



منشأ پلاژیوگرانیت‌ها و گابروهای افیولیت ملانژ بافت؛ واقع در جنوب غرب کرمان

ملیحه گلستانی*، سارا درگاهی، محسن آروین

بخش زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۹۱/۶/۲۰)

چکیده: افیولیت-ملانژ بافت به مساحت تقریبی ۱۵۰ کیلومتر مربع در کمربند ملانژی خمروود-اسفندقه واقع شده است. بخش بزرگ توده‌های نفوذی افیولیت-ملانژ بافت را گابروهای همسانگرد تشکیل می‌دهند که گاه به صورت پگماتیته هستند. پلاژیوگرانیت‌ها نیز به صورت رگه‌ای و رخنمون‌های کوچک پراکنده به همراه گابروها و دایک‌های دلریتی در منطقه دیده می‌شوند. انواع گونه‌های پلاژیوگرانیت شامل ترونجمیت تا آلبیت گرانیت و گرانوفیر هستند. براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، گابروها و پلاژیوگرانیت‌ها به سری ماگمایی تولیتی تا کالکو آکالن تعلق دارند. همچنین پلاژیوگرانیت‌ها از نوع متآلومین تا کمی پراآلومین هستند و از نظر گونه‌شناسی ویژگی‌هایی مابین گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (OR) و گرانیت‌های نوع I نشان می‌دهند که با تشکیل آن‌ها در یک محیط ابرفرورانشی هماهنگ است. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت پلاژیوگرانیت‌ها دارای یک غنی‌شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی سبک همراه با الگوی تقریباً مسطح در بخش عناصر نادر خاکی سنگین است. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت گابروها روند تقریباً مسطحی را همراه با غنی‌شدگی جزئی عناصر LREE در قیاس با HREE دنبال می‌کند. احتمال اشتقاق فاز اسیدی از فاز گابرویی طی تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی برای غالب نمونه‌های پلاژیوگرانیتی ضعیف است. به نظر می‌رسد که منشأ پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت در ارتباط با فاز دلریتی موجود در منطقه باشد؛ هر چند که برای لااقل یکی از نمونه‌ها می‌توان ذوب بخشی هورنبلند گابرو و یا فاز آمفیبولیتی را نیز مطرح کرد.

کلید واژه‌ها: پلاژیوگرانیت؛ زون فرورانش؛ گابرو؛ افیولیت-ملانژ بافت؛ کرمان.

مقدمه

عمیق موجود در افیولیت ملانژ بافت انجام می‌شود، سعی بر آن است تا با بهره‌گیری از ابزارهای موجود، نخست سنگ‌زایی فاز پلاژیوگرانیتی را مورد بررسی قرار داد و سپس ارتباط این فاز اسیدی با فاز گابرویی را مشخص کرد. با توجه به آنکه این افیولیت ملانژ در ارتباط با بسته شدن نئوتتیس در این منطقه از ایران گسترش یافته است؛ لذا روشن شدن خاستگاه فازهای نفوذی عمیق منطقه، یقیناً می‌تواند تاثیر به سزایی در شناخت و تا حدی رفع نکات مبهم و تاریک تاریخ زمین‌شناسی این بخش از کشورمان داشته باشد.

پلاژیوگرانیت‌ها یکی از سازه‌های فرعی اکثر کمپلکس‌های افیولیتی هستند و معمولاً به صورت رگه، دایک یا توده‌های کوچکی تشکیل می‌شوند و اغلب با سنگ‌های در برگیرنده خود رابطه‌ی نزدیکی دارند. آن‌ها با گابروها دارای سطوح تماس تدریجی یا در هم آمیخته‌اند، دایک‌های دیابازی را قطع می‌کنند یا به وسیله‌ی آن‌ها قطع می‌شوند و زمینه‌ای متشکل از برش‌های رگه‌ای را تشکیل می‌دهند [۱]. در این بررسی که با هدف تعیین خاستگاه فازهای نفوذی

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۴۴۱۴۹۶۹، پست الکترونیکی: golestani_m59@yahoo.com

روش‌های بررسی

و پلاژیوگرانیت‌های منطقه، به شرکت ALS-Chemex در کانادا ارسال شدند (جدول ۱). در این کار پژوهشی از ۱۳ نمونه‌ی آنالیز ICP-MS و ICP-AES سنگ کل شفائی مقدم [۲]، نیز استفاده شد.

بررسی‌های انجام شده، شامل بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی. برای تجزیه عنصری سنگ کل به روش XRF و ICP-MS، تعداد ۷ نمونه از انواع نمونه‌های گابرو

جدول ۱ تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی پلاژیوگرانیت‌ها و گابروهای موجود در افیولیت- ملانژ بافت (نمونه‌های BA-1 تا BA-6 مربوط به نمونه‌های پلاژیوگرانیتی منطقه و نمونه‌های BA-5 و BA-7 مربوط به گابروهای منطقه‌ی مورد بررسی است).

SAMPLE	نشانه	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO
BA-1	▲	۷۶٫۴	۱۲٫۵۵	۱٫۳۴	۱٫۲۷	۰٫۱۸	۵٫۶۱	۱٫۸۱	۰٫۰۱>	۰٫۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱>	۰٫۰۳
BA-2	▲	۷۶٫۵	۱۱٫۹	۰٫۹۳	۲٫۱۸	۰٫۳۴	۳٫۳۶	۱٫۷۵	۰٫۰۱>	۰٫۲۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳
BA-3	▲	۷۶٫۶	۱۲٫۹۵	۱٫۵۷	۱٫۸۴	۰٫۳۳	۴٫۶۵	۱٫۱۲	۰٫۰۱>	۰٫۱۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳
BA-4	▲	۷۷٫۴	۱۲٫۶	۱٫۵۹	۱٫۶	۰٫۴۹	۵٫۵	۰٫۳۷	۰٫۰۱>	۰٫۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
BA-6	▲	۷۶٫۳	۱۱٫۴	۳٫۸۱	۲٫۵۹	۰٫۵۱	۴٫۶۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱>	۰٫۲۴	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۱	<۰٫۰۱
BA-5	■	۴۶٫۸	۱۷٫۳۵	۱۱	۱۲٫۹۵	۷٫۶۴	۲٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۹۷	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۰۳	۰٫۰۱
BA-7	■	۵۰٫۴	۱۵٫۰۵	۱۰	۱۰٫۰۵	۷٫۲۴	۲٫۹۹	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۸۵	۰٫۱۶	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۱>

SAMPLE	LOI	Total	Ag	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd
BA-1	۰٫۸۷	۱۰۰	۱>	۲۸۴	۲۵٫۱	۱٫۹	۱۰	۰٫۴۱	۷	۲٫۷	۱٫۸۶	۰٫۲۷	۱۲٫۲	۲٫۵۲
BA-2	۲٫۰۵	۹۹٫۴	۱>	۲۶۷	۹٫۲	۲٫۱	۱۰	۰٫۲۹	۶	۰٫۵۴	۰٫۴۷	۰٫۲۸	۹٫۲	۰٫۴۶
BA-3	۰٫۸۷	۱۰۰	۱>	۲۱۶	۱۲٫۲	۲٫۱	۱۰	۰٫۲۳	۵>	۰٫۹۷	۰٫۶۸	۰٫۳۴	۱۲٫۷	۰٫۸۹
BA-4	۰٫۳۹	۱۰۰	۱>	۱۲۵٫۵	۲۶٫۷	۲٫۹	۲۰	۰٫۰۷	۷	۱٫۴۳	۱٫۰۷	۰٫۳۸	۱۲٫۵	۱٫۶۶
BA-6	۰٫۵۶	۱۰۰	۱>	۲۱٫۲	۵۲٫۸	۷٫۴	۱۰	۰٫۰۳	۱۲	۱۰٫۷	۷٫۳۳	۱٫۷۶	۱۵٫۶	۹٫۳۵
BA-5	۰٫۸۸	۱۰۰	۱>	۴۱٫۲	۱۰٫۳	۴۳٫۴	۹۰	۰٫۱۱	۱۰۵	۳٫۲۸	۲٫۱	۰٫۹۲	۱۶٫۸	۲٫۶۹
BA-7	۱٫۹۶	۹۹	۱>	۳۴٫۳	۱۰٫۷	۳۹٫۷	۲۱۰	۰٫۰۶	۴۵	۳٫۹۶	۲٫۵۷	۰٫۹۳	۱۶٫۴	۳٫۱۲

