



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

ملیحه گلستانی\*، سارا درگاهی، محسن آروین

بخش زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

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

چکیده: افیولیت-مانژ بافت به مساحت تقریبی ۱۵۰ کیلومتر مربع در کمربند ملانژی خمرود-اسفنده‌های نفوذی افیولیت-مانژ بافت را گابروهای همسانگرد تشکیل می‌دهند که گاه به صورت پگماتیتی هستند. پلازیوگرانیت‌ها نیز به صورت رگه‌ای و رخنمون‌های کوچک پراکنده به همراه گابروها و دایک‌های دلریتی در منطقه دیده می‌شوند. انواع گونه‌های پلازیوگرانیت شامل ترونجمیت تا آلبیت گرانیت و گرانوفیر هستند. براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، گابروها و پلازیوگرانیت‌ها به سری ماگمایی تولیتی تا کالکو‌آلکالن تعلق دارند. همچنین پلازیوگرانیت‌ها از نوع متا‌آلومین تا کمی پرآلومین هستند و از نظر گونه‌شناسی ویژگی‌هایی مابین گرانیت‌های پشت‌های 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 پلازیوگرانیت‌ها 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 مسطوحی را همراه با غنی‌شدگی جزئی عناصر LREE در قیاس با HREE دنبال می‌کند. احتمال اشتراق فاز اسیدی از فاز گابرویی طی تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی برای غالب نمونه‌های پلازیوگرانیتی ضعیف است. به نظر می‌رسد که منشاء پلازیوگرانیت‌های افیولیت-مانژ بافت در ارتباط با فاز دلریتی موجود در منطقه باشد؛ هر چند که برای لاقل یکی از نمونه‌ها می‌توان ذوب بخشی هورنبلند گابرو و یا فاز آمفیولیتی را نیز مطرح کرد.

**کلید واژه‌ها:** پلازیوگرانیت؛ زون فرورانش؛ گابرو؛ افیولیت-مانژ بافت؛ کرمان.

عمیق موجود در افیولیت ملانژ بافت انجام می‌شود، سعی بر آن است تا با بهره‌گیری از ابزارهای موجود، نخست سنگ‌زایی فاز پلازیوگرانیتی 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 نئوتیس در این منطقه از ایران گسترش یافته است؛ لذا روشن شدن خاستگاه فازهای نفوذی عمیق منطقه، یقیناً می‌تواند تاثیر به سزاگی در شناخت و تا حدی رفع نکات میهم و تاریک تاریخ زمین‌شناسی این بخش از کشورمان داشته باشد.

**مقدمه**  
پلازیوگرانیت‌ها یکی از سازه‌های فرعی اکثر کمپلکس‌های افیولیتی هستند و عموماً 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

و پلازیوگرانیت‌های 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.

### روش‌های بررسی

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

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

SAMPLE	نشانه	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SrO	BaO
BA-1	▲	76,4	12,55	1,34	1,27	0,18	5,61	1,81	>0,1	0,1	0,03	0,03	0,01	0,03
BA-2	▲	76,5	11,9	0,93	2,18	0,34	3,36	1,75	>0,1	0,23	0,02	0,02	0,05	0,03
BA-3	▲	76,6	12,95	1,57	1,84	0,33	4,65	1,12	>0,1	0,15	0,04	0,02	0,02	0,03
BA-4	▲	77,4	12,6	1,59	1,6	0,49	5,5	0,37	>0,1	0,2	0,04	0,02	0,02	0,01
BA-6	▲	76,3	11,4	3,81	2,59	0,51	4,61	0,02	>0,1	0,24	0,08	0,03	0,01	<0,01
BA-5	■	46,8	17,35	11	12,95	7,64	2,01	0,09	0,01	0,97	0,19	0,15	0,03	0,01
BA-7	■	50,4	15,05	10	10,05	7,24	2,99	0,18	0,03	0,85	0,16	0,08	0,02	>0,1

SAMPLE	LOI	Total	Ag	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd
BA-1	0,87	100	>1	28,4	25,1	1,9	10	0,41	7	2,7	1,86	0,27	12,2	2,52
BA-2	2,05	99,4	>1	26,7	9,2	2,1	10	0,29	6	0,54	0,47	0,28	9,2	0,46
BA-3	0,87	100	>1	21,6	12,2	2,1	10	0,23	>5	0,97	0,68	0,34	12,7	0,89
BA-4	0,39	100	>1	125,5	26,7	2,9	20	0,07	7	1,43	1,07	0,38	12,5	1,66
BA-6	0,56	100	>1	21,2	52,8	7,4	10	0,03	12	1,07	7,33	1,76	15,6	9,35
BA-5	0,88	100	>1	41,2	10,3	43,4	90	0,11	10,5	2,28	2,1	0,92	16,8	2,69
BA-7	1,96	99	>1	34,3	10,7	39,7	210	0,06	45	3,96	2,57	0,93	16,4	2,12

SAMPLE	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	W	Y	Pr	Rb	Sm
BA-1	2,8	0,59	13,3	0,31	>2	2,8	10,9	7	167	>1	17,05	2,91	23	2,43
BA-2	2,3	0,13	6,6	0,13	>2	3	2,7	11	96	1	3,9	0,85	23,2	0,44
BA-3	2,5	0,19	6,8	0,16	>2	1,9	5,1	5	45	1	6	1,4	17,5	0,94
BA-4	2,5	0,33	15,6	0,22	>2	4,6	10	13	148-	>1	9,2	2,9	2,9	1,75
BA-6	8,3	2,41	23,7	1,17	>2	15,1	30,4	<5	175	>1	63,1	7,1	0,2	7,92
BA-5	0,7	0,73	4,8	0,29	>2	4,8	7	63	188	>1	17,9	1,46	1,2	2,14
BA-7	1,7	0,86	4,8	0,37	>2	1,3	7,6	64	844	>1	21,2	1,55	2	2,33

