

ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌ی گابرویی بغم در جنوب اردستان

ناهید شبانیان بروجنی*، علیرضا داوودیان دهکردی^۱، فرنوش سهیلیان^۲

۱- دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

(دریافت مقاله: ۹۰/۱۲/۲۲، نسخه نهایی: ۹۱/۳/۲۲)

چکیده: توده‌ی نفوذی بغم در ۲۳ کیلومتری جنوب شرقی اردستان قرار دارد و در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است. منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از پهنه‌ی ایران مرکزی و نوار ماگمایی ارومیه دختر است. از نظر سنگ‌شناسی ترکیب اصلی توده‌ی هورنبلند گابرو بوده و دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کانی کدر است. بر مبنای ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد بررسی با SiO_2 از ۴۴/۷۵ تا ۴۷/۰۸ در گستره‌ی گابرو قرار می‌گیرند و ماهیت تولییتی دارند. الگوی REE بهنجار شده به کندریت غنی‌شدگی اندک LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهد. تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده‌ی این سنگ‌ها به گوشته‌ی اولیه و مورب مشاهده می‌شود که از ویژگی‌های ماگماهای جزایر قوسی است. همچنین غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE نیز نشان‌دهنده‌ی ماگمای مناطق قوس فرورانش‌اند، براساس مقادیر برخی نسبت‌های عناصر (نظیر بالا بودن مقادیر CaO/TiO_2 و $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ و پایین بودن Ti/V و Ti/Sc)، خاستگاه این گابروها را می‌توان ماگمای تهی شده دانست و از طرف دیگر سنگ‌های مورد بررسی مشابه سنگ‌های تولییتی با تمایل اندک به بونینیت‌ها هستند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، گابرو، تولییت، بونینیتی، اردستان.

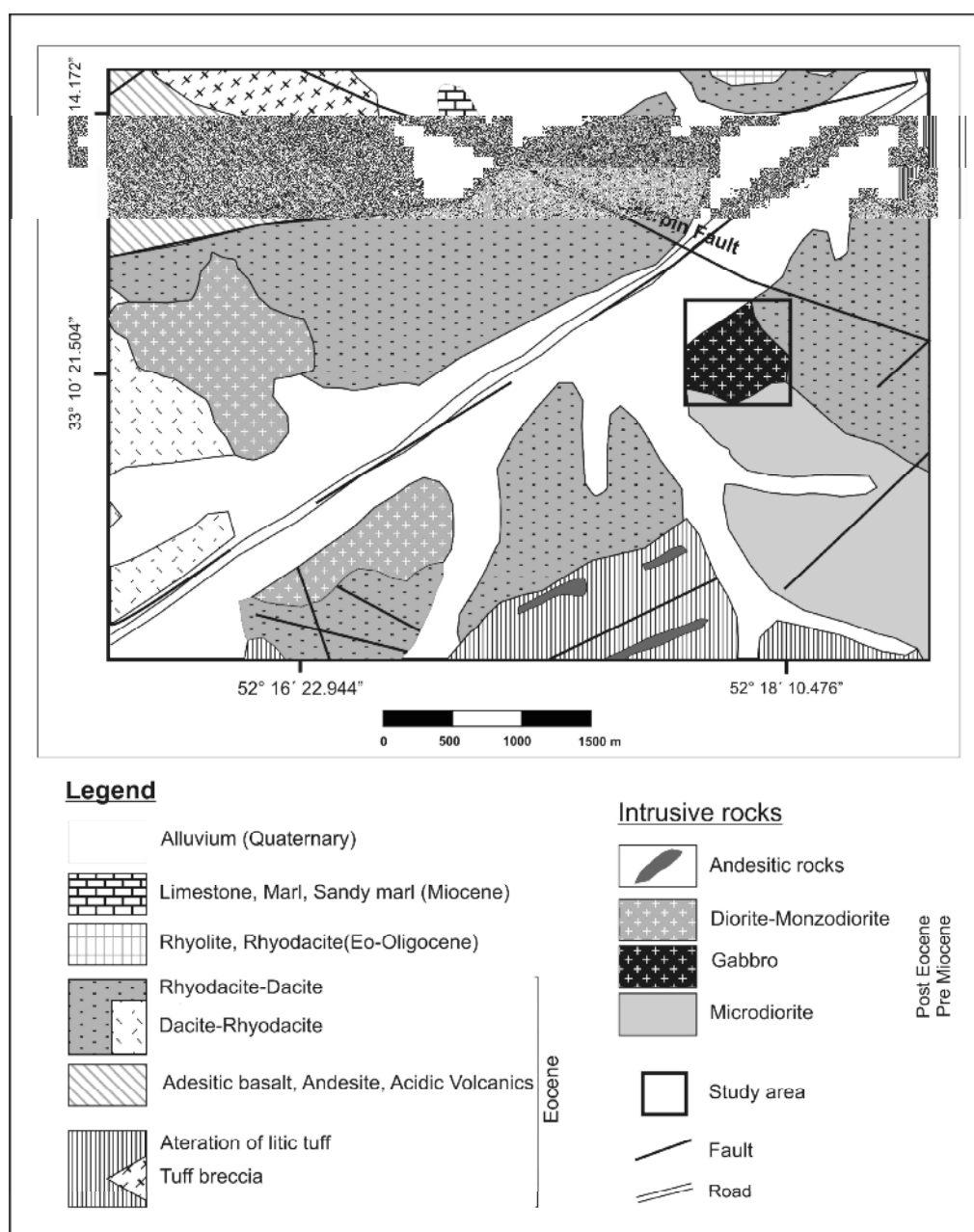
مقدمه

میوسن است (شکل ۱). به‌طور کلی سن ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال بر مبنای روش Rb/Sr برای این توده‌های نفوذی ارایه شده است [۲، ۳].

[۴] در بررسی نوار ماگمایی کرکس که توده‌ی مورد بررسی نیز بخشی از آن محسوب می‌شود، وجود رژیم زمین‌ساختی کافتی را منتفی دانسته و ماگمای سازنده‌ی این مجموعه را حاصل ذوب پوسته و یا گوشته‌ی اقیانوسی دانسته که نشان دهنده‌ی ادامه‌ی فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به زیر ورقه‌ی ایران مرکزی در پالئوژن است. در این پژوهش سعی بر این است که با استفاده از آنالیزهای ICP-MS به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌ی نفوذی مورد بررسی پرداخته و محیط زمین‌ساختی مناسبی همخوان با داده‌های ژئوشیمیایی ارائه شود.

توده‌ی نفوذی بغم با عرض جغرافیایی $15^{\circ} 10' 33''$ تا $37^{\circ} 10' 33''$ شمالی و طول جغرافیایی $52^{\circ} 17' 52''$ تا $20^{\circ} 18' 52''$ شرقی در ۲۳ کیلومتری جنوب شرقی اردستان و در مجاورت جاده‌ی اصلی آسفالت‌افشان - اردستان قرار دارد. از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، این توده بخشی از مجموعه توده‌های نفوذی پهنه‌ی ایران مرکزی و نوار ماگمایی ارومیه - دختر است و روی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان [۱] به عنوان دیوریت - مونزودیوریت گزارش شده است.

سن این توده با توجه به نقشه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش اردستان و این که سنگ‌های مورد بررسی به درون سنگ‌های آذرین بیرونی ائوسن تزریق شده‌اند، پس از ائوسن و پیش از



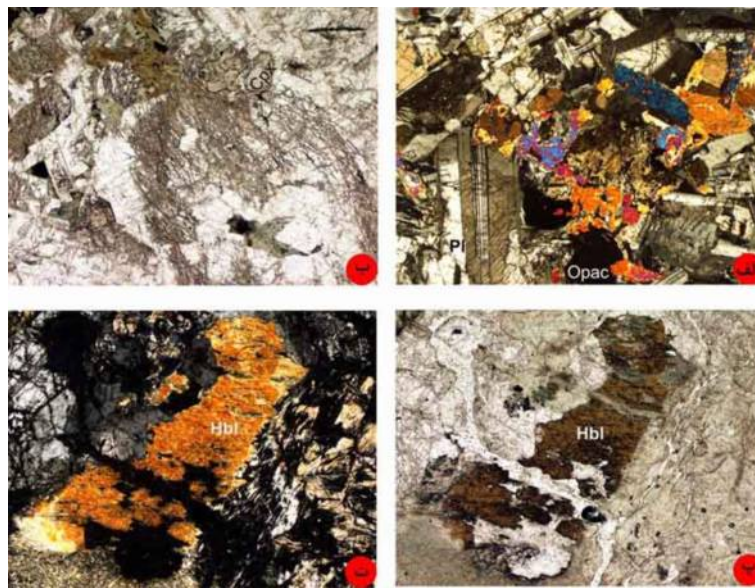
شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد بررسی [۱].

روش بررسی

در این پژوهش به منظور بررسی شیمی سنگ، نخست از این پلوتون نمونه‌برداری کامل شد و سپس پس از تهیه‌ی مقاطع نازک و بررسی‌های میکروسکوپی آن‌ها، تعداد ۵ نمونه با کمترین میزان دگرسانی را برای آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS (طیف سنج جرمی، جهت اندازه‌گیری عناصر کمیاب و نادر خاکی) و ICP-ES (طیف‌سنج نشری، جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی) به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شدند.