SAMPLE	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	W	Y	Pr	Rb	Sm
BA-1	۲٫۸	۰٫۵۹	۱۳٫۳	۰٫۳۱	۲>	۳٫۸	۱۰٫۹	۷	۱۶۷	۱>	۱۷٫۰۵	۲٫۹۱	۲۳	۲٫۴۳
BA-2	۳٫۳	۰٫۱۳	۶۶	۰٫۱۳	۲>	۳	۲٫۷	۱۱	۹۶	۱	۳٫۹	۰٫۸۵	۲۳٫۲	۰٫۴۴
BA-3	۲٫۵	۰٫۱۹	۶۸	۰٫۱۶	۲>	۱٫۹	۵٫۱	۵	۴۵	۱	۶	۱٫۴	۱۷٫۵	۰٫۹۴
BA-4	۳٫۵	۰٫۳۳	۱۵٫۶	۰٫۲۲	۲>	۴٫۶	۱۰	۱۳	۱۴۸۰	۱>	۹٫۲	۲٫۹	۲٫۹	۱٫۷۵
BA-6	۸٫۳	۲٫۴۱	۲۳٫۷	۱٫۱۷	۲>	۱۵٫۱	۳۰٫۴	<۵	۱۷۵	۱>	۶۳٫۱	۷٫۱	۰٫۲	۷٫۹۲
BA-5	۰٫۷	۰٫۷۳	۴٫۸	۰٫۲۹	۲>	۴٫۸	۷	۶۳	۱۸۸	۱>	۱۷٫۹	۱٫۴۶	۱٫۲	۲٫۱۴
BA-7	۱٫۷	۰٫۸۶	۴٫۸	۰٫۳۷	۲>	۱٫۳	۷٫۶	۶۴	۸۴۴	۱>	۲۱٫۲	۱٫۵۵	۲	۲٫۳۳

SAMPLE	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	Yb	Zn	Zr	Sc
BA-1	۱>	۴۴٫۵	۰٫۳	۰٫۴۱	۳٫۵	۰٫۵>	۰٫۲۶	۰٫۹۷	۵>	۱٫۸۸	۳۸	۷۸	*
BA-2	۱>	۴۱۹	۰٫۳	۰٫۰۸	۳٫۹۹	۰٫۵>	۰٫۰۶	۰٫۹۲	۱۸	۰٫۶۹	۳۳	۱۳۷	*
BA-3	۱	۱۳۶٫۵	۰٫۲	۰٫۱۵	۱٫۶۶	۰٫۵>	۰٫۰۹	۰٫۳۶	۱۰	۰٫۹۲	۲۶	۹۵	*
BA-4	۱	۱۵۴	۰٫۴	۰٫۲۵	۳٫۶۳	۰٫۵	۰٫۱۶	۰٫۶۵	۱۶	۱٫۲۴	۷۹۰	۱۲۴	*
BA-6	۱	۱۲۴٫۵	۱	۱٫۶۳	۳٫۸۹	۰٫۶	۱٫۱۳	۱٫۱۲	۵>	۷٫۵۲	۴۲	۳۲۷	*
BA-5	۱	۲۲۶	۰٫۳	۰٫۴۹	۰٫۰۷	۰٫۵>	۰٫۲۸	۰٫۰۷	۳۲۷	۱٫۹۷	۱۰۷	۲۵	*
BA-7	۱	۲۲۰	۰٫۱	۰٫۵۹	۰٫۸۲	۰٫۵>	۰٫۳۶	۰٫۲	۲۸۰	۲٫۴	۳۵۳	۵۷	*

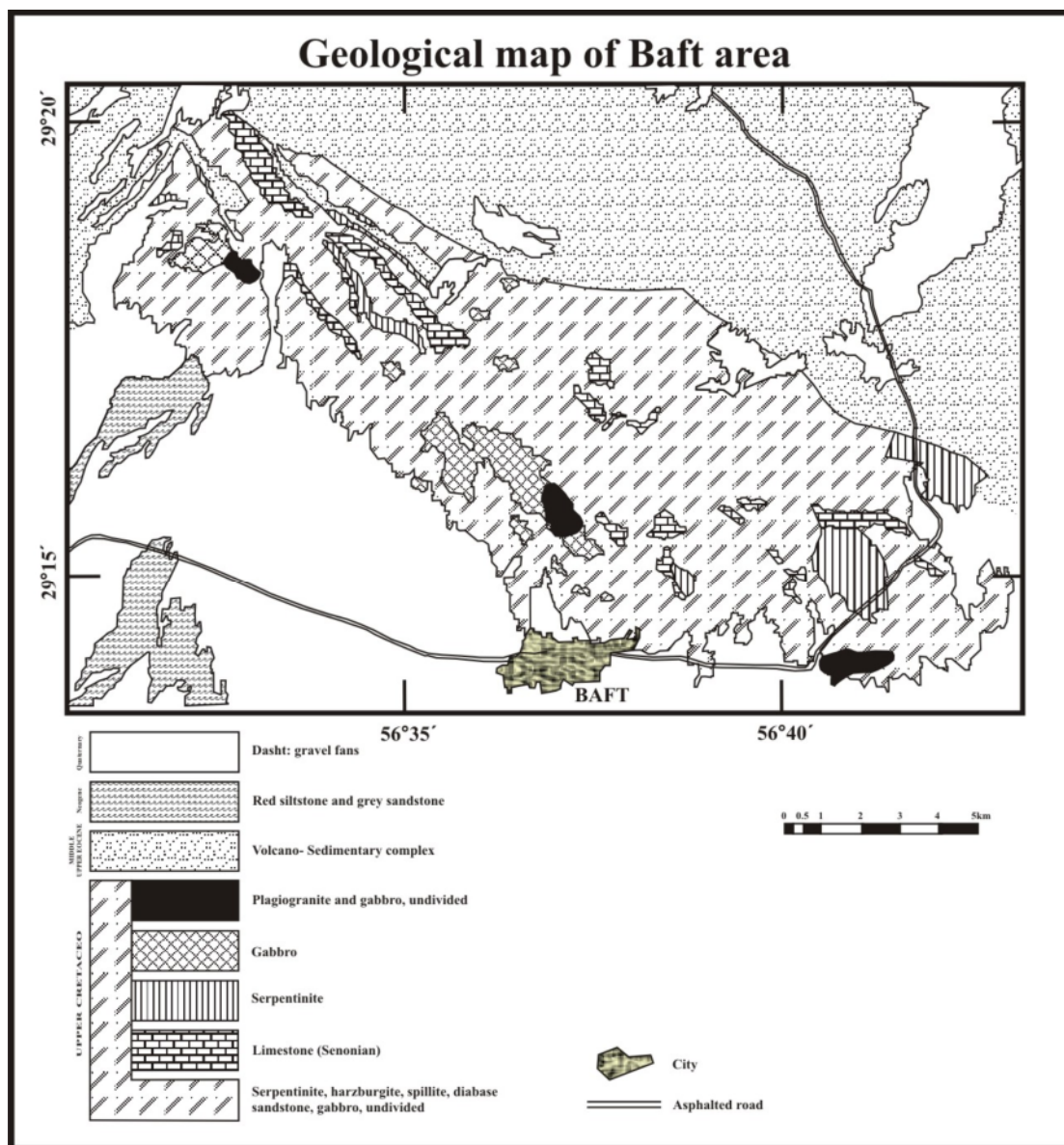
بحث و بررسی

محیط زمین‌شناسی افیولیت-ملانژ بافت

افیولیت-ملانژ بافت در شمال شهرستان بافت، واقع در جنوب استان کرمان، بین مختصات جغرافیایی $29^{\circ} 15'$ تا $29^{\circ} 20'$ عرض شمالی و $56^{\circ} 31'$ تا $56^{\circ} 40'$ طول شرقی قرار گرفته است. پهنای تقریبی گستره‌ی مورد بررسی، 150 کیلومتر مربع است (شکل ۱).