SAMPLE	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	Yb	Zn	Zr	Sc
BA-1	>1	44,5	0,3	0,41	3,5	0,5>	0,26	0,97	>5	1,88	38	78	*
BA-2	>1	41,9	0,3	0,08	2,99	0,5>	0,06	0,92	18	0,89	33	137	*
BA-3	1	128,5	0,2	0,15	1,66	0,5>	0,09	0,36	10	0,92	26	95	*
BA-4	1	154	0,4	0,25	2,63	0,5	0,16	0,65	16	1,24	790	124	*
BA-6	1	124,5	1	1,63	2,89	0,6	1,13	1,12	>5	7,52	42	227	*
BA-5	1	226	0,3	0,49	0,07	0,5>	0,28	0,07	327	1,97	107	25	*
BA-7	1	220	0,1	0,59	0,82	0,5>	0,36	0,2	280	2,4	353	57	*

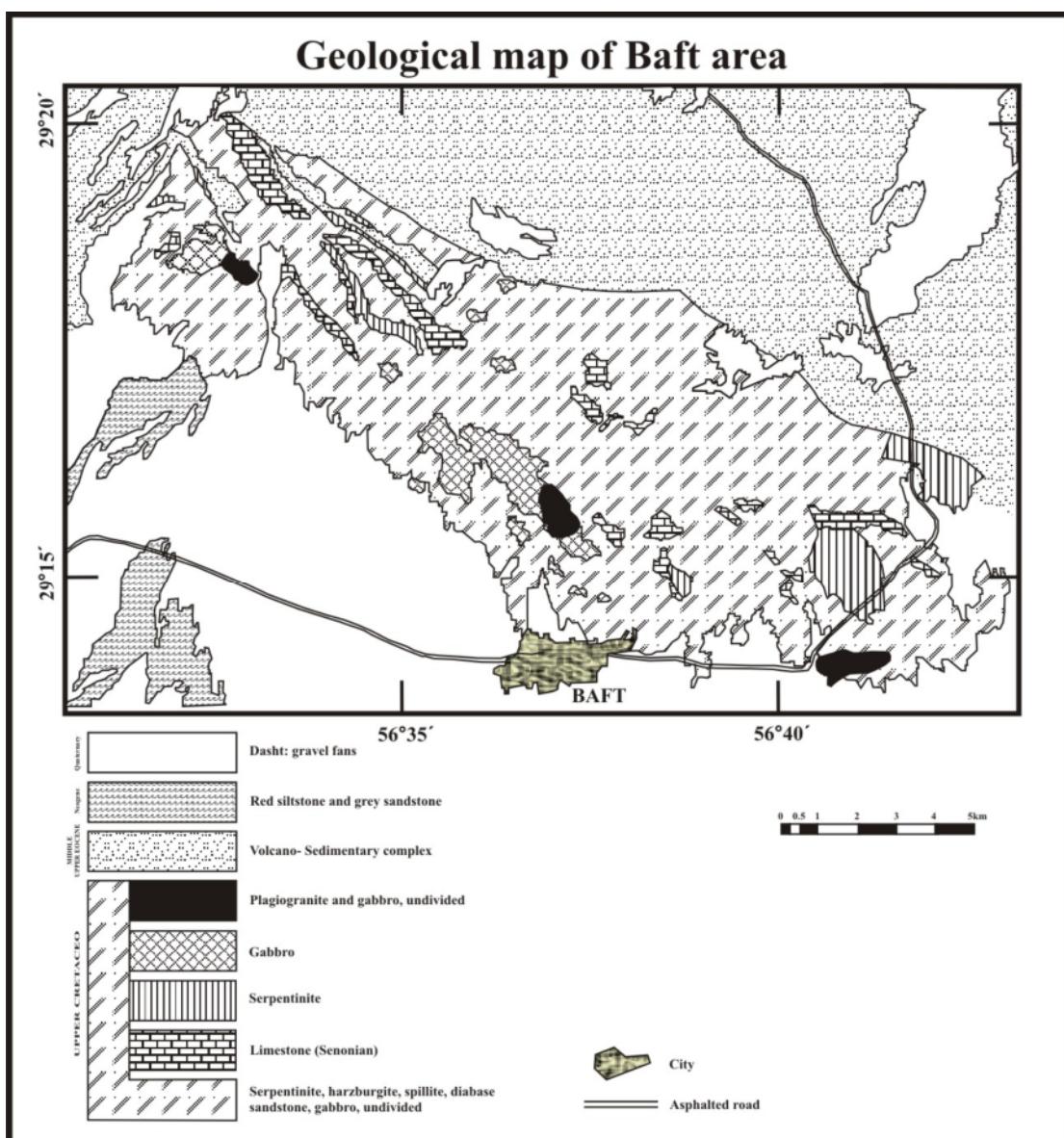
فوکانی در نظر گرفته‌اند. این ملاتر، با روند شمال غربی-جنوب شرقی بین کمریند آتشفسانی ارومیه-دختر و زون دگرگونی سندنج-سیرجان واقع شده است. زمینه‌ی افیولیت-ملاتر بافت، اساساً از سنگ‌های فوق‌بازی سرپانتینیتی شده با توپوگرافی نسبتاً پست است که به شدت تحت تأثیر فازهای تغییر شکلی قرار گرفته است. در زمینه‌ی فوق، سنگ‌هایی رخمنون یافته‌اند که بیشتر از جنس گابرو، دیاباز، پلازیوگرانیت، بازالت، آهک و چرت‌های رادیولاریتی و به میزان کمتر رگه‌های پیروکسینیتی هستند.