سنگ نگاشتی سنگ‌های گابرویی توده‌ی بغم

سنگ‌های گابرویی توده‌ی بغم، بافت دانه‌ای هم بعد (شکل ۲-الف) تا ناهم بعد (در بعضی نمونه‌ها) نشان می‌دهند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نسبتاً ساده بوده و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کانی کدر تشکیل یافته‌اند. آثار اندکی از تجزیه اورالیتی و سوسوریتی در کانی‌ها دیده می‌شود، به طوری که براساس تجزیه کم، زیبایی و استحکام، به عنوان سنگ تزئینی استفاده می‌شود.



شکل ۲ الف) نمایش بافت هم بعد دانه. نور متقاطع XPL ب) نمایش بلور کلینوپیروکسن شکل دار. نور طبیعی PPL پ) بلورهای هورنبلند با دو دسته رخ و آثار تجزیه. نور طبیعی PPL ت) همان عکس در نور متقاطع XPL، پهنای دید تمامی تصاویر 1mm.

کلریت (بلورهای زرد تنباکویی)، کلسیت و کانی‌های کدر دیده می‌شوند (شکل ۲- پ و ت).

کانی کدر

این کانی از نظر اندازه ریز بلور و از نظر قالب بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و گاهی آمیبی شکل است. گاهی در اطراف آن‌ها انباشت‌های ریز دانه‌ی اسفن ثانویه (از نظر اندازه ریز بلور بوده و از نظر فرم بی‌شکل است) دیده می‌شود.

ژئوشیمی سنگ

نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در جدول ۱ آورده شده‌اند. در سنگ‌های مورد بررسی تا حدودی تغییرات ترکیبی دیده می‌شوند، به طوری که میزان SiO_2 از ۴۴٫۷۵ تا ۴۷٫۰۸ درصد وزنی، Al_2O_3 از ۱۷٫۷۷ تا ۲۵٫۱۵، Fe_2O_3^* از ۵٫۱۲ تا ۹٫۰۷، MgO از ۳٫۴۳ تا ۱۰٫۶۰، CaO ۱۰٫۲۴ تا ۱۲٫۵۳، Na_2O از ۱٫۱۹ تا ۲٫۵۳ و میزان عدد منیزیمی از ۶۹٫۸۳-۵۵٫۸۶ تغییر می‌کنند. بالابودن میزان Al_2O_3 با بالا بودن مقدار پلاژیوکلاز هماهنگی دارد. میزان کوارتز انگاری به اندازه‌ی ۰٫۲۲-۰٫۰۰، دیوپسید انگاری به اندازه‌ی ۱۰٫۴۳-۱٫۶۴، هیپرستن انگاری به اندازه‌ی ۲۱٫۵۷-۸٫۳۸ و اولیوین انگاری به اندازه‌ی ۸٫۴۵-۰٫۰۰ تغییر می‌کنند که بیانگر این است که سنگ‌های مورد بررسی گابروهای (بازالت‌های) غنی از آلومین (بیش از ۱۷ درصد Al_2O_3) هستند که در چهاروجهی [۵] نزدیک به قطب پلاژیوکلاز قرار می‌گیرند.

پلاژیوکلاز

بخش بیشتر سنگ از این کانی تشکیل شده (۴۵-۵۰ درصد) که از نظر اندازه درشت بلور بوده و از نظر فرم بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار است. پلاژیوکلازها دارای ماکل تکراری (پلی‌سینتیک، شکل ۲- الف) هستند که گاهی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. آثار خردشدگی و تجزیه به کلریت در راستای شکستگی‌ها و خردشدگی‌ها مشاهده می‌شود که در اثر تجزیه سوسوریتی با شدت‌های متفاوت، در حال تبدیل شدن به کلسیت، کلریت و اپیدوت هستند.

پیروکسن

این کانی از لحاظ فرم بی‌شکل، نیمه شکل دار تا شکل دار بوده (شکل ۲- ب) و در مقاطع عرضی دارای دو گونه رخ عمود برهم است که در حدود ۲۰ درصد سنگ را شامل می‌شود. تجزیه‌ی اورالیتی (ترمولیت و اکتینوت) و تجزیه به کلسیت و اپیدوت و کلریت نیز مشاهده شود. از طرف دیگر در راستای رخ‌ها اسفن نیز آزاد شده است.

هورنبلند

این کانی که در حدود ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند که بی‌شکل تا نیمه‌شکل دارند و به صورت کشیده دیده می‌شوند که یک دسته از این مقاطع کشیده و رخ دارند و چند رنگی سبز کم‌رنگ تا کمی پررنگ و قهوه‌ای کم‌رنگ نشان می‌دهند. گاه تجزیه به بیوتیت (با چند رنگی قهوه‌ای کم‌رنگ تا قهوه‌ای)،

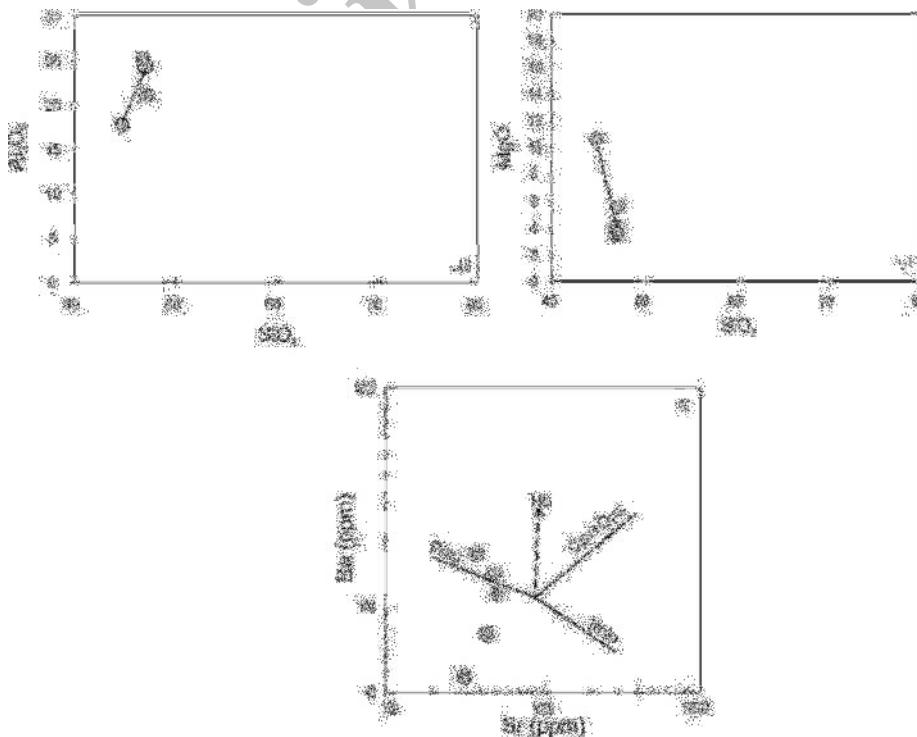
جدول ۱ نتایج آنالیزهای MS-ICP و ICP-ES توده‌ی نفوذی مورد بررسی، مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm

Sample	S-O-1-1	S-O-1-2	S-O-1-5	S-O-1-6	S-O-2-6
SiO ₂ (% Wt)	۴۶٫۹۶	۴۶٫۸۴	۴۴٫۷۵	۴۷٫۰۸	۴۷٫۰۶
TiO ₂	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۴۰	۰٫۵۰	۰٫۳۹
Al ₂ O ₃	۲۴٫۲۱	۲۵٫۱۵	۱۷٫۷۷	۲۱٫۰۹	۲۴٫۳۷
Fe ₂ O ₃ *	۵٫۸۹	۵٫۱۲	۹٫۰۷	۶٫۴۳	۵٫۶۸
MnO	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۱۷
MgO	۴٫۱۱	۳٫۴۳	۱۰٫۶۰	۵٫۵۱	۳٫۶۳
CaO	۱۱٫۴۰	۱۲٫۳۶	۱۰٫۲۴	۱۱٫۹۱	۱۲٫۵۷
Na ₂ O	۲٫۵۳	۲٫۳۵	۱٫۱۹	۲٫۴۲	۲٫۲۰
K ₂ O	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۱۳
P ₂ O ₅	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵
L.O.I.	۳٫۰۰	۳٫۷۰	۵٫۳۰	۴٫۳۰	۳٫۳۰
SUM	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۶	۹۹٫۷۶	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۵
Sc (ppm)	۱۶	۱۱	۲۱	۲۷	۱۵
V	۱۲۱	۱۱۸	۱۲۶	۱۶۳	۱۰۶
Cr	۵۶۶۵٫۳	۲۹۴٫۲	۳۲۸٫۴	۳۰۱٫۱	۱۷۰۳٫۷
Co	۲۱٫۷	۱۷٫۴	۴۷٫۲	۲۳٫۷	۱۹٫۵
Ni	۳۳٫۲	۳۱٫۹	۷۴٫۳	۲۴٫۴	۲۶٫۹
Cu	۸٫۲	۸٫۲	۳۲٫۲	۲۶٫۸	۵۱٫۱
Zn	۵۷	۴۸	۲۶	۳۳	۴۵
Ga	۱۵٫۷	۱۵٫۹	۱۲٫۲	۱۴	۱۶٫۳
Rb	۵٫۸	۵٫۸	۴٫۴	۹	۲٫۶
Sr	۴۴۳٫۶	۴۸۷	۳۱۶٫۶	۳۷۶٫۷	۵۱۴٫۸
Y	۱۰٫۹	۶٫۲	۹٫۵	۱۰٫۷	۱۰٫۱
Zr	۲۹٫۲	۱۳٫۶	۴۴	۲۹٫۳	۲۸٫۴
Nb	۱٫۴	۰٫۹	۱	۰٫۹	۱
Mo	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۹
Cs	۱٫۸	۲٫۱	۰٫۷	۲٫۶	۰٫۵
Ba	۷۵	۱۴۰	۴۸	۱۷۵	۱۱۵
Pb	۳	۶٫۷	۱٫۱	۵٫۳	۳٫۵
Hf	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۹	۱
Ta	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
W	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
U	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Th	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
La	۳٫۵	۲٫۴	۲٫۸	۳٫۲	۳٫۱
Ce	۸٫۳	۵٫۶	۶٫۲	۷٫۹	۷٫۵
Pr	۱٫۱۸	۰٫۷۴	۰٫۸۹	۱٫۰۵	۱٫۰۸
Nd	۵٫۵	۳٫۳	۴٫۲	۵٫۳	۴٫۸
Sm	۱٫۴۲	۰٫۹	۱٫۱۲	۱٫۴۲	۱٫۳۳
Eu	۰٫۵۸	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۵۳	۰٫۵
Gd	۱٫۶۳	۰٫۹۷	۱٫۳۵	۱٫۶۲	۱٫۵۲
Tb	۰٫۳	۰٫۱۸	۰٫۲۶	۰٫۳	۰٫۲۹
Dy	۱٫۷۵	۱٫۰۸	۱٫۵۵	۱٫۷۴	۱٫۸۴
Ho	۰٫۳۸	۰٫۲۳	۰٫۳۴	۰٫۳۸	۰٫۳۹
Er	۱٫۱۱	۰٫۶۵	۱٫۰۳	۱٫۲۱	۱٫۱۲
Tm	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۷
Yb	۱٫۱۴	۰٫۶۴	۰٫۹۹	۱٫۰۸	۱٫۱
Lu	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶
	مقادیر نرم محاسبه شده				
Q	۰	۰	۰	۰	۰٫۲۲
C	۰	۰	۰	۰	۰
Or	۱٫۲۴	۱٫۰۶	۱٫۰۰	۱٫۹۵	۰٫۷۷
Ab	۲۱٫۴۱	۱۹٫۸۹	۱۰٫۰۷	۲۰٫۴۸	۱۸٫۶۲
An	۵۴٫۰۸	۵۷٫۵۴	۴۲٫۶۴	۴۵٫۷۱	۵۶٫۲۴
Di	۱٫۶۴	۲٫۷۵	۶٫۳۵	۱۰٫۴۳	۴٫۷۳
Hy	۱۱٫۲۷	۱۰٫۵۳	۲۱٫۵۷	۸٫۳۸	۱۲٫۴۴
Ol	۲٫۷۴	۱٫۰۸	۸٫۴۵	۴٫۶۱	۰٫۰۰
Mt	۲٫۱۳	۱٫۸۱	۲٫۷۷	۲٫۳۲	۱٫۹۶
Il	۰٫۸۷	۰٫۹۱	۰٫۷۶	۰٫۹۵	۰٫۷۴
Ap	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۱۲
Sum	۹۵٫۵۴	۹۵٫۷۱	۹۳٫۷۱	۹۴٫۹۹	۹۵٫۸۲

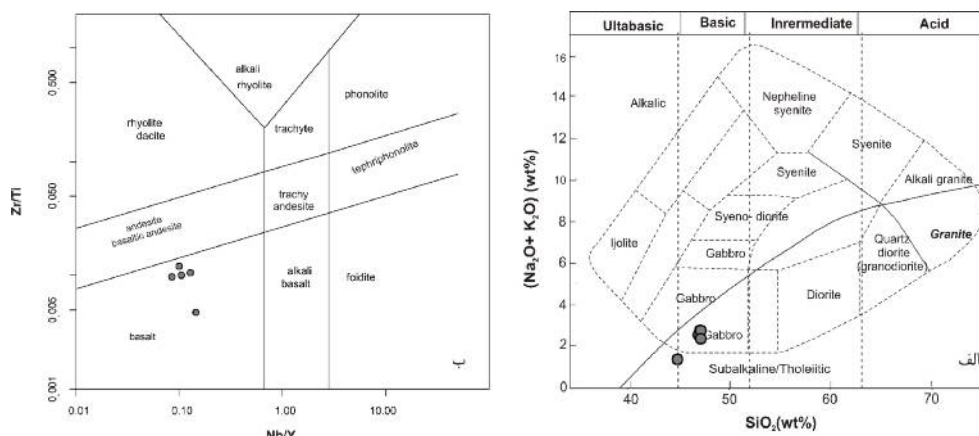
L.O.I. = Loss-on-ignition; Fe₂O₃* = as Fe total

بررسی می‌تواند بیانگر انباشت آمفیبول باشد [۹]. سنگ‌های مورد بررسی در نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس [۱۰] گستره‌ی گابرو را نشان می‌دهند. همچنین در نمودار رده‌بندی سنگی براساس ترسیم نسبت-نسبت عناصر غیرمتحرک مثل Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۱۱]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی بازالتی (معادل بیرونی سنگ‌های مورد بررسی) قرار می‌گیرند (شکل ۴). از آنجا که احتمالاً عناصر اصلی تحت تاثیر دگرسانی و فرآیندهای دگرگونی قرار می‌گیرند، لذا بهتر است از نمودار AFM استفاده نشود [۱۲، ۱۳] و بجای آن از نمودارهای سیلیس نسبت به FeO/MgO ، Y نسبت به Zr و Yb نسبت به La [۱۳] استفاده شود که سنگ‌های مورد بررسی غالباً در سری تولیتی با آهن بالا با تمایلات اندکی به سری تدریجی قرار می‌گیرند (شکل ۵). این مسئله ناشی از تبلور زیاد آمفیبول است که سبب تغییر ماهیت ماگمای تولیتی به سمت آهکی-قلیایی می‌شود [۱۳].

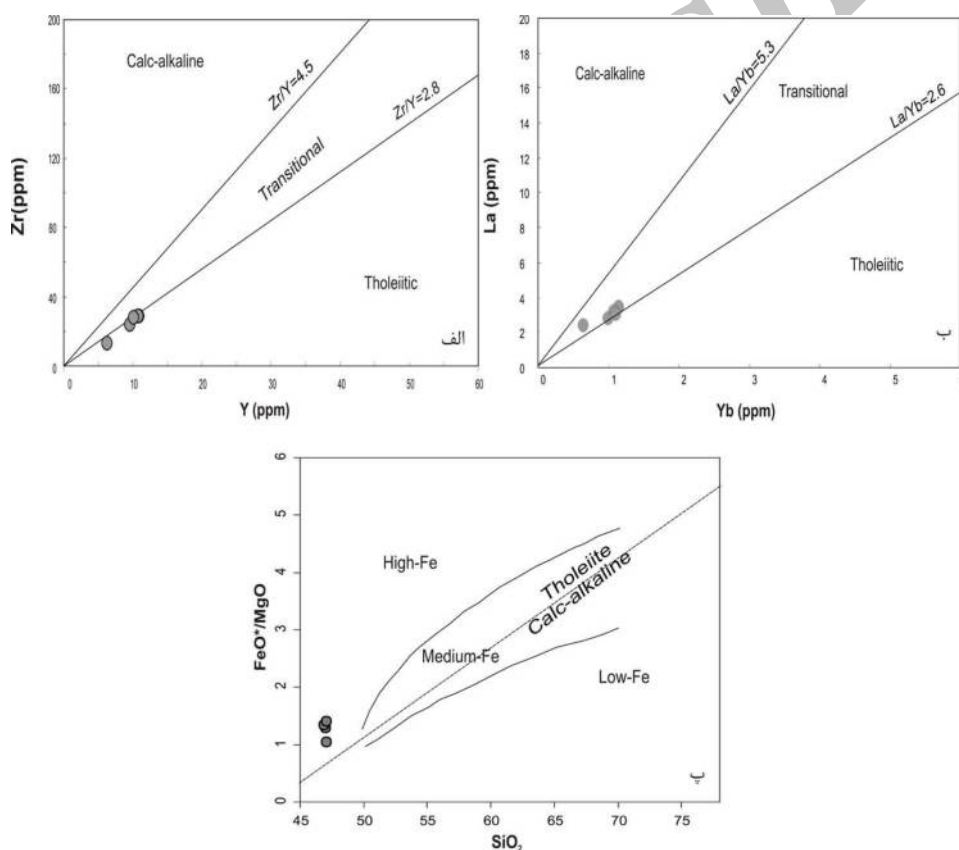
عناصر کمیاب نیز تغییراتی را نشان می‌دهند که شامل: باریم ۴۸-۱۷۵، روبیدیم ۹۰-۲۰۶، استرانسیم ۵۱۴/۸-۳۱۶/۶ (مقدار تقریباً بالای استرانسیم نشانگر انباشت پلاژیوکلاز در سنگ است)، زیرکونیم ۲۹/۳-۱۳/۶، نیوبیوم ۱/۴-۰/۹، نیکل ۲۴/۳-۲۴/۴، ایتریم ۱۰/۹-۶/۲ و اسکاندیم ۲۷-۱۱. ماگماهایی که در آن‌ها جدایش اولیون صورت می‌گیرد معمولاً دارای نسبت $(Mg + Fe)/Si$ بالای ۲ است [۶، ۷]. نمونه‌های مورد بررسی $(Mg + Fe)/Si$ کمتر یا مساوی ۰/۵ دارند (۰/۲۲-۰/۵۴) که نشان‌دهنده‌ی جدایش پیروکسن و یا آمفیبول است که با سنگ نگاری سنگ همخوانی دارد. با توجه به شکل ۳ الف و ب، با افزایش سیلیس میزان Al_2O_3 افزایش و MgO کاهش می‌یابد که بیانگر تبلور و جدایش کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن است. افزایش Al_2O_3 در ماگما سبب تبلور پلاژیوکلاز در مراحل نهایی تبلور می‌شود. در نمودار Ba نسبت به Sr ، باریم با افزایش استرانسیم طی جدایش پیروکسن و مقداری آمفیبول، افزایش می‌یابد (شکل ۳-ج) [۸]. مقادیر بسیار پایین روبیدیم و باریم در نمونه‌های مورد



شکل ۳ الف و ب) با افزایش سیلیس میزان Al_2O_3 افزایش و MgO کاهش می‌یابد. ج و د) نمودارها فرآیندهای تبلور جدایشی و ذوب بخشی را نشان می‌دهد (ج) در نمودار باریم بر حسب استرانسیم، باریم با افزایش استرانسیم افزایش می‌یابد (برگرفته از [۸]).