بنا بر عقیده‌ی آروین و روبینسون [۳] افیولیت-ملانژ بافت، بخشی از کمربند افیولیت-ملانژ ایران مرکزی است که پیدایش آن را به یک محیط وابسته به با فروانش تئیس به سن کرتاسه

فوقانی در نظر گرفته‌اند. این ملانژ، با روند شمال غربی-جنوب شرقی بین کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر و زون دگرگونی ساندج-سیرجان واقع شده است. زمینه‌ی افیولیت-ملانژ بافت، اساساً از سنگ‌های فوق‌بازی سرپانتینیته شده با توپوگرافی نسبتاً پست است که به شدت تحت تأثیر فازهای تغییر شکلی قرار گرفته است. در زمینه‌ی فوق، سنگ‌هایی رخمون یافته‌اند که بیشتر از جنس گابرو، دیاباز، پلاژیوگرانیته، بازالت، آهک و چرت‌های رادیولاریتی و به میزان کم‌تر رگه‌های پیروکسنیتی هستند.



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت. بعد از [۴].

ویژگی‌های صحرایی پلاژیوگرانیت‌ها و گابروهای منطقه

پلاژیوگرانیت‌ها به صورت رگه‌ای و رخنمون‌های کوچک و پراکنده و با فراوانی کم، همراه با گابروها و دایک‌های دلریتی در منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگی در حد هولولوکوکراتیک هستند. بافت عمومی این سنگ‌ها عموماً گرانولار با دانه‌های ناهمسان است و در بیشتر موارد به ویژه در نمونه‌های ریزدانه‌تر، مرز کانی‌ها به راحتی قابل تشخیص نیست. پلاژیوگرانیت‌ها بیشتر در شمال، شمال غربی و شرق منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند. پلاژیوگرانیت‌های شمال منطقه به صورت توده‌های کوچک محلی (شکل ۲ الف) و یا رگه‌ای (با ضخامت ۰٫۵ تا ۲۰ سانتی‌متر) در داخل گابروهای همسانگرد دگرسان شده گسترش یافته‌اند. پلاژیوگرانیت‌های شمال غربی منطقه بیشتر به صورت توده‌های کوچک محلی (با متوسط قطر چهار متر) همراه با خردشدگی و با دگرسانی شدید در داخل گابروهای همسانگرد خرد شده رخنمون دارند و

نهایتاً پلاژیوگرانیت‌های شرق منطقه به صورت رگه‌های نسبتاً قطوری (تا قطر ۱٫۵ متر) به داخل دایک‌های دلریتی تزریق شده‌اند (شکل ۲ ب). بخش بزرگ توده‌های نفوذی منطقه را گابروها (با اندازه‌های متنوع از کوچک تا بزرگ) تشکیل می‌دهند که به صورت همسانگرد با بافت ناهمسان ریز تا درشت-دانه و نیز پگماتیته دیده می‌شوند. به دلیل دگرسانی گرمایی و دگرگونی خفیف در حد رخساره‌ی شیست سبز، مرز بین کانی‌ها در گابروها به راحتی قابل تشخیص نیست. لازم به یادآوری است که گابروهای موجود در افیولیت ملانژ بافت، از نظر ضریب رنگینی با هم تفاوت دارند؛ به نحوی که عموماً ملانوکراتیک و به میزان کمتر مزوکراتیک و لوکوکراتیک هستند. گاه در بخشهایی از توده‌های گابروی شمال بافت، در اثر فرایند تفریق یک تبدیل تدریجی از گابروهای ملانوکراتیک به لوکوکراتیک نیز مشاهده می‌شود که منجر به تشکیل گابروهای لایه‌ای شده است. ضخامت لایه‌ها در این نوع گابروها از حدود



شکل ۲ الف) پلاژیوگرانیت خرد و دگرسان شده در گابروهای همسانگرد خرد شده موجود در افیولیت-ملانژ بافت (مرز تماس پوشیده است). ب) تزریق فاز اسیدی به درون دایک‌های دلریتی در افیولیت-ملانژ بافت. پ) زئولیت‌های زاویه‌دار سنگ‌های دلریتی به ابعاد و شکل‌های مختلف در فاز اسیدی تزریق شده به درون دایک‌های دلریتی در افیولیت-ملانژ بافت. ت) تزریق رگه‌های اسیدی به موازات هم در دایک‌های دلریتی واقع در گستره‌ی شرق بافت. به جابه‌جایی گسلی رگه‌ها توجه شود.

موجود، خاستگاه اولیه نداشته و لافل بخشی از آنها در نتیجه هجوم محلول‌های سدیک به سنگ و به خرج پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند [۶]. مقدار کوارتز در این سنگ‌ها از ۳۵ تا ۶۰ درصد متغیر است. بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها به صورت منفرد و نیز هم‌رشدی با آلبیت مشاهده می‌شوند. هم‌رشدی یوتکتیک کوارتز با فلدسپار سدیک نیز بیشتر از نوع گرانوفیری (شکل ۳ ب) و به ندرت از نوع میکروگرافیکی است و فقط در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. بافت کلی پلاژیوگرانیته‌های منطقه هیپایدیومورف‌گرانولار با دانه‌های ناهمسان است (شکل ۳ پ) و بافت‌های برشی، گرانوفیری، میکروگرافیکی، میرمکیت، غربالی (شکل ۳ ت) و منطقه‌ای از جمله بافت‌های فرعی در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند.

گرانوفیرها: در بعضی پلاژیوگرانیته‌های منطقه، بافت گرانوفیری به نحوی گسترش یافته است که تمام سنگ از این هم‌رشدی تشکیل شده است (شکل ۳ ث). فلدسپار آکالن موجود در گرانوفیر مشخصاً از نوع آلبیت است که در درجات متوسط تا شدید به سرسیت تبدیل شده است.

۳-۳. گابروها: گردهمایی کانایی آن‌ها از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۸۰ درصد) و پیروکسن (۱۸ تا ۵۰ درصد) بیشتر به صورت بخشی تا کامل به آمفیبول ثانویه بدل شده‌اند، همراه با کانی‌های فرعی الیوین و آپک (کمتر از ۵ درصد) تشکیل شده است. هورنبلند، آلبیت، سرسیت، کائولینیت، پرهنیت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت، ژئوسیت، اسفن، اپیدوت، زئولیت و سرپانتین کانی‌های ثانویه گابروها را تشکیل می‌دهند. در مواردی بافت آذرین سنگ حفظ شده است؛ ولی در اغلب موارد به دلیل عملکرد محلول‌های گرمابی، سنگ به مجموعه‌ای از آمفیبول و پلاژیوکلازهای سدیم‌دار تبدیل شده است که در این صورت می‌توان واژه متاگابرو را به آن اطلاق کرد. بافت کلی گابروهای منطقه، هیپایدیومورفیک‌گرانولار است. بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک (شکل ۳ ج) و در برخی گونه‌های گابرویی بافت کرونا (در قالب رشد روی هورنبلند ثانویه روی پیروکسن) و نیز بافت پوئی‌کیلیتیک (در قالب دربرگیری پلاژیوکلاز به وسیله آمفیبول) نیز مشهود است.

