

پترولوژی و ژئوشیمی گابروهای افیولیت‌ملانژ بافت، جنوب غرب کرمان

ملیحه گلستانی^{۱*}، سارا درگاهی^۲، محسن آروین^۳ و هادی شفائی‌مقدم^۴

۱ و ۲ - گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۴ - استادیار بخش زمین‌شناسی، دانشگاه دامغان

نویسنده مسئول: golestani_m59@yahoo.com

دریافت: ۹۳/۱/۲۶ پذیرش: ۹۳/۷/۲۷

چکیده

افیولیت - ملانژ بافت، بخشی از کمربند افیولیت - ملانژ ایران مرکزی است که از شمال با مجموعه ماگمایی ارومیه دختر و از جنوب به زون دگرگونی سنندج - سیرجان همجوار است. این مجموعه افیولیتی در زمان کرتاسه پسین و در نتیجه بسته شدن حوضه اقیانوسی نائین - بافت جایگزاری شده است. گابروها به عنوان یکی از سازنده‌های اصلی این مجموعه، به صورت توده‌های نفوذی بزرگی رخ می‌دهند و ساخت ایزوتروپ تا ندرتا لایه‌ای و بافت هیپایدیومورفیک گرانولار تا پگماتیستی نشان می‌دهند. ضریب رنگینی آن‌ها از ملانوکراتیک تا به میزان کمتر مزوکراتیک و لوکوکراتیک تغییر می‌کند. مطالعات ژئوشیمیایی مبین آن است که گابروها تولییتی تا کالکوالکالن، با طبیعت فقیر از تیتانیوم و شبیه به مورب عادی هستند. الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به کندریت گابروها روندی تقریباً مسطح همراه با غنی‌شدگی اندک عناصر LREE در قیاس با HREE را نشان می‌دهد که حاکی از منشا مشابه این سنگ‌ها می‌باشد. به نظر می‌رسد که این گابروها از یک منبع گوشته‌ای دیرگداز تهی شده در یک زون فرورانش تشکیل شده باشند.

واژه‌های کلیدی: گابرو، زون فرورانش، گوشته تهی شده، افیولیت ملانژ بافت، جنوب غرب کرمان.

مقدمه

است و در نتیجه تبدیل گسل ترادپسی به یک زون فرورانش در طول تغییرات مربوط به حرکت صفحات جایگزینی رخ داده است. مدل پشته ترادپسی به تشکیل افیولیت در یک حوضه اقیانوسی باریک که خرده قاره سنندج - سیرجان را از بلوک ایران مرکزی جدا می‌کرده در زمان کرتاسه پسین اشاره دارد [۳ و ۵]. توده‌های نفوذی افیولیت‌ملانژ بافت عمدتاً از گابروها به رنگ سیاه متمایل به خاکستری تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها با حجم نسبتاً قابل توجهی در تمام منطقه رخنمون یافته‌اند. پلاژیوگرانیته‌ها نیز با فراوانی کم همراه با گابروها و دایک‌های دلریتی در منطقه دیده می‌شوند و با گابروها دارای سطوح تماس تدریجی یا در هم آمیخته می‌باشند. در این کمپلکس افیولیتی دو نوع گابروی ایزوتروپ و گابروی لایه‌ای دیده می‌شود. در این مقاله سعی شده است تا با تکیه بر داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی منشاء و خاستگاه تکتونیکی گابروهای این افیولیت - ملانژ بررسی شود.

افیولیت‌ملانژ بافت در ارتباط با بسته شدن اقیانوس نائین - بافت که شاخه‌ای از نئوتتیس به حساب می‌آید در زمان کرتاسه توسعه یافته است [۴]. این مجموعه افیولیتی علیرغم به هم ریختگی، یک توالی کامل افیولیتی با سطوح تماس تکتونیکی، رسوبی و تزریقی است که شامل هارزبورژیت‌های تکتونیزه - سرپانتینی شده، گابرو، دایک‌های دلریتی، گدازه‌های بالشی، آهک، توف، کراتوفیر و چرت هستند. بر اساس سوابق پژوهشی [۴] افیولیت ملانژ بافت علیرغم بهم ریختگی و شکست تکتونیکی زیاد، اکثر سنگ‌های آذرین آن حفظ شده‌اند. فقدان انباشته‌های گابرویی در سکانس به نبود مخزن ماگمایی پیوسته و بزرگ در زیر محور گسترش بافت اشاره دارد، هم‌چنین داده‌های ژئوشیمیایی به حضور دو نوع گدازه مافیک؛ بازالت تولییتی و بازالت تولییتی تحولی اشاره دارند که گدازه‌های تولییتی ترکیبی شبیه به بازالت پشته میان اقیانوسی دارند در حالی که بازالت‌های تولییتی تحولی شبیه به بازالت‌های داخل صفحه‌ای هستند. احتمالاً کمپلکس افیولیتی در یک پشته ترادپسی تشکیل شده

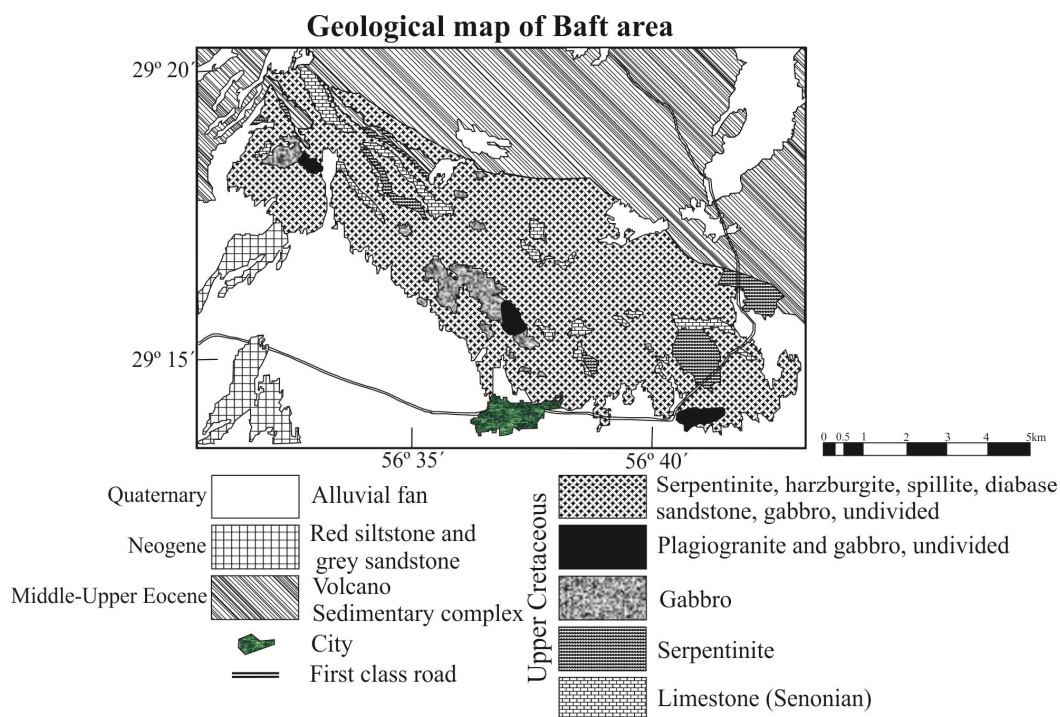
استان کرمان بین مختصات جغرافیایی $29^{\circ} 15'$ تا $29^{\circ} 20'$ عرض شمالی و $56^{\circ} 31'$ تا $56^{\circ} 43'$ طول شرقی قرار گرفته است (شکل ۱) [۲۰]. گابروها (منظور گابروهای اصلی در منطقه است، در منطقه هم‌چنین می‌توان گابروی تاخیری و گابروی لایه‌ای را با حجم کم و به صورت محلی مشاهده کرد که از لحاظ کانی‌شناسی و روابط بافتی شبیه به گابروهای اصلی می‌باشند) با حجم قابل توجه، به صورت توده‌های متعدد با اندازه متنوع از کوچک تا بزرگ در سراسر منطقه رخنمون دارند. رنگ توده‌های گابرویی به طور کلی خاکستری تیره تا سبز تیره است. این سنگ‌ها عمدتاً به صورت ایزوتروپ با بافت غیر همسان دانه‌ریز تا درشت‌دانه و نیز پگماتیتهی در منطقه حضور دارند.

