ها با توجه به نمودار Peccerillo and Taylor (1976) کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا می‌باشد (شکل ۳-ب). برای بررسی درجه اشباع آلومینیم از نمودار Maniar and Piccoli (1989) استفاده شد که مشخص کرد نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین تا پراآلومین ضعیف قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده نوع I بودن نمونه‌ها می‌باشد (شکل ۳-ج). با توجه به نمودارهای دو متغیره مختلف که توسط سنگ‌شناسان ارائه شده است، می‌توان به مطالعه روند تغییرات و تحولات ماگمایی پی‌برد. وجود تغییرات

ماگما سازنده از زیرکن اشباع بوده و همزمان با تفریق بلوری، زیرکن نیز از مذاب جدا شده در نتیجه مقدار Zr با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد. عناصر دیگر (Ce, Ba) و Y نیز رفتاری مشابه با Zr دارند. الگوی تغییرات عناصر Ce, Zr, Ba و Y در ابتدا با افزایش SiO_2 افزایش یافته و سپس کاهش می‌یابد که می‌توان این الگو را با الگوی گرانیتهای نوع I دما بالا مقایسه کرد (شکل ۴).

سازنده گرانیتهای نوع I دما بالا، به علت درجه حرارت بالا و حلالیت بالای Zr، ماگما از زیرکن اشباع نبوده و زیرکن تا زمان تفریق بلوری به صورت محلول وجود دارد، با شروع تفریق و جدایش بلورها، مقدار Zr در مذاب و سنگ‌های حاصل از مذاب افزایش یافته که این امر به اشباع شدن زیرکن در مذاب می‌انجامد. در نتیجه با اشباع شدن زیرکن در مذاب، تفریق آن از مذاب آغاز می‌شود. در گرانیتهای نوع I دما پایین،



شکل ۳- الف) رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار (De La Roche et al. (1980)؛ ب) قرارگیری سنگ‌های مورد مطالعه در بخش سری پتاسیم تا پتاسیم بالا (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ ج) بررسی درجه اشباع آلومینیم سنگ‌های مورد مطالعه (Maniar and Piccoli, 1989).

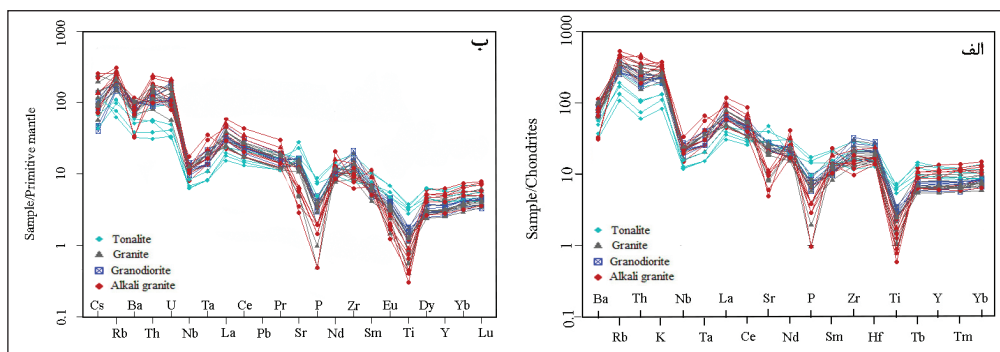


شکل ۴- نمودار تغییرات اکسید عناصر اصلی و عناصر فرعی در برابر SiO_2 .

یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند و با جدا شدن در مراحل اولیه تفریق ماگما باعث ایجاد نابهنجاری منفی در این سنگ‌ها می‌گردد. نابهنجاری منفی Nb و Ti نشانگر نقش پوسته در تولید ماگماست، سیالات و مذاب‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده با متاسوماتیسم نمودن گوه گوشه‌ای بالای خودشان باعث ایجاد نابهنجاری منفی Nb و Ti می‌شوند (Ayers, 1998; Stalder et al., 1998; Ionov and Hofmann, 1995). همچنین نابهنجاری منفی Ti عمدتاً توسط کانی‌های تیتان دار مانند اسفن، ایلمنیت و بعضی آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان دار در سیالات آب‌دار کاهش می‌یابد و کانی‌های مذکور که از عناصر HFS غنی هستند طی فرایند ذوب بخشی در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر به صورت فازهای برج‌باقی می‌مانند و باعث پیدایش نابهنجاری منفی در مذاب می‌شوند (Gaetani, 2004).