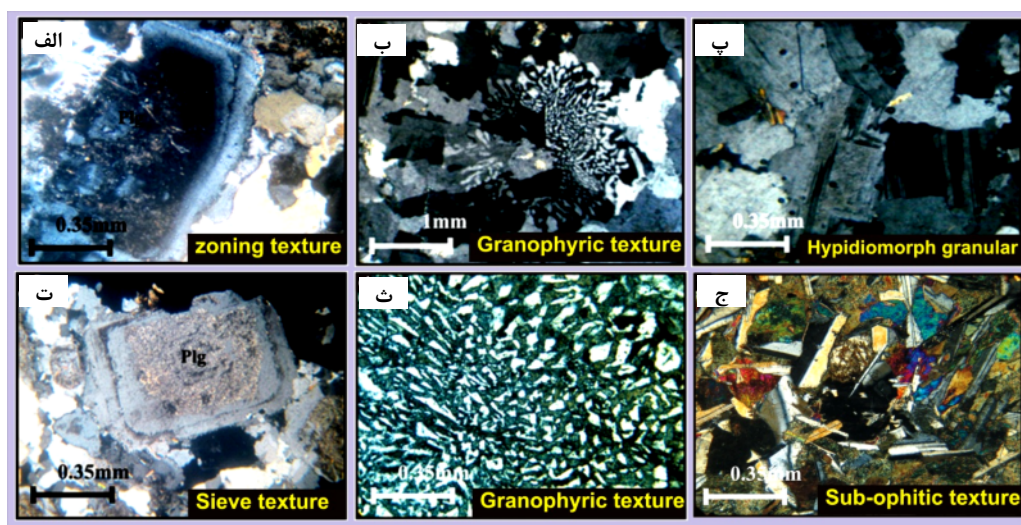
پگماتیت گابروها: این سنگ‌ها از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی و درصد حجمی کانی‌ها، بسیار شبیه به گابروها هستند و مهمترین کانی‌های متشکله آنها پلاژیوکلاز و آمفیبول ثانویه‌اند که حضور آمفیبول‌های ثانویه در این سنگ‌ها نیز به مانند گابروها نتیجه دگرسانی از پیروکسن است.

۲ تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است. پگماتیت گابروها در منطقه بیشتر به صورت غلافی با مرز واضح رگه‌ای و انتقالی به داخل سنگ‌های دیگر از جمله دلریت‌ها و گابروها تزریق شده‌اند. این واقعیت که کانی‌شناسی پگماتیت گابروها با میزبان گابرویی خود یکسان است؛ می‌تواند نشانگر این باشد که آن‌ها در محلی تشکیل شده‌اند که با گابروی میزبان‌شان در حال تعادل بوده‌اند [۵]. مرز بین پلاژیوگرانیته‌ها با گابروها و دایک‌های دلریتی منطقه، به خوبی دیده می‌شوند و در بعضی موارد تزریق پلاژیوگرانیته‌ها به داخل گابروها، و به ویژه دایک‌های دلریتی، باعث دربرگیری آن‌ها به صورت قطعات زنولیتی و یا گسترش رگه‌های پلاژیوگرانیته در داخل آن‌ها شده است. این زنولیت‌ها به صورت نیمه زاویه‌دار یا کاملاً زاویه‌دار دیده می‌شوند (شکل ۲ پ) که این دلیلی بر جامد بودن سنگ‌های دلریتی پیش از تزریق فاز اسیدی در آنهاست. در برخی موارد تزریق فاز اسیدی احتمالاً در راستای درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در دلریت‌ها صورت گرفته است؛ به طوری که رگه‌ها نسبتاً موازایند و گاه جابه‌جایی گسلی نیز در آن‌ها مشهود است (شکل ۲ ت).

سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی افیولیت-ملانژ بافت

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که در قیاس با پلاژیوگرانیته‌ها، گابروها علیرغم ظاهر تقریباً تازه‌تر، بیشتر یک دگرگونی خفیف را تحمل کرده‌اند و میزان کانی‌های ثانویه در آن‌ها قابل توجه است. برخی پلاژیوگرانیته‌ها نیز در مقیاس میکروسکوپی دگرسانی شدیدی دارند. با تعیین درصد حجمی کانی‌ها این امکان فراهم شد تا بتوان نام دقیق هر نمونه سنگی را تعیین کرد. در ادامه به تشریح گروه‌های سنگی بالا می‌پردازیم:

پلاژیوگرانیته‌ها: گردهمایی کانایی این گروه سنگی شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار سدیک و کانی‌های فرعی بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های آپک هستند. شدت دگرسانی پلاژیوگرانیته‌ها که منجر به تشکیل کانی‌های ثانویه-ای چون اپیدوت، کائولینیت، ژئوسیت، کلریت، اسفن، ترمولیت-اکتینولیت و سرسیت شده است از نسبتاً ضعیف تا شدید تغییر می‌کنند. بلورهای پلاژیوکلاز ماکل پلی سنتتیک و پریکلین و بافت منطقه‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). بلورهای فلدسپار سدیک تقریباً صفر تا ۵۵ درصد حجمی برخی از نمونه‌ها را شامل می‌شوند. این بلورها گاه به صورت هاله‌ای به دور پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و بافتی شبیه به آنتی‌راپاکیوی را به وجود آورده‌اند. به نظر می‌رسد که بلورهای فلدسپار سدیم



شکل ۳ الف) بافت منطقه‌ای پلاژیوکلازهای موجود در پلاژیوگرانیت‌های منطقه‌ای بافت. ب) رشد گرانوفیری همراه با بافت هیپ ایدیومورفیک گرانولار در پلاژیوگرانیت. پ) بافت هیپ ایدیومورفیک گرانولار در پلاژیوگرانیت. ت) بافت غربالی در پلاژیوکلاز موجود در پلاژیوگرانیت. ث) رشد توام فلدسپار سدیک (آلبیت؟) و کوارتز در گرانوفیر. ج) نمایی از بافت ساب افیتیک در گابروهای منطقه‌ای بافت (تمامی تصاویر در نور قطبی متقاطع‌اند).

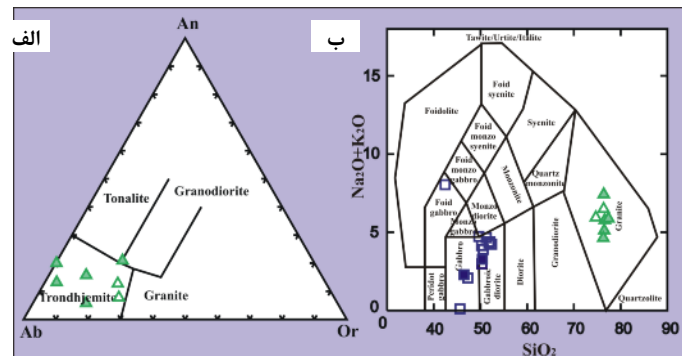
مقایسه‌ی ویژگی‌های پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت با ویژگی‌های گونه‌های مختلف شامل گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (OR)، گرانیت‌های با خاستگاه آذرین (I)، گرانیت‌های با خاستگاه رسوبی (S) و نهایتاً گرانیت‌های غیر کوهزایی (A) که توسط کریستینسن و کیت [۱۴] ارائه شده است نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه دارای ویژگی‌های یکسانی نیستند. بر این اساس ویژگی‌های نمونه BA-6 شامل میزان بسیار پائین Rb/Nb (۰/۰۱)، مقدار بالای $Y + Nb$ (۷۸/۲۰) بخش در میلیون) و میزان نسبتاً بالای عناصر نادر خاکی (۱۶۴/۹۲) بخش در میلیون) کاملاً منطبق با گونه‌ی OR است. اما میزان این مقادیر و نسبت‌ها در نمونه‌ی BA-4 به گونه‌ای است که تقریباً بین گونه‌های OR و I قرار می‌گیرد. در دیگر نمونه‌های پلاژیوگرانیتی، میزان این پارامترها مشابه با گونه‌ی I است (Rb/Nb بالا، $Y + Nb$ کم و REE کم). بر این اساس می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت از لحاظ گونه‌شناسی ویژگی‌هایی بین نوع OR و نوع I نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ الف و ۶ ب). به نظر می‌رسد این مسئله با محیط زمین‌ساختی و فرایندهای مسئول تشکیل پلاژیوگرانیت‌های یاد شده ارتباط دارد. کریستینسن و کیت [۱۴] اعتقاد دارند که مقادیر پائین عناصر LIL در نوع OR در قیاس با گونه‌های دیگر بایستی به تمرکز پائین این عناصر در خاستگاه این گرانیت‌ها در ارتباط باشد؛ به این دلیل که این گونه معمولاً در اثر تفریق مورهاهای مشتق شده از گوشته