### بحث و بررسی

#### محیط زمین شناسی افیولیت-ملاتر بافت

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

بنا بر عقیده‌ی آروین و روینسون [۳] افیولیت-ملاتر بافت، بخشی از کمریند افیولیت-ملاتر ایران مرکزی است که پیدا شد آن را به یک محیط واپسیه به با فرورانش تنتیس به سن کرتاسه



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

نهایتاً پلازیوگرانیت‌های شرق منطقه به صورت رگه‌های نسبتاً قطعی (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 درشت‌دانه و نیز پگماتیتی دیده می‌شوند. به دلیل دگرسانی گرمابی 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 ضربی 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

ویژگی‌های صحراوی پلازیوگرانیت‌ها و گابروهای منطقه پلازیوگرانیت‌ها به صورت رگه‌ای و رخمنون‌های کوچک و پراکنده و با فراوانی کم، همراه با گابروها و دایک‌های دلریتی در منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از نظر ضربی رنگی در حد هولولوکراتیک 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. پلازیوگرانیت‌ها بیشتر در شمال، شمال غربی و شرق منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند. پلازیوگرانیت‌های شمال غربی ریزدانه‌تر، مرز کانی‌ها به راحتی قابل تشخیص نیست. پلازیوگرانیت محلی (شکل ۲ الف) و یا رگه‌ای (با ضخامت ۰/۵ تا ۲۰ سانتی‌متر) در داخل گابروهای همسانگرد دگرسان شده گسترش یافته‌اند. پلازیوگرانیت‌های شمال غربی منطقه بیشتر به صورت توده‌های کوچک محلی (با متوسط قطر چهار متر) همراه با خردشده و با دگرسانی شدید در داخل گابروهای همسانگرد خرد شده رخمنون دارند و



شکل ۲ (الف) پلازیوگرانیت خرد و دگرسان شده در گابروهای همسانگرد خرد شده‌ی موجود در افیولیت-ملانژ بافت (مرز تماس پوشیده است). (ب) تزریق فاز اسیدی به درون دایک‌های دلریتی در افیولیت-ملانژ بافت. (پ) زنولیت‌های 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 جایه‌جایی گسلی رگه‌ها توجه شود.

موجود، خاستگاه اولیه نداشته و لاقل بخشی از آنها در نتیجه هجوم محلول‌های سدیک به سنگ و به خرج پلازیوکلازها 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 پلازیوگرانیت‌های 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 پلازیوگرانیت‌های منطقه، بافت گرانوفیری به نحوی گسترش یافته است که تمام سنگ از این همرشدی تشکیل شده است (شکل ۳ ث). فلدسپار آکالان موجود در گرانوفیر مشخصاً از نوع آلبیت است که در درجات متوسط تا شدید به سریسیت تبدیل شده است.

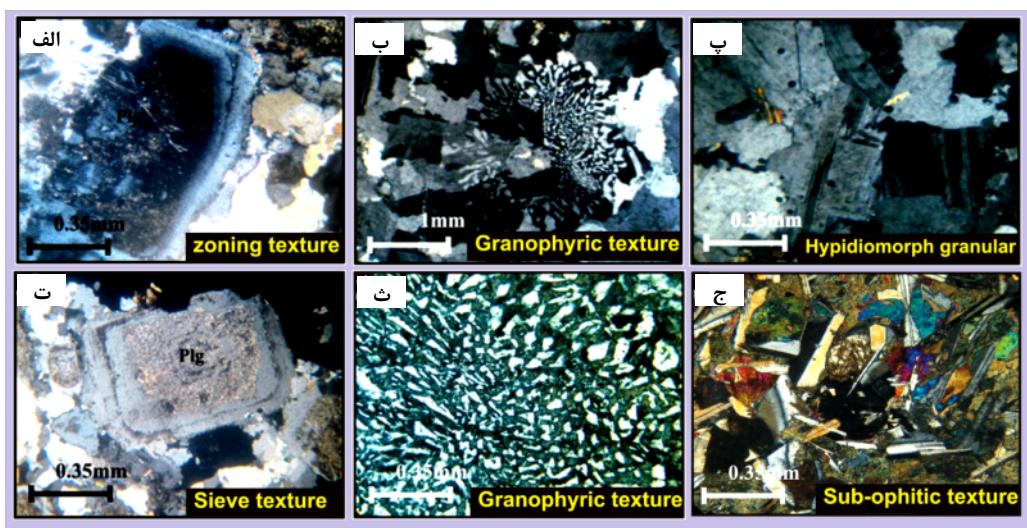
**۳-۳. گابروها:** گردهمایی کانیایی آنها از کانی‌های اصلی پلازیوکلاز (۴۵ تا ۸۰ درصد) و پیروکسن (۱۸ تا ۵۰ درصد) بیشتر به صورت بخشی تا کامل به آمفیبول ثانویه بدل شده‌اند، همراه با کانی‌های فرعی الیوین و اپک (کمتر از ۵ درصد) تشکیل شده است. هورنبلند، آلبیت، سریسیت، کائولینیت، پرهنیت، کلریت، ترمولیت- اکتینولیت، زئوسیت، اسفن، اپیدوت، زئولیت و سربانتین کانی‌های ثانویه گابروها را تشکیل می‌دهند. در مواردی بافت آذربین سنگ حفظ شده است؛ ولی در اغلب موارد به دلیل عملکرد محلول‌های گرمابی، سنگ به مجموعه‌ای از آمفیبول و پلازیوکلازهای 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 رویی هورنبلند ثانویه روی پیروکسن) و نیز بافت پوئی‌کیلیتیک (در قالب دربرگیری پلازیوکلاز 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 پلازیوکلاز 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 میزان گابرویی خود یکسان است؛ می‌تواند نشانگر این باشد که آن‌ها در محلی تشکیل شده‌اند که با گابروی میزانشان در حال تعادل بوده‌اند [۵]. مرز بین پلازیوگرانیت‌ها با گابروها و دایک‌های دلریتی منطقه، به خوبی دیده می‌شوند و در بعضی موارد تزریق پلازیوگرانیت‌ها به داخل گابروها، و به ویژه دایک‌های دلریتی، باعث دربرگیری آن‌ها به صورت قطعات زنولیتی و یا گسترش رگه‌های پلازیوگرانیت 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 درزهای و شکستگی‌های موجود در دلریت‌ها صورت گرفته است؛ به طوری که رگه‌ها نسبتاً موازی‌اند و گاه جابه‌جایی گسلی نیز در آن‌ها مشهود است (شکل ۲ ت).

