

ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی دره زارچوئیه (جنوب شرق بردسیر، کرمان)

حسین فاتحی چنار، حمید احمدی پور و عباس مرادیان شهربابکی*
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

در جنوب شرقی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، واقع در جنوب شرق شهرستان بردسیر (استان کرمان) تعداد بسیار زیادی توده نفوذی گابرویی، دیوریتی و تونالیتی به صورت استوک و دایک دیده می‌شوند که گدازه‌های بازالتی، آندزیت‌بازالتی و آندزیتی و سنگ‌های پیروکلاستیک به سن ائوسن را قطع کرده‌اند. پراکندگی وسیع توده‌های نفوذی در منطقه، شباهت کانی‌شناسی این توده‌ها با گدازه‌های منطقه و انطباق کامل ترکیبی توده‌ها با گدازه‌ها در نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی و نمودارهای تشخیصی تکتونوماگمایی، بیانگر این است که ممکن است سری‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه، منشأ مشترکی داشته باشند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی، نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی منطقه در قلمرو کالک‌آلکان قرار می‌گیرند. همچنین غنی‌شدگی LREE در مقایسه با HREE و بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LILE نسبت به HFSE و همچنین بی‌هنجاری شاخص P و Ti، Nb در توده‌های نفوذی منطقه، نشان‌دهنده این است که سنگ‌های منطقه، به ماگماتیسم وابسته به فرورانش تعلق دارند. تمامی شواهد نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی منطقه، احتمالاً محصول ذوب بخشی یک گوه گوشته‌ای است. گوشته مورد نظر در اثر ورود سیالات مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده است.

واژه‌های کلیدی: کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، بردسیر، گابرو، نوار دهج ساردوئیه

مقدمه

شمالی قرار دارد. سنگ‌های منطقه تناوب چین‌خورده‌ای از گدازه‌ها و پیروکلاستیک‌ها هستند که توسط استوک‌ها و دایک‌های دیوریتی، گابرویی و تونالیتی قطع شده‌اند. از جمله مطالعات انجام شده بر روی نوار دهج-ساردوئیه می‌توان به بررسی پتروگرافی و پتروولوژی توده گرانیتوئیدی سنگ‌صیاد بردسیر با سن الیگو-میوسن

منطقه مطالعه‌شده در جنوب شرقی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، در استان کرمان، ۴۵ کیلومتری جنوب شرق شهرستان بردسیر واقع شده و از نظر مختصات جغرافیایی بین طول‌های جغرافیایی ۵۶°۳۳' تا ۵۶°۴۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۹°۳۷' تا ۲۹°۴۶'

کرده و باعث دگرسانی شدید و توسعه رگه‌های اپیدوت، کلسیت و سیلیس شده است. حضور توده‌های نفوذی در بسیاری از بخش‌های منطقه، نشانگر این است که احتمالاً در زیر این توالی‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند که در بعضی از قسمت‌ها به صورت آپوفیز، استوک و دایک رخنمون یافته‌اند. روند عمومی گدازه‌ها و لایه‌های آذرآواری در منطقه شمال‌غرب- جنوب‌شرق است. همچنین گسل‌های حاکم بر منطقه با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق و روند شمالی- جنوبی، باعث جابه‌جایی و خردشدگی توالی‌های سنگی منطقه و فرسایش هر چه بیشتر آن‌ها شده است.

پتروگرافی

گدازه‌های منطقه مطالعه‌شده شامل بازالت، آندزیت‌بازالتی و آندزیت هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل روتیل، اسفن و اپاک است. بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری در این سنگ‌ها معمول هستند و فنوکریست غالب این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد که بیش از هفتاد درصد سنگ‌ها را شامل می‌شود. پلاژیوکلاز عموماً به صورت نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل، فرم تخته‌ای و کشیده، هم به صورت بلورهای منفرد و هم به صورت خوشه‌ای (تیغه‌های درهم قفل‌شده) که اندازه آن‌ها به ۶ میلی‌متر نیز می‌رسد، در تمامی نمونه‌ها حضور دارد. منطقه‌بندی نوسانی، ماکل‌بندی (پلی‌سنتتیک، کارلسباد، پریکلین)، بافت غربالی درشت، بافت‌های تعادلی (بلورهای پلاژیوکلاز سالم که به صورت تعادلی در مذاب تشکیل شده‌اند و فاقد بافت غربالی هستند) و عدم تعادل با زمینه، از جمله عوارض موجود در این بلورهاست (شکل ۲- الف).

که توسط سجادی‌نسب (۱۳۸۱) انجام شده اشاره کرد. همچنین محمدی (۱۳۸۶) به بررسی پترولوژی و محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی مجموعه سنگ‌صیاد بردسیر پرداخته است. بر اساس مطالعات این دو محقق، محیط تشکیل این سنگ‌ها از نوع حاشیه فعال قاره‌ای است. از آن‌جا که مطالعه چگونگی تشکیل این توده‌ها روشن‌گر بخشی از سرگذشت زمین‌شناسی این منطقه است، لذا در این مقاله کوشش شده، ضمن بررسی ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی توده‌های نفوذی کم‌عمق و ارتباط آن‌ها با سنگ‌های آتشفشانی منطقه، ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی و منشأ آن‌ها نیز بررسی شود.

روش انجام پژوهش

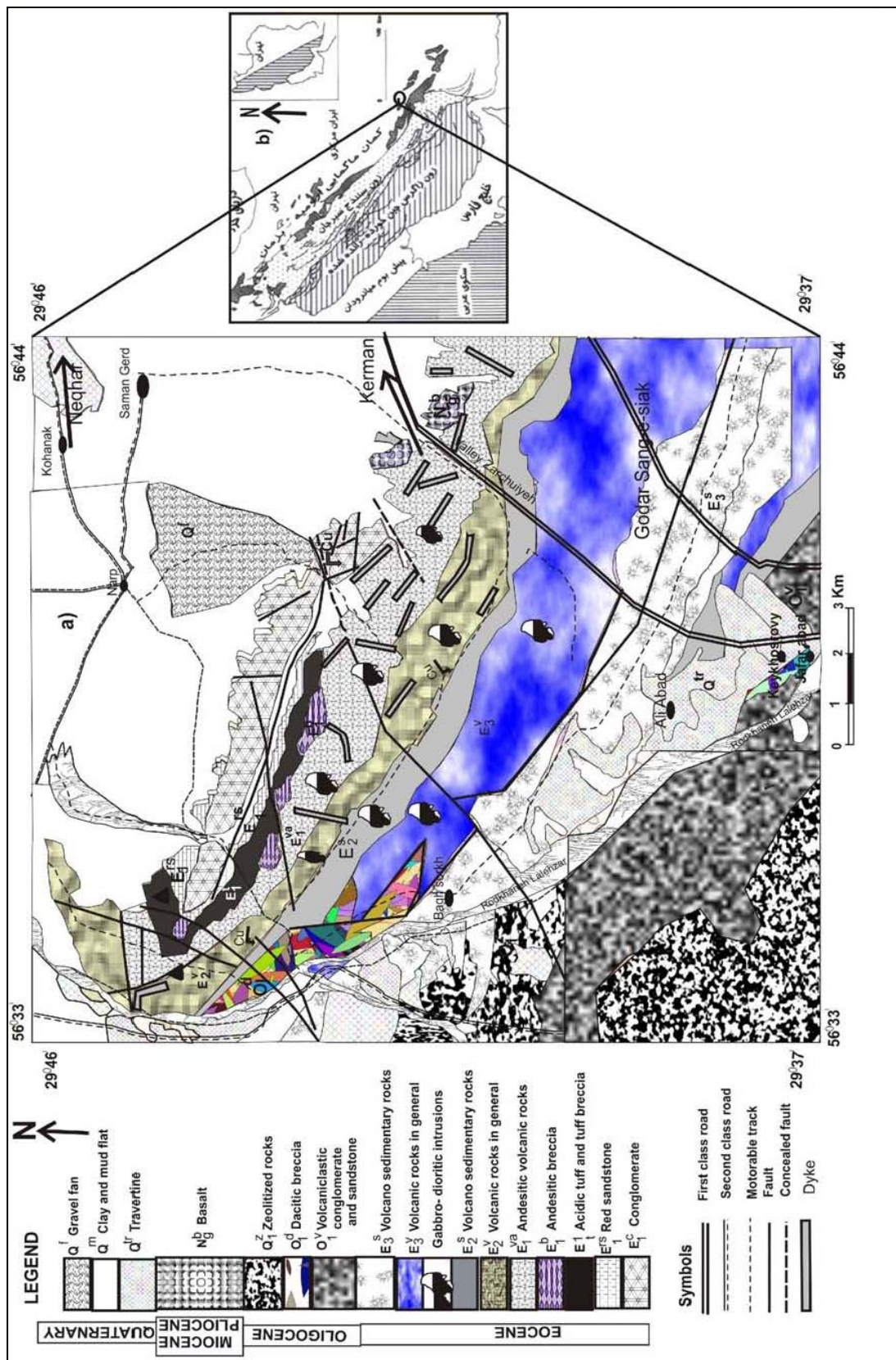
به منظور بررسی توده‌های نفوذی منطقه، بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی یادشده انجام شد. پس از تهیه مقاطع نازک، مطالعه سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی آن‌ها، تعدادی از سالم‌ترین نمونه‌ها برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه SGS کشور کانادا ارسال شد و عناصر اصلی به روش ICP 95A و عناصر فرعی و کمیاب به روش IMS 95A آنالیز شدند (جدول ۱).