روش‌های مطالعاتی

بررسی‌های انجام شده، شامل مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی می‌باشد. جهت تجزیه عنصری سنگ کل از تعداد ۱۳ نمونه گابرو بهره گرفته شد و برای تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب، به روش ICP-MS و ICP-AES، به شرکت ALS Chemex در کانادا ارسال گردید. هم‌چنین جهت مقایسه، ۷ نمونه تجزیه شیمیایی نمونه‌های پلاژیوگرانیت مربوط به منطقه نیز در برخی نمودارهای ژئوشیمیایی آورده شد. داده‌های مربوط به تجزیه‌های شیمیایی انجام شده در جدول ۱ آورده شده است.

زمین‌شناسی صحرایی

منطقه مورد مطالعه به مساحت تقریبی ۱۵۰ کیلومتر مربع در شمال شهر بافت واقع در ۱۵۰ کیلومتری جنوب‌غرب



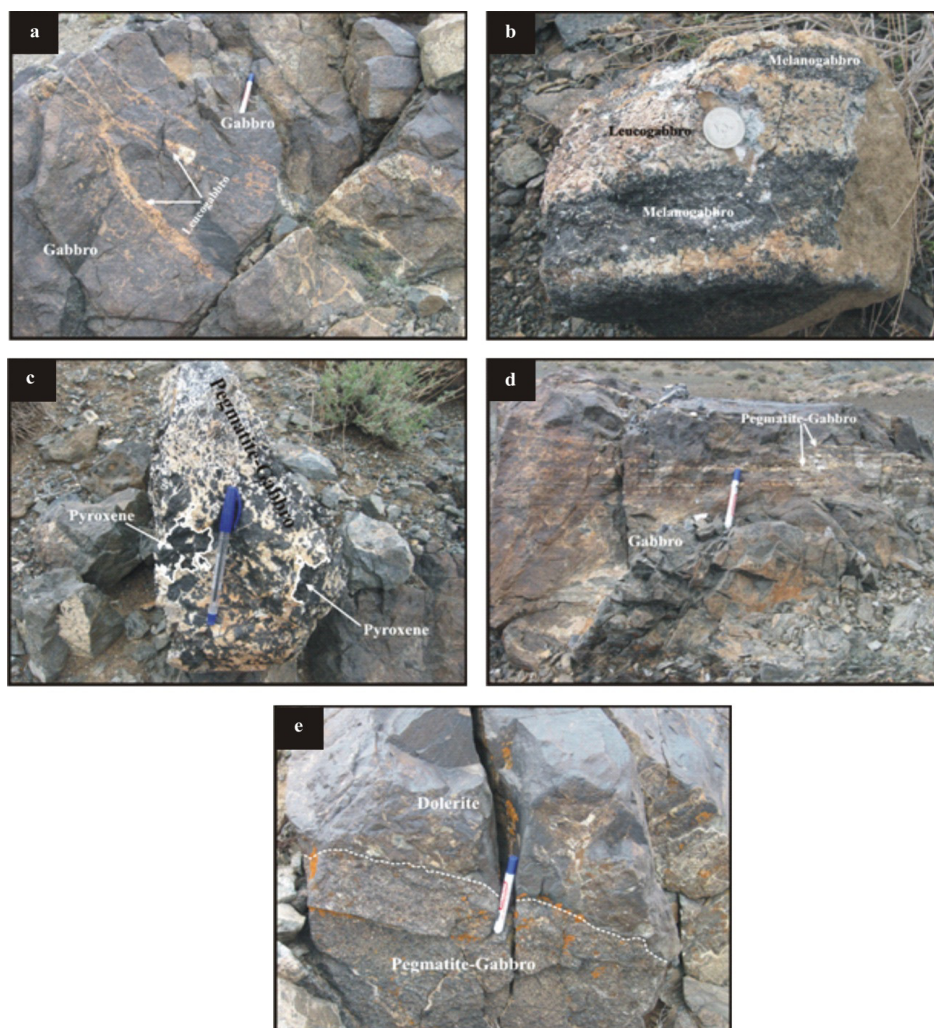
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت. بعد از [۲].

گابروهای اصلی به صورت رگه‌ای انجام شده است و مرز آن‌ها با گابروهای اصلی به صورت واضح است. ضخامت رگه‌ها در حدود ۱ تا ۱۵ سانتی‌متر متغیر است. در برخی مناطق نیز عمل تزریق باعث شده است که این فاز تاخیری، قطعات گابروی اصلی را به صورت زنولیت در برگیرد؛ که اندازه قطعات زنولیت در حدود ۵ تا ۲۰

گابروها از لحاظ ضریب رنگینی با هم متفاوت هستند؛ به نحوی که عموماً ملانوکراتیک و به میزان کمتر مزوکراتیک و لوکوکراتیک هستند. در گابروهای موجود در بخش شمالی این افیولیت ملانژ، یک فاز گابرویی لوکوکراتیک به صورت تاخیری نسبت به فازهای گابرویی اصلی در منطقه تزریق شده است (شکل ۲a). تزریق این فاز به داخل

تفاوت آن‌ها با گابروها در اندازه کانی‌ها می‌باشد. ضخامت رگه‌ها معمولاً در حد ۰/۵ تا ۲ سانتی‌متر است و ماکزیمم ضخامت به ۱۵ سانتی‌متر می‌رسد اندازه بلورهای موجود در این سنگ‌ها گاه به ۳ تا ۴ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲c). در بعضی موارد مرز بین رگه‌های پگماتیت گابرو و سنگ‌های میزبان واضح است. گاهی رگه‌های نسبتاً ظریفی از پگماتیت گابرو به داخل سنگ میزبان منتشر شده است (شکل ۲d). تزریق پگماتیت گابرو در اکثر موارد به صورت کاملاً منظم است که احتمالاً از شکستگی‌ها تبعیت کرده است. البته برخی اوقات مشاهده می‌شود که دایک‌های دلریتی تاخیری پگماتیت گابروها را قطع می‌کنند (شکل ۲e).

سانتی‌متر است. این قطعات زاویه‌دار نیستند و به نظر می‌رسد تزریق این فاز زمانی صورت گرفته است که گابروها هنوز به حالت جامد در نیامده بودند. توده‌های مجزای لوکوگابرو را نیز می‌توان در منطقه مشاهده نمود. گاه در بخش‌هایی از توده‌های گابرویی شمال بافت، به صورت محلی، در اثر فرایند تفریق یک تبدیل تدریجی از گابروهای ملانوکراتیک به لوکوکراتیک نیز مشاهده می‌شود که منجر به تشکیل گابروهای لایه‌ای شده است (شکل ۲b). ضخامت لایه‌ها در این نوع گابروها از حدود ۲ تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است. پگماتیت گابروها به صورت رگه‌ای و به میزان کمتر به صورت توده‌ای در منطقه دیده می‌شوند. گردهمایی کانیایی این سنگ‌ها تقریباً مشابه گابروها است و تنها



شکل ۲. (a) لوکوگابرو رگه ای تاخیری در توده گابرویی شمال بافت. (b) گابروی لایه ای در توده گابرویی شمال بافت. (c) نمونه ای از پگماتیت گابرو واقع در شرق بافت. به اندازه درشت بلورها (پیروکسن‌های دگرش یافته) توجه شود. (d) پگماتیت گابرو (به صورت رگه ای)، در گابروهای با بافت غیر همسان دانه در افیولیت ملانژ بافت. (e) قطع شدن پگماتیت گابرو توسط دایک‌های دلریتی تاخیری در افیولیت ملانژ بافت.