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و خاستگاه زمین‌ساختی

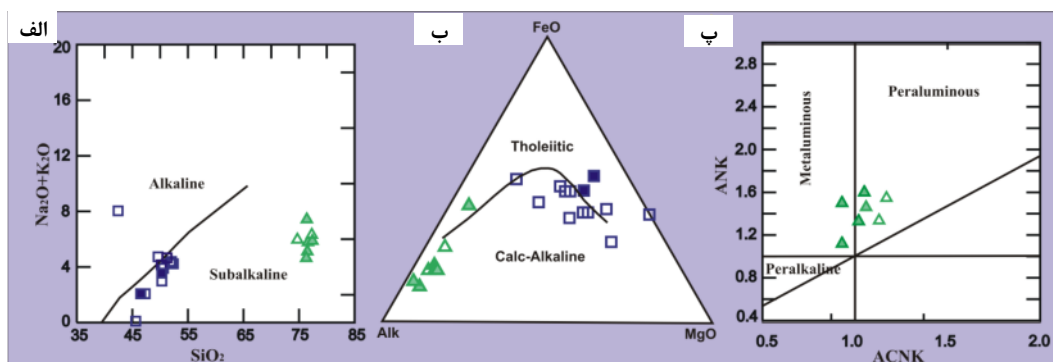
پلاژیوگرانیت‌ها و گابروهای موجود در افیولیت-ملانژ بافت نخست به منظور رده‌بندی ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیت‌های مورد بررسی، ترکیب آن‌ها روی نمودار $Ab-An-Or$ [۷] رسم شد که نشان می‌دهد نمونه‌های اسیدی منطقه در گستره‌ی ترونجمیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیایی‌ها [۸] سنگ‌های منطقه، بیشتر در گستره‌ی گرانیت، گابرو و دیوریت گابرویی قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب) که با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، این نتیجه کاملاً قابل انتظار است. در نمودار ایروین و بارگار [۹]، مطابق خط جداکننده‌ی گستره‌ی قلیایی و نیمه قلیایی، تمامی نمونه‌های پلاژیوگرانیتی و گابرویی منطقه‌ی مورد بررسی، در گستره‌ی نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). بر این اساس، برای تعیین سری ماگمایی این نمونه‌ها، از نمودار AFM [۱۰] استفاده شد (شکل ۵ ب) که در این نمودار، پلاژیوگرانیت‌ها و گابروهای منطقه، بیشتر در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند. البته نمونه (BA-6) در گستره‌ی تولیتی واقع شده است. به عقیده چاپل و وایت [۱۱] درجه‌ی اشباع از آلومین در سنگ‌ها نشانه ماهیت موادی است که از آن منشاء گرفته‌اند. برای تعیین این عامل از نمودار $A/CNK-A/NK$ [۱۳، ۱۲] استفاده شده است، بر اساس شکل ۵ پ، نمونه‌های منطقه در وضعیت شبه آلومین تا پرآلومین قرار دارند.

بیهنجاری منفی در عناصری چون Nb همراه با افزایش مقادیر عناصر LIL می‌شود. بر این اساس چنین به نظر می‌رسد که پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت بایستی از یک خاستگاه مشابه با مورب تهی شده در محیط فروران رخ داده باشند. چنین حالتی معمولاً در پلاژیوگرانیت‌های گسترش یافته در محیط‌های ابر فرورانشی دیده می‌شود.

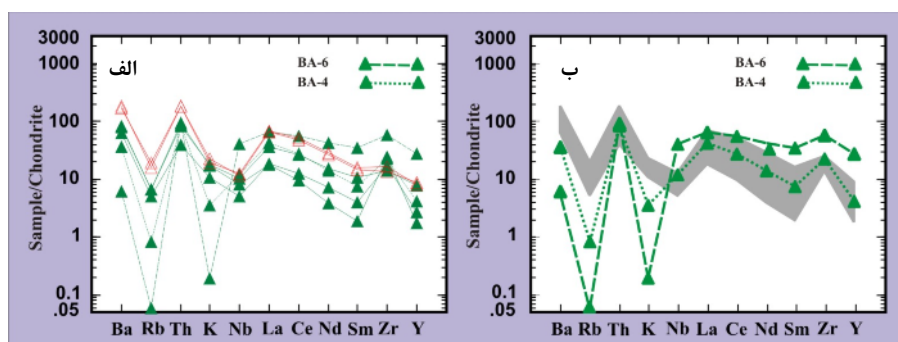
بالایی تهی شده و یا ذوب بخشی بازالت‌ها رخ داده است. همراهی کانسارسازی فلزی با این نوع نیز به ماهیت تهی شده مورب بر می‌گردد. وجود برخی ویژگی‌های نوع I در برخی نمونه‌های پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت بایستی به محیط تشکیل آنها مربوط باشد. چنین ویژگی‌هایی معمولاً در ارتباط با محیط‌های فروران رخ می‌شود که در آن، نقش دوگانه مواد سیال در جابه‌جایی عناصر کمیاب، منجر به



شکل ۴ الف) موقعیت نمونه‌های توده‌های اسیدی افیولیت-ملانژ بافت [۷]. ب) موقعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی افیولیت-ملانژ بافت [۸]. (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مربع توخالی، گابرو و مثلث توخالی، پلاژیوگرانیت شفائی مقدم می‌باشند [۲]).



شکل ۵ الف) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های توده‌های نفوذی افیولیت-ملانژ بافت [۹]. ب) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های توده‌های نفوذی افیولیت ملانژ بافت [۱۰]. پ) تعیین درجه‌ی غنی‌شدگی از آلومین نمونه‌های توده‌های اسیدی افیولیت-ملانژ بافت [۱۳]. (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مربع توخالی، گابرو و مثلث توخالی، پلاژیوگرانیت شفائی مقدم است [۲]).



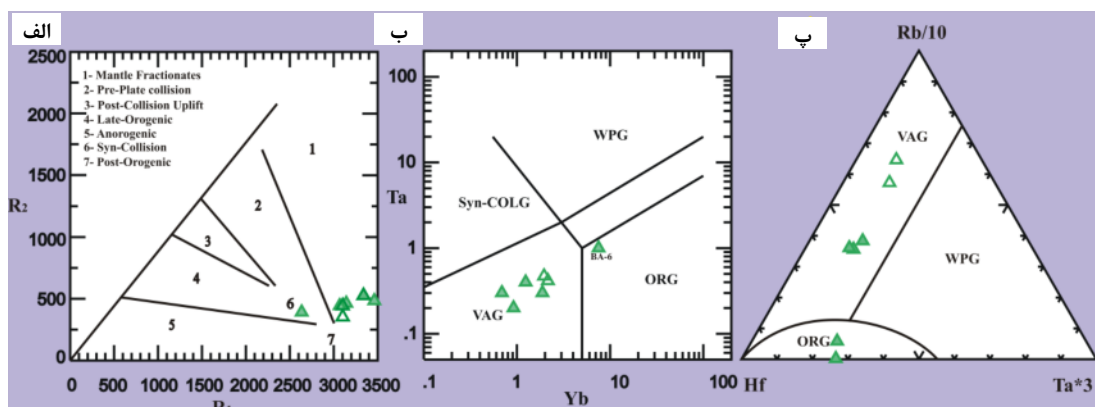
شکل ۶ نمودار عنکبوتی پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت. در شکل الف کلیه نمونه‌ها تصویر شده است و در شکل ب برای روشن‌سازی تفاوت‌ها، نمونه‌های BA-4 و BA-6 مستقلاً نشان داده شده‌اند و گستره‌ی سایه‌دار مربوط به مابقی نمونه‌هاست. (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مثلث توخالی، پلاژیوگرانیت شفائی مقدم هستند [۲]).