شکل ۴ الف) در نمودار سیلیس نسبت به قلیاها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گابرو قرار می‌گیرند. ب) در نمودار Nb/Y بر حسب Zr/Ti نمونه‌های مورد بررسی گستره‌ی بازالتی (معادل بیرونی سنگ‌های مورد بررسی) را نشان می‌دهند.



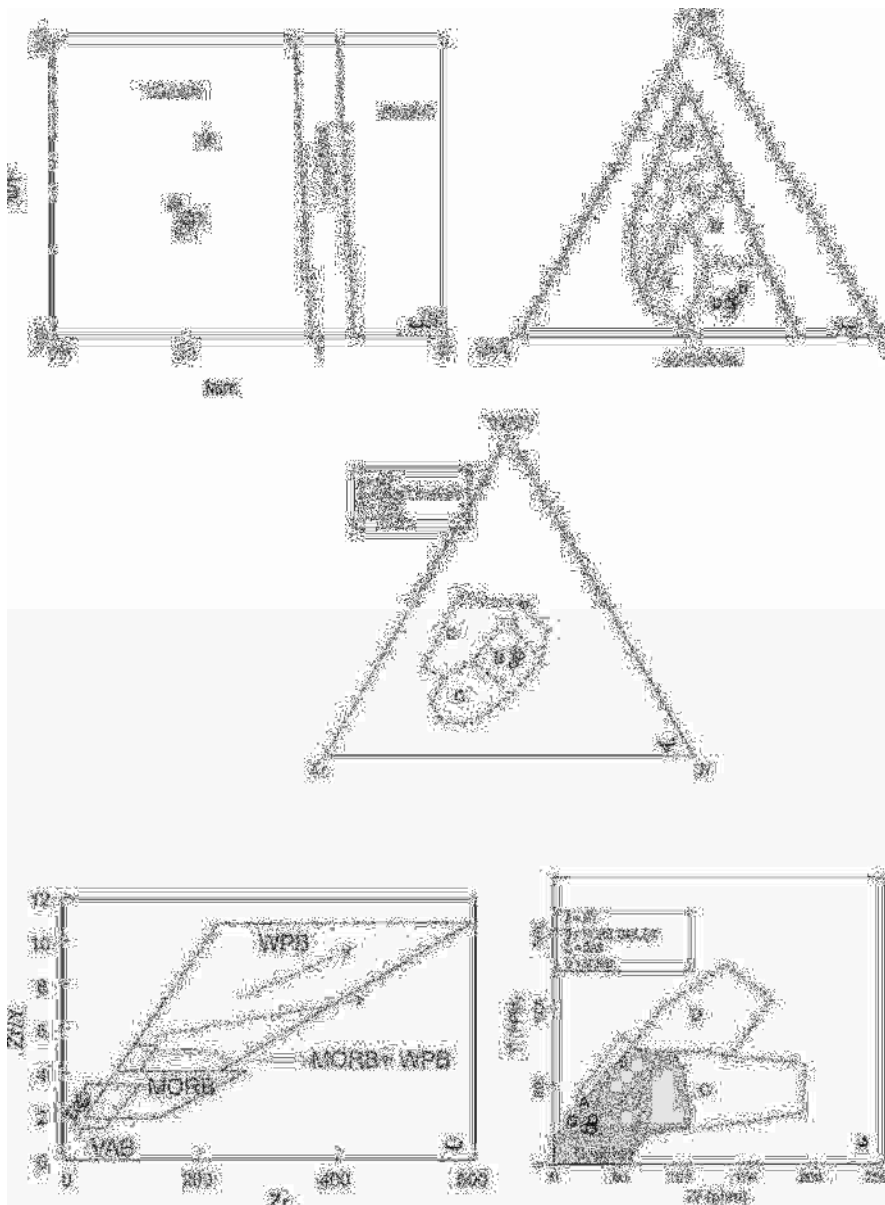
شکل ۵ الف) در نمودارهای Y نسبت به Zr (ب) Yb نسبت به La [۱۳] پ) سیلیس نسبت به FeO*/MgO سنگ‌های مورد بررسی غالباً در سری تولییتی با آهن بالا با تمایلات اندک به سری تدریجی قرار می‌گیرند.

الگوی REE بهنجار شده به کندریت، این سنگ‌ها غنی‌شدگی اندک LREE نسبت به HREE (میزان Ce_N/Yb_N از ۱/۶ تا ۲/۸۴) نشان می‌دهند که نوعی E-MORB است [۱۵] و بیانگر ذوب بخشی پایین و یا حضور احتمالی گارنت در خاستگاه است [۱۶]. هم چنین بیهنجاری مثبت کوچک Eu

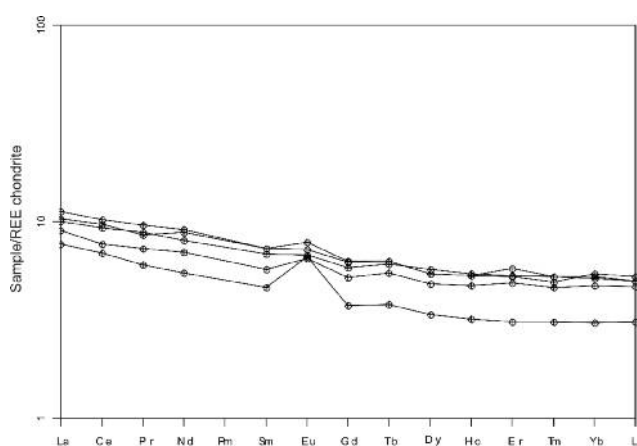
براساس نسبت پایین‌تر از ۱ این سنگ‌های گابرویی (۰/۱۵-۰/۰۸) در نمودار Nb/Y نسبت به Ti/Y می‌توان ماهیت تولییتی را برای آن‌ها در نظر گرفت (شکل ۶-الف) و ادعان کرد که از یک خاستگاه ماگمای تولییتی ریشه گرفته اند [۱۴].

بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه و مورب یکی از دیگر ویژگی ژئوشیمیایی است که در این سنگ‌ها دیده می‌شود که این ویژگی از سرشتی‌های ماگماهای جزایر قوسی است (شکل ۸). همچنین غنی‌شدگی از عناصر LILE (Cs, Rb, Pb, Ba) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Nb, Zr, Hf, Nb) نشانده‌ی ماگمای مناطق قوس فرورانشی هستند [۲۰].

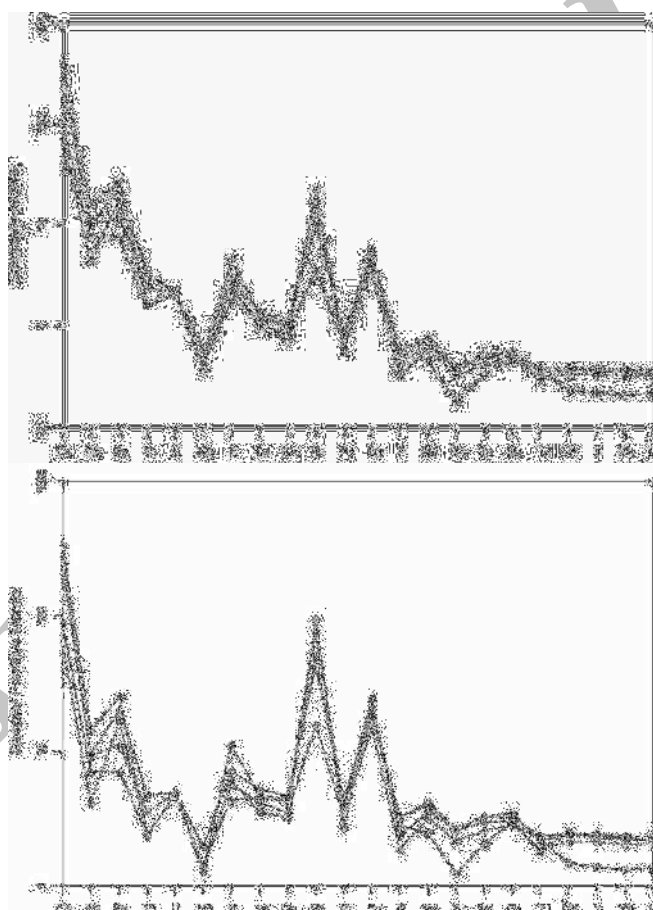
نیز مشاهده می‌شود که بیانگر انباشت پلاژیوکلاز است (شکل ۷). الگوی فرو رفته‌ی REE بهنجار شده به کندریت نشان‌دهنده نقش مشخص جدایش آمفیبول و پیروکسن در ایجاد این گابروهاست [۱۷]، وجود هورنبلند سبب غنی‌شدگی REE می‌شود [۱۹، ۱۸]. تهی‌شدگی از عناصر Ti و Nb در نمودارهای عنکبوتی



شکل ۶ الف) در نمودار Nb/Y نسبت به Ti/Y سنگ‌ها ماهیت تولیدی نشان می‌دهند [۱۴]. ب) در نمودار سه‌تایی 2Nb-Zr/4-Y، گابروهای مورد بررسی گستره‌ی D را نشان می‌دهند [۲۱]. پ) در نمودار Ti-Zr-Y سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی حواشی مخرب قرار می‌گیرند [۲۲]. ت) نمودار Zr بر حسب Zr/Y نمونه‌ها در محدوده‌ی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. د) در نمودار Ti-Zr نمونه‌ها، گستره‌ی تولیدی جزایر کمائی IAT با اندکی تمایل به سمت بونینیت را نشان می‌دهند [۲۳].