**سنگنگاری توده‌های نفوذی افیولیت- ملاتر بافت**  
بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که در قیاس با پلازیوگرانیت‌ها، گابروها علیرغم ظاهر تقریباً تازه‌تر، بیشتر یک دگرگونی خفیف را تحمل کرده‌اند و میزان کانی‌های ثانویه در آن‌ها قابل توجه است. برخی پلازیوگرانیت‌ها 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:

**پلازیوگرانیت‌ها:** گردهمایی کانیایی این گروه سنگی شامل کانی‌های اصلی پلازیوکلاز، کوارتز، فلدسپار سدیک و کانی‌های فرعی بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های اپک هستند. شدت دگرسانی پلازیوگرانیت‌ها که منجر به تشکیل کانی‌های ثانویه- ای چون اپیدوت، کائولینیت، زئوسیت، کلریت، اسفن، ترمولیت- اکتینولیت و سریسیت شده است از نسبتاً ضعیف تا شدید تغییر می‌کند. بلورهای پلازیوکلاز ماکل پلی سنتیک 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 پلازیوکلاز تشکیل شده‌اند و بافتی شبیه به آنتی‌رایاکیوی را به وجود آورده‌اند. به نظر می‌رسد که بلورهای فلدسپار سدیم



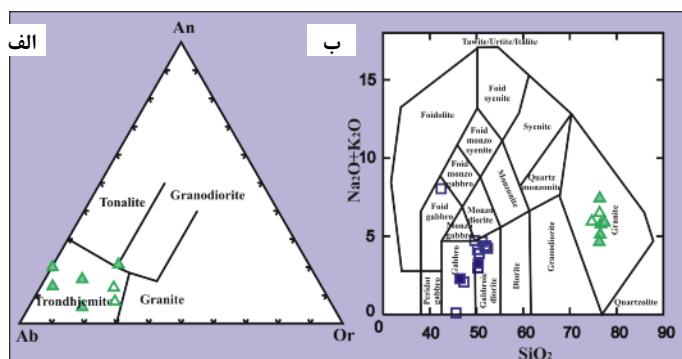
شکل ۳ (الف) بافت منطقه‌ای پلازیوکلازهای موجود در پلازیوگرانیت‌های منطقه‌ی بافت. ب) رشد گرانوفیری همراه با بافت هیپ ایدیومورفیک گرانولار در پلازیوگرانیت. پ) بافت هیپ ایدیومورفیک گرانولار در پلازیوگرانیت. ت) بافت غریالی در پلازیوکلاز موجود در پلازیوگرانیت. ث) رشد توام فلدسپار سدیک (آلیت؟) و کوارتز در گرانوفیر. ج) نمایی از بافت ساب افتیک در گابروهای منطقه‌ی بافت (تمامی تصاویر در نور قطبی منقاده‌اند).

مقایسه‌ی ویژگی‌های پلازیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت با ویژگی‌های گونه‌های مختلف شامل گرانیت‌های پشتۀ‌های اقیانوسی (OR)، گرانیت‌های با خاستگاه آذرین (I)، گرانیت-های با خاستگاه رسوی (S) و نهایتاً گرانیت‌های غیر کوه‌زایی (A) که توسط کریستینس 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 Nb + Y (۷۸٪) بخش در میلیون) و میزان نسبتاً بالای عناصر نادر خاکی (۹۲٪/۱۶۴) در میلیون) کاملاً متنطبق با گونه‌ی OR است. اما میزان این مقادیر و نسبت‌ها در نمونه BA-4 به گونه‌ای است که تقریباً بین گونه‌های OR و I قرار می‌گیرد. در دیگر نمونه‌های پلازیوگرانیتی، میزان این پارامترها مشابه با گونه‌ی I است (Rb/Nb بالا، Nb + Y کم و REE کم). بر این اساس می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که پلازیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت از لحاظ گونه‌شناسی ویژگی‌هایی بین نوع OR و نوع I نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ ب و ۶ الف). به نظر می‌رسد این مسئله با محیط زمین‌ساختی و فرایندهای مسئول تشکیل پلازیوگرانیت‌های یاد شده ارتباط دارد. کریستینس و کیت [۱۴] اعتقاد دارند که مقادیر پائین عناصر LIL در نوع OR قیاس با گونه‌های دیگر باقیستی به تمرکز پائین این عناصر در خاستگاه این گرانیت‌ها در ارتباط باشد؛ به این دلیل که این گونه معمولاً در اثر تفرقیق مورب‌های مشتق شده از گوشته