به‌طور کل غنی‌شدگی نسبی LREE، LILE و Th به همراه تهی‌شدگی Ta، Nb و Ti را به گوشه متاسوماتیسم شده از مولفه فرورانش در موقعیت فرورانش فعال مربوط می‌دانند (Gill, 1981). مقادیر بالای HREE و الگوی به نسبت مسطح در این بخش از عناصر خاکی کمیاب نشان می‌دهد که ماگما از عمق زیاد و در محدوده پایداری گارنت منشأ نگرفته است.

بهنجارسازی عناصر خاکی و عناصر فرعی نمونه‌های مورد مطالعه با کندریت و گوشه اولیه، در شکل ۵ به نمایش درآمده است. با توجه به شکل ۵-الف سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر کمیاب متوسط (MREE) و سنگین (HREE) نسبتاً غنی هستند، و این نسبت در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری از خود نشان می‌دهد. میانگین مقادیر $(La/Sm)_N$ در نمونه‌های مورد مطالعه در حدود ۵/۱۴ است. الگوی میان MREE و HREE این نمونه‌ها موازی با هم و مسطح است که نشان از هم منشأ بودن این سنگ‌ها دارد. وجود نابهنجاری منفی $(Eu/Eu^* = 0.9 - 0.39)$ Eu نتیجه تفریق فلدسپار از مذاب طی تفریق بلوری در محیط تبلور ماگماست (Rollinson, 1993). در شکل ۵-ب عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) مانند K، Cs و U عناصر LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این شواهد نشان از آرایش پوسته‌ای مذاب سازنده سنگ‌های مورد مطالعه دارد. تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ta، Nb و Ti و عناصر خاکی سنگین (HREE) در مقایسه با عناصر LILE و LREE مشخصه مناطق حاشیه فعال قاره‌ای و ماگماهای جزایر کماتی است (Saunders et al., 1980). نابهنجاری منفی P بیانگر کم بودن مقدار آپاتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی می‌باشد، در واقع در صورت تبلور کانی آپاتیت، فسفر به‌عنوان یک عنصر سازگار رفتار می‌کند. در گرانیت‌های نوع I عنصر P به صورت



شکل ۵-الف) الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با ترکیب کندریت؛ ب) الگوهای عناصر ناسازگار بهنجار شده با ترکیب گوشه اولیه.

۶- پتروژنز

۶-۱. خصوصیات ماگمای منشأ

Zr/Hf (۳۹/۷۹-۲۴/۰۷) و Ta/Nb (۰/۱۴-۰/۰۶) (در گوشه غنی شده به ترتیب برابر ۸/۷۹، ۳۵/۹۶ و ۰/۰۵) (Sun and McDonough, 1989)) به بهترین نحو می‌تواند منبع اولیه تامین‌کننده ماگما را معرفی نمایند. همان‌گونه که در شکل ۶-الف نمایان است؛ سنگ منشأ نمونه‌های مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ‌شناسی پلاژیوکلاز و پیروکسن بوده است که روندی در راستای منبع غنی‌شده دارند. شکل‌های ۶-ب و ج نمونه‌ها در منطقه گوشه غنی‌شده قرار گرفته و نشان‌دهنده این مطلب می‌باشند که گوشه توسط سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده غنی‌شده و ذوب بخشی در آن موجب تشکیل ماگمای غنی‌شده می‌شود.