موقعیت زمین‌شناسی منطقه

منطقه مطالعه‌شده در زون ایران مرکزی، در جنوب‌شرق کمربند ماگمایی ارومیه- دختر و در مجموعه بحرآسمان (Dimitrijevic, 1973) قرار گرفته است. سیمای غالب منطقه را سنگ‌های آتشفشانی، برش‌های آتشفشانی و نفوذی‌های نیمه‌عمیق تشکیل می‌دهند (شکل ۱). واحدهای سنگی اصلی در منطقه، گدازه‌ها هستند که شامل آندزیت، آندزیت‌بازالتی و بازالت بوده که توده‌های نفوذی گابرویی، دیوریتی و تونالیتی در آن‌ها نفوذ

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، ♦ برگرفته از محمدی (۱۳۸۶)

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7♦	M8♦	M9♦	M10♦
نام سنگ	گابرو	گابرو	گابرو	دیوریت	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	دیوریت	دیوریت
(wt%)										
SiO ₂	52.76	46.38	49.25	58.31	51.86	50.40	48.28	53.19	52.59	53.84
TiO ₂	0.78	0.99	1.00	0.60	1.34	0.93	1.41	0.94	0.94	0.74
Al ₂ O ₃	17.52	18.69	21.08	17.62	17.22	16.17	17.62	17.01	16.73	16.59
Fe ₂ O ₃	6.92	8.82	9.10	7.39	9.88	8.27	11.46	9.41	9.25	9.86
CaO	6.40	10.86	8.48	5.67	3.82	7.89	12.07	8.62	7.94	7.80
MgO	1.79	3.06	3.11	2.18	2.90	5.21	3.19	2.94	2.98	3.39
Na ₂ O	3.25	2.74	3.40	3.42	6.95	2.41	3.67	3.28	3.35	3.36
K ₂ O	2.22	1.34	1.30	2.63	0.24	2.93	0.53	1.78	3.23	1.69
MnO	0.13	0.13	0.18	0.17	0.17	0.16	0.19	0.20	0.17	0.21
P ₂ O ₅	0.22	0.28	0.27	0.30	0.46	0.29	0.35	0.24	0.33	0.35
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
LOI	8.03	6.88	2.83	1.67	5.01	5.26	1.60	2.40	2.49	2.12
(ppm)										
Ba	310	280	340	380	110	550	603	700	800	660
Sr	380	570	670	700	290	1100	464	394	556	337
Y	30	20	20	20	30	20	*	*	*	*
Zn	69	73	69	64	110	85	*	*	*	*
Ag	0.5	0.5	2	0.5	0.5	0.5	*	*	*	*
Ce	51.4	36.9	42.9	49	78.1	55.3	*	*	*	*
Cr	50	50	50	50	50	200	*	*	*	*
Co	13.6	26.2	23.6	13.1	20.8	26.5	24	21	22	23
Cs	4	1.9	1.3	0.8	0.5	0.9	*	*	*	*
Cu	47	55	67	39	10	67	65	29	48	40
Dy	4.42	4	3.99	3.7	4.65	3.89	*	*	*	*
Er	2.25	2.36	2.35	2.27	2.85	2.32	*	*	*	*
Eu	1.33	1.28	1.47	1.32	1.49	1.4	*	*	*	*
Ga	15	15	17	15	16	14	*	*	*	*
Gd	4.65	4.03	4.49	3.97	5.43	4.5	*	*	*	*
Hf	4	3	2	3	4	3	*	*	*	*
Ho	0.85	0.81	0.83	0.74	0.97	0.76	*	*	*	*
La	27.1	19.1	21.3	25.2	42.2	30.4	*	*	*	*
Mo	1	1	1	1	1	1	*	*	*	*
Nb	6	5	58	5	9	7	*	*	*	*
Nd	24.1	19.3	22.3	22.8	34.6	25	*	*	*	*
Ni	2.5	34	7	2.5	2.5	120	13	16	21	18
Pr	6.32	4.77	5.45	9.93	8.99	6.63	*	*	*	*
Rb	76.7	36.6	34.4	59.1	45	30	40	57	74	63
Sm	5.2	4.5	4.9	4.4	6.4	5.3	*	*	*	*
Sn	0.5	1	1	1	1	0.5	*	*	*	*
Ta	0.25	0.25	0.3	0.25	0.5	0.25	*	*	*	*
Tb	0.72	0.6	0.65	0.6	0.77	0.68	*	*	*	*
Th	7.8	3.4	5.2	6.2	11.5	7.9	5	7.1	8	9.1
Tl	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	*	*	*	*
Tm	0.38	0.35	0.31	0.34	0.44	0.32	*	*	*	*
U	1.78	0.8	1.28	1.36	2.41	1.97	*	*	*	*
V	139	216	207	73	193	192	215	153	151	127
W	1	0.5	0.5	1	2	1	*	*	*	*
Y	22.5	20.7	19.8	19.4	24.3	19.5	20	17	14	13
Yb	2.3	2.1	2.1	2.3	2.6	2	*	*	*	*
Zr	136	93.3	85.4	113	145	106	121	131	131	111
Lu	0.38	0.34	0.29	0.34	0.38	0.35	*	*	*	*



شکل ۱- (a) بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره زارچوئیه، برگرفته از افشاریان زاده و اعتمادی (۱۳۷۱)، با تغییرات و (b) موقعیت این منطقه در ایران (Mohajjel and Fergusson, 2000)

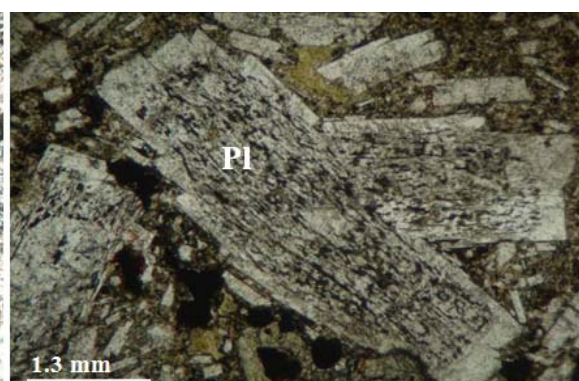
پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین هستند و با توجه به اینکه از نظر کانی‌شناسی تفاوت زیادی با سنگ میزبان ندارند و همچنین عدم وجود حاشیه واکنشی و گردشگی، به‌نظر می‌رسد این انکلاوها با سنگ میزبان خود هم‌منشأ باشند. انکلاوهای ریزدانه نیز به‌صورت تجمعاتی از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و زمینه شیشه‌ای و تیره‌تر نسبت به سنگ میزبان خود دیده می‌شوند (شکل ۲-ب).