ساختی نیز این سنگ‌ها غالباً در گستره‌ی جزایر قوسی اقیانوسی قرار می‌گیرند و خاستگاهی وابسته به گوشته‌ی تهی شده همراه با تاثیر سیال‌های زون فرورانشی را نشان می‌دهند [۲۱]. البته برخی نمونه‌های گابرویی نیز در گستره‌ی آرایه‌ی گوشته‌ای قرار دارند، بنابراین ویژگی‌های مورب عادی بدون اثرهای وابسته به فرورانش را آشکار می‌سازند. نمودار $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$ [۲۲] نیز نشان می‌دهد که گابروهای منطقه بیشتر در گستره‌ی D مشتمل بر بازالت‌های عادی پشته‌های میان اقیانوسی (N-MORB) و بازالت‌های قوس آتشفشانی واقع می‌شوند و معدودی از نمونه‌ها نیز در گستره‌ی B که بازالت‌های غنی شده پشته‌ی میان اقیانوسی هستند قرار می‌گیرند (شکل ۸ ب).

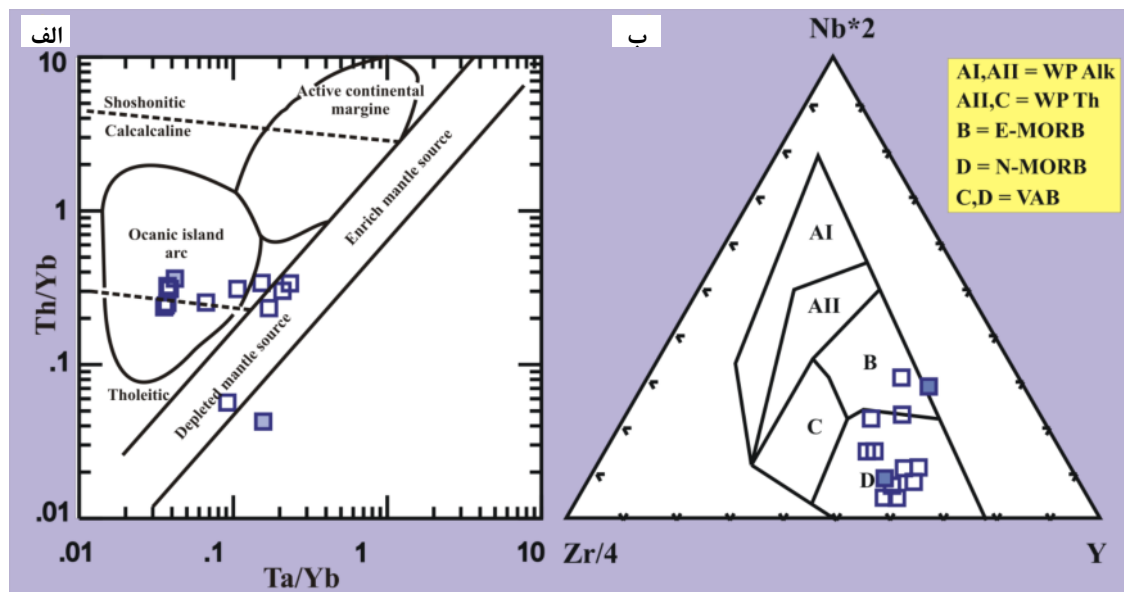
بر اساس آنچه تاکنون بحث شد به نظر می‌رسد پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماهیتی دوگانه نشان می‌دهند؛ به نحوی که ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها از پلاژیوگرانیت‌های نوع پشته-های اقیانوسی تا انواع گسترش یافته، در یک زون فرورانش در تغییر است. بنابراین، شبیه به پلاژیوگرانیت‌ها، نمونه‌های گابرویی نیز ویژگی‌های مورب عادی فاقد اثر فرورانش تا مورب-هایی را که عموماً تحت تاثیر سیال‌های فرورانش قرار گرفته‌اند نشان می‌دهند. گسترش چنین ویژگی‌هایی معمولاً در محیط-های ابرفرورانشی می‌تواند رخ دهد؛ به طوری که در دیگر مجموعه‌های افیولیتی ابرفرورانشی جهان نظیر عمان [۲۳] و ترودوس در قبرس [۲۴] نیز گزارش شده‌اند.

برای تشخیص خاستگاه زمین‌ساختی پلاژیوگرانیت‌ها از نمودار $R_1 - R_2$ [۱۵] استفاده شد، بر اساس این نمودار سنگ-های پلاژیوگرانیتی افیولیت-ملانژ بافت بیشتر در گستره‌ی گرانیت‌های وابسته به تفریق گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف). همچنین بر اساس نمودار Ta-Yb که پیرس و همکاران [۱۶] ارائه داده‌اند، (شکل ۷ ب)، پلاژیوگرانیت‌ها در گستره‌ی گرانیت‌های قوس ماگمایی قرار می‌گیرند و فقط نمونه‌ی BA-6 در گستره‌ی گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی دیده می‌شود. در نمودار $Hf - (Rb/10) - (Ta \times 3)$ [۱۷] بیشتر پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت در گستره‌ی گرانیت‌های قوس ماگمایی و نمونه‌ی BA-6 و BA-4 در گستره‌ی گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی واقع شده‌اند (شکل ۷ پ).

برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی گابروها، نمودارهای تشخیصی خاصی وجود ندارد که همین مسئله تا حدودی باعث ایجاد مشکل در تفسیر محیط زمین‌ساختی این گروه سنگی شده است. در سال‌های اخیر، برخی پژوهشگران از نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی که در مورد بازالت‌ها ابداع شده بود، برای تفسیر سنگ‌های گابرویی و دیابازی استفاده کرده‌اند که نتایج قابل قبولی را به دست داده است؛ برای مثال [۲، ۱۸-۲۰]. بر این اساس در این پژوهش نیز از نمودارهای تشخیصی بازالت‌ها برای تفسیر سنگ‌های گابرویی افیولیت ملانژ بافت بهره گرفته شد. بر اساس نمودار (Th/Yb) نسبت به (Ta/Yb) [۲۱] گابروهای افیولیت-ملانژ بافت، در گستره‌ی تولیتی تا آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). از نظر زمین-



شکل ۷ (الف) تشخیص محیط زمین‌ساختی پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت [۱۵]. (ب) نمودار Ta-Yb برای تشخیص محیط زمین‌ساختی پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت [۱۶]. (پ) نمودار $Hf - (Rb/10) - (Ta \times 3)$ برای تشخیص محیط زمین‌ساختی پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت [۱۷]: (VAG) - گرانیت‌های قوس ماگمایی؛ (WPG) - گرانیت‌های داخل صفحه‌ای؛ (ORG) - گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی). (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مثلث توخالی، پلاژیوگرانیت شفائی مقدم هستند [۲]).



شکل ۸ الف) نمودار $Th/Yb-Ta/Yb$ برای تشخیص خاستگاه گابروهای افیولیت-ملانژ بافت [۲۱]. ب) موقعیت نمونه‌های گابرویی افیولیت-ملانژ بافت روی نمودار تشخیص محیط زمین ساختی [۲۲]: $AI =$ بازالت‌های قلیایی داخل صفحات؛ $AII =$ تولیت‌ها و بازالت‌های قلیایی داخل صفحات؛ $B =$ بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی؛ $C =$ تولیت‌های داخل صفحات و بازالت‌های قوس آتشفشانی؛ $D =$ بازالت‌های عادی پشته-های میان اقیانوسی و بازالت‌های قوس آتشفشانی. (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مربع توخالی، گابرو شفائی مقدم است [۲].)