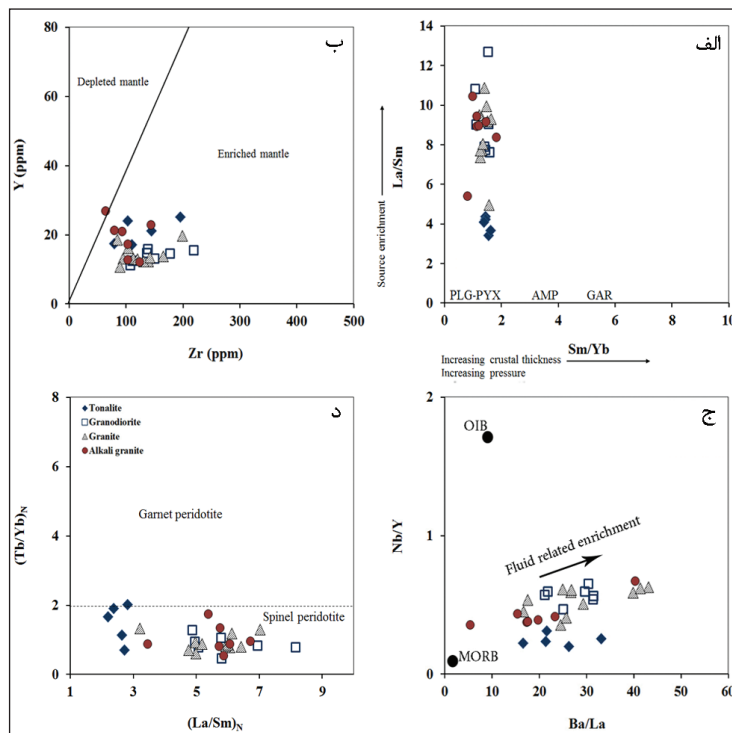
تشکیل ماگما از منشأ گارنت‌دار در مناطق فرورانش موجب تهی‌شدگی شدید HREE ($Y < 15$ ppm و $Yb < 1/4$ ppm) نسبت به LREE می‌شود (Drummond and Defant, 1990). نسبت‌های بالای $Sm/Yb (> 5)$ و $La/Yb (> 20)$ نشان‌دهنده باقی ماندن مقادیر زیادی از HREE بوسیله گارنت و آمفیبول در پس‌ماند حاصل از ذوب در ناحیه منشأ می‌باشد (Kay et al., 1991; Haschke and Gunther, 2003). در واقع پایداری گارنت به علت داشتن ضریب توزیع بالا نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین در هنگام ذوب بخشی عاملی برای تهی

ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدها، تحت کنترل منبع و فرایندهایی است که ماگما در مسیر تکاملی خود تجربه می‌کند (Clarke, 1992). گوه گوشه‌ای پریدوتیتی بالای پوسته اقیانوسی فرورو به‌عنوان منبع اصلی تولید مذاب در مناطق قوس قاره‌ای و گرانیتوئید نوع I شناخته شده است، در مناطق قوس قاره‌ای مذاب گوشه تولید شده به دلیل اختلاف چگالی اغلب تمایل به صعود دارد و در نهایت در زیر پوسته قاره‌ای تجمع می‌یابد، که در نهایت پس از انجماد یک سنگ آمفیبولیتی یا گابروبی را تشکیل می‌دهد. ذوب مجدد این منشأ می‌تواند مذاب گرانیتوئیدی I را به وجود آورد (Douce, 1999; Sisson et al., 2005). از آنجا که ماگمای بازالتی قرار گرفته در زیر پوسته می‌تواند گرمای لازم برای ذوب پوسته تحتانی را فراهم کند در نتیجه تا حدی امکان مخلوط شدن ماگمای بازالتی با ماگمای حاصل از ذوب پوسته وجود دارد. همچنین این مذاب تحت تاثیر فرایندهایی همچون آزدایی پوسته اقیانوسی فرورو و ورود رسوبات قاره‌ای روی پوسته اقیانوسی فرورو، قرار می‌گیرد (Wilson, 1989; Liu et al., 1996; Ayers, 1998; Gertisser and Keller, 2003). بررسی نسبت‌های عناصر واسطه با میدان پایداری زیاد مانند $Zr/Nb (34/52 - 10/66)$ ،