(ب)



این مسأله می‌تواند در اثر تغییر فیزیکیوشیمیایی مخزن ماگمایی، اختلاط ماگمایی و افت سریع فشار رخ داده باشد و تفکیک دقیق این عوامل امکان‌پذیر نیست. علاوه بر این، عوامل فوق به نوعی با هم در ارتباط هستند. همچنین در گدازه‌های منطقه، انکلاوهای ماگمایی به دو صورت درشت‌دانه و ریزدانه دیده می‌شوند. انکلاوهای درشت‌دانه شامل تجمعی از فنوکریست‌های

(الف)



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی؛ الف) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت غربالی (PPL، ب) نکلاو ریزدانه مربوط به گدازه‌های منطقه (XPL)، علائم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

ریز تا درشت پلاژیوکلاز به‌صورت خودشکل و نیمه‌شکل‌دار، دارای ماکل پلی‌سنتتیک، منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). سطح برخی از بلورهای پلاژیوکلاز به علت تأثیر محلول‌های گرمابی، دگرسان شده است. در این موارد، ظاهراً دگرسانی در حاشیه‌ها کمتر از مرکز بلور بوده که می‌تواند دلیلی بر کلسیک‌تر بودن مراکز نسبت به حاشیه‌ها باشد. بلورهای کلینوپیروکسن به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد، پس از پلاژیوکلازها عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهنده گابروها بوده و با توجه به زاویه خاموشی به‌طور عمده از نوع اوژیت هستند (شکل ۳-ب). ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و اپاک به همراه بافت غربالی، منطقه‌بندی نوسانی، ماکل تکراری و حاشیه خورده‌شده در بعضی از کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود.

توده‌های نفوذی منطقه شامل گابرو، دیوریت و تونالیت هستند. گابروها بیش‌ترین حجم توده‌های نفوذی را به خود اختصاص می‌دهند و در نمونه دستی به‌رنگ خاکستری تیره و سبز دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دانه‌بندی متوسط داشته و در بعضی قسمت‌ها بافت پورفیروئیدی نشان می‌دهند که احتمالاً این تغییرات بافتی، به اختلاف سرعت سردشدن ماگما در بخش‌های مختلف آن و جایگزینی در عمق کم مربوط است.

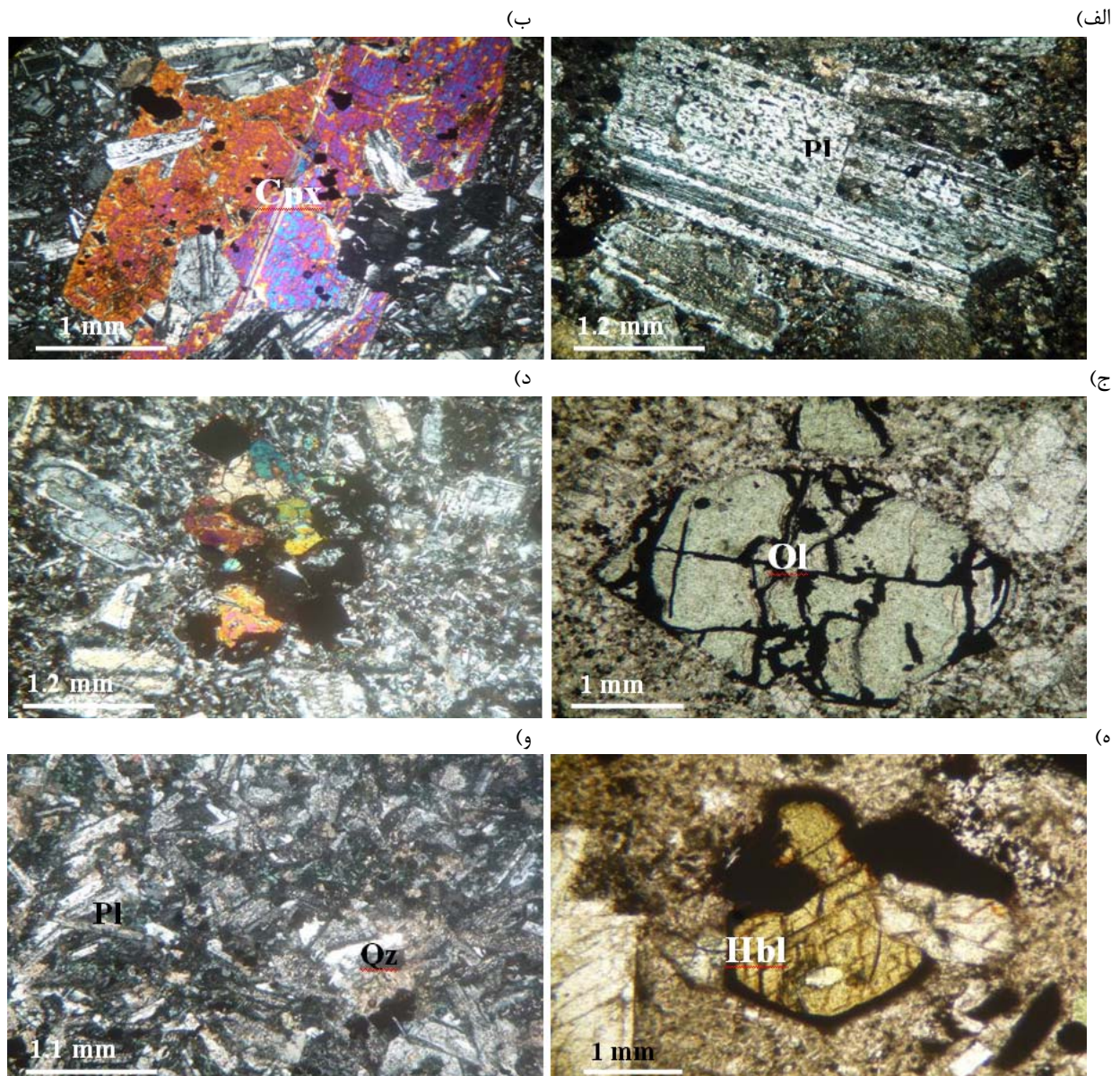
در نمونه‌های دستی، بلورهای پیروکسن به‌رنگ سیاه و پلاژیوکلازها به‌رنگ سفید شیری تا کرم در متن سنگ مشاهده می‌شوند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، گابروها از بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و به‌مقدار کمتر، الیوین تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها با فراوانی ۴۰ تا ۶۰ درصد عمده‌ترین کانی گابروها هستند. بلورهای

به صورت ریزتیغه‌ای و درشت‌تخته‌ای با فراوانی ۵۰ تا ۶۰ درصد دارای ماکل پلی‌سنتتیک و بافت غربالی هستند. ترکیب آن‌ها با توجه به زاویه خاموشی به‌طور متوسط الیگوکلاز تا آندزین است. کلینوپیروکسن‌ها با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در نمونه‌ها حضور داشته و با توجه به زاویه خاموشی از نوع اوژیت هستند. هورنبلند و بیوتیت از کانی‌های تیره آبدار موجود در این سنگ‌ها بوده و در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد بلورها را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها معمولاً از حاشیه اکسیده شده‌اند، گاهی شدت اکسایش به‌حدی زیاد است که از بلورهای بیوتیت و آمفیبول چیزی باقی نمانده و بلور تماماً به اکسید آهن تبدیل شده است که این مسأله می‌تواند در ارتباط با افت سریع فشار باشد. بافت عمده این سنگ‌ها پورفیروئیدی و میکروگرانولار غیر همسان‌دانه است.