است، علاوه بر این در تعدادی از پلاژیوکلازها زونینگ نیز مشاهده می‌شود که به دلیل عملکرد فرایند دگرسانی، تعیین نوع آن امکان‌پذیر نمی‌باشد (شکل ۳b). پیروکسن‌ها به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (به اندازه ۳ تا ۵ میلی‌متر) در حدود ۱۸ تا ۵۰ درصد حجمی گابروها را تشکیل می‌دهند در اثر دگرسانی، پیروکسن‌ها به طور کامل و یا بخشی به ترمولیت - اکتینولیت و هورنبلند دگرش یافته‌اند. کانی‌های اپاک و اسفن نیز به همراه آمفیبول‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۳c) مطالعات نشان می‌دهد که اسفن در طی فرآیندهای دگرسانی دیوتریک و دگرگونی ضعیف در دماهای کمتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار پایین و فعالیت آب بالا به وجود آمده است. توسعه این اسفن‌های ثانویه را می‌توان در قالب آبگیری پیروکسن و تبدیل آن به هورنبلند در طی واکنش "الواسپینل + اسفن + فرواکتینولیت = آب + ایلمنیت + هدنبرژیت" تفسیر نمود [۱۱]. کانی‌های فرعی و کانی‌های اپاک با فراوانی در حدود ۵ درصد، در گابروها حضور دارند. الیوین به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل به اندازه ۲ میلی‌متر و به ندرت تازه در نمونه‌ها مشهود است (شکل ۳d). کانی‌های ثانویه با فراوانی قابل توجه به ویژه در انواع متاگابرو دیده می‌شوند، هورنبلند از جمله کانی‌هایی ثانویه‌ای است که به وفور در گابروها مشهود است و تحت تاثیر دگرسانی گرمایی از دگرش پیروکسن ایجاد شده است (شکل ۳e). آل‌بیت، سریسیت و کائولینیت از دگرسانی پلاژیوکلازها، ترمولیت - اکتینولیت به اشکال رشته‌ای از دگرش پیروکسن‌ها، کلریت از دگرش کانی‌های فرومنیزین، پره‌نیت هم به صورت رگه‌های باریک و یا ضخیم از دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین، سرپانتین در مقادیر خیلی کم از دگرسانی الیوین از جمله کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها می‌باشند.

عمده‌ترین کانی‌های متشکله پگماتیت گابروها پلاژیوکلاز و آمفیبول می‌باشند. حضور آمفیبول‌های ثانویه در این سنگ‌ها به مانند گابروها نتیجه دگرسانی از پیروکسن است. بعضاً دیده می‌شود که آمفیبول‌ها کانی‌های ثانویه از جمله اسفن را احاطه کرده‌اند. اسفن، سریسیت، کائولینیت، اپیدوت و زئوسیت کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها محسوب می‌شود.

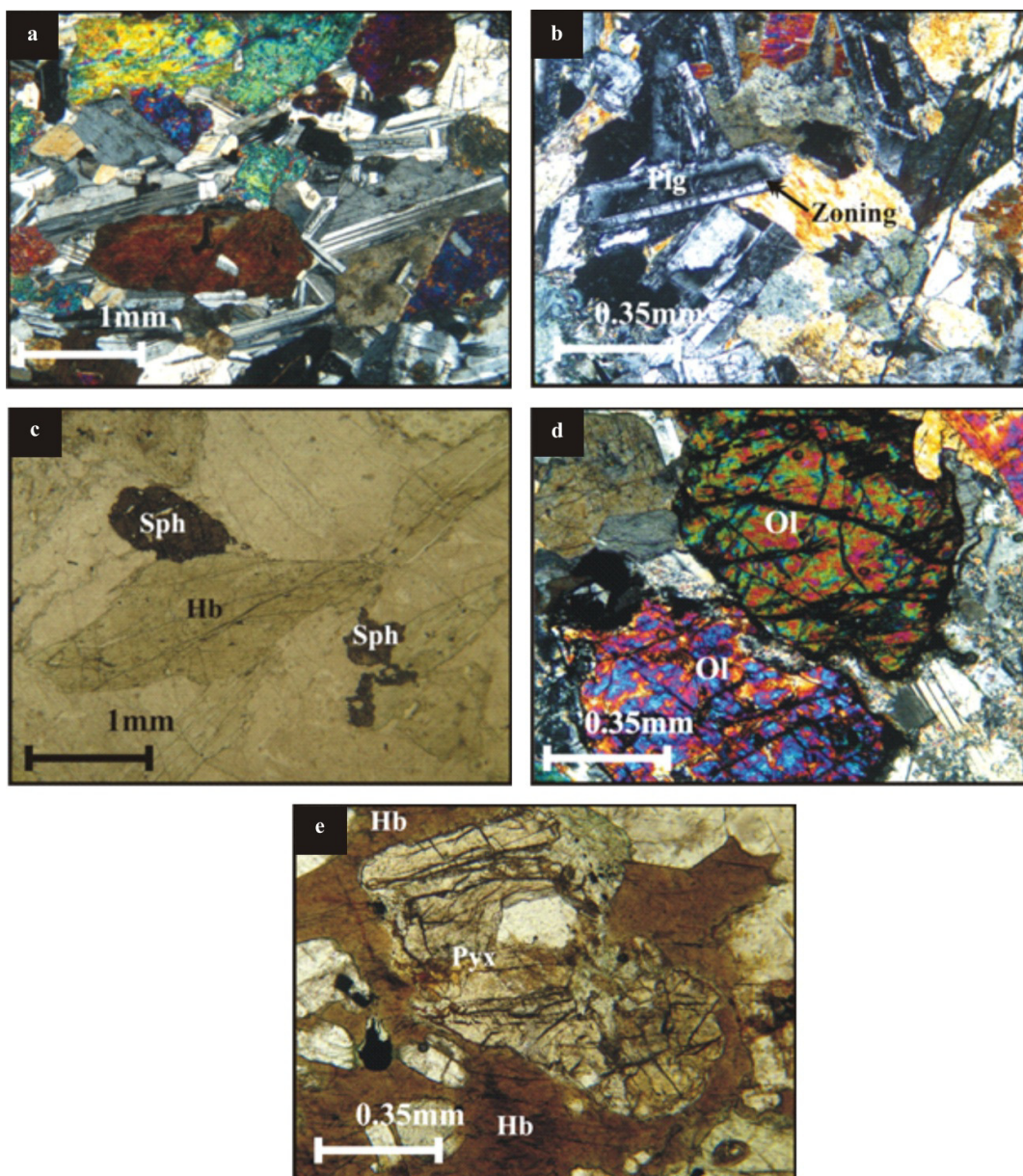
در برخی مناطق، توده‌های پلاژیوگرانییتی به صورت رخنمون‌های رگه‌ای، دایکی یا توده‌های نفوذی کوچک پراکنده و به رنگ سفید تا کرمی در داخل گابروها و همچنین دلریت میزبان یافت می‌شوند. ضخامت رگه‌های پلاژیوگرانییتی از ۰/۵ تا ۱/۵ سانتی‌متر متغیر است. در اکثر موارد مرز بین فاز اسیدی و سنگ‌های میزبان واضح است و به نظر می‌رسد که واکنش چندانی رخ نداده است. همچنین تزریق فاز اسیدی به درون دلریت‌ها باعث در برگیری قطعات دلریتی به صورت زئولیت شده است که اندازه آن‌ها عمدتاً در حد ۴ تا ۴۰ سانتی‌متر است؛ اما گاه به چند متر نیز می‌رسد.

دایک‌های دلریتی عمدتاً به صورت دایک‌های تاخیری با روند شرقی غربی در زمینه سنگ‌های فوق بازی سرپانتینی شده تزریق شده‌اند و منشاء آن‌ها را می‌توان باقی‌مانده یک ماگمای بازالتی دانست که به درون درز و شکاف‌ها و نقاط شکستگی تزریق شده است [۱۵].

پتروگرافی

تجمع کانیایی گابروهای اصلی شامل کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره و کانی‌های فرعی و اپاک می‌باشد. بافت کلی گابروها هیپ‌ایدیومورفیک گرانولار است. دیگر بافت‌های اولیه موجود در این سنگ‌ها شامل افیتیک و ساب افیتیک است (شکل ۳a). بافت کرونا (در قالب رشد روی هورنبلند ثانویه روی پیروکسن) و همچنین بافت پوئی‌کیلیتیک (در قالب دربرگیری پلاژیوکلاز به وسیله آمفیبول) به عنوان بافت‌های ثانویه در این سنگ‌ها می‌باشند. در اغلب موارد به دلیل عملکرد محلول‌های گرمایی، سنگ به مجموعه‌ای از آمفیبول و پلاژیوکلازهای سدیم‌دار تبدیل شده است که در این صورت می‌توان واژه متاگابرو را به آن اطلاق نمود.

پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (به اندازه ۳ تا ۵ میلی‌متر) در حدود ۴۵ تا ۸۰ درصد حجمی گابروها را تشکیل می‌دهند. عمده ماکل‌های پلاژیوکلازها شامل پلی‌سنتتیک، پریکلین و به ندرت کارلسباد - آل‌بیت است. انواع دگرسانی‌های سوسوریتی شدن، سریسیتی شدن و رسی شدن در این بلورها مشهود است که بعضاً آن‌ها را به طور کامل و یا بخشی تحت تاثیر قرار داده



شکل ۳. (a) بافت ساب افیتیک و افیتیک در گابرو (نور XPL). (b) منطقه بندی بلورهای پلاژیوکلاز در گابرو (نور XPL). (c) اسفن و هورنبلند در گابروهای شدیداً دگرسان شده (نور PPL). (d) بافت هیپ ایدئومورفیک گرانولار با بلورهای درشت الیوین (نور XPL). (e) دگرسانی بلور پیروکسن به هورنبلند (نور PPL).

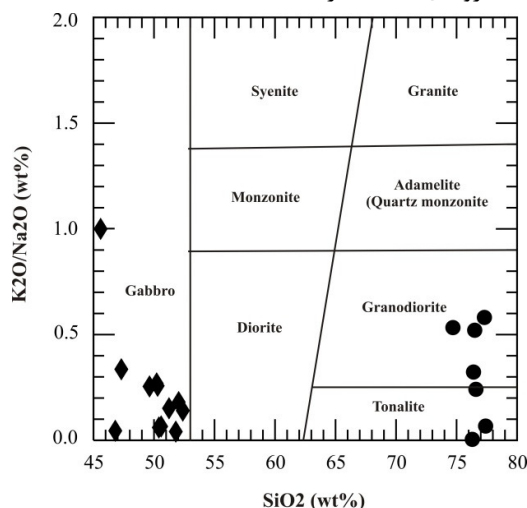
ویژگی ژئوشیمیایی و خاستگاه تکتونیکی

در ابتدا به منظور رده‌بندی ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مورد مطالعه، ترکیب آن‌ها بر روی نمودار K_2O/Na_2O-SiO_2 [۲۵] پلات شده است که نمونه‌های بازی منطقه در محدوده گابرو و نمونه‌های اسیدی در محدوده‌های گرانودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۴). در نمودار $SiO_2-A.R.$ [۲۷]، نمونه‌های گابرویی و پلاژیوگرانییتی منطقه مورد مطالعه، اغلب در محدوده‌های کالکوالکالن و

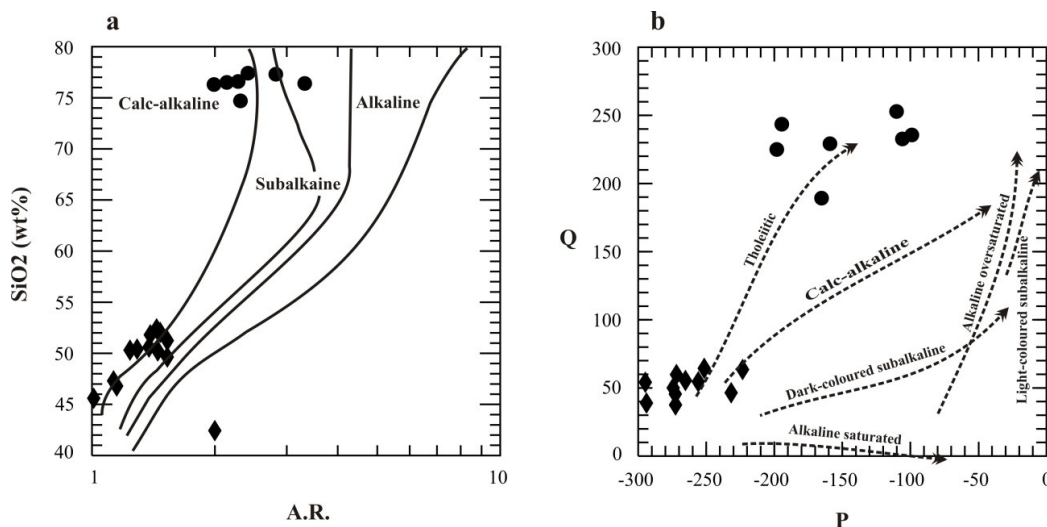
ساب‌آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۵a). برای تعیین سری ماگمایی این نمونه‌ها، از نمودار Q-P [۸] استفاده شده است بر اساس این نمودار سنگ‌های بازی عمدتاً در محدوده تولییتی و نیز کمتر در محدوده کالکوالکالن متمرکز شده‌اند (شکل ۵b). در این تحقیق نیز مانند برخی محققین از نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی ابداع شده برای بازالت‌ها جهت تفسیر سنگ‌های گابرویی استفاده شده است برای مثال [۶، ۱۴ و ۱۷]. بر این اساس

محدوده قوس اقیانوسی واقع شده‌اند (شکل ۷a). همچنین بر اساس نمودار $TiO_2-(FeOt/FeOt+MgO)$ [۱۸] گابروها در محدوده فقیر از تیتانیوم واقع شده‌اند که نمایانگر فقیر بودن ماگمای مادر این سنگ‌ها از عنصر تیتانیوم است (شکل ۷b) [۲].

در نمودار مثلثی $Zr/117-Th-Nb/16$ [۲۶] گابروهای افیولیت‌ملانژ بافت اکثراً در محدوده D (بازالت‌های قوس) واقع شده‌اند (شکل ۶)، از آنجائی که تمام گدازه‌های کمائی از عنصر Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند [۱۳]، Th یک عنصر کلیدی در تحولات ماگمایی مرتبط با زون فرورانش است و به همین دلیل برای جدایش افیولیت‌های نوع مورب از نوع سوپراساداکنش پیشنهاد شده است. نمودار $Zr/Y-Zr$ [۱۶] نیز نشان می‌دهد که گابروهای منطقه در



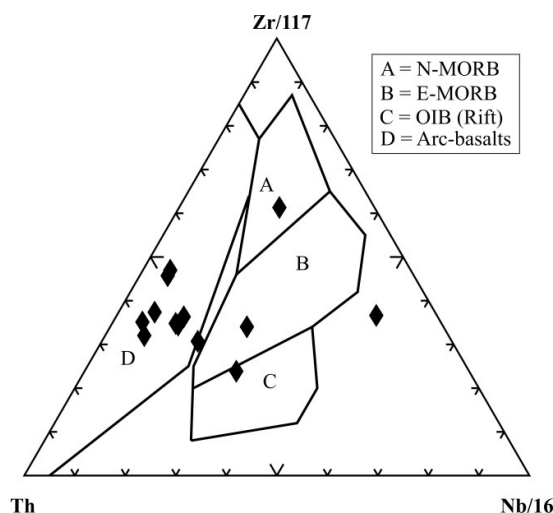
شکل ۴. موقعیت توده‌های نفوذی افیولیت ملانژ بافت در تقسیم بندی وینچستر و فلویید [۲۵] (دایره، پلاژیوگرانیت و لوزی، گابرو است).



شکل ۵. (a) نمودار $SiO_2-A.R.$ جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های توده‌های نفوذی افیولیت ملانژ بافت [۲۷] (b) نمودار $Q-P$ جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های توده‌های نفوذی افیولیت ملانژ بافت [۱۸] (دایره، پلاژیوگرانیت و لوزی، گابرو است).

$$(P = K - (Na + Ca)) \text{ و } (Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3))$$

$$(A.R. = (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + CaO - K_2O - Na_2O))$$



شکل ۶. نمودار تشخیصی [۲۶] جهت تعیین محیط تکتونیکی گابروهای افیولیت ملانژ بافت: (A- بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی؛ B- بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی؛ C- بازالت‌های جزایر اقیانوسی؛ D- بازالت‌های قوس).