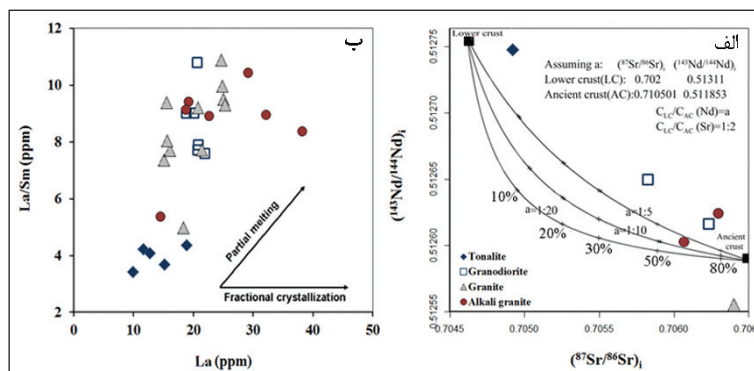
۶-۲. تفریق، هضم و آمیختگی

نمودار La در مقابل La/Sm ذوب و تفریق رخ داده در ماگما منشأ را نشان می‌دهد (شکل ۷-ب). مقادیر کم Sm/Yb در نمونه‌های مورد مطالعه نشانگر تفریق کاپیوپروکسن و تا حدودی آمفیبول از ماگما در عمق به نسبت کم پوسته می‌باشد (Richards et al., 2006). تفریق اولیه هورنبلند از ماگما نشان از محتوای بالای آب در ماگماست؛ که موجب توقف تفریق پلاژیوکلاز از ماگما منشأ و نسبت $Eu/Eu^* = 1$ می‌شود (Richards et al., 2012). حال با توجه به نسبت $Eu/Eu^* > 0.4$ و نبود روند افزایشی Y در مقابل SiO_2 (Wang et al., 2014) مشخص می‌شود که پلاژیوکلاز از یک ماگمای به نسبت خشک تفریق یافته است. افزایش نسبت K_2O/Na_2O در ادامه روند تکامل ماگما نشان‌دهنده تفریق و آمیختگی یا هضم پوسته با ماگمای منشأ می‌باشد.

شدن ماگما از عناصر خاکی سنگین می‌شود، در نتیجه مقادیر Sm/Yb ($1/0.7-1/0.83$)، La/Yb ($4/44-19/6$)، Y ($10/8-26/7$) ppm و Yb ($1/39-3/26$) ppm در سنگ‌های مورد مطالعه، و با توجه به نمودار $(La/Sm)_n$ در برابر $(Tb/Yb)_n$ منشأ ماگمای پدیده آورنده این سنگ‌ها اسپینل پریدوتیتی می‌باشد (شکل ۶-د). مقادیر اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ در محدوده $0.706409-0.704922$ می‌باشد (جدول ۲). این میزان در قلمرو حد پایینی نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ گرانیتوئیدهای نوع I در حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرد. به طور کلی $^{87}Sr/^{86}Sr_{initial} < 0.707$ بیانگر حضور پوسته قدیمی در پیدایش سنگ‌ها می‌باشد (Jahn, 2004). با توجه به نتایج ایزوتوپی، نقش مواد پوسته پایینی جوان مشتق شده از گوشته به همراه پوسته قدیمی قاره‌ای در تشکیل گرانیتوئید جبال بارز نقش دارد (شکل ۷-الف) (Wu et al., 2003).



شکل ۶-الف) ترکیب کانی شناسی سنگ منشأ ماگمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه (Kay et al., 1991)؛ (ب) نمودار تفکیک ماگما باغنی شدگی بالا از ماگمای باغنی شدگی پایین (McDonough and Sun, 1988)؛ (ج) نمودار Ba/La در برابر Nb/Y که تأثیر سیالات ناشی از فروانش در منشأ گرانیتوئید جبال بارز را نشان می‌دهد (داده‌های بازالت منتهی متفاوت از Sun and McDonough 1989)؛ (د) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Wang et al., 2002).



شکل ۷-الف) نمودار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در برابر $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$. LC: پوسته پایینی جوان، AC: پوسته قدیمی (Li et al., 2011)؛ (ب) نمودار La در مقابل La/Sm (Salters and Stracke, 2004).

۶-۳. آرایش پوسته‌ای ماگما

نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb و Y در برابر Zr، به‌وضوح تشکیل و تکامل توده گرانیتوئیدی جبال بارز را در موقعیت زمین‌ساختی بین جزیره قوسی و کمان حاشیه قاره‌ای معرفی می‌کند (شکل‌های ۸-الف و ب). نمودارهای (Pearce et al., 1984) نیز محدوده همزمان با برخورد و قوس آتشفشانی را برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل‌های ۸-ج و د).