تونالیت‌ها با رنگ ظاهری قهوه‌ای، نسبت به دیگر توده‌های نفوذی فراوانی کمتری دارند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، تونالیت‌ها از بلورهای کشیده شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۶۰ درصد، کوارتز بی‌شکل با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد، بیوتیت ۷ درصد و آمفیبول ۸ درصد تشکیل شده‌اند (شکل ۳-و). بلورهای کوارتز دارای خاموشی موجی هستند. کانی‌های اپاک با فراوانی ۵ درصد، هم به صورت شکل‌دار دیده می‌شوند که نشان از تبلور اولیه است و هم به صورت بی‌شکل که حاصل دگرسانی کانی‌هایی همچون بیوتیت و هورنبلند هستند. بلورهای بیوتیت و هورنبلند در مرکز و حاشیه به کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند و تعدادی از آن‌ها به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. بافت این سنگ‌ها میکروگرانولار غیر همسان‌دانه و اینترگرانولار است.

Sakuyama (۱۹۷۹) بافت‌های نامتعادل مانند زون‌بندی درشت‌بلورهای پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان را نتیجه آلیش با پوسته قاره‌ای، تغییر ناگهانی فشار H_2O و اختلاط ماگمایی می‌داند و معتقد است که اختلاط ماگمایی، مهم‌ترین فرآیند برای ایجاد بافت‌های نامتعادل در این سنگ‌هاست. بلورهای الیوین به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار و با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد به ایدنگزیت و بولنزیت دگرسان شده و سپس توسط اکسید آهن، کلسیت و کوارتز به صورت ثانویه پر شده‌اند (شکل ۳-ج). تصویر بافت غالب در گابروها پورفیروئیدی است. همچنین بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها (شکل ۳-الف)، افیتیک و ساب‌افیتیک در بلورهای کلینوپیروکسن موجود در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-ب). بافت‌های یادشده می‌توانند دلیلی بر عمق کم جایگیری این توده‌ها باشند. در این سنگ‌ها نیز انکلاوهایی دیده می‌شود که از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین (شکل ۳-د)، تشکیل شده‌اند. این تجمعات نسبت به زمینه دگرسانی بیشتری را نشان می‌دهند و کانی‌های کدر حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین در آن‌ها دیده می‌شود. کمی گردش‌گی دارند و بافت گرانولار نشان می‌دهند و از نظر کانی‌شناسی مشابه سنگ میزبان خود هستند و با توجه به اینکه کانی‌شناسی این انکلاوها و سنگ میزبان با یکدیگر شباهت دارد، احتمالاً با سنگ میزبان خود هم‌منشأ هستند و به‌عنوان انکلاوهای پیش‌رس در ماگما در نظر گرفته می‌شوند.

دیوریت‌ها در نمونه دستی به‌رنگ خاکستری تا سبز تیره بوده، دانه‌بندی متوسط داشته و بلورهای ریز پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در متن سنگ مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها بر اساس مطالعات میکروسکوپی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ه). آپاتیت، کوارتز و کانی‌های اپاک از فازهای فرعی در این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. پلاژیوکلازها

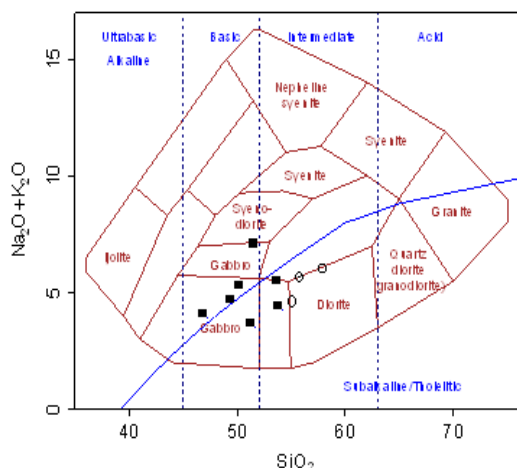


شکل ۳- تنوع بافتی در سنگ‌های نفوذی منطقه؛ الف) پلاژیوکلازهای درشت با بافت‌های عدم تعادلی همچون بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی (PPL)، ب) فنوکریست پیروکسن با ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز (بافت افیتیک) (XPL)، ج) الیوین و بافت پورفیروئیدی (PPL)، د) انکلاو درشت‌دانه در سنگ‌های گابرویی، ه) کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند به همراه کانی‌های ثانویه در سنگ‌های دیوریتی (PPL) و و) بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در سنگ‌های تونالیتی منطقه (XPL)

نام‌گذاری ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی کم‌عمق دره زارچوئیه از نمودار $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ارائه شده توسط Cox و همکاران (۱۹۷۹) که توسط Wilson (۱۹۸۹) برای سنگ‌های نفوذی تعمیم یافته، استفاده شد. در این نمودار سنگ‌ها در محدوده گابرو و دیوریت قرار می‌گیرند

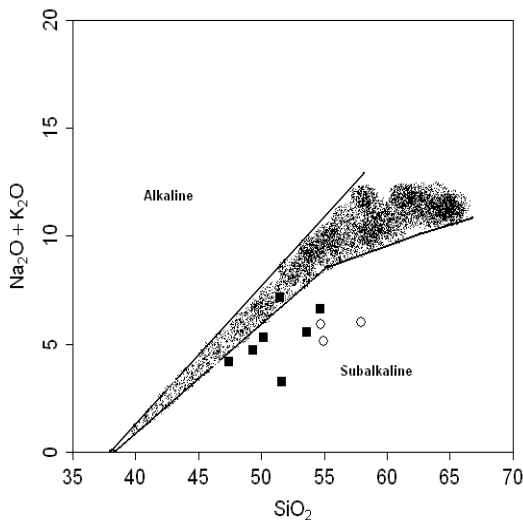
ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی کم‌عمق منطقه

به‌منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی کم‌عمق منطقه، از نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از توده‌های نفوذی، استفاده شده است. برای

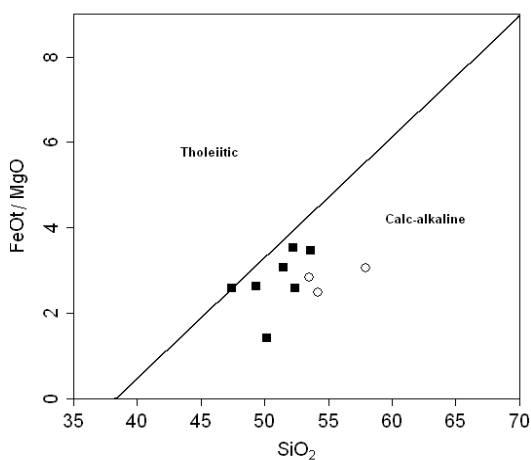


شکل ۴- موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹)، مربع توپر: گابرو و دایره توخالی: دیوریت

(الف)



(ب)