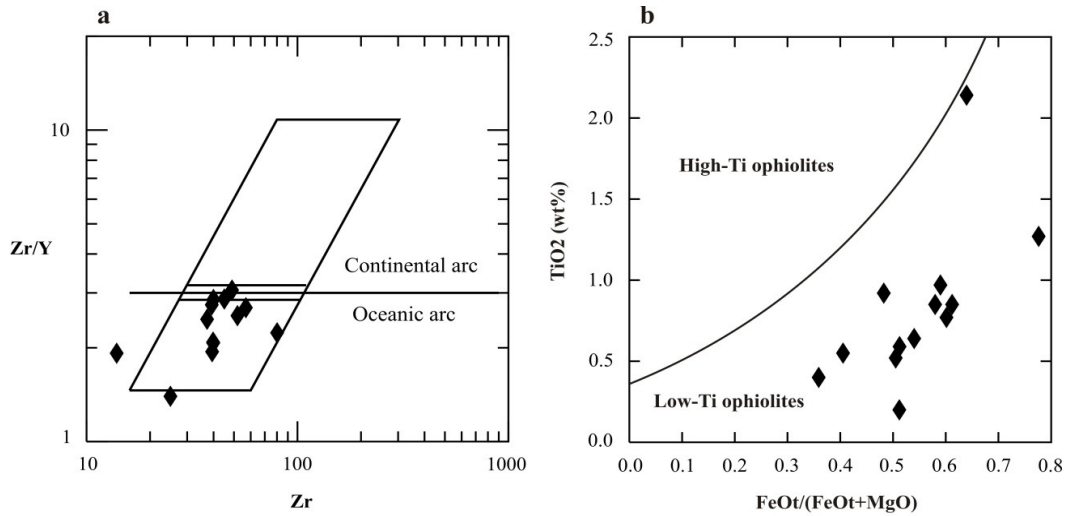
اما بسته به شرایط سیالات و میزان فعالیت آن‌ها، این تاثیر در همه گابروها به صورت یکنواخت نبوده است [۲۱، ۲۳ و ۱۲]. آنومالی مثبت قابل توجه در Sr به غیر از مسئله زون فرورانش، احتمالاً به تجمع پلاژیوکلاز در این فازهای گابرویی نیز مرتبط می‌شود. هم‌چنین در الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده بر اساس کندریت [۲] مشاهده می‌شود که گابروها روند تقریباً مسطحی را همراه با افزایش بسیار جزئی غنی‌شدگی عناصر LREE در قیاس با HREE دنبال می‌کنند که حاکی از منشأ مشابه نمونه‌های گابرویی می‌باشد. آنومالی مثبت ضعیف Eu در بعضی نمونه‌ها ناشی از تجمع پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۸b) [۱].

نمودار چند متغیره عناصر کمیاب نرمالیزه شده بر اساس مورب عادی [۲۲] برای گابروهای افیولیت ملانژ بافت نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی از عناصر LIL^۱ نظیر K, Rb, Ba, Th و U می‌باشند؛ در شرایطی که عناصر HFS^۲ نظیر Nb, Ti, Zr و عمده عناصر HREE یا تقریباً فاقد تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی هستند و یا در مقادیر متغیری تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۸a)، که از جمله ویژگی‌های آشکار افیولیت‌های مرتبط با فرورانش است [۹ و ۱۰]. پیرس [۱۶] معتقد است که آب‌زدایی صفحه اقیانوسی فرورونده که باعث ایجاد ماگمای کالکواکالن می‌شود می‌تواند موجب جابجا شدن عناصری نظیر استرانسیم، پتاسیم و روبیدیم شود؛ در حالی که عناصر متعلق به گروه HFS در طی دگرسانی نامتحرک می‌باشند. هم‌چنین به عقیده ویلسون [۲۴] چنین افت و خیزهای واضحی در نمودارهای عنکبوتی یکی از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است. بونو و اشتامپلی [۶] نیز غنی‌شدگی در LILE همراه با فقیر شدگی‌های متفاوت در HFSE نسبت به N-MORB^۳ را نشانگر نسبت بالای LILE/HFSE دانسته و آن را از مشخصه‌های مناطق در ارتباط با جزائر قوسی می‌دانند. به هر حال آنچه مسلم است تاثیر سیالات حاصل از زون فرورانش در افزایش نسبت LILE/HFSE انکارناپذیر است؛

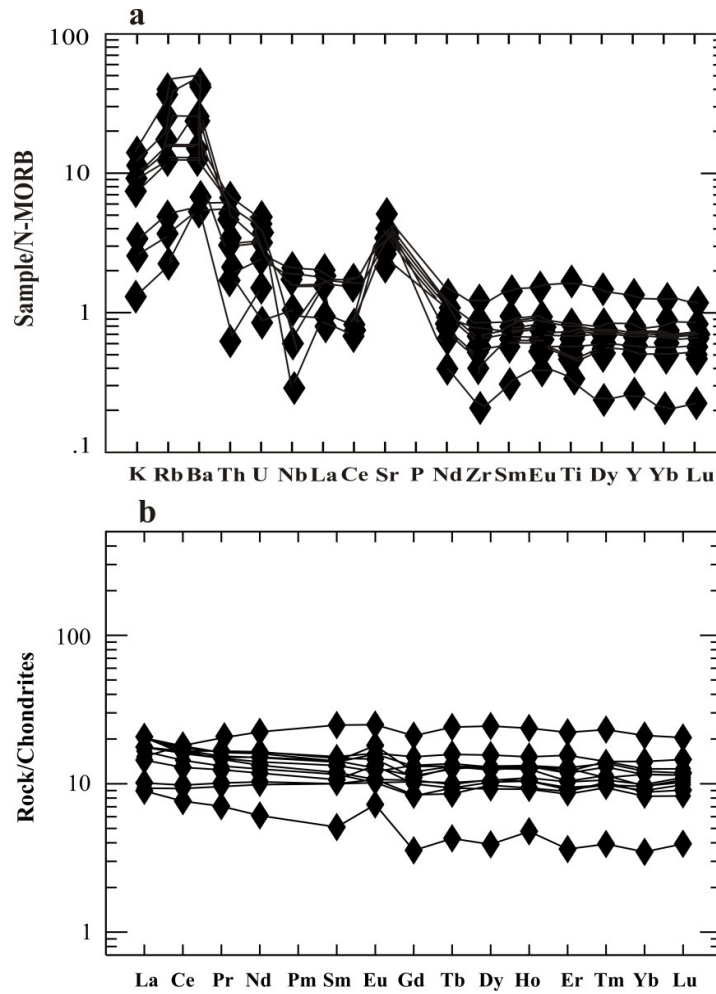
^۱ عناصر بزرگ یون لیتوفیل.

^۲ عناصر شدت میدان بالا.

^۳ بازالت پشته‌های میان اقیانوسی - نرمال.



شکل ۷. (a) نمودار $Zr/Y-Zr$ موقعیت نمونه های گابرویی افیولیت ملانژ بافت بر روی نمودار تشخیص محیط تکتونیکی [۱۶]. (b) نمودار موقعیت نمونه های گابرویی افیولیت ملانژ بافت بر روی نمودار سری [۱۸].



شکل ۸. (a) نمودارهای عنکبوتی مربوط به گابروهای افیولیت ملانژ بافت نرمالیز شده بر اساس مورب عادی [۲۲]. (b) الگوی عناصر نادر خاکی گابروهای افیولیت ملانژ بافت نرمالیز شده بر اساس کندریت [۲۲].

جدول ۱. تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی کابروها و پلاژیوگرانیت‌های موجود در افیولیت - ملانز بافت.