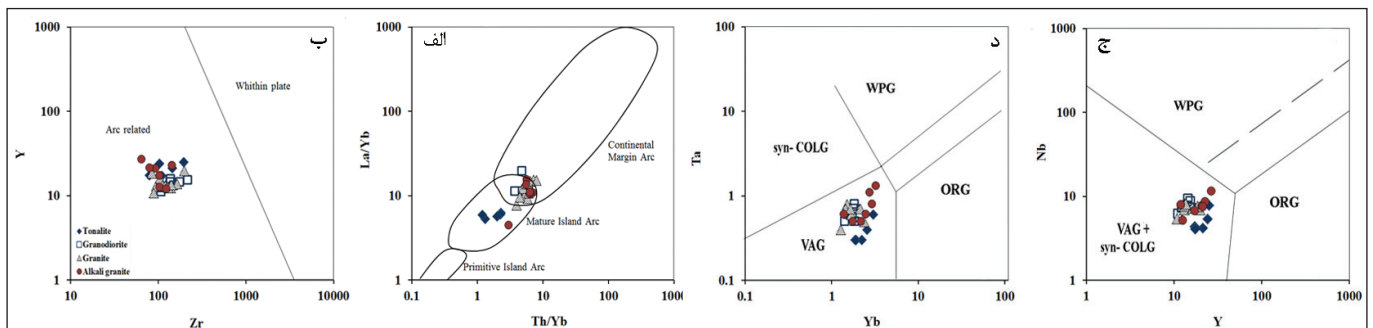
۸- مدل تکتونوماگمایی

(Waight et al., 1998) یک منبع آمفیبولیتی عاری از گارنت را برای سنگ منشأ ماگمای سازنده گرانیتوئید کالک‌آلکانل معمولی مناطق وابسته به کمان‌های آتشفشانی پیشنهاد داده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئید جبال بارز نشان داد که این توده از نوع متاآلومینوس و با ماهیت کالک‌آلکانل معمولی است که در محیط فرورانش تشکیل و در پوسته جایگزین شده است. نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb تایید کننده حضور پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول به‌عنوان کانی‌های اصلی سنگ منشأ و یا کانی‌های باقی‌مانده در پس‌مانده حاصل از ذوب بخشی سنگ منشأ برای گرانیتوئید کالک-آلکانل مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۶-الف). ذوب بخشی درجه کم تا متوسط (۲۵-۱۰٪) یک منبع مافیک آمفیبولیتی عاری از گارنت که دارای مقادیر قابل ملاحظه‌ای پلاژیوکلاز است، می‌تواند توضیحی برای تشکیل توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه با درجه تفکیک شدگی متوسط از عناصر نادر خاکی (La/Yb=۴/۴۴-۱۹/۶) باشد (شکل ۹-الف). افزون بر این، ذوب گوه‌گوشته‌ای در نتیجه آزدایی پوسته اقیانوس فرورو و تفریق ماگما‌های حاصله نیز می‌تواند در تشکیل این توده نقش داشته باشد، که بالا بودن عناصر LILE و LREE در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند در ارتباط با آزادسازی وسیع آنها همراه با آب و مواد فرار حاصل از آزدایی پوسته فرورو باشد (شکل ۹-ب).

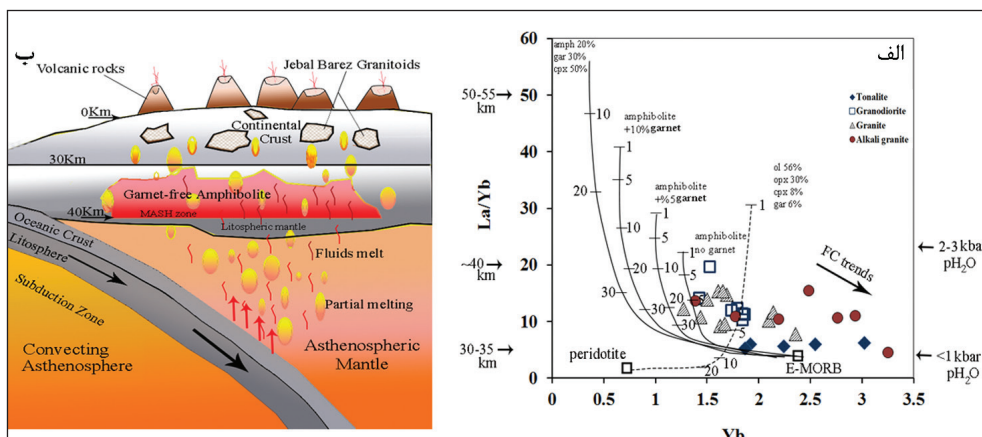
غنی‌شدگی بالای K، Ba، Rb و Th نشان از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی دارد (Harris et al., 1993). نسبت‌های Nb/U (۲/۰۳-۷/۳۲) و Nb/La (۰/۱۹-۰/۷۹) در مقایسه با این نسبت‌ها در گوشته (Nb/U=۵۰ و Nb/La=۰/۹-۱/۳) (Sun and McDonough, 1989) و پوسته (Nb/U=۴/۴ و Nb/La=۰/۳۹) (Rudnick and Gao, 2003) نشان از آلودگی پوسته‌ای ماگمای منشأ دارد. نقش پوسته بالایی با توجه به نسبت‌های کم Sm/Yb (۱/۰۷-۱/۸۳) و Th/U (۲/۶۹-۷/۹۶)؛ (در پوسته بالایی Th/U=۳/۸) (Rudnick and Gao, 2003) قابل اغماض می‌باشد. علاوه بر آرایش ماگما به‌وسیله پوسته قاره‌ای زیرین، نسبت Nb/Ta=۷-۱۵/۴ و Th/La=۰/۱-۰/۶ (Stolz et al., 1996) و Th/La < ۰/۲ (Plank, 2005) نشان‌دهنده آلودگی ماگما منشأ، توسط سیال‌های حاصل از صفحه فرورونده و مذاب حاصل از رسوبات فرورانش یافته دارد. همچنین توجه به مقادیر Nb/Ta=۸/۳ (Sun and McDonough, 1989) و مقایسه با این نسبت در پوسته زیرین (Nb/Ta=۸/۳) وجود آرایش پوسته‌ای توسط پوسته زیرین را تقویت می‌کند.