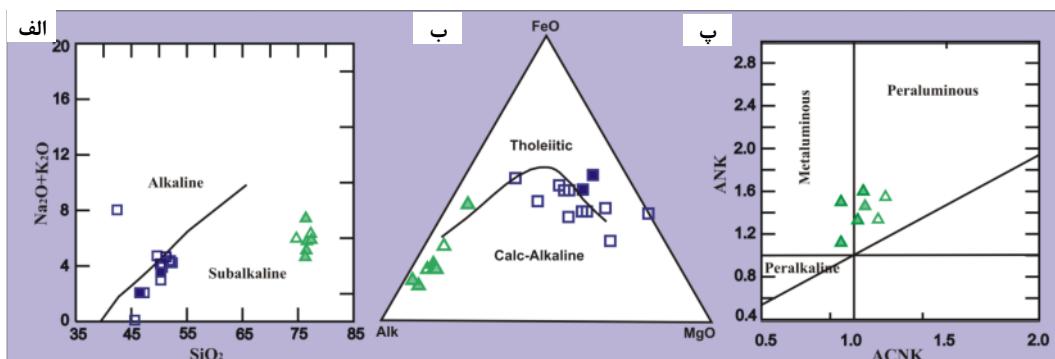
پلازیوگرانیت‌ها و گابروهای موجود در افیولیت- ملاتز بافت نخست به منظور رده‌بندی ژئوشیمیایی پلازیوگرانیت‌های مورد بررسی، ترکیب آن‌ها روی نمودار Ab-An-Or [۷] رسم شد که نشان می‌دهد نمونه‌های اسیدی منطقه در گستره‌ی ترونجمیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). بر اساس نمودار  $\text{SiO}_2$  نسبت به مجموع قلیایی‌ها [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 پلازیوگرانیتی و گابرویی منطقه‌ی مورد بررسی، در گستره‌ی نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). بر این اساس، برای تعیین سری مآگمایی این نمونه‌ها، از نمودار [۱۰] AFM استفاده شد (شکل ۵ ب) که در این نمودار، پلازیوگرانیت‌ها و گابروهای منطقه، بیشتر در گستره‌ی آهکی- قلیایی قرار گرفته‌اند. البته نمونه (BA-6) در گستره‌ی تولثیتی واقع شده است. به عقیده چاپل و وايت [۱۱] درجه‌ی اشباع از آلومنی در سنگ‌ها نشانه ماهیت موادی است که از آن منشاء گرفته‌اند. برای تعیین این عامل از نمودار NK-A/CNK-A [۱۲، ۱۳] استفاده شده است، بر اساس شکل ۵ پ، نمونه‌های منطقه در وضعیت شبیه آلومنین تا پرآلومنین قرار دارند.

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

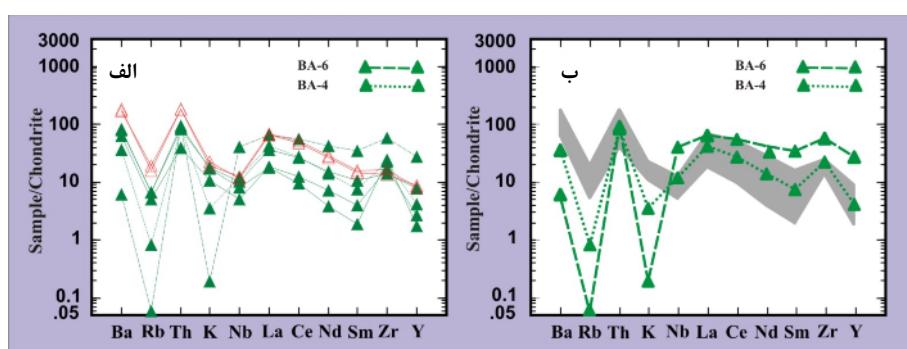
بالایی تهی شده و یا ذوب بخشی بازالت‌ها رخ داده است. عدم همراهی کانسارت‌سازی فلزی با این نوع نیز به ماهیت تهی شده مورب بر می‌گردد. وجود برخی ویژگی‌های نوع I در برخی نمونه‌های پلازیوگرانیت‌های افیولیت-مانلژ بافت بایستی به محیط تشکیل آنها مربوط باشد. چنین ویژگی‌هایی معمولاً در ارتباط با محیط‌های فرورانش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



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



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



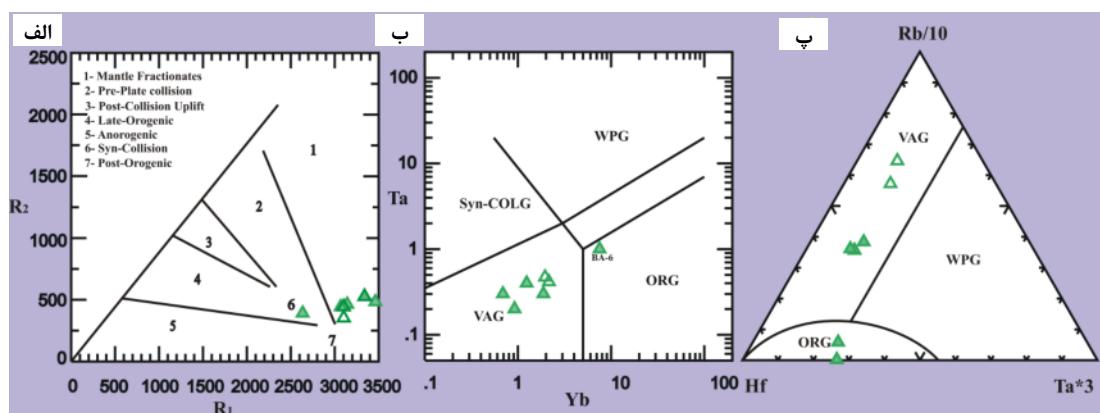
شکل ۶ نمودار عنکبوتی پلازیوگرانیت‌های افیولیت-مانلژ بافت. در شکل الف کلیه نمونه‌ها تصویر شده است و در شکل ب برای روشن‌سازی تفاوت‌ها، نمونه‌های BA-6 و BA-4 مستقلانه نشان داده شده‌اند و گستره‌ی سایه‌دار مربوط به مابقی نمونه‌های است. (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مثلث توخالی، پلازیوگرانیت شفائی مقدم هستند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