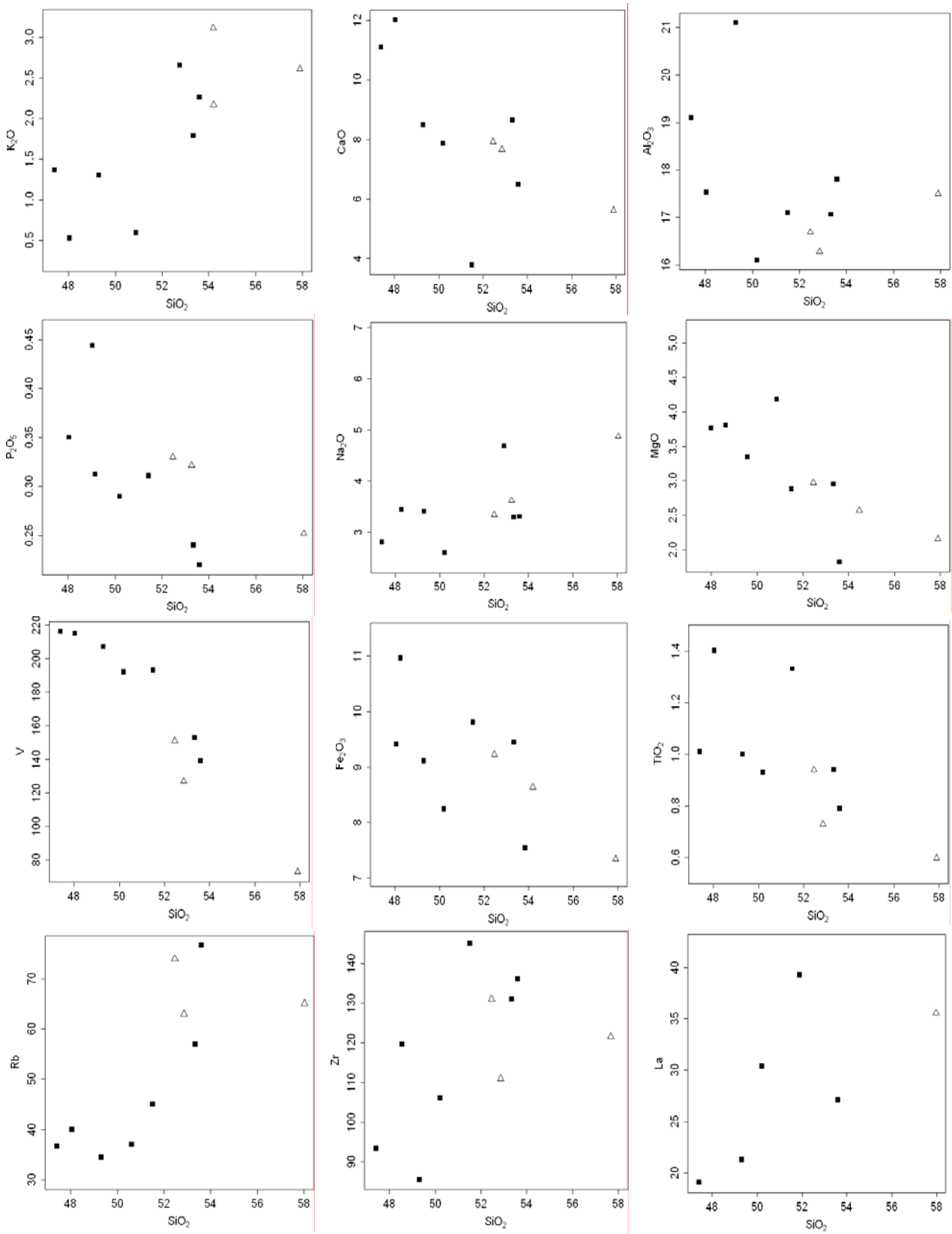
شکل ۵- تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی منطقه بر اساس نمودارهای Rickwood (۱۹۸۹)

(شکل ۴). همچنین در این نمودار منحنی ممتد سیاه‌رنگ، سنگ‌های آلوکالی را از ساب آلوکالی جدا می‌کند که قرار گرفتن نمونه‌ها در مرز بین آلوکالن و ساب آلوکالن می‌تواند به علت دگرسانی سریسیتی و رسی شدن باشد.

با ترسیم تغییرات اکسیدهای عناصر قلیایی در برابر SiO_2 در نمودار Rickwood (۱۹۸۹) نمونه‌ها در محدوده ساب آلوکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵- الف). نمونه‌های اخیر، در نمودار $(FeO/MgO)-SiO_2$ از Rickwood (۱۹۸۹)، در محدوده کالک آلوکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵- ب).

داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به توده‌های نفوذی منطقه در جدول ۱ آورده شده است. همان‌طور که در این جدول دیده می‌شود، مقدار SiO_2 توده‌های نفوذی منطقه بین ۴۷/۴ تا ۵۷/۹ درصد وزنی متغیر است. بر اساس شکل ۶، محدوده تغییرات Al_2O_3 در نمونه‌ها از ۱۶/۱ تا ۲۱/۱ درصد وزنی متغیر است و با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 نمونه‌ها، کمی افزایش می‌یابد. دلیل این روند، تبلور و تفریق کانی‌های مافیک مانند پیروکسن از مذاب اولیه سازنده آن‌ها، در فشارهای نسبتاً زیاد است که باعث افزایش Al_2O_3 به همراه افزایش SiO_2 در ماگمای باقی‌مانده می‌شود. این در حالی است که افزایش Al_2O_3 ماگما می‌تواند به تبلور پلاژیوکلازها در فشارهای کمتر منجر شود. محدوده تغییرات TiO_2 بین ۰/۶ تا ۱/۳۳ درصد وزنی متغیر است و با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد.

عنصر Ti دارای شعاع یونی مشابه با Fe است و در کانی‌های مافیک جانشین این عنصر می‌شود. محدوده تغییرات MgO نیز از ۱/۸۲ تا ۵/۱۹ درصد وزنی است. فراوانی این اکسید در برابر SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد. تبلور کانی‌های مافیک روند کاهشی این اکسید را توجیه می‌کنند (Gourgaud and Vincent, 2003).



شکل ۶- تغییرات عناصر اصلی (wt%) و فرعی (ppm) در مقابل SiO₂ (wt%) در توده‌های نفوذی منطقه، نشانه‌ها مطابق شکل ۴ است.

توده‌های نفوذی بسیار بزرگی وجود داشته باشد که ضمن بالا آوردن واحدها، باعث دگرسانی و خردشدگی شدید آن‌ها شده و در بعضی نقاط نیز، خود توده‌ها به صورت پلوتون‌های کم‌عمق جایگزین شده‌اند.

شواهد پتروگرافی: گدازه‌های بازالتی منطقه از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند. این گدازه‌ها، اولیه‌تر از بقیه هستند و کمتر تحت تأثیر اختلاط و تفریق قرار گرفته‌اند، اما وجود فنوکریست‌ها در یک زمینه ریزدانه، نشانه توقف آن‌ها در مخازن پوسته‌ای است. در مقابل، آندزیت‌های بازالتی و آندزیت‌ها، شواهدی نشان می‌دهند که گویای تحولات شدید آن‌ها در مخازن پوسته‌ای کم‌عمق‌تر است. شباهت بسیار زیاد گابروها به بازالت‌های منطقه از نظر کانی‌شناسی، همچنین شباهت زیاد دیوریت‌های منطقه به آندزیت‌ها در زیر میکروسکوپ بسیار قابل توجه است. این سنگ‌ها علاوه بر اینکه از نظر نوع کانی‌ها در زیر میکروسکوپ به یکدیگر شبیه هستند، گاهی مقدار کانی‌ها در آن‌ها نیز به یکدیگر شباهت دارند. به طوری که توده‌های نفوذی گابرویی از بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین و سنگ‌های دیوریتی از بلورهای بیوتیت، پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند. توده‌های نفوذی دیوریتی و گابرویی حاوی انکلاوهای ماگمایی هستند که با انکلاوهای ماگمایی موجود در گدازه‌های منطقه یکسان است.