۷- محیط زمین‌ساختی

برای پی بردن به جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی از نمودارهایی استفاده می‌شود که این نمودارها ماگمای تولید شده را براساس تغییرات ژئوشیمیایی به چند دسته تقسیم می‌کند و به این طریق محیط زمین‌ساختی به‌وجود آورنده آنها را مشخص می‌کنند. در حقیقت محدوده‌های تفکیک شده در این نمودارها بازتاب کننده نواحی منشأیی گرانیت‌ها و تاریخ ذوب و تبلور آنها می‌باشد، تا اینکه معرف محیط زمین‌ساختی آنها باشد (Pearce, 1996). نمودارهایی که براساس عناصر کمیاب غیرمتحرک ارائه شده‌اند، در شناخت این امر کمک شایانی می‌کنند.



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه: الف) در نمودار (Condie (1989)؛ ب) در نمودار Zr در برابر Y (Le Maitre et al., 1989)؛ ج و د) نمودارهای (Pearce et al., 1984). VAG = گرانیت‌های کمان آتشفشانی، ORG = گرانیت‌های پشته اقیانوسی و WPG = گرانیت‌های درون صفحه‌ای.



شکل ۹- الف) مدل‌سازی ژئوشیمیایی سنگ منشأ برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه E-MORB از (Sun and McDonough (1989) (ضراب توزیع از (Martin (1987)، ضخامت پوسته از (Hildreth and Moorbath (1988)، مقادیر فشار نسبی آب از (Tepper et al. (1993)؛ ب) الگوی پترولوژیکی پیشنهاد شده برای زایش گرانیتوئیدهای مورد مطالعه.

۹- نتیجه گیری

یک سنگ آمفیبولیتی یا گابرویی را تشکیل می‌دهد که در نتیجه ذوب این منشأ آمفیبولیتی، مذاب‌های تشکیل شده ضمن مهاجرت به افق‌های بالا دچار هضم، تبلور تفریقی و آلایش با پوسته زیرین شده و در نهایت در ترازهای میانی پوسته جایگزین شده‌اند. مقادیر پایین Sr، Ba، K به همراه نابهنجاری منفی Eu در نمونه‌های مورد مطالعه گویای این مطلب است که ماگمای سازنده آنها در بخش‌های زیرین پوسته قاره‌ای نه چندان ضخیم شده (آمفیبولیت فاقد گارنت در ضخامت پوسته کمتر از ۴۰ کیلومتر) منشأ گرفته‌اند که با تفریق و جدایش پلاژیوکلاز و با باقی ماندن آن در پس ماند حاصل از ذوب چنین منبعی باعث کاهش میزان Sr و نابهنجاری منفی Eu در ماگماهای حاصله گردیده است.