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

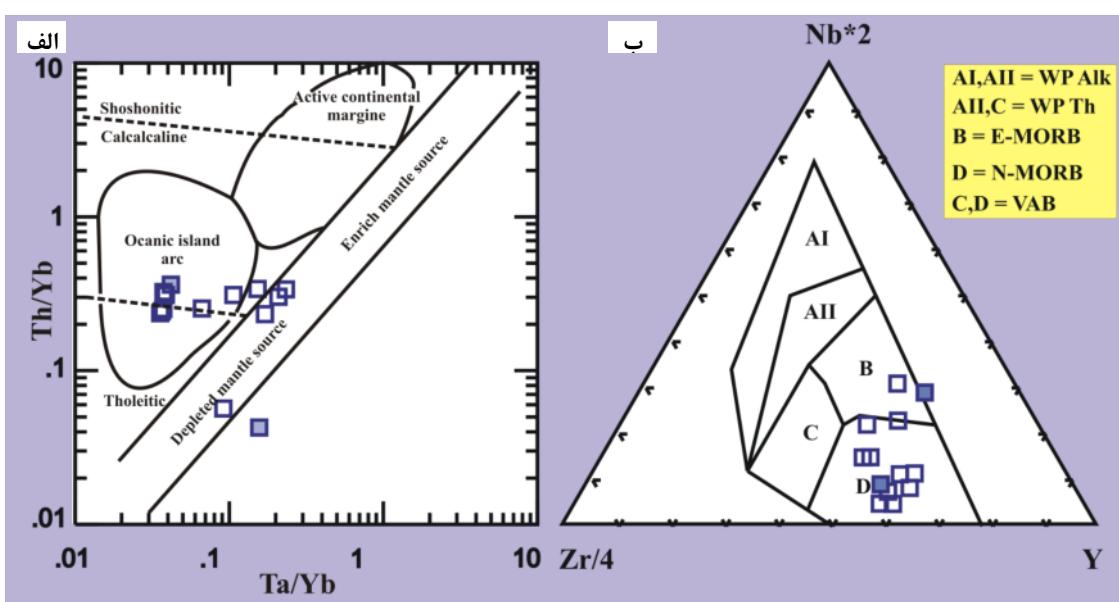
بر اساس آنچه تاکنون بحث شد به نظر می‌رسد پلازیوگرانیت‌های افیولیت- ملاتر بافت از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیابی، ماهیتی دوگانه نشان می‌دهند؛ به نحوی که ویژگی‌های ژئوشیمیابی آن‌ها از پلازیوگرانیت‌های نوع پشتله‌های اقیانوسی تا انواع گسترش یافته، در یک زون فروزانش در تغییر است. بنابراین، شبیه به پلازیوگرانیت‌ها، نمونه‌های گابرویی نیز ویژگی‌های مورب عادی فاقد اثر فروزانش تا مورب‌هایی را که عموماً تحت تاثیر سیال‌های فروزانش قرار گرفته‌اند نشان می‌دهند. گسترش چنین ویژگی‌هایی معمولاً در محیط‌های 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 پلازیوگرانیت‌ها از نمودار R<sub>2</sub>-R<sub>1</sub> [۱۵] استفاده شد، بر اساس این نمودار سنگ‌های پلازیوگرانیتی افیولیت- ملاتر بافت بیشتر در گسترهٔ گرانیت‌های وابسته به تفرقی گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف). همچنین بر اساس نمودار Ta-Yb که پیرس و همکاران [۱۶] ارائه داده‌اند، (شکل ۷ ب)، پلازیوگرانیت‌ها در گسترهٔ BA-6 گرانیت‌های قوس ماقمایی قرار می‌گیرند و فقط نمونه‌ی BA-6 در گسترهٔ گرانیت‌های پشتله‌های اقیانوسی دیده می‌شود. در نمودار Hf-(Rb/10)-(Ta $\times 3$ ) [۱۷] بیشتر پلازیوگرانیت‌های افیولیت- ملاتر بافت در گسترهٔ گرانیت‌های قوس ماقمایی و نمونه‌ی BA-6 و BA-4 در گسترهٔ گرانیت‌های پشتله‌های 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 کردند که نتایج قبل قبولی را به دست داده است؛ برای مثال [۲۱-۲۰]. بر این اساس در این پژوهش نیز از نمودارهای تشخیصی بازالت‌ها برای تفسیر سنگ‌های گابرویی افیولیت ملاتر بافت (Ta/Yb) (Th/Yb) نسبت به (Ta/Yb) [۲۱] گابروهای افیولیت- ملاتر بافت، در گسترهٔ تولثیتی تا آهکی- قلیابی قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). از نظر زمین-