پتروژنز پلاژیوگرانیت‌ها

سازوکارهای متعددی برای خاستگاه پلاژیوگرانیت‌ها از سوی پژوهشگران مختلف پیشنهاد شده است که [۲۵] آنها را بدین صورت لیست کرده‌اند: ۱- دگرتهادی سدی تفریق یافته پتاسیم دار؛ ۲- آمیخته نشدن ماگمای اسیدی و ماگمای بازی غنی از آهن در شرایط خشک؛ ۳- تفریق ماگمای بازی نیمه قلیایی با فشار پایین و ۴- آناتکسی آمفیبولیت و یا پوسته‌ی بازالتی در شرایط آبدار. بین این چهار نظریه، ساز و کارهای اول و دوم با توجه به تفاوت‌هایی که با سیستم‌های طبیعی موجود در دنیا دارند در حال حاضر دیگر چندان طرفداری ندارند و تاکید بیشتر روی نظریه‌های سوم و چهارم است.

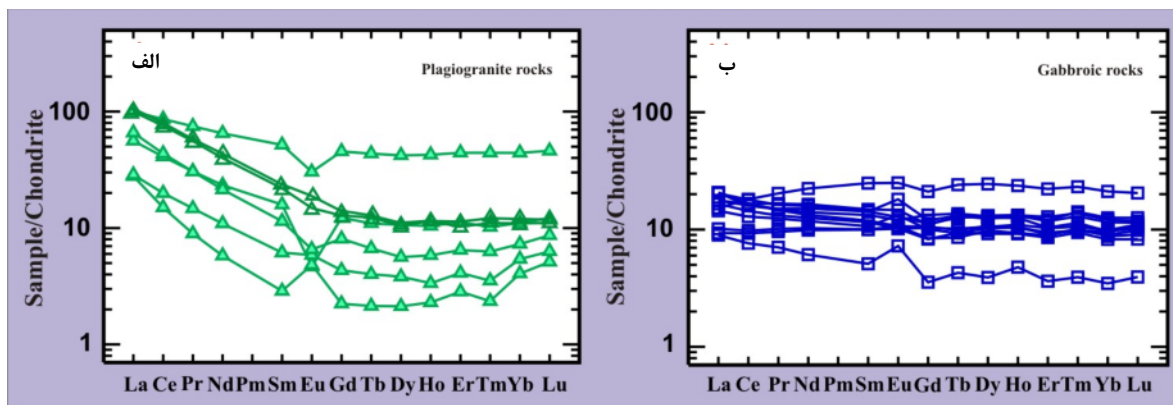
به منظور بررسی خاستگاه و نقش ذوب بخشی یا تفریق بلورین در تشکیل پلاژیوگرانیت‌ها از الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس کندریت استفاده شده است (شکل ۹ الف)، [۲۶]. در این نمودار، روند تفریق یافته با غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک ($La-Sm$) قابل تشخیص است و عناصر نادر خاکی سنگین ($Gd-Lu$) دارای یک روند تقریباً مسطح‌اند. نمونه‌های یاد شده دارای میزان متغیری از بیهنجاری Eu هستند. به هر حال آنچه مشخص است میزان بیهنجاری‌های آشکار شده در پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ،

بافت نسبتاً کوچک است و نمی‌تواند حاکی از شرایط بسیار متفاوت ذوب و یا تفریق در نمونه‌های مختلف باشد. به استثنای نمونه‌ی BA-6، دیگر نمونه‌ها دارای الگویی نسبتاً مشابه همراه با تغییراتی تدریجی در میزان تمرکز عناصر نادر خاکی هستند که این مسئله می‌تواند هم خاستگاه بودن این سنگ‌ها را ثابت کند. لازم به یادآوری است که افزایش میزان غنی‌شدگی عناصر LREE در مقایسه با HREE از ویژگی‌های ژئوشیمیایی است که معمولاً در گرانیت‌های وابسته به مناطق ابرفرورانشی که از سری‌های تولیتی جزایر قوسی و یا سری‌های آهکی-قلیایی ریشه گرفته‌اند دیده می‌شود [۱۶]. ولی نمونه‌ی BA-6 از نظر فراوانی عناصر نادر خاکی از بقیه نمونه‌ها غنی‌تر است و بالاترین الگو در این نمودار است. به هر حال غنی‌شدگی نسبی همراه با وجود الگوی تقریباً مسطح به ویژه در بخش عناصر نادر خاکی سنگین، می‌تواند به عمق کم ذوب بخشی برای تولید ماگمای این سنگ‌ها [۲۷] و یا مشارکت آمفیبول در تشکیل آن‌ها وابسته باشد [۲۸، ۲۹]؛ زیرا اگر آمفیبول هنگام ذوب بخشی درگیر ذوب شود، با توجه به توانمندی آن در نگهداری عناصر نادر خاکی به ویژه سنگین، میزان آن در ماگمای تولید شده افزایش خواهد یافت و از این رو شاید در نظر گرفتن سنگ خاستگاه هورنبلندگابرویی و یا آمفیبولیتی برای حداقل

پلاژیوگرانیت‌هایی که مشخصاً از HREE غنی‌ترند منطقی‌تر به نظر برسد. همچنین در گابروها الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس کندریت [۲۶] (شکل ۹ ب)، روند تقریباً مسطوحی را همراه با افزایش بسیار جزئی غنی‌شدگی عناصر LREE در مقایسه با HREE دنبال می‌کنند که حاکی از خاستگاه مشابه نمونه‌های گابرویی است. بیهنجاری مثبت ضعیف Eu در بعضی نمونه‌ها ناشی از انباشت پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست.

در ارتباط با خاستگاه پلاژیوگرانیت‌ها در مجموعه‌های افیولیتی می‌توان چنین برداشت کرد که با توجه به وجود تفاوت‌های مشخص در محتوای و الگوی عناصر نادر خاکی، اغلب نمونه‌های پلاژیوگرانیتی و گابروهای افیولیت-ملانژ بافت، اشتقاق فاز اسیدی از گابروها، حداقل در قالب ذوب بخشی برای غالب نمونه‌های پلاژیوگرانیتی محتمل به نظر نمی‌رسد؛ به ویژه آنکه بر اساس مدل دیلک و تای [۳۰]، به خاطر گسترش ماگمای اسیدی از ذوب یک سنگ بازیک-متابازیک، به حدود ۱۰-۲۰ درصد ذوب بخشی سنگ مربوطه نیاز است و در این صورت اگر سنگ بازیک-متابازیک الگوی نسبتاً مسطحی نظیر آنچه که در گابروهای بافت دیده می‌شود داشته باشد در این صورت سنگ پلاژیوگرانیتی حاصل از انجماد آن ماگمای اسیدی، بایستی الگویی پرشیب با میزان $(La/Yb)_n$ بیشتر از ۱۰ داشته باشد. ضمناً اگر در سنگ خاستگاه گارنت حضور داشته باشد (رخساره‌ای اکلوتیت) در این صورت شیب الگوی عناصر نادر خاکی حتی بسیار شدیدتر نیز خواهد شد. با توجه

به اینکه الگوی عناصر نادر خاکی گابروهای بافت نسبتاً مسطح بوده و میزان $(La/Yb)_n$ پلاژیوگرانیت‌های بافت در حد ۹/۱۹-۰/۵۲ با میانگین ۵/۷۲ هستند لذا در نظر گرفتن خاستگاه ذوب بخشی گابروها برای این سنگ‌های اسیدی منطقی به نظر نمی‌رسد. ولی در ارتباط با اشتقاق پلاژیوگرانیت‌ها از گابروها در قالب فرایند تفریق می‌توان گفت که در حال حاضر این مسئله ثابت شده است که مذاب‌های پلاژیوگرانیتی می‌توانند در اثر تفریق شدید یک ماگمای بازالتی در شرایط خشک و یا اشباع شده از آب رخ دهد [۳۰]. برنند و همکاران [۳۱] اذعان دارند که حتی اگر ذوب بخشی یک خاستگاه بازالتی شبیه به مورب در تولید ماگماهای پلاژیوگرانیتی نقش داشته باشد باز هم مقادیر قابل توجهی از تبلور تفریقی برای گسترش ویژگی‌هایی نظیر میزان کم عناصر K، Fe و Ti در پلاژیوگرانیت‌ها نیاز است. به هر حال با توجه به بررسی‌های دیلک و تای [۳۰]، در مورد گسترش یک ماگمای پلاژیوگرانیتی از یک ماگمای بازی، به تفریق شدید (حدود ۷۰ درصد) نیاز است و در این صورت انتظار می‌رود که محتوای REE در ماگمای اسیدی حاصل، به طور چشمگیری افزایش یابد. در صورتی‌که در اغلب پلاژیوگرانیت‌های بافت، میزان عناصر نادر خاکی بالاتر از گابروها نیست و حتی، چه بسا در یکی از نمونه‌ها این میزان پائین‌تر از حد گابروهاست. البته نمی‌توان ارتباط تفریقی را به-طور کامل مردود دانست؛ زیرا تشابه الگوی عناصر نادر خاکی حداقل یکی از نمونه‌ها که دارای ویژگی‌هایی کاملاً متفاوت با دیگر نمونه‌هاست با بخش گابرویی انکارناپذیر است.