شکل ۷ الگوی بهنجار شده به کندریت برای سنگ‌های گابرویی بغم براساس داده‌های [۲۴].



شکل ۸ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به N-MORB و گوشته‌ی اولیه برای گابروهای مورد بررسی. داده‌ها برای گوشته‌ی اولیه از [۲۵] برداشت شده‌اند.

همچنین نمودارهای عنکبوتی نسبت به N-MORB غنی‌شدگی از LIL (برای مثال Cs, Rb, Ba, Th, K)، بیهنجاری مثبت Sr، بیهنجاری منفی Nb و Ti و عناصر HFSE را نشان می‌دهند. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به عناصر نادر خاکی و N-MORB نشان می‌دهد که LREE نسبت به HREE اندکی غنی‌شدگی نشان داده و Eu بیهنجاری مثبت کوچک دارد. نسبت La_N/Yb_N از ۲٫۵۳ تا ۱٫۹۰ تغییر می‌کند.

آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-ت). گابروهای بغم دارای Ce/Yb پایینی هستند (شکل ۹-ب)، بنابراین نشان‌دهنده سنگ‌های وابسته به جزایر قوسی هستند [۲۲].

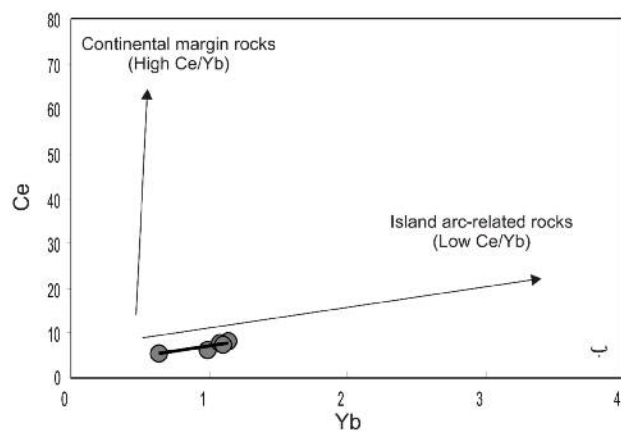
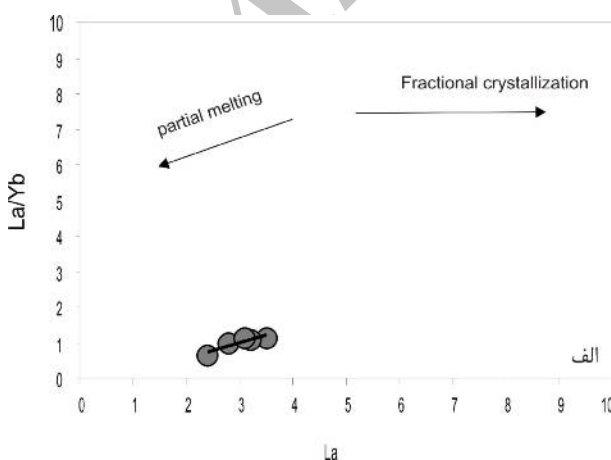
بر اساس نمودار $Ti-Zr$ نمونه‌ها در گستره‌ی تولیت جزایر کمانی IAT با اندکی تمایل به سمت بونینیت قرار می‌گیرند (شکل ۶-د). میزان پایین TiO_2 ، Zr و Nb نشان می‌دهد که این ماگماها با پتاسیم پایین دارای تمایل بیشتری به تولیت‌های جزایر کمانی‌اند تا بازالت درون صفحه‌ای. همه‌ی نمونه‌ها دارای الگوی تهی‌شده از LREE مشابه IAT هستند. گابروهای مورد بررسی دارای میزان Al_2O_3/TiO_2 (۶۲/۴۹-۴۲/۱۸) بالایی بوده که از نظر شیمیایی اندکی به بونینیت‌ها تمایل دارند. براساس نمودار TiO_2-Zr (شکل ۱۰-الف) نمونه‌ها اغلب ویژگی‌های تولیت جزایر کمانی با اندکی تمایل به بونینیت را نشان می‌دهند [۳۰]. در نمودار $Ti/Cr-Ni$ (شکل ۱۰-ب) گابروهای مورد بررسی در گستره‌ی گابروهای با تیتانیم پایین و بونینیت قرار می‌گیرند [۳۱]. در نمودار مثلثی مربوط به تفکیک محیط زمین ساختی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ [۳۲] و در نمودار دوتایی $Ti-Zr$ سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی IAT با اندکی تمایل به بونینیت قرار می‌گیرند. این نوع ماگماها با تیتانیم پایین در موقعیت زمین ساختی جلوی کمان حاصل می‌شود [۳۳، ۳۴]. که ممکن است معرف تهی‌شدگی پیشرونده خاستگاه از تولیت جزایر کمانی به بونینیت در طول زمان باشد.

سنگ‌های تشکیل شده در حاشیه‌ی صفحات همگرا [۲۷، ۲۶، ۸] و تولیت زون ابرفرورانشی هستند [۲۹، ۲۸].

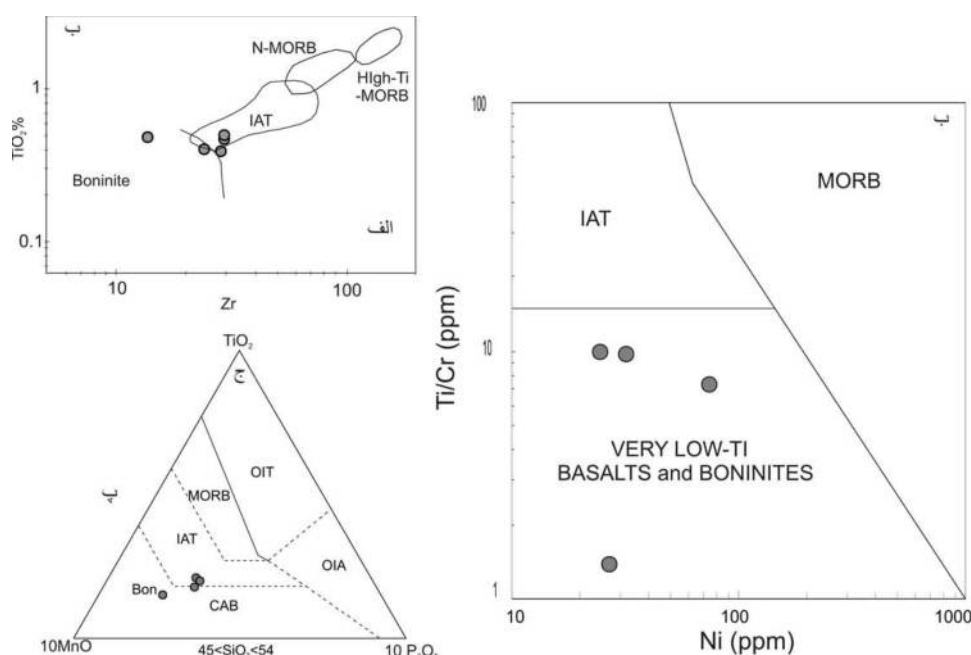
محیط زمین ساختی

با توجه به ماهیت تولیتی سنگ‌های مورد بررسی، برای شناسایی اولیه موقعیت زمین ساختی حاشیه‌ی صفحات و درون صفحه‌ای از نمودار سه تایی $2Nb-Zr/4-Y$ از [۲۱] استفاده شد که نمونه‌ها در گستره‌ی D یعنی N-MORB و کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب).

بنا بر روش [۲۲]، از مقادیر $Ti-Zr-Y$ می‌توان برای جداسازی بین بازالت‌های مورب، بازالت‌های ریشه گرفته از حواشی صفحات و بازالت‌های درون صفحه‌ای استفاده کرد (شکل ۶-پ). به طوری که در نمودار سه تایی $Ti/100-Zr-3Y$ ، دیده می‌شود نمونه‌ها در حواشی صفحات مخرب قرار می‌گیرند. صفحه‌ی متحرک در حواشی صفحات متحرک می‌تواند لیتوسفر اقیانوسی یا قاره‌ای باشد که برای جدایش این دو از نمودار Th/Yb بر حسب Ta/Yb استفاده کردیم که بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌ها در گستره جزایر کمانی اقیانوسی قرار می‌گیرند. در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb ، آرایه OIB-MORB خاستگاه مانتوی تهی‌شده (MORB) و مانتوی غنی‌شده (درون صفحه‌ای) را از هم جدا می‌کند. برای سنگ‌های ماگمایی وابسته به فرورانش، اضافه شدن سازی شیمیایی فرورانش سبب افزایش Th/Yb می‌شود. هم چنین در نمودار Zr بر حسب Zr/Y ، نمونه‌ها در گستره‌ی کمان



شکل ۹ الف) نمودار La نسبت La/Yb نشان می‌دهد که تحول ماگما بیشتر تحت تاثیر ذوب بخشی است. ب) تغییرات میزان Yb نسبت به Ce برای سنگ‌های گابرویی مورد بررسی. روندهای جزایر قوسی (Ce/Yb پایین) و حاشیه‌ی قاره‌ای (Ce/Yb بالا) از [۲۶].