شواهد شیمی سنگ‌کل: در شکل ۶، تغییرات بعضی از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی در مقابل درصدوزنی SiO_2 ، برای توده‌های نفوذی منطقه نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، K_2O و Na_2O یک روند افزایشی اما TiO_2 ، CaO ، MgO و Fe_2O_3 یک روند کاهش را از طرف سنگ‌های مافیک به سمت سنگ‌های حدواسط نشان می‌دهند. P_2O_5 و Al_2O_3 تغییرات پراکنده و نامنظم داشته و روند خاصی ندارند. همچنین عناصر Rb ، Zr و La در

مقدار تغییرات اکسید CaO از $3/79$ تا $11/1$ درصد وزنی متغیر بوده و این اکسید نیز در برابر SiO_2 روند کاهش نشان می‌دهد که می‌تواند به علت تبلور و تفریق پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای کلسیک از مذاب اولیه و تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک در حین تبلور بخشی ماگما باشد.

هر چند که ارتباط بین CaO در مقابل SiO_2 احتمالاً می‌تواند در اثر آلبیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز تغییراتی را نشان دهد (Morata and Aguirre, 2003). دامنه تغییرات K_2O از $0/24$ تا $2/61$ درصد وزنی متغیر است و روند آن در برابر SiO_2 افزایشی است. Na_2O هم در برابر SiO_2 یک روند افزایشی ضعیف نشان می‌دهد که به علت ناسازگار بودن این عنصر در مراحل اولیه تفریق ماگمایی و وارد شدن آن‌ها در فازهای دمای پایین نظیر فلدسپات‌هاست.

روندهای مختلف بین اکسیدهای عناصر اصلی و SiO_2 ، نشان می‌دهد که سنگ‌های گابرویی و دیوریتی در همه نمودارها وضعیت مشابهی دارند و یک روند تفریق منظم از گابرو به سمت دیوریت را نشان می‌دهند. با توجه به این روند می‌توان به وجود خویشاوندی و پدیده تفریق بلورین در ماگمای تشکیل دهنده توده‌های نفوذی منطقه پی‌برد. یکی از سوآلاتی که در مورد سنگ‌های آذرین این منطقه مطرح است، خویشاوندی احتمالی این سنگ‌های نفوذی با سنگ‌های آتشفشانی منطقه است. به منظور بررسی این ارتباط، از شواهد مختلف استفاده شده که در زیر آمده است.

شواهد صحرائی: واحدهای سنگی اصلی در منطقه، گدازه‌ها هستند که شامل بازالت، آندزیت‌بازالتی و آندزیت هستند و توده‌های نفوذی گابرویی، دیوریتی و تونالیتی در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. وجود توده‌های نفوذی استوک‌مانند، آپوفیز و دایک‌مانند در همه جای منطقه به همراه دگرسانی بسیار شدید و اپیدوتی شدن سنگ‌ها و خردشدگی آن‌ها این احتمال را تقویت می‌کند که ممکن است در زیر توالی‌های آتشفشانی این منطقه،

بدین ترتیب روند تغییرات این نمونه‌ها با محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش انطباق دارند (Wilson, 1989; Macdonald *et al.*, 2000; Gioncada *et al.*, 2003).

آنومالی منفی عناصر Ti, Nb و P در نمودار عنکبوتی همراه با یک غنی‌شدگی مشخص از عناصر LILE نظیر Cs, K, Th, Sr و Sm از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی مرتبط با قوس‌های آتشفشانی است که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش بوجود می‌آیند (Rollinson, 1993; He *et al.*, 2007; Peng *et al.*, 2007).

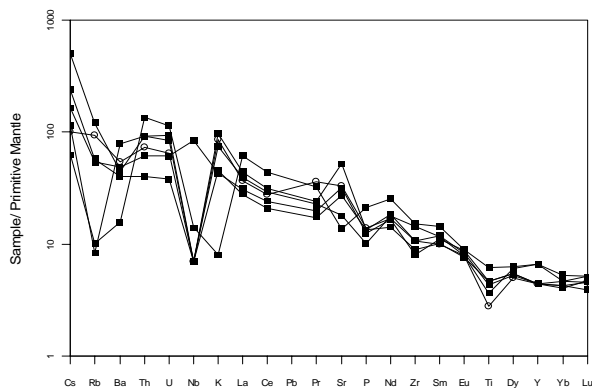
همچنین آنومالی منفی Nb نشان‌دهنده ماگماهای مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای است و می‌تواند در اثر آلودگی پوسته و سیالات آزادشده از لیتوسفر فرورونده به‌وجود آمده باشد (Aldanmaz *et al.*, 2000).

همچنین عنصر Nb می‌تواند جانشین Ti در کانی‌سفن شود، باقی‌ماندن چنین فاز دیرگدازی در ماگمای مادر، می‌تواند باعث آنومالی منفی این عنصر شود (Wilson, 1989). در نمودار شکل ۷ آنومالی مثبت Sr و Eu با توجه به فراوانی فلدسپات در این سنگ‌ها، بیانگر این است که پلاژیوکلاز به‌عنوان یک کانی نگهدارنده عناصر فوق نتوانسته در فرآیند ذوب بخشی ناحیه منبع تشکیل‌دهنده ماگمای سنگ‌های منطقه پایدار بماند و در نتیجه ذوب آن، مقادیر زیادی از Sr و Eu را وارد ماگمای نهایی نموده و باعث ایجاد آنومالی مثبت این عناصر در نمودار عنکبوتی شده است. Wheller و Foley (۱۹۹۰) معتقدند که نمودارهای عنکبوتی توده‌های نفوذی مرتبط با فرورانش، دارای آنومالی منفی در عناصر Ti, Nb و Ba هستند.

عناصر ناسازگار Rb, Cs, Sr, Th و K در نمودار عنکبوتی غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهند که به نظر وی مربوط به آب‌زدایی صفحه اقیانوسی فرورانده است که می‌تواند باعث ایجاد ماگمای کالک‌آلکانل شود.

مقابل SiO_2 یک روند نسبتاً افزایشی دارند، اما عنصر V روند کاهشی نشان می‌دهد. مقایسه داده‌های مربوط به توده‌های نفوذی منطقه با گدازه‌های میزبان موجود در همین منطقه (فاتحی، ۱۳۹۰)، به همراه شواهد صحرایی و پتروگرافی در دو گروه سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی، همچنین وابستگی مکانی این سنگ‌ها و تشابه شیمیایی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی، این احتمال را که سری‌های آتشفشانی و نفوذی از نظر ماگمایی خاستگاه تکتونیکی یکسان داشته باشند، تقویت می‌کند. علاوه بر این، انطباق الگوی عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی مربوط به توده‌های نفوذی با گدازه‌های منطقه (فاتحی، ۱۳۹۰) نیز می‌تواند تأییدی بر منشأ مشترک توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه باشد.

برای تعیین و تشخیص محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده توده‌های نفوذی منطقه، فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده با گوشته اولیه (Sun and Mc Donogh, 1989) بررسی می‌شود (شکل ۷). همان‌طور که در نمودار عنکبوتی ملاحظه می‌شود، یک تهی‌شدگی در عناصر غیرمتحرک (HFSE) مانند Nb, Zr و Ti و یک غنی‌شدگی در عناصر متحرک مانند K و Th دیده می‌شود.