توده گرانیتوئیدی جنوب شرق جبال بارز دارای ماهیت کالک آلکالین تا کالک آلکالین پتاسیم بالا و متاآلومین تا پرآلومین ضعیف است که در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرد. غنی‌شدگی نسبی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از LILE و LREE نسبت به HREE به همراه تهی‌شدگی از Nb، Ta و Ti بیانگر یک محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی برای تشکیل آن است. این سنگ‌های فلسیک از تبلور مذاب‌های حاصل از منبع آمفیبولیتی عاری از گارنت به وجود آمده‌اند. در واقع مذاب حاصل، از گوشته‌ای غنی شده یا گوشته‌ای متاسوماتیسیم شده در بالای صفحه اقیانوسی فرورو که در زیر پوسته قاره‌ای تجمع می‌یابد، پس از انجماد،

کتابنگاری

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۷ ص.
رسولی، ج.، قربانی، م. و احدنژاد، و.، ۱۳۹۶- سال‌سنجی زیرکن به روش U-Pb و بررسی وجود پی‌سنگ قدیمی (پیش از کامبرین پیشین و میانی) در ایران بر پایه زیرکن موروثی بررسی موردی: مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره دوم، سال بیست و پنجم، ۲۴۵-۲۵۸ ص.
یزدان‌فر، الف.، مسعودی، ف. و قربانی، م.، ۱۳۸۷- توده‌های تأخیری در کمپلکس جبال بارز، فصلنامه تخصصی زمین و منابع، پیش شماره اول، سال اول، ۱۰۳-۱۱۳ ص.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics* 229(3): 211-238.
- Andersen, O., 1928- The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites, *Norsk Geologisk, Tidsskr.*, 10.
- Augustithis, S. S., 1973- Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types, Amsterdam: New York: Elsevier Science & Technology, 378 p.
- Ayers, J., 1998- Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(4): 390- 404.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. and Ferrag, S., 1998- Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings, *Lithos*, 45(1): 45-70.
- Chappell, B., 1999- Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites, *Lithos*, 46(3): 535-551.
- Chappell, B., Bryant, C., Wyborn, D., White, A. and Williams, I., 1998- High- and low-temperature I-type granites, *Resource Geology*, 48(4): 225- 235.
- Clarke, D., 1992- Granitoid Rocks, London (Chapman Hall), 283 pp.
- Condie, K. C., 1989- Geochemical changes in basalts and andesite across the Archean- Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23: 1-18.
- De La Roche, H., Leterrier, J. T., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature, *Chemical geology*, 29(1-4): 183-210.
- Dimitrijevic, M., 1973- Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and investigation of nuclear and other mineral raw material, Beograd—Yugoslavia, *Iran Geol, Survey Rept Yu/52*.
- Douce, A. E. P., 1999- What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?, *Geological Society, London, Special Publications*, 168(1): 55-75.
- Drummond, M. S. and Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13): 21503-21521.
- Gaetani, G. A., 2004- The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(5): 511-527.
- Gertisser, R. and Keller, J., 2003- Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis, *Journal of Petrology*, 44(3): 457-489.
- Gill, J. B., 1981- What is "Typical Calcalkaline Andesite"? *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer, 1-12.
- Harris, N., Massey, J. and Inger, S., 1993- The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites, *Geological Society, London, Special Publications*, 74(1): 391-400.
- Haschke, M. and Gunther, A., 2003- Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means, *Geology*, 31(11): 933-936.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988- Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile, *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4): 455-489.
- Ionov, D. A. and Hofmann, A. W., 1995- Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 131, 341-356.
- Jahn, B. M., 2004- The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic, *Geological Society, London, Special Publications*, 226(1): 73-100.