شکل ۷ (الف) تشخیص محیط زمین‌ساختی پلازیوگرانیت‌های افیولیت- ملاتر بافت [۱۵]. (ب) نمودار Ta-Yb (Rb/10)-(Ta $\times 3$ ) برای تشخیص محیط زمین‌ساختی پلازیوگرانیت‌های افیولیت- ملاتر بافت [۱۶]: (پ) نمودار (Th/Yb) نسبت به (Ta/Yb) [۱۷]: گرانیت‌های قوس ماقمایی؛ WPG- گرانیت‌های داخل صفحه‌ای؛ ORG- گرانیت‌های پشتله‌های میان اقیانوسی). (علامت مطابق جدول ۱ هستند و مثلث توحالی، پلازیوگرانیت شفائی مقدم هستند [۲]).



شکل ۸ (الف) نمودار Th/Yb-Ta/Yb برای تشخیص خاستگاه گابروهای افیولیت-مانلژ بافت روى نمودار تشخیص محیط زمین ساختی [۲۱]. (ب) موقعیت نمونه‌های گابروی افیولیت-مانلژ بافت [۲۲]: AI = بازالت‌های قلیایی داخل صفحات؛ AII = بازالت‌های قلیایی داخل صفحات؛ B = تولیت‌های غنی شده پشتۀ میان اقیانوسی؛ C = تولیت‌های غنی شده پشتۀ میان اقیانوسی؛ D = بازالت‌های عادی پشتۀ میان اقیانوسی و بازالت‌های قوس آتشفسانی. (علاوهً مطابق جدول ۱ هستند و مربع توخالی، گابرو شفافی مقدم است [۲]).

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 تعییراتی تدریجی در میزان تمرکز عنصر نادر خاکی هستند که این مسئله می‌تواند هم خاستگاه بودن این سنگ‌ها را ثابت کند. لازم به یادآوری است که افزایش میزان غنی‌شدگی عنصر 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 عنصر نادر خاکی از بقیه نمونه‌ها غنی‌تر است و بالاترین الگو در این نمودار است. به هر حال غنی‌شدگی نسبی همراه با وجود الگویی تقریباً مسطح به ویژه در بخش عنصر نادر خاکی سنگین، می‌تواند به عمق کم ذوب‌بخشی برای تولید ماجمای این سنگ‌ها [۲۷] و یا مشارکت آمفیبول در تشكیل آن‌ها وابسته باشد [۲۹، ۲۸]؛ زیرا اگر آمفیبول هنگام ذوب بخشی درگیر ذوب شود، با توجه به توانمندی آن در نگهداری عنصر نادر خاکی به ویژه سنگین، میزان آن در ماجمای تولید شده افزایش خواهد یافت و این رو شاید در نظر گرفتن سنگ خاستگاه هورنبلندگابروی و یا آمفیبولیتی برای حداقل

### پتروژنز پلازیوگرانیت‌ها

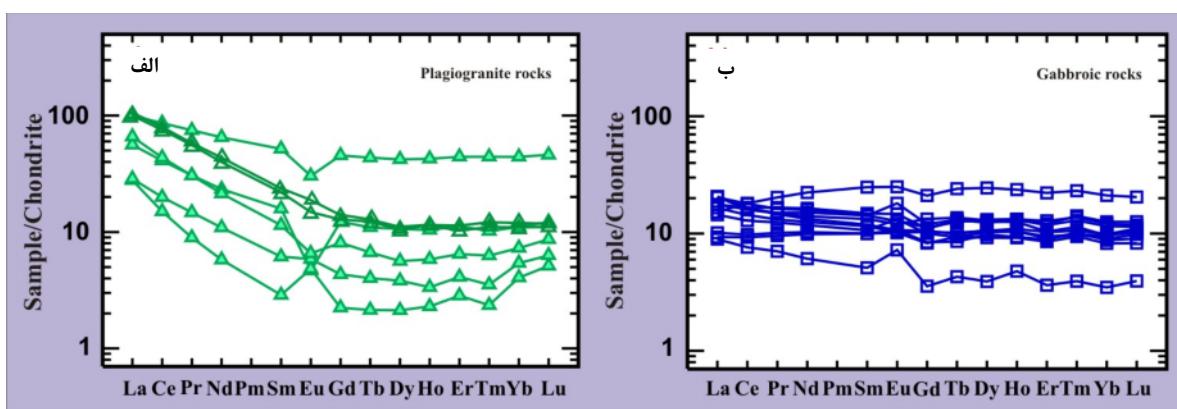
سازوکارهای متعددی برای خاستگاه پلازیوگرانیت‌ها از سوی پژوهشگران مختلف پیشنهاد شده است که [۲۵] آنها را بدین صورت لیست کرده‌اند: ۱- دگرنهادی سدی تفریق یافته پتابسیم دار؛ ۲- آمیخته نشدن ماجمای اسیدی و ماجمای بازی غنی از آهن در شرایط خشک؛ ۳- تفریق ماجمای بازی نیمه قلیایی با فشار پایین و ۴- آناتکسی آمفیبولیت 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 تشكیل پلازیوگرانیت‌ها از الگوی پراکندگی عنصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس کندریت استفاده شده است (شکل ۹ (الف)، [۲۶]). در این نمودار، روند تفریق یافته با غنی‌شدگی در عنصر نادر خاکی سبک (La-Sm) (La-Sm) قابل تشخیص است و عنصر نادر خاکی سنگین (Gd-Lu) دارای یک روند تقریباً مسطح‌اند. نمونه‌های یاد شده دارای میزان متغیری از تیهنجاری Eu هستند. به هر حال آنچه مشخص است میزان بیهنجاری‌های آشکار شده در پلازیوگرانیت‌های افیولیت-مانلژ،