شکل ۷- نمودار عنکبوتی توده‌های نفوذی منطقه بر اساس داده‌های Sun و Mc Donogh (۱۹۸۹)؛ نشانه‌ها مطابق شکل ۴

محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه

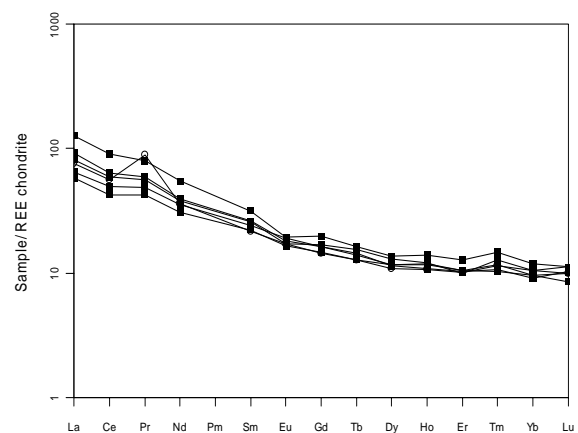
برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌هایی مانند گابرو، دیاباز و دیوریت، نمودارهای تشخیصی خاصی وجود ندارد. اما در سال‌های اخیر برخی محققین از نمودارهای تشخیصی محیط تکتونیکی ابداع شده برای بازالت‌ها، جهت تفسیر سنگ‌های گابرویی و دیابازی استفاده کرده‌اند که نتایج قابل قبولی را نیز به دست آورده‌اند (Franceschelli *et al.*, 2003; Bonev and Stampli, 2009; Kharbish, 2010; Shafaii Moghadam *et al.*, 2010).

بر اساس نمودار Th-Zr/117-Nb/16 از Wood (۱۹۸۰)، سنگ‌های نفوذی منطقه در محدوده کالک‌آلکانل قرار می‌گیرند (شکل ۹- الف). نمودار Th-Hf-Ta (عناصر HFS) به وسیله Wood (۱۹۸۰) پیشنهاد شده است. به‌منظور گسترش و مرکزی کردن محدوده‌های انواع بازالت‌ها، غلظت‌ها به ppm و به‌صورت Th، Hf/3 و Ta ترسیم می‌شوند. این نمودار انواع مختلف MORB را شناسایی می‌کند و برای شناسایی بازالت‌های قوس آتشفشانی مفید است. بر اساس این نمودار سنگ‌های نفوذی در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۹- ب) (Kharbish, 2010).

در نمودار Zr-Nb-Y، برگرفته از Meschede (۱۹۸۶)، نیز سنگ‌های نفوذی در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۹- ج)، (Bonev and Stampli, 2009).

برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی، از نمودار Zr/Y-Zr برگرفته از Pearce (۱۹۸۳) استفاده شده است. همان‌طور که در شکل ۹- د مشاهده می‌شود در این نمودار سنگ‌های نفوذی مطالعه‌شده در محدوده قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند و به‌نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های

Pearce (۱۹۸۳) معتقد است که در محیط‌های مرتبط با قوس، عناصر Rb، Sm، Sr، K، Ba، Th و Ce ممکن است متحرک شوند و غلظت آن‌ها افزایش یابد و از آن‌جا که عناصر LIL در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته‌اند، ممکن است غلظت بالای آن‌ها در ماگما نشانگر آرایش پوسته‌ای نیز باشد. همچنین الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی توده‌های نفوذی این منطقه بر اساس داده‌های کندریت Nakamura (۱۹۷۴) نیز ترسیم شده است (شکل ۸).

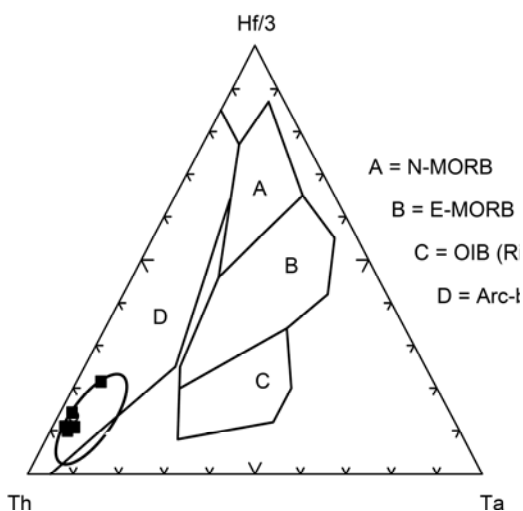


شکل ۸- نمودار فراوانی REE توده‌های نفوذی منطقه بر اساس داده‌های Nakamura (۱۹۷۴)؛ نشانه‌ها مطابق شکل ۴

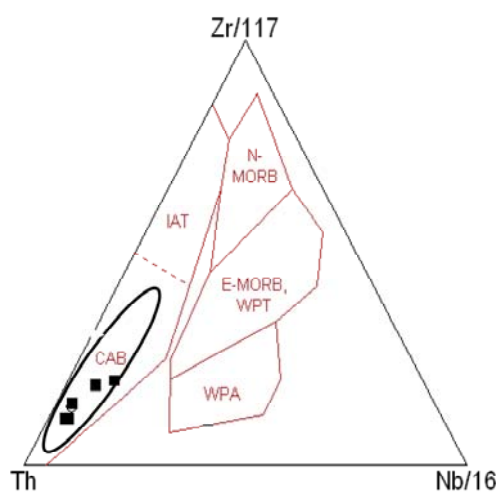
در این نمودار، شیب از سمت عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین، کم می‌شود و روند تفریق را نشان می‌دهند. به‌عبارتی در این نمودار، نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه یک غنی‌شدگی در LREE و یک تهی‌شدگی در HREE نشان می‌دهند که می‌تواند نشانگر این باشد که سنگ مادر ماگما، دارای گارنت و پیروکسن بوده که در ذوب شرکت نکرده و عناصر خاکی نادر سنگین را در گوشته دیرگداز نگه داشته‌اند (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE و مقدار کم Nb و Zr وابستگی این سنگ‌ها را به سری کالک‌آلکانل نشان می‌دهد (Nelson, 2004; Machado *et al.*, 2005).

منطقه (محدوده بیضی‌شکل)، در همه این شکل‌ها ملاحظه می‌شود و می‌تواند نشانه منشأ مشترک برای آن‌ها باشد.

منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای بوده است (Franceschelli *et al.*, 2003). انطباق داده‌های مربوط به توده‌های نفوذی با محدوده ترکیبی مشخص‌شده برای (الف)



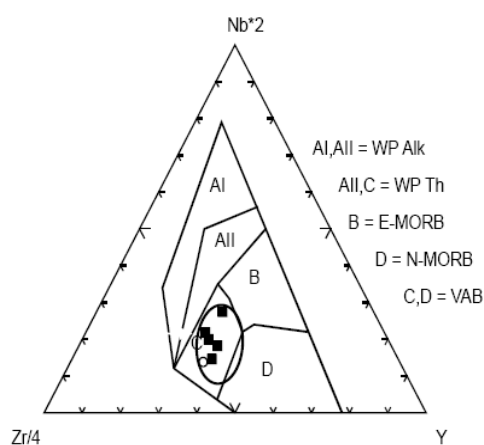
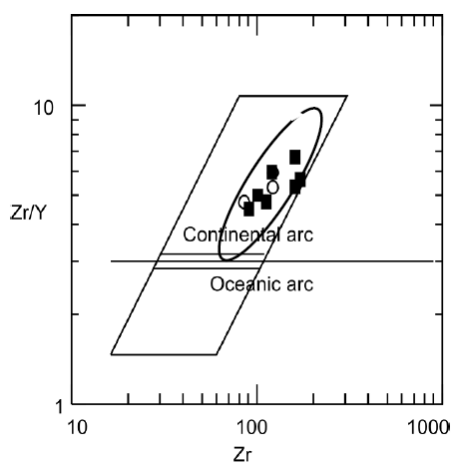
(ب)