SAMPLE	BA-1 Granite	BA-2 Granite	BA-3 Granite	BA-4 Granite	BA-5 gabbro	BA-6 Granite	BA-7 gabbro	BT07-18 Granite	BT07-20 Granite
SiO ₂	۷۶/۴۰	۷۶/۵۰	۷۶/۶۰	۷۷/۴۰	۴۶/۸۰	۷۶/۳۰	۵۰/۴۰	۷۷/۳۰	۷۴/۷۰
Al ₂ O ₃	۱۲/۵۵	۱۱/۹۰	۱۲/۹۵	۱۲/۶۰	۱۷/۳۵	۱۱/۴۰	۱۵/۰۵	۱۲/۴۸	۱۳/۰۰
Fe ₂ O ₃	۱/۳۴	۰/۹۳	۱/۵۷	۱/۵۹	۱۱/۰۰	۳/۸۱	۱۰/۰۰	۱/۷۵	۲/۵۷
CaO	۱/۲۷	۲/۱۸	۱/۸۴	۱/۶۰	۱۲/۹۵	۲/۵۹	۱۰/۰۵	۱/۰۱	۱/۵۳
MgO	۰/۱۸	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۴۹	۷/۶۴	۰/۵۱	۷/۲۴	۰/۲۸	۰/۳۵
Na ₂ O	۵/۶۱	۳/۳۶	۴/۶۵	۵/۵۰	۲/۰۱	۴/۶۱	۲/۹۹	۴/۰۶	۳/۷۵
K ₂ O	۱/۸۱	۱/۷۵	۱/۱۲	۰/۳۷	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۱۸	۲/۳۶	۲/۰۰
Cr ₂ O ₃	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۳	*	*
TiO ₂	۰/۱۰	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۹۷	۰/۲۴	۰/۸۵	۰/۱۰	۰/۱۴
MnO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۰۵
P ₂ O ₅	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۰
SrO	<۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	*	*
BaO	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	*	*
LOI	۰/۸۷	۲/۰۵	۰/۸۷	۰/۳۹	۰/۸۸	۰/۵۶	۱/۹۶	۰/۵۰	۰/۵۹
Total	۱۰۰/۰۰	۹۹/۴۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۹۹/۰۰	۹۹/۹۲	۹۸/۷۷
Ag	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	*	*
Ba	۲۸۴/۰۰	۲۶۷/۰۰	۲۱۶/۰۰	۱۲۵/۵۰	۴۱/۲۰	۲۱/۲۰	۳۴/۳۰	۵۷۸/۹۲	۶۳۰/۷۴
Ce	۲۵/۱۰	۹/۲۰	۱۲/۲۰	۲۶/۷۰	۱۰/۳۰	۵۲/۸۰	۱۰/۷۰	۴۶/۲۳	۴۹/۲۸
Co	۱/۹۰	۲/۱۰	۲/۱۰	۲/۹۰	۴۳/۴۰	۷/۴۰	۳۹/۷۰	*	*
Cr	۱۰/۰۰	۱۰/۰۰	۱۰/۰۰	۲۰/۰۰	۹۰/۰۰	۱۰/۰۰	۲۱۰/۰۰	۴/۱۹	۳/۴۲
Cs	۰/۴۱	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۵۲	۰/۵۴
Cu	۷/۰۰	۶/۰۰	۵<	۷/۰۰	۱۰۵/۰۰	۱۲/۰۰	۴۵/۰۰	*	*
Dy	۲/۷۰	۰/۵۴	۰/۹۷	۱/۴۳	۳/۲۸	۱۰/۷۰	۳/۹۶	۲/۶۶	۲/۸۱
Er	۱/۸۶	۰/۴۷	۰/۶۸	۱/۰۷	۲/۱۰	۷/۳۳	۲/۵۷	۱/۸۸	۱/۶۹
Eu	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۹۲	۱/۷۶	۰/۹۳	۰/۸۶	۱/۱۰
Ga	۱۲/۲۰	۹/۲۰	۱۲/۷۰	۱۲/۵۰	۱۶/۸۰	۱۵/۶۰	۱۶/۴۰	*	*
Gd	۲/۵۲	۰/۴۶	۰/۸۹	۱/۶۶	۲/۶۹	۹/۳۵	۳/۱۲	۲/۶۳	۲/۸۹
Hf	۲/۸۰	۳/۳۰	۲/۵۰	۳/۵۰	۰/۷۰	۸/۳۰	۱/۷۰	۲/۴۵	۲/۸۲
Ho	۰/۵۹	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۳۳	۰/۷۳	۲/۴۱	۰/۸۶	۰/۶۵	۰/۶۵
La	۱۳/۳۰	۶/۶۰	۶/۸۰	۱۵/۶۰	۴/۸۰	۲۳/۷۰	۴/۸۰	۲۳/۶۵	۲۵/۲۸
Lu	۰/۳۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۲۹	۱/۱۷	۰/۳۷	۰/۳۰	۰/۲۸
Mo	۲<	۲<	۲<	۲<	۲<	۲<	۲<	*	*
Nb	۳/۸۰	۳/۰۰	۱/۹۰	۴/۶۰	۴/۸۰	۱۵/۱۰	۱/۳۰	۴/۲۹	۴/۶۱
Nd	۱۰/۹۰	۲/۷۰	۵/۱۰	۱۰/۰۰	۷/۰۰	۳۰/۴۰	۷/۶۰	۱۸/۶۳	۲۰/۴۷
Ni	۷/۰۰	۱۱/۰۰	۵/۰۰	۱۳/۰۰	۶۳/۰۰	۵<	۶۴/۰۰	*	*
Pb	۱۶۷/۰۰	۹۶/۰۰	۴۵/۰۰	۱۴۸۰/۰۰	۱۸۸/۰۰	۱۷۵/۰۰	۸۴۴/۰۰	۱۲/۲۳	۱۳/۲۲
Pr	۲/۹۱	۰/۸۵	۱/۴۰	۲/۹۰	۱/۴۶	۷/۱۰	۱/۵۵	۵/۳۰	۵/۵۴
Rb	۲۳/۰۰	۲۳/۲۰	۱۷/۵۰	۲/۹۰	۱/۲۰	۰/۲۰	۲/۰۰	۶۷/۰۶	۵۵/۴۲
Sm	۲/۴۳	۰/۴۴	۰/۹۴	۱/۷۵	۲/۱۴	۷/۹۲	۲/۳۳	۳/۳۶	۳/۶۵
Sn	۱<	۱<	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	*	*
Sr	۴۴/۵۰	۴۱۹/۰۰	۱۳۶/۵۰	۱۵۴/۰۰	۲۲۶/۰۰	۱۲۴/۵۰	۲۲۰/۰۰	۱۲۴/۲۷	۱۷۷/۱۸
Ta	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۳۸	۰/۴۱
Tb	۰/۴۱	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۴۹	۱/۶۳	۰/۵۹	۰/۴۶	۰/۴۸
Th	۳/۵۰	۳/۹۹	۱/۶۶	۳/۶۳	۰/۰۷	۳/۸۹	۰/۸۲	۷/۸۴	۷/۶۶

<i>Tl</i>	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	۰/۵۰	<۰/۵	۰/۶۰	<۰/۵	*	*
<i>Tm</i>	۰/۲۶	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۲۸	۱/۱۳	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۲۸
<i>U</i>	۰/۹۷	۰/۹۲	۰/۳۶	۰/۶۵	۰/۰۷	۱/۱۲	۰/۲۰	۱/۹۳	۲/۴۶
<i>V</i>	۵<	۱۸/۰۰	۱۰/۰۰	۱۶/۰۰	۳۲۷/۰۰	۵<	۲۸۰/۰۰	*	۳/۱۵
<i>W</i>	۱<	۱/۰۰	۱/۰۰	۱<	۱<	۱<	۱<	۶/۵۸	۶/۹۰
<i>Y</i>	۱۷/۵۰	۳/۹۰	۶/۰۰	۹/۲۰	۱۷/۹۰	۶۳/۱۰	۲۱/۲۰	۱۹/۸۲	۱۸/۲۷
<i>Yb</i>	۱/۸۸	۰/۶۹	۰/۹۲	۱/۲۴	۱/۹۷	۷/۵۲	۲/۴۰	۲/۰۳	۱/۸۶
<i>Zn</i>	۳۸/۰۰	۳۳/۰۰	۲۶/۰۰	۷۹۰/۰۰	۱۰۷/۰۰	۴۲/۰۰	۳۵۳/۰۰	*	*
<i>Zr</i>	۷۸/۰۰	۱۳۷/۰۰	۹۵/۰۰	۱۲۴/۰۰	۲۵/۰۰	۳۲۷/۰۰	۵۷/۰۰	۷۴/۴۱	۹۱/۶۴

(ادامه جدول ۱)