به اینکه الگوی عناصر نادر خاکی گابروها بافت نسبتاً مسطح بوده و میزان  $(La/Yb)n$  پلازیوگرانیت‌های بافت در حد ۰,۵۲-۰,۹۱۹ با میانگین ۰,۷۲ هستند لذا در نظر گرفتن خاستگاه ذوب بخشی گابروها برای این سنگ‌های اسیدی منطقی به نظر نمی‌رسد. ولی در ارتباط با اشتقاء پلازیوگرانیت‌ها از گابروها در قالب فرایند تفریق می‌توان گفت که در حال حاضر این مسئله ثابت شده است که مذاب‌های پلازیوگرانیتی می‌توانند در اثر تفریق شدید یک مagma بازالتی در شرایط خشک و یا اشباع شده از آب رخ دهد [۳۰]. برندت و همکاران [۳۱] اذعان دارند که حتی اگر ذوب بخشی یک خاستگاه بازالتی شبیه به مورب در تولید magma‌های پلازیوگرانیتی نقش داشته باشد باز هم مقادیر قابل توجهی از تبلور تفریقی برای گسترش ویژگی‌هایی نظیر میزان کم عناصر Fe, K و Ti در پلازیوگرانیت‌ها نیاز است. به هر حال با توجه به بررسی‌های دیلک و تای [۳۰]، در مورد گسترش یک magma پلازیوگرانیتی از یک magma بازی، به تفریق شدید (حدود ۷۰ درصد) نیاز است و در این صورت انتظار می‌رود که محتوای REE در magma اسیدی حاصل، به طور چشمگیری افزایش یابد. در صورتی که در اغلب پلازیوگرانیت‌های 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 به‌طور کامل مردود دانست؛ زیرا تشابه الگوی عناصر نادر خاکی حداقل یکی از نمونه‌ها که دارای ویژگی‌هایی کاملاً متفاوت با دیگر نمونه‌های است با بخش گابرویی انکارناپذیر است.

پلازیوگرانیت‌هایی 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 مسطحی را همراه با افزایش بسیار جزئی غنی‌شدن عناصر LREE در مقایسه با HREE دنبال می‌کنند که خاکی از خاستگاه مشابه نمونه‌های گابرویی است. بیهنجاری مشبت ضعیف Eu در بعضی نمونه‌ها ناشی از انباشت پلازیوکلاز در این سنگ‌هاست.

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



شکل ۹ الف) الگوی عناصر نادر خاکی پلازیوگرانیت‌های افیولیت-ملانژ بافت بهنجار شده بر اساس کندریت [۲۶]. ب) الگوی عناصر نادر خاکی گابروها افیولیت-ملانژ بافت نرماییز شده بر اساس کندریت [۲۶]. (علائم مطابق جدول ۱ هستند و مربع توخالی، گابرو و مثلث توخالی، پلازیوگرانیت شفافی مقدم هستند [۲]).

[۲] شفائي مقدم.ه، "کمربند افیولیتی نائین-بافت: سن، ساختار و منشاء"، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۷).

[۳] 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.

[۴] 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).

[۵] 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.

[۶] 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.

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

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

[۹] 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.

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

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

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

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

[۱۴] 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 پلازیوگرانیتی با بخش درلریتی در افیولیت ملانژ بافت، این امکان وجود دارد که تبلور تفریقی سنگ‌های بازی درلریتی که با جدایش پیروکسن و پلازیوکلاز همراه باشد بتواند ماقماهایی پلازیوگرانیتی با ویژگی‌های قوس آتشفسانی شبیه به آنچه که در منطقه‌ی بافت دیده می‌شود تولید نماید که البته اطمینان از این مسئله نیاز به بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق روزی فاز درلریتی و مقایسه‌ی داده‌های آن با فاز پلازیوگرانیتی دارد. چنانکه پیش از این اشاره شد با وجودی که در مقالات متعددی، نشأت‌گیری فاز پلازیوگرانیتی از آمفیبولیتی مورد توجه قرار گرفته است (مثل [۲۵]) ولی در مورد غالب پلازیوگرانیت‌های منطقه‌ی بافت به نظر می‌رسد که این فرضیه چندان منطقی نباشد؛ زیرا محتواهی عناصر نادر خاکی سنگین در اغلب نمونه‌های وابسته به فاز پلازیوگرانیتی 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 پلازیوگرانیت‌های بافت دارای یک خاستگاه مشابه نیستند؛ به نحوی که ویژگی‌های ژئوشیمیایی غالب نمونه‌ها با ریشه‌گیری-شان در قالب تبلور تفریقی یک ماقمای بازی که احتمالاً به وجود آورنده دایک‌های درلریتی منطقه بوده است سازگار است. اما حداقل یکی از نمونه‌ها دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی کاملاً متفاوتی است که نشأت‌گیری آن را در قالب ذوب بخشی هورنبلند گابروها و یا فاز آمفیبولیتی تقویت می‌کند. لازم به یادآوری است که وجود خاستگاه‌های متفاوت برای پلازیوگرانیت‌های یک مجموعه افیولیتی، یک مسئله دور از ذهن نیست؛ به طوریکه در حال حاضر چنین وضعی برای پلازیوگرانیت‌های منطقه‌ی عمان نیز مطرح شده است [۲۳].

#### مراجع

- [۱] 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., Tindale 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., Tindale 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 Xeoliths*, (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.