- Kay, S., Mpodozis, M. C., Ramos, V. A. and Munizaga, F., 1991- Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33 S), Geological Society of America Special Paper, 265: 113-137.
- KRBz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals, American mineralogist, 68: 277-279.
- Le Maitre, R. W. B., Dudek, P., Keller, A., Lameyre, J., Le Bas, J., Sabine, M., Schmid, P., Sorensen, R., Streckeisen, H. and Woolley, A., 1989- A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, International Union of Geological Sciences.
- Li, J. X., Qin, K. Zh., Li, G. M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J. X., 2011- Post-collisional orebearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust, Lithos, 126(3-4): 265- 277.
- Liu, J., Bohlen, S. and Ernst, W., 1996- Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust, Earth and Planetary Science Letters 143(1-4): 161-171.
- Loiselle, M., 1979- Characteristics and origin of anorogenic granites, Geol. Soc. Amer. Abst. 11: 468.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, Geological society of America bulletin, 101(5): 635-643.
- Martin, H., 1987- Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry, Journal of Petrology, 28(5): 921-953
- McDonough, W. and Sun, S. S., 1988- A primitive mantle composition from xenoliths, Chemical Geology, 70(1-2): 12.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of petrology, 25(4): 956-983.
- Pearce, J., 1996- Sources and settings of granitic rocks, Episodes, 19: 120-125.
- Peccerillo A. and Taylor S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.
- Pitcher, W. S., 1997- The nature and origin of granite, Springer Science & Business Media.
- Plank, T., 2005- Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents, Journal of Petrology, 46(5): 921-944.
- 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.
- Richards, J. P., Ullrich, T. and Kerrich, R., 2006- The late Miocene–Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: protracted history, diverse petrology, and economic potential, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 152(3): 197-239.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data, Longman, London, 352 pp.
- Roşu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D. H., Szakács, A., Pécskay, Z., Panaiotu, C., Panaiotu C. E. and Nedelcu, L., 2004- Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: origin of magmas, Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology, 84(1): 153-172.
- Rudnick, R. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust, Treatise on geochemistry, 3: 659.
- Salter, V. J. and Stracke, A., 2004- Composition of the depleted mantle, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 5(5).
- Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver, S. D., 1980- Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas, Earth and Planetary Science Letters, 46(3): 344-360.
- Sisson, T., Ratajeski, K., Hankins, W. and Glazner, A., 2005- Voluminous granitic magmas from common basaltic sources, Contributions to Mineralogy and Petrology, 148(6): 635-661.
- Soesoo, A., 2000- Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia, Journal of the Geological Society, 157(1): 135-149.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, I., 1998- Mineral- aqueous fluid partitioning of trace -Elements at 900-1200 c and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism, Geochem. Cosmochem. Acta, 62, 1781- 1801.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review, AAPG Bulletin, 52(7): 1229-1258.
- Stolz, A., Jochum, K., Spettel, B. and Hofmann, A., 1996- Fluid-and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts, Geology, 24(7): 587-590.
- Sun, S. S. and McDonough, W. S., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313-345.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J., 1993- Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity, Contributions to Mineralogy and Petrology, 113(3): 333-351.
- Waight, T. E., Weaver, S. D. and Muir, R. J., 1998- Mid-Cretaceous granitic magmatism during the transition from subduction to extension in southern New Zealand: a chemical and tectonic synthesis, Lithos, 45(1): 469-482.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. and Smith, E. I., 2002- A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. Journal of Geophysical, Research 107.
- Wang, R., Richards, J. P., Hou, Z., Yang, Z. and DuFrane, S. A., 2014- Increased magmatic water content—the key to Oligo-Miocene porphyry Cu-Mo±Au formation in the eastern Gangdese belt, Tibet, Economic Geology, 109(5): 1315-1339.
- Wilson, M., 1989- Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach, Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wu, F., Jahn, B., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W. and Sun, D. Y., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic, Lithos 67, 191-204.

The origin, magma evolution and tectonic setting of southeast of Jebal-E-Barez granitoid, Bam, Kerman province

Sh. Behpour^{1*}, A. Moradian² and H. Ahmadipour³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Received: 2018 September 19

Accepted: 2019 March 27

Abstract

The studied area is located in the SE of Bam and SE of Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc. Based on petrographical and geochemical characteristics, studied rocks contain tonalite, granodiorite, granite and alkali granite. These rocks are metaluminous, weakly peraluminous, high-K, and calc-alkaline. The behavior of Y, Ba, Ce and Zr vs. SiO_2 display the properties of the high temperature I-type granites. These granitoids plot in the field of volcanic arc granites. Enriched LREE and LILE with depleted Nb, Ti and Ta show characteristics of subduction related active continental margins. The ratios of Nb/U and Nb/La and the Sm/Yb (1.07-1.83) ratio indicate the crustal contamination. Isotopic data and La vs. La/Sm diagram show the role of the lower crust and the old continental crust in magma evolution. According to the phenocrysts assemblage, REE pattern with negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.09-0.39$) and La/Yb ratio to crustal thickness, studied rocks are fractionated from relatively dry magma which has undergone from shallow depths (<40 Km). Sm/Yb and La/Yb ratio display the mantle source is garnet-free source. The low to moderate degree of partial melting (10-20%) of garnet-free amphibolite is the source of the studied granitoids. Volatiles that is driven from subduction slab and melt of the subducted sediments play a significant role in the generation and evolution of their magma source.

Keywords: Jebal-E-Barez granitoid, Calc-alkaline, I-type granite, Magma evolution, Garnet-free.

For Persian Version see pages 203 to 212

*Corresponding author: Sh. Behpour; E-mail: sh.behpour@sci.uk.ac.ir