شکل ۱۰ الف) در نمودار تفکیکی TiO_2 -Zr نمونه‌ها در گستره‌ی IAT با تمایلات اندکی به بونینیت قرار می‌گیرند [۳۰] در نمودار Ti/Cr بر حسب Ni نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی بونینیت و ترکیبات بازی با تیتانیم پایین قرار می‌گیرند [۳۱] ج) در نمودار مثلثی MnO - TiO_2 - P_2O_5 مربوط به جدایش محیط زمین ساختی، نمونه‌ها گستره‌ی IAT با تمایلات اندکی به بونینیت قرار می‌گیرند [۳۲].

ترکیبی این سنگ‌ها بیشتر با ذوب بخشی و فرآیندهای خاستگاه کنترل می‌شود تا جدایش بلورین کنترل می‌شود. با این حال تبلور جدایشی همراه با آلودگی پوسته‌ای (AFC)، فرآیند مهمی طی تکامل ماگماست [۳۹]. مواد پوسته‌ای از LILE، K_2O و Na_2O غنی و از P_2O_5 و TiO_2 تهی شده‌اند. این عناصر می‌توانند بازتاب دهنده‌ی آلودگی پوسته‌ای باشند. مقادیر پایین قلیایی‌ها (K_2O ، Na_2O) در گابروهای مورد بررسی، آلودگی پوسته‌ای اندکی را برای این سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند. سازهای پوسته‌ای در توریم و سرب غنی هستند و در نمونه‌های مورد بررسی مقادیر آن‌ها پایین است، بنابراین آلودگی پوسته‌ای نشان نمی‌دهند.

باتوجه به الگوی به‌هنجارشده نسبت به N-MORB، فراوانی عناصر لیتوفیل بزرگ یون LILE به ویژه باریم و روبیدیم و مقادیر پایین HFSE ها شاخص ماگماهای وابسته به فرورانش و یا دگرسان شده می‌باشند. همچنین ترکیب سنگ کل همانند ماگماهای مافیک وابسته به فرورانش، غالباً فقیر از P و Ti است [۴۰]. ترکیب سنگ‌های ماگمایی در این موقعیت زمین ساختی نیز با سازهای شاری شکل گرفتند از ورقه‌ی فرورونده (پوسته‌ی بازالتی و رسوب‌های پلاژیک) و نیز ترکیب

ویژگی‌های ژئوشیمیایی بونینیت‌ها به صورت زیرند:

TiO_2 -پایین (کم‌تر از ۰/۵ درصد، تولیت جزایر کمانی دارای TiO_2 کم‌تر از یک درصد است).

IAT - غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی در HFSE نشان می‌دهند، در حالی که بونینیت‌ها به صورت غنی‌شدگی متفاوتی از LILE دیده می‌شوند و با تهی‌شدگی شدید در Y، Ti و بقیه HFSE و HREE نشان می‌دهند و دارای الگوی بهنجار U شکل‌اند [۳۵].

- بالا بودن غلظت عناصر دیرگداز مثل منیزیم، نیکل و کروم [۳۶].

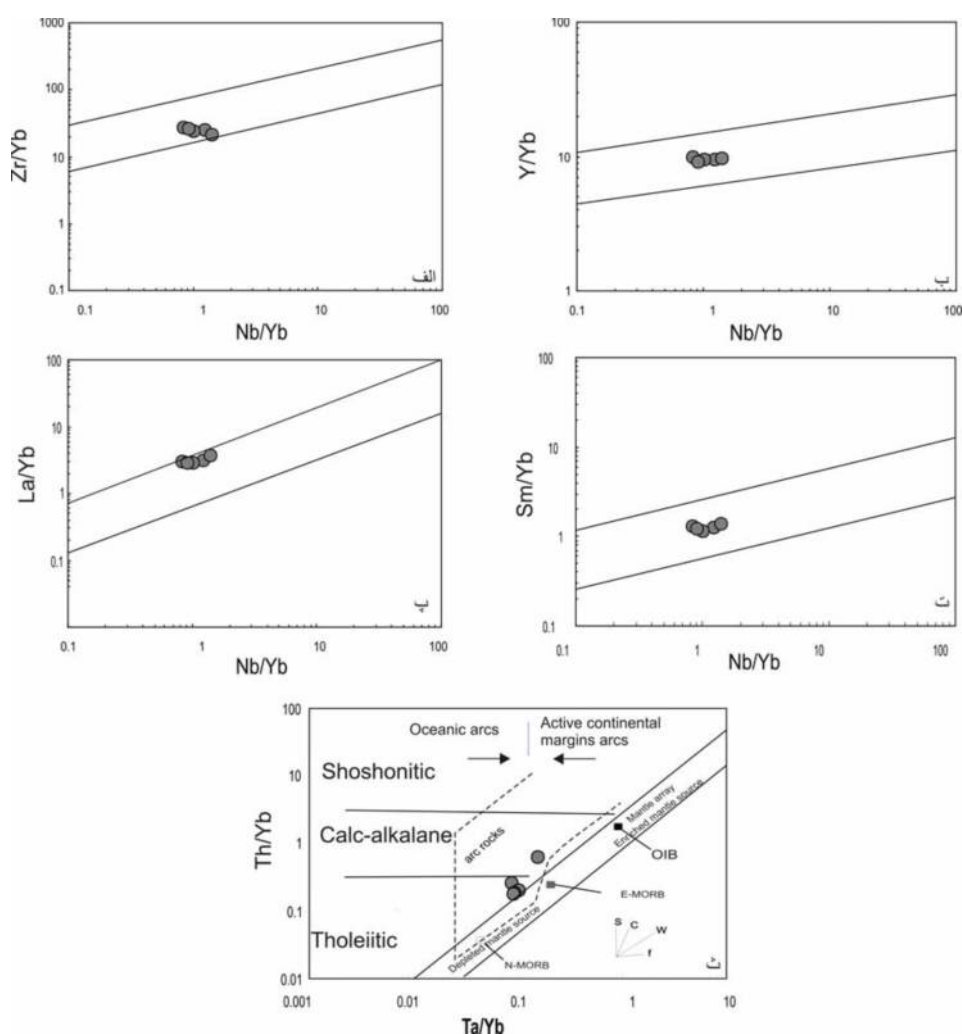
با توجه به میزان پایین TiO_2 و در نتیجه بالا بودن مقادیر CaO/TiO_2 و Al_2O_3/TiO_2 و پایین بودن Ti/V و Ti/Sc می‌توان خاستگاه این گابروها را ماگمای تهی شده یا دیرگداز دانست [۳۴]. به طوری که سنگ‌های بونینیتی از ذوب (حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد) پریدوتیت گوشته‌ای اشباع از آب در موقعیت جلوی کمان حاصل می‌شوند [۳۷].

ماهیت خاستگاه

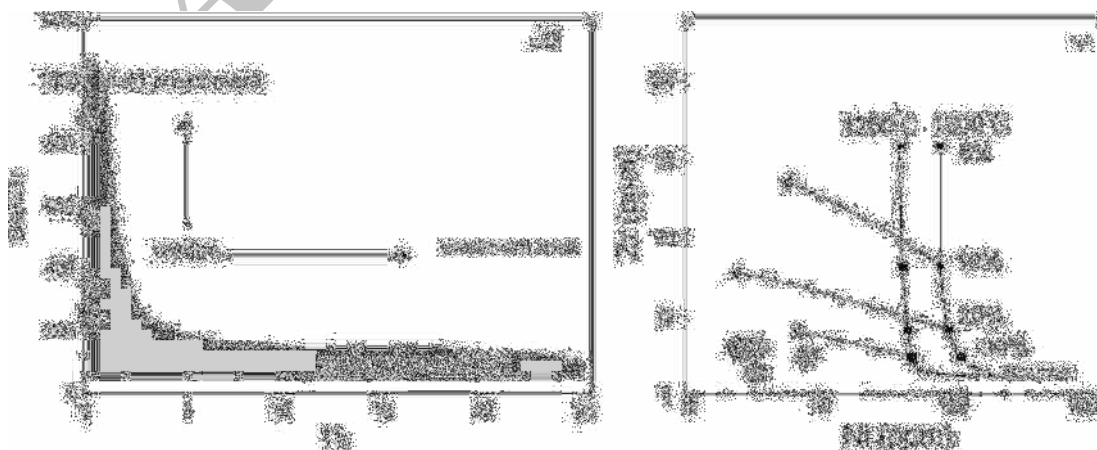
با توجه به شکل ۹-الف، تغییرات نسبت La/Yb تحت تاثیر ذوب بخشی است [۳۸] و چنانکه که مشاهده می‌شود تغییرات

گوهی گوشته‌ای کنترل می‌شود [۴۱]. مقادیر بالای Sr/Nd اصولاً به دخالت شاره‌های حاصل از ورقه نسبت داده می‌شود و مقادیر بالای Th/Yb و مقادیر پایین Sr/Nd به افزایش رسوب-های فرورانده به گوهی مانتویی نسبت داده می‌شوند [۴۲، ۴۳]. نمونه‌های مورد بررسی دارای HFSE پایین و LILE بالا (بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE) هستند که به ترتیب بیانگر ذوب‌شدگی پریدوتیت گوهی تهی شده و مشارکت شاره-های حاصل از ورقه [۴۴] یا ذوب آبدار [۴۵] است که از سرشتی‌های زون ابرفرورانشی است. به طوری که مقادیر بالای LILE و Th در تولیت جزایر قوسی نسبت به مورب اصولاً حاصل ورود شاره‌های غنی شده از سیلیس و LILE از زون فروران [۲۹، ۲۸] و تحرک این عناصر طی یا بی‌آب شدن [۴۵] هستند. در حالی که HFSE و HREE نسبت به LILE در فرآیند بی‌آب شدن تحرک کمی دارند [۴۶]. ترکیب‌های خاستگاه مانتویی و درجه ذوب بخشی را که ماگمای مادر را ایجاد می‌کند، با فراوانی و مقادیر REE می‌توان تعیین کرد. HFSE ماهیت خاستگاه‌های مانتویی را روشن می‌سازد، که ممکن است با خروج گدازه‌ی اولیه در محیط حوضه‌های پشت کمان [۴۷] یا در موقعیت کمان فقیر شده باشند [۴۸]. بنابراین مقادیر پایین HFSE مثل توریم، زیرکونیوم، نیوبیوم، ایتیم و تیتانیوم در گابروهای مورد بررسی می‌تواند به صورت خروج گدازه‌ی اولیه از گوهی مانتویی تفسیر شود [۴۷] و نشان‌دهنده‌ی درجه پایین ذوب بخشی است. سنگ‌های مورد بررسی از نیوبیوم (۰/۹-۱/۴) تهی شده‌اند، بنابراین شاهده‌ی دال بر حضور یک سازای OIB (Oceanic Island Basalt) در ناحیه‌ی خاستگاه وجود ندارد. سهم نسبی گوهی مانتویی و شاره‌های حاصل از ورقه را می‌توان با ترسیم نمودارهای M/Yb بر حسب Nb/Yb یا Ta/Yb ارزیابی کرد [۴۴، ۴۵] که M عنصر ناسازگار است. (شکل ۱۱). در هر نمودار، سهم عنصر M از شاره‌های حاصل از ورقه در جابه‌جایی از آرایه‌ی مانتویی نمود پیدا می‌کند. برای HFSE، Zr و Y، تمامی نمونه‌ها در درون آرایه ترسیم می‌شود (شکل ۶- الف و ب). نمونه‌های گابرویی مورد بررسی، هم LREE (La) و هم MREE (Sm) در درون آرایه

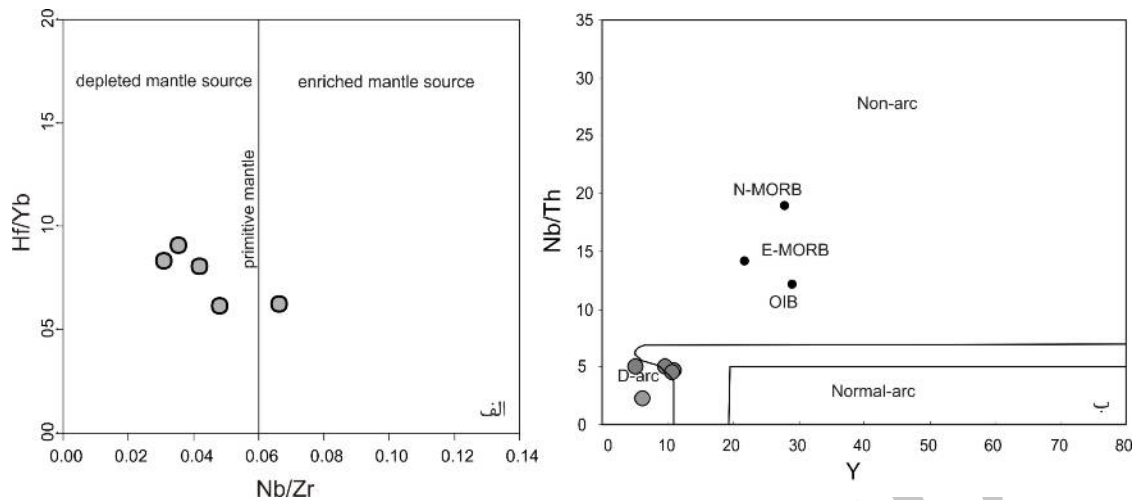
گوشته‌ای قرار می‌گیرند، به طوری که LREE ها نزدیک به مرز بالایی قرار گرفته (شکل‌های ۶- پ و ت) که احتمالاً ناشی از تاثیر شاره‌های حاصل از فرورانش است. در مقایسه، مقدار Th/Yb در بالای آرایه‌ی گوشته‌ای با نسبت بالاتر Th/Yb ترسیم می‌شوند که نشان‌دهنده‌ی سهم ورقه‌ی فرورونده به گوهی مانتویی بیش از دگرسانی است که با نسبت بالای Th/Yb ثبت می‌شود [۴۵]. چون HFSE و HREE کمتر تحت تاثیر شاره‌های حاصل از فرورانش قرار می‌گیرند، می‌توان از آن‌ها برای نشان دادن ماهیت گوه گوشته‌ای استفاده کرد. عناصر HFSE، عناصر پایدارند که در درون آرایه گوشته‌ای که از خاستگاه N-MORB (با نسبت Nb/Yb پایین‌تر) تا خاستگاه OIB غنی شده (با نسبت Nb/Yb بالاتر) قرار می‌گیرند. سنگ‌های گابرویی بغم در اطراف مقادیر MORB انباشت شده و به سمت Nb/Yb پایین‌تر کشیده شده‌اند که نشان‌دهنده‌ی خاستگاه گوشته‌ای تهی شده‌ای هستند که با شاره‌های پهنه‌ی فرورانش به میزان بسیار اندکی غنی شده‌اند. نسبت عناصر لیتوفیل بزرگ یون LIL به توریم در سیستم‌های ماگمایی وابسته به فرورانش زیاد می‌شود، زیرا فرآیند ذوب سبب آبدایی پوسته‌ی فرورونده و اضافه شدن شاره‌های غنی از عناصر LIL به گوهی گوشته‌ای می‌شوند [۴۹]. پایین بودن مقدار توریم و بالا بودن نسبت Ba/Th (شکل ۱۲- الف) و بالا بودن نسبت Sr/Nd بیانگر نقش شاره‌های آزاد شده از پوسته‌ی فرورونده در تشکیل ماگمای گابرویی مورد بررسی است. نمودار Zr-Ni نشان می‌دهد (شکل ۱۲- ب) که سنگ‌های گابرویی می‌توانند با حدود ۳۰٪ ذوب بخشی از مانتوی لرزولیتی پدید آیند [۵۰]. همچنین نسبت Gd/Yb_{cn} گابروهای مورد بررسی ۱/۰۳ تا ۱/۲۲ در تغییر است که خاستگاه گوشته‌ای در گستره‌ی پایداری اسپینل را نشان می‌دهد. نمونه‌ها دارای Yb_N کمتر از ۱۰ هستند، که معرف حضور گارنت به صورت فاز باقیمانده در خاستگاه گوشته‌ای است [۱۷]. با توجه به میزان پایین TiO₂ و در نتیجه بالا بودن مقادیر CaO/TiO₂ و Al₂O₃/TiO₂ و پایین بودن Ti/V و Ti/Sc می‌توان خاستگاه این گابروها را ماگمای تهی شده یا دیرگداز دانست [۳۴]. این مسئله در نمودارهای شکل ۱۳ نیز دید می‌شود.



شکل ۱۱ نمودار M/Yb نسبت به Nb/Yb سنگ‌های گابرویی بغم. الف) Zr/Yb (ب) Y/Yb (پ) La/Yb و Sm/Yb و OIB و $MORB$ به ترتیب معرف خاستگاه گوشته جزایر اقیانوسی و پشته‌ی میان اقیانوسی است. آرایه گوشته‌ای (آرایه $OIB-MORB$) اقتباس از [۵۱]. ث) نمودار Th/Yb بر حسب Ta/Yb با آرایه‌ی گوشته‌ای اقتباس از Pearce (1983) که نشان‌دهنده‌ی نقش اجزای درگیر در فرورانش، c) آلودگی پوسته‌ای، w غنی‌شدگی درون صفحه‌ای و f تبلور بخشی.



شکل ۱۲ الف) نمودار Ba/Th بر حسب Th نشان‌دهنده‌ی نقش شاره‌های آزاد شده از پوسته‌ی فرورونده در تشکیل ماگمای گابروهای مورد بررسی است [۵۲] ب) نمودار Zr بر حسب Ni برای سنگ‌های مورد بررسی (برگرفته از [۵۰]).



شکل ۱۳ الف) در نمودار Hf/Yb نسبت به Nb/Zr (با تغییرات از [۵۳]) گابروها در بخش دارای مقادیر پایین Nb/Zr قرار می‌گیرند. ب) نمودار Nb/Th-Y: D-arc: کمان تهی شده. ترکیبات نمایشی بازالت اقیانوسی غیرکمان از [۲۵] است. نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی کمان قرار می‌گیرند.

ماگمای تهی شده دانست. این نوع ماگماها با تیتانیم پایین در موقعیت زمین‌ساختی جلوی کمان حاصل می‌شود.

مراجع

[۱] رادفرج، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۸).

[2] Amidi S. M., "Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrographique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran central)", Thèse Ph.D., Univ. Grénoble, France (1975) 316pp.

[3] Amidi S. M., "Étude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran Central), stratigraphie et pétrologie", Geology Survey of Iran 42 (1977) 316 p.