(الف)

(د)

(ج)

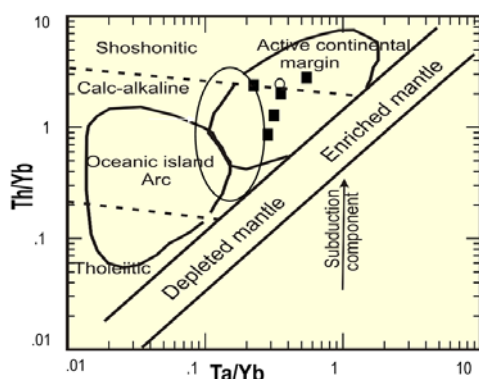


شکل ۹- الف و ب) تعیین موقعیت تکتونیکی توده‌های نفوذی منطقه بر اساس نمودارهای Wood (۱۹۸۰)، ج) تعیین موقعیت تکتونیکی توده‌های نفوذی منطقه بر اساس نمودار Meschede (۱۹۸۶) و د) بر اساس Pearce (۱۹۸۳)، نشانه‌ها مانند شکل ۴ است. بیضی‌ها، میدان ترکیبی گدازه‌های منطقه که انطباق کامل با ترکیب توده‌های نفوذی دارند را نشان می‌دهد.

همچنین نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb ، از Leat *et al.*, 2004) و Th در زون‌های فرورانش به ماگما اضافه می‌شود، اما مقدار Nb در ماگما کاهش می‌یابد. جهت فلش در این نمودار غنی‌شدگی در اثر سیالات مشتق شده از لیتوسفر فرورونده در زون‌های فرورانش را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه نمونه‌های

همکاران (۲۰۰۴)، برای توده‌های نفوذی منطقه استفاده شده است (شکل ۱۰). در این دیاگرام Yb به‌عنوان یک فاکتور به‌هنجار کننده برای Nb و Th عمل می‌کند. Th و Nb ضرایب جدایش مشابه در بلور و مذاب دارند

منشأ گوشته‌ای درگیر در ذوب استفاده کرد. بر اساس این نمودار، توده‌های نفوذی منطقه در محدوده کالک‌آلکان و محیط قوس قاره‌ای قرار گرفته و منشأی مرتبط با گوشته غنی شده همراه با تأثیر سیالات زون فرورانش را نشان می‌دهند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- نمودار Th/Yb-Ta/Yb جهت تشخیص منشأ توده‌های نفوذی منطقه (Pearce, 1983). نشانه‌ها مطابق شکل ۴ است.

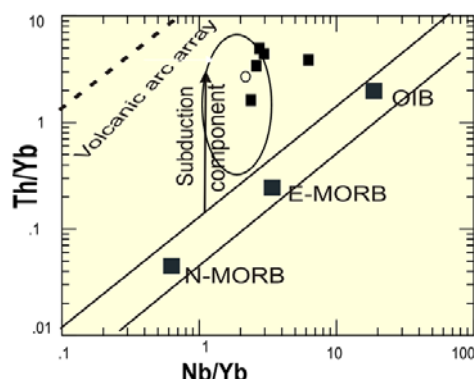
سری‌های آتشفشانی و نفوذی از نظر ماگمایی، خاستگاه زمین‌ساختی یکسان داشته باشند، تقویت می‌کند.

۳- بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شده، ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی منطقه در محدوده گابرو و دیوریت و جزو سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرند. با توجه به نمودارهای تشخیصی محیط نکتونیک، این سنگ‌ها در محدوده قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند و به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای بوده است. انطباق ترکیبی داده‌های مربوط به توده‌های نفوذی منطقه و گدازه‌ها در نمودارهای مختلف نیز می‌تواند نشان‌دهنده منشأ مشترک این دو گروه سنگی در منطقه باشد.

۴- در نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های منطقه از LILE غنی شده و از عناصر HFS تهی شده‌اند که این وضعیت، شاخص سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس

مورد مطالعه در این نمودار دارای روند عمودی هستند، احتمالاً تحت تأثیر محلول‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورو یا آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته‌اند.

همچنین از نمودار Th/Yb-Ta/Yb برگرفته از Pearce (۱۹۸۳)، می‌توان برای تعیین سری ماگمایی، نوع قوس آتشفشانی و تشخیص ماهیت



شکل ۱۰- نمودار Th/Yb-Nb/Yb جهت تشخیص منشأ توده‌های نفوذی منطقه (Leat et al., 2004). نشانه‌ها مطابق شکل ۴ است.

نتیجه‌گیری

۱- گدازه‌های منطقه مطالعه شده از نوع بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت هستند که به وسیله استوک‌ها و دایک‌های گابرویی، دیوریتی و تونالیتی قطع شده‌اند. گابروها بیش‌ترین حجم توده‌های نفوذی را به خود اختصاص می‌دهند و بر اساس مطالعات میکروسکوپی از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند و توده‌های فلیسک‌تر شامل کانی‌های تیره آبدار بیوتیت و هورنبلند هستند و بافت غالب این سنگ‌ها پورفیروئیدی و اینترگرانولار است. همچنین از بافت‌های موجود در بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌توان به بافت غربالی، افیتیک و ساب افیتیک اشاره کرد که می‌توانند شواهدی بر توقف ماگما در اعماق کم‌تر باشد.

۲- بررسی شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی در سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی و همچنین وابستگی مکانی این سنگ‌ها، این احتمال را که

همچنین مقادیر پایین Nb، Ti و Zr وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های کالک‌آلکان نشان می‌دهد. همچنین با توجه به موازی بودن روند مربوط به نمونه‌های گابرویی و دیوریتی، می‌توان به هم‌منشأ بودن آن‌ها پی‌برد.

۶- بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، ماگمای مولد توده‌های نفوذی منطقه، احتمالاً محصول ذوب بخشی یک گوشته لیتوسفری است که خود در اثر تماس با سیالات مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده از عناصر کمیاب غنی شده است.

آتشفشانی است. از طرفی بی‌هنجاری منفی عناصر Nb، Ti و P و غنی‌شدگی از عناصر گروه LILE می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد و دلیلی بر منشأ گرفتن ماگمای به‌وجود آورنده این سنگ‌ها از یک گوشته غنی‌شده، در بالای یک زون فرورانش باشد.

۵- الگوهای فراوانی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های نفوذی منطقه، یک غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE را نشان داده که می‌تواند به دلیل وجود گارنت و پیروکسن در منشأ گوشته‌ای ماگماها باشد و

منابع

- افشاریان زاده، ن. و اعتمادی، ع. (۱۳۷۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بردسیر، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سجادی نسب، م. (۱۳۸۱) پتروگرافی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی سنگ صیاد بردسیر کرمان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران.
- فاتحی، ح. (۱۳۹۰) پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن دره زارچوئیه (جنوب‌شرق بردسیر - کرمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.
- محمدی، م. (۱۳۸۶) پترولوژی و بررسی محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی مجموعه سنگ صیاد در جنوب‌شرق شهرستان بردسیر (استان کرمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal Research* 102: 67-97.
- Bonev, N. and Stampfli, G. (2009) Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the supra-subduction zone Evros Ophiolites, NE Greece. *Geological Magazine* 