شکل ۹ الف) الگوی عناصر نادر خاکی پلاژیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت بهنجار شده بر اساس کندریت [۲۶]. ب) الگوی عناصر نادر خاکی گابروهای افیولیت-ملانژ بافت نرمالیز شده بر اساس کندریت [۲۶]. (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مربع توخالی، گابرو و مثلث توخالی، پلاژیوگرانیت شفائی مقدم هستند [۲]).

[۲] شفائی مقدم ه.، "کمر بند/افیولیتی نائین-بافت: سن، ساختار و منشأ"، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۷).

[3] Arvin M., Robinson P.T., "The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, Southwest of Kerman, Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 31 (1994) 824-834.

[4] Srdic A., Dimitrijevic M.N., Cvetic S., Dimitrijevic M.D., "Geological map of Iran, Scale 1:100000 Series Sheet 7348-Baft", Printed by: Offset Press Inc. Tehran.(1972).

[5] Beard J.S., Day H.W., "Origin of gabbro pegmatite in the Smartville intrusive complex, northern Sierra Nevada, California", American Mineralogist, 71 (1986) 1085-1099.

[6] Ahmadipour H., Rostamizadeh G., "Geochemical aspects of Na-metasomatism in Sargaz granitic intrusion (south of Kerman province, Iran)", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 23 (2012) 45-58.

[7] Barker F., "Trondhjemite, definition, environment and hypotheses of origin", In Barker, F. (ed.), Trondhjemites, dacites, and related rocks, (1979) 1-12.

[8] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Science Reviews, 37 (1994) 215-224.

[9] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (1971) 523-545.

[10] Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", Lithos, 22 (1989) 247-263.

[11] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", Pacific Geology, 8 (1974) 173-174.

[12] Shand S.J., "Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits", 3rd edition. Jhon Wiley and sons, New York, (1947) 488 p.

[13] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoid", Geological Society of America Bulletin, 101 (1989) 635-643.

[14] Christiansen E.H., Keith J.D., "Trace element systematics in silicic magmas: A metallogenic prospective", In: D.A. Wyman (ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulfide exploration. Geological Association of Canada, (1996) 115-151.

به هر حال با توجه به ارتباط تنگاتنگ صحرایی بخش پلاژیوگرانیته با بخش دلریتی در افیولیت ملانژ بافت، این امکان وجود دارد که تبلور تفریقی سنگ‌های بازی دلریتی که با جدایش پیروکسن و پلاژیوکلاز همراه باشد بتواند ماگماهایی پلاژیوگرانیته با ویژگی‌های قوس آتشفشانی شبیه به آنچه که در منطقه‌ی بافت دیده می‌شود تولید نماید که البته اطمینان از این مسئله نیاز به بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق روی فاز دلریتی و مقایسه‌ی داده‌های آن با فاز پلاژیوگرانیته دارد. چنانکه پیش از این اشاره شد با وجودی که در مقالات متعددی، نشأت‌گیری فاز پلاژیوگرانیته از آمفیبولیتی مورد توجه قرار گرفته است (مثل [۲۵]) ولی در مورد غالب پلاژیوگرانیته‌های منطقه‌ی بافت به نظر می‌رسد که این فرضیه چندان منطقی نباشد؛ زیرا محتوای عناصر نادر خاکی سنگین در اغلب نمونه‌های وابسته به فاز پلاژیوگرانیته در این منطقه، نسبتاً پایین است ولی به هر حال الگوی عناصر نادر خاکی یکی از نمونه‌ها (BA-6) به گونه‌ای است که می‌تواند با ذوب بخشی حاصل از خاستگاه آمفیبولیت سازگار باشد.

برداشت

بر اساس آنچه تاکنون بحث شد به نظر می‌رسد که همه‌ی پلاژیوگرانیته‌های بافت دارای یک خاستگاه مشابه نیستند؛ به نحوی که ویژگی‌های ژئوشیمیایی غالب نمونه‌ها با ریشه‌گیری-شان در قالب تبلور تفریقی یک ماگمای بازی که احتمالاً به وجود آورنده دایک‌های دلریتی منطقه بوده است سازگار است. اما حداقل یکی از نمونه‌ها دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی کاملاً متفاوتی است که نشأت‌گیری آن را در قالب ذوب‌بخشی هورنبلند گابروها و یا فاز آمفیبولیتی تقویت می‌کند. لازم به یادآوری است که وجود خاستگاه‌های متفاوت برای پلاژیوگرانیته‌های یک مجموعه افیولیتی، یک مسئله دور از ذهن نیست؛ به طوریکه در حال حاضر چنین وضعی برای پلاژیوگرانیته‌های منطقه‌ی عمان نیز مطرح شده است [۲۳].

مراجع

[1] Kaur G., Mehta P.K., "The Gothara plagiogranite: evidence for oceanic magmatism in a non-ophiolitic association, North Khetri Copper Belt, Rajasthan, India?", Journal of Asian Earth Sciences, 25 (2005) 805-819.

- [23] Rollinson H.R., "New models for the genesis of plagiogranites in the Oman ophiolite", *Lithos*, 112 (2009) 603-614.
- [24] Floyd P.A., Yaliniz M.K., Goncuoglu M.C., "Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey", *Lithos*, 42 (1998) 225-241.
- [25] Flagler P.A., Spray J.G., "Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones", *Geology*, 19 (1991) 70-73.
- [26] Sun S.S., Mc Donough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: A.D. Saunders, M. Norry, (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42(1989) 313-345.
- [27] Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F., "Partial melting of amphibolite, eclogite and the origin of Archean trondjemites and tonalities", *Precambrian Res.*, 51 (1991) 1-25.
- [28] Lopez-Escobar L., "Plutonic and volcanic rocks from Central Chile (33°-42°S): geochemical evidence regarding their petrogenesis", Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, (1974) 270 p.
- [29] Gao J., Klemd R., Long L., Xiong X., Qian Q., "Adakitic signature formed by fractional crystallization: An interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélange belt, South China", *Lithos*, 110 (2009) 277-293.
- [30] Dilek Y., Thy P., "Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara Mélange, Central Turkey", *Island Arc*, 15 (2006) 44-57.
- [31] Berndt J., Koepke J., Holtz F., "An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa", *Journal of Petrology*, 46 (2005) 135-167.
- [15] Batchelor R.A., Bowden P., "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters", *Chemical Geology*, 48 (1985) 43-55.
- [16] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology*, 25 (1984) 956-983.
- [17] Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindla A.G., "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism", In: M.P. Coward, A.C. Reis (eds.) *Collision tectonics*, Geological Society Special Publication, 19(1989) 67-81.
- [18] Quanren Y., Zongqi W., Shuwen L., Qiugen L., Hongyuan Z., Tao W., Dunyi L., Yuruo S., Ping J., Jianguo W., Dehui Z., Jian Z., "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 Bulletin*, 50 (2005) 256-264.
- [19] 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 Sciences*, 25 (2004) 883-891.
- [20] Bonev N., Stampfli G., "Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the supra-subduction zone Evros Ophiolites, NE Greece", *Geological Magazine*, 146 (2009) 72-91.
- [21] Pearce J.A., "The role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins", In: C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle Xenoliths*, (1983) 230-249.
- [22] 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.