[4] Pourhosseini F., "Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes", PhD thesis, University of Cambridge (1981) 315p.

[5] Yoder H. S. Jr., Tilley C. E., "Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems", Journal of Petrology 3 (1962) 342-532.

[6] Abu Anbar M. M., "Petrogenesis of the Nesryin gabbroic intrusion in SW Sinai, Egypt: new contributions from mineralogy, geochemistry, Nd and Sr isotopes", Mineralogy and Petrology 95 (2009) 87-103.

برداشت

پلوتون گابرویی بغم که یکی از مجموعه توده‌های نفوذی نوار ماگمایی ارومیه-دختر است، آلودگی پوسته‌ای نشان نمی‌دهد و دگرسانی نیز سبب تغییر ترکیب شیمیایی آن نشده است، بنابراین ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها می‌تواند به میزان قابل قبولی بازتاب دهنده‌ی سرشتیهای خاستگاه آن‌ها باشد. تغییرات ترکیبی این سنگ‌ها بیشتر به‌وسیله ذوب بخشی و فرآیندهای خاستگاه کنترل می‌شود تا جدایش بلورین. تبلور در این سنگ‌ها با پیروکسن و آمفیبول شروع و در مراحل پایانی پلاژیوکلاز متبلور می‌شود.

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه و مورب، تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti که از ویژگی‌های ماگماهای جزایر قوسی است و غنی‌شدگی عناصر LILE و HFSE دیده می‌شود که نشاندهنده‌ی ماگمای مناطق قوسی فرورانش هستند.

سنگ‌های مورد بررسی ماهیت تولییتی نشان می‌دهند که به جزایر قوسی وابسته‌اند. گابروهای مورد بررسی دارای Al_2O_3/TiO_2 (۶۲٫۴۹-۴۲٫۱۸) بالایی بوده و از نظر شیمیایی اندکی به بونینیت‌ها تمایل دارند. با توجه به میزان پایین TiO_2 و در نتیجه بالا بودن مقادیر CaO/TiO_2 و Al_2O_3/TiO_2 و پایین بودن Ti/V و Ti/Sc می‌توان خاستگاه این گابروها را

- [18] Thirlwall M. F., Smith T. E., Graham A. M., Theodorou N., Hollings P., Davidson J. P., Arculus R. J., "High field strength element anomalies in arc lavas; source or process?", *Journal of Petrology* 35(1994) 819–838.
- [19] Thompson R. N., Morrison M. A., Hendry G. L., Parry S. J., "An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach", *Philosophical Transactions of the Royal Society, London* A310 (1984) 549–590.
- [20] Wilson M., "Igneous Petrogenesis a global tectonic approach", Chapman and Hall, London (1989) 466 p.
- [21] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", *Chemical Geology* 56 (1986) 207–218.
- [22] Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", *Earth and Planetary science Letters* 19 (1973) 290-300.
- [23] Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69 (1979) 33– 47.
- [24] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies: in P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry*", 2nd ed., Elsevier Science Publishers, Amsterdam (1983) 63-114 .
- [25] Sun S. S., McDonough W. E., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*", Geological Society Special Publication London 42 (1989) 313–345.
- [26] Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., McDermott F., "Mantle and slab contributions in arc magmas", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21(1993)175–204.
- [27] Saunders A. D., Norry M. J., Tarney J., "Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. In: Tarney J., Pickering K. T., Knipe R. J., Dewey J. F. (Eds.), *The Behaviour and Influence of Fluids in Subduction Zones*", The Royal Society, London (1991) 151–166.
- [7] Russell J. K., Nicholls J., "Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99 (1988) 25–35
- [8] Arth J.G., "Behaviour of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications", *Journal of research of the U.S. Geological Survey* 4 (1976) 41–47.
- [9] Farrow C. E., Barr S. M., "Petrology of high Al-hornblende and magmatic epidote bearing plutons in the south-eastern Cape Breton highlands, Nova Scotia", *The Canadian Mineralogist* 30 (1992) 377–392
- [10] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The interpretation of igneous rocks", Allen & Union. London (1979).
- [11] Pearce J. A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*", Geological Association of Canada, Short Course Notes 12 (1996) 79–113.
- [12] Rollinson H., "Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation", Longman Scientific & Technical, UK (1993) 344 p.
- [13] Ross P., Bédard J. H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams", *Canadian Journal of Earth Sciences* 46 (2009) 823-839.
- [14] Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *andesites: orogenic andesites and related rocks*", Wiley, New York (1982) 525-548.
- [15] Schoonmaker A., Kidd W. S. F., "Evidence for a ridge subduction event in the Ordovician rocks of north-central Maine", *Geological Society of America Bulletin* 118 (2006) 897–912.
- [16] Choe W. H., Lee J. I., Lee M. J., Hur S. D., Jin Y. K., "Origin of E-MORB in a fossil spreading center: the Antarctic-Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica", *Geosciences Journal* 11 (2007) 185 – 199.
- [17] Temizel I., Arslan M., "Mineral chemistry and petrochemistry of post-collisional Tertiary mafic to felsic cogenetic volcanics in the Ulubey (Ordu) area, Eastern Pontides, NE Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences* 18(2009) 29–53.

- [38] Pinto-Linares P. J., Levresse G., Tritlla J., Valencia V. A., Torres-Aguilera J. M., Gonzalez M., Estrada D., "Transitional adakite-like to calc-alkaline magmas in a continental extensional setting at La Paz Au-Cu skarn deposits, Mesa Central, Mexico: metallogenic implications", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25 (2008) 39-58.
- [39] DePaolo D. J., "Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization", *Earth and Planetary Science Letters* 53 (1981) 189-120.
- [40] Kocak K., Isik F., Arslan M., Zedef V., "Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, central Anatolian crystalline complex, Turkey", *Journal of Asian Earth Science* 25 (2005) 883-891.
- [41] Tatsumi Y., Kogiso T., "The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. In: Larter, R.D., Leat, E.T. (Eds.), *Intra-oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*", Geological Society London, Special Publication 219 (2003): 55-80.
- [42] Davidson J. P., "Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for the mantle source composition of island arc volcanic rocks", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (1987) 2185-2198.
- [43] Elliot T., Plank T., Zindler A., White W. M., Bourdon B., "Element transport from the slab to volcanic front at the Mariana arc", *Journal of Geophysical Research* 102 (1997), 14991-15019.
- [44] Pearce J. A., "Role of the cub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. eds., *Continental basalts and mantle Xenoliths*", Shiva, Nantwich, Cheshire, U.K. (1983) 230-250.
- [45] Pearce J. A., Peate D. W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc lavas", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23 (1995) 251-285.
- [46] John T., Klemd R., Gao J., Garbe-schönberg C. D., "Trace-elements mobilization in slabs due to nonsteady-state fluid-rock interaction: constraints
- [28] Melzer S., Wunder B., "Island-arc basalt alkali ratios: Constraints from phengite-fluid partitioning experiments", *Geology* 28 (2001) 583-586.
- [29] Cruciani G., Franceschelli M., Marchi M., Zucca M., "Geochemistry of metabasites from NE Sardinia, Italy: nature of the protoliths, magmatic trend, and geotectonic setting", *Mineralogy and Petrology* 74 (2002) 25-47
- [30] Capedri S., Venturelli G., Bocchi G., Dostal J., Garuti G., Ross A., "The geochemistry and petrogenesis of an ophiolite sequence from Pindos, Greece", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74 (1980) 189-200.
- [31] Beccaluva L., Di Girolamo P., Macciotta G., Morra V., "Magma affinities and fractionation trends in ophiolites", *Ophioliti* 8 (1983) 307-324.
- [32] Mullen E. D., "MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis", *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1983) 53-62.
- [33] Serri G., "The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types", *Earth and Planetary Science Letters* 52 (1981) 203-212.
- [34] Crawford A. J., Falloon T. J., Green, D. H., "Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (ed.) *Boninites and Related Rocks*", Unwin Hyman, London (1989) 1-49.
- [35] Bloomer S., Hawkins, J. W., "Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana Trench", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97 (1987) 361-377.
- [36] Meijer A., "Primitive arc volcanism and a boninitic series: examples from Western Pacific island arcs. In Hayes, D. E. (Ed.), *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands*", AGU Geophysical Monograph 23(1980) Washington (American Geophysical Union), 269-282.
- [37] Beccaluva L., Serri G., "Boninitic and low-Ti subduction related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting", *Tectonophysics* 146 (1988) 291-315.

- [50] Condie K. C., "Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the south-western United States", *The Journal of Geology* 94 (1986) 845–864.
- [51] Green N. L., "Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system", *Lithos* 87 (2006) 23–49.
- [52] Hawkesworth C., Turner S., Peate D., van Calsteren P., "U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust", *Science* 276 (1997) 551–555.
- [53] John T., Scherer E. E., Haase K., Schenk V., "Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu-Hf-Sm-Nd isotope systematics", *Earth and Planetary Science Letters* 227 (2004) 441–456.
- from an eclogite-facies transform vein in blueschist (Tianshan, China)", *Lithos* 103 (2008) 1–24.
- [47] Woodhead J. D., Eggins S., Gamble J., "High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for a multiphase melts extraction and a depleted mantle wedge", *Earth and Planetary Science Letters* 114(1993) 491–504.
- [48] Grove T. L., Parman S. W., Bowring S. A., Price R. C., Baker M. B., "The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142 (2002) 375–396.
- [49] Thorkeison D. J., Breitsprecher K., "Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magma", *Lithos* 79 (2005) 25–42.

Archive of SID