SAMPLE	BT06-34 Gabbro	BT06-29 Gabbro	BT06-48A Gabbro	BT05-3 Gabbro	BT05-5 Gabbro	BT06-48B Gabbro	BT06-22 Gabbro	BT06-33 Gabbro	BT05-6 Gabbro	BT07-8 Gabbro	BT07-9 Gabbro
<i>SiO₂</i>	۵۲/۰۴	۴۲/۴۳	۴۹/۶۳	۵۱/۸۰	۵۰/۶۰	۵۰/۲۲	۵۱/۲۴	۵۲/۳۸	۴۵/۶۰	۴۷/۳۰	۵۰/۳۰
<i>Al₂O₃</i>	۱۴/۷۳	۱۴/۸۳	۱۵/۱۰	۱۴/۰۰	۱۵/۱۰	۱۴/۸۷	۱۳/۴۱	۱۴/۴۹	۱۰/۴۰	۱۹/۴۴	۱۶/۹۱
<i>Fe₂O₃</i>	۱۰/۴۵	۱۲/۹۹	۹/۳۶	۶/۹۵	۸/۹۲	۹/۴۷	۱۱/۱۱	۱۰/۶۴	۸/۶۶	۷/۳۵	۵/۷۲
<i>CaO</i>	۸/۴۱	۹/۲۲	۷/۳۱	۱۲/۲۰	۹/۰۴	۷/۶۵	۸/۷۰	۸/۷۸	۱۶/۵۰	۱۳/۱۱	۱۰/۵۴
<i>MgO</i>	۶/۶۲	۳/۷۴	۸/۹۱	۶/۶۲	۷/۵۹	۹/۲۷	۶/۳۶	۷/۰۵	۱۲/۷۰	۷/۸۸	۱۰/۲۰
<i>Na₂O</i>	۳/۷۲	۷/۶۴	۳/۷۷	۴/۱۴	۳/۶۶	۳/۲۷	۴/۰۴	۳/۷۱	۰/۰۵	۱/۵۵	۲/۳۷
<i>K₂O</i>	۰/۶۷	۰/۴۰	۰/۹۶	۰/۱۷	۰/۲۴	۰/۸۸	۰/۶۱	۰/۵۲	۰/۰۵	۰/۵۲	۰/۶۱
<i>Cr₂O₃</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>TiO₂</i>	۰/۸۵	۱/۲۷	۰/۵۹	۰/۲۰	۰/۶۴	۰/۵۲	۲/۱۴	۰/۷۷	۰/۵۵	۰/۹۲	۰/۴۰
<i>MnO</i>	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۱۳
<i>P₂O₅</i>	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۰
<i>SrO</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>BaO</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>LOI</i>	۱/۳۵	۵/۸۸	۳/۰۵	۳/۰۴	۳/۴۰	۳/۰۲	۲/۱۷	۱/۸۸	۴/۰۵	۱/۶۷	۱/۷۴
<i>Total</i>	۹۹/۰۸	۹۸/۸۷	۹۸/۹۳	۹۹/۲۶	۹۹/۴۱	۹۹/۴۱	۹۹/۹۹	۱۰۰/۵۰	۹۸/۶۳	۹۹/۹۹	۹۹/۰۱
<i>Ag</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ba</i>	۹۰/۰۸	۳۳/۴۳	۳۰/۱۲۰	۱۲/۰۰	۳۵/۰۰	۲۸۳/۱۰	۷۵/۰۵	۷۳/۱۶	۷/۰۰	۱۹۳/۹۶	۱۵۴/۱۶
<i>Ce</i>	۹/۷۹	۱۰/۹۸	۵/۶۸	۸/۸۰	۱۰/۲۰	۵/۹۹	۱۱/۰۷	۹/۸۴	۷/۸۸	۱۰/۱۸	۴/۶۷
<i>Co</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Cr</i>	۲۲۹/۱۸	۲/۶۲	۴۱۰/۱۵	۱۵۵/۰۰	۱۲۳/۰۰	۴۳۴/۱۷	۳۷/۰۰	۲۰۲/۶۶	۳۵۰/۰۰	۱۸۰/۵۳	۲۹۹/۹۷
<i>Cs</i>	۰/۱۸	۲/۸۲	۲/۰۳	۰/۰۰	ND	۱/۷۳	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۰۲	۰/۳۳	۱/۲۸
<i>Cu</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Dy</i>	۳/۲۹	۳/۱۴	۲/۳۴	۲/۶۸	۲/۷۱	۲/۴۸	۶/۲۱	۳/۳۴	۲/۶۰	۳/۲۱	۰/۹۹
<i>Er</i>	۲/۰۰	۱/۹۵	۱/۴۱	۱/۷۰	۱/۵۶	۱/۴۷	۳/۶۷	۲/۱۲	۱/۵۱	۱/۷۲	۰/۶۰
<i>Eu</i>	۰/۷۰	۱/۰۵	۰/۵۹	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۶۲	۱/۴۵	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۸۵	۰/۴۲
<i>Ga</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Gd</i>	۲/۷۳	۲/۴۷	۱/۷۰	۲/۱۲	۲/۱۷	۱/۷۳	۴/۳۳	۲/۳۲	۲/۰۵	۲/۲۶	۰/۷۳
<i>Hf</i>	۱/۴۹	۱/۲۴	۱/۰۸	۱/۳۷	۱/۱۶	۱/۱۰	۲/۳۵	۱/۳۱	۱/۱۵	۱/۲۵	۰/۴۴
<i>Ho</i>	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۵۲	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۵۳	۱/۳۴	۰/۷۵	۰/۵۹	۰/۷۱	۰/۲۷
<i>La</i>	۴/۸۷	۴/۸۲	۲/۲۱	۳/۹۲	۴/۹۰	۲/۴۰	۳/۶۱	۴/۱۷	۳/۴۲	۴/۱۸	۲/۱۲
<i>Lu</i>	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۵۲	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۱۰
<i>Mo</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Nb</i>	۱/۳۶	۱/۹۵	۰/۶۲	۲/۴۸	۳/۸۱	۰/۶۲	۳/۵۵	۱/۳۲	۲/۱۱	۴/۳۴	۲/۴۰
<i>Nd</i>	۶/۵۵	۷/۴۶	۴/۶۱	۵/۸۷	۶/۲۲	۴/۸۱	۱۰/۴۴	۷/۰۵	۵/۵۰	۷/۶۶	۲/۸۵

<i>Ni</i>	۶۵/۷۲	۱۸/۴۲	۱۰۳/۲۴	۳۶/۰۰	۶۴/۰۰	۱۰۲/۱۳	۲۹/۹۴	۷۱/۲۶	۷۰/۰۰	۱۶۷/۰۰	۱۵۵/۰۰
<i>Pb</i>	۰/۱۰	۲/۶۹	۳/۹۹	۳/۲۶	۱/۶۲	۹/۹۴	۹/۴۲	۰/۶۷	۳/۹۵	۰/۹۵	۰/۴۷
<i>Pr</i>	۱/۴۱	۱/۵۴	۰/۹۱	۱/۲۵	۱/۳۹	۰/۹۶	۱/۹۳	۱/۴۳	۱/۱۸	۱/۵۸	۰/۶۷
<i>Rb</i>	۹/۴۱	۳۵/۷۰	۲۵/۳۳	۰/۵۰	۲/۶۹	۲۰/۰۳	۷/۱۷	۱۰/۳۸	۰/۷۴	۶/۸۸	۱۴/۲۷
<i>Sm</i>	۲/۰۳	۲/۱۷	۱/۵۳	۱/۷۷	۱/۸۲	۱/۵۳	۳/۸۰	۲/۱۸	۱/۶۳	۲/۲۷	۰/۷۸
<i>Sn</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Sr</i>	۳۰۰/۵۶	۱۵۲/۳۷	۵۱۲/۵۶	۴۵/۰۰	۴۵۴/۰۰	۵۲۸/۶۲	۴۴۱/۱۶	۳۶۰/۸۱	۱۹/۰۰	۴۰۶/۳۷	۳۹۴/۸۷
<i>Ta</i>	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۰۵	۰/۳۱	۰/۰۸	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۱۸
<i>Tb</i>	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۲	۰/۹۰	۰/۴۷	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۱۶
<i>Th</i>	۰/۶۶	۰/۵۱	۰/۳۴	۰/۵۸	۰/۶۳	۰/۳۴	۰/۲۱	۰/۶۴	۰/۵۲	۰/۳۹	۰/۲۳
<i>Tl</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Tm</i>	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۵۹	۰/۳۵	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۱۰
<i>U</i>	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۴
<i>V</i>	۳۱۵/۴۸	۳۱۲/۷۱	۲۳۴/۳۵	۱۹۱/۰۰	۲۲۵/۰۰	۲۳۶/۳۹	۳۷۵/۲۰	۲۶۶/۴۵	۲۲۴/۰۰	۳۴۷/۴۹	۱۶۲/۸۸
<i>W</i>	۰/۸۶	۰/۳۱	۰/۱۳	۰/۶۵	ND	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۲۷	۱/۶۶	۶/۱۹	۶/۱۷
<i>Y</i>	۲۰/۵۱	۲۰/۳۱	۱۵/۱۱	۱۶/۰۰	۱۵/۷۰	۱۴/۲۸	۳۵/۸۷	۱۹/۱۰	۱۴/۰۰	۱۹/۲۶	۷/۲۴
<i>Yb</i>	۲/۱۴	۱/۹۶	۱/۴۰	۱/۶۸	۱/۶۳	۱/۴۹	۳/۵۹	۲/۰۶	۱/۵۳	۱/۶۴	۰/۵۹
<i>Zn</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Zr</i>	۵۱/۹۹	۳۹/۴۳	۳۷/۲۸	۴۹/۰۰	۴۵/۰۰	۳۹/۲۴	۸۰/۰۷	۳۹/۸۳	۴۰/۰۰	۳۹/۸۸	۱۳/۹۱

بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی نشان داد که بخش عمده توده‌های نفوذی افیولیت - ملانژ بافت را گابروهای به رنگ سیاه متمایل به خاکستری تشکیل می‌دهند. پلاژیوگرانیت‌ها به صورت رگه‌ای و رخنمون‌های کوچک و پراکنده و با فراوانی کم و به رنگ سفید تا کرمی به همراه گابروها و دایک‌های دلریتی در منطقه دیده می‌شوند. مرز بین پلاژیوگرانیت‌ها با گابروها به صورت واضح است. در بعضی موارد تزریق پلاژیوگرانیت‌ها به داخل دایک‌های دلریتی باعث دربرگیری آن‌ها به صورت قطعات زنولیتی و یا توسعه رگه‌های پلاژیوگرانیت در داخل آن‌ها شده است. گابروهای منطقه از نوع ایزوتروپ می‌باشند که از لحاظ خصوصیات ماکروسکوپی مانند ضریب رنگینی و اندازه کریستالی تفاوت‌هایی را نشان می‌دهند و به دو صورت گابرو و پگماتیت گابرو در منطقه مشهود می‌باشند. مطالعات پتروگرافی معلوم کرد که کانی‌شناسی و ساختارهای اولیه آذرین سنگ‌های گابرویی تحت دگرسانی گرمایی و نیز دگرگونی خفیف در حد رخساره شیبست سبز تغییر کرده است. مطالعات ژئوشیمیایی مشخص نمود که گابروها از نظر میزان اکسید پتاسیم و سدیم به ترتیب فقیر و غنی بوده و اکثراً از نوع تولئیتی کم پتاسیم و کالکوالکالن با پتاسیم متوسط هستند. به عقیده کلمن و دوناتو^۱ [۷]، میزان اکسید سدیم بالا و اکسید پتاسیم پایین در گابروها ناشی از تبدلات با آب دریا و یا به علت فاز بخار تاخیری ماگما می‌باشد که اکسید پتاسیم را با خود حمل می‌کند و از بین می‌برد [۱۹]. گابروهای افیولیت - ملانژ بافت همگی متعلق به سری ماگمایی ساب‌آلکالن می‌باشند و در محدوده تولئیتی و کالکو آلکالن قرار می‌گیرند. گابروها از نظر تیتانیوم فقیر و ترکیبی شبیه به مورب عادی داشته و عمدتاً در محدوده مربوط به بازالت‌های جزایر قوسی یا قوس آتشفشانی واقع می‌شوند. به نظر می‌رسد که گابروها از یک منبع گوشته‌ای دیرگداز تهی شده در یک زون فرورانش تشکیل شده باشند.

منابع

- [۱] خلعت‌بری جعفری، م.، سپهر، ه (۱۳۹۰) نقش ترکیبیات مرتبط با فرورانش در منشاء ماگمای سازنده توالی پوسته‌ای

- افیولیت جنوب ده‌شیر. فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۵، سال بیست و دوم، ۲۴۱-۲۵۴.
- [۲] رجب‌زاده، م.ع.، قربانی، م.، سعادت، م. (۱۳۹۰) مطالعه کانی‌زایی تیتانیم در مجموعه افیولیتی کهنوج با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، جنوب استان کرمان. مجله پترولوژی، شماره ۷، سال دوم، ۳۸-۲۱.
- [۳] شفائی‌مقدم، ه (۱۳۸۸) کمربند افیولیتی نائین-بافت (ایران مرکزی)، سن، ساختار و منشاء. رساله دکتره، دانشگاه شهید بهشتی.
- [4] Arvin, M., Robinson, P.T (1994) The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, Southwest of Kerman, Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, 31: 824-834.
- [5] Babaei, A., Arvin, M., Babaie, H.A., 2001. An oblique convergence and rotation model for the emplacement of the Baft Ophiolitic Melange in Iran. *Ophiolite*, 26: 401-408.
- [6] Bonev, N., Stampfli, G (2009) Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the supra-subduction zone Evros Ophiolites, NE Greece, *Geological Magazine*, 146: 72-91.
- [7] Coleman, R.G., Donato, M.M., 1979. Oceanic plagiogranite revisited. In: F. Barker (ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*, Elsevier, Amsterdam, 149-168.
- [8] Debon, F., Le Fort, P (1982) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Transactions of The Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73: 135-149.
- [9] Dilek, Y., Furnes, H (2009) Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction roll back systems. *Lithos*.
- [10] Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M (2007) Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11: 453-475.
- [11] Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Schumacher, J.C (2000) Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer, *Chemical Geology*, 172: 131-148.
- [12] Hebert, L.B., Asimow, P., Antoshechkina, P (2009) Fluid source-based modeling of melt initiation within the subduction zone mantle wedge: Implications for geochemical trends in arc lavas. *Chemical Geology. CHEMGE-15780*; No of Pages 14.

¹ Coleman and Donato

- processes, In: A.D. Saunders, M. Norry, (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication, 42: 313-345.
- [23] Tian, L., Castillo, P.L., Hawkins, J.W., Hilton, D.L., Hanan, B.B., Pietruszka, A.J (2008) Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the Central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178: 657-670.
- [24] Wilson, M (1989) *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman, London.
- [25] Winchester, J.A., Floyd, P.A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- [26] Wood, D.A (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province, *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.
- [27] Wright, J.B (1969) A simple alkalinity ratio and its application to questions of nonorogenic granite genesis, *Geological Magazine*, 106: 370-384.
- [13] Juteau, T., Maury, R (2009) *La croûte Océanique, Pétrologie et Dynamique Endogene*. Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13, 470pp.
- [14] Kocak, K., Isik, F., Arslan, M., Zedef, V (2004) Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and kayseri regions, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 883-891.
- [15] Middlemost, E.A.K (1985) *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman, London, 266 p.
- [16] Pearce, J.A (1983) The role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins, In: C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle Xenoliths*, 230-249.
- [17] Quanren, Y., Zongqi, W., Shuwen, L., Qiugen, L., Hongyuan, Z., Tao, W., Dunyi, L., Yuruo, S., Ping, J., Jianguo, W., Dehui, Z., Jian, Z (2005) Opening of the Tethys in Southwest China and its significance to the breakup of East Gondwanaland in late Paleozoic: Evidence from Shrimp U-Pb Zircon analyses for the Garze ophiolite block, *Chinese Science Bullentin*, 50: 256-264.
- [18] Serri, M (1981) Petrochemistry of ophiolite gabbroic complex: A key for classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types, *Earth and Planetary Science Letters*, 52: 203-212.
- [19] Sinton, J.M., Byerly, G.R., 1980. Silicic differentiates of abyssal oceanic magmas: evidence for late-magmatic vapor transport of potassium. *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 423-30.
- [20] Srdic. A., Dimitrijevic, M.N., Cvetic, S., Dimitrijevic, M.D (1972) *Geological map of Iran, Scale 1:100000 Series Sheet 7348-Baft*, Printed by: Offset Press Inc. Tehran.
- [21] Stern, R.J., Kohut, E.J., Bloomer, S.H., Leybourne, M., Fouch, M., Vervoot, J (2006) Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chain, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151 (2): 202-221.
- [22] Sun, S.S., Mc Donough, W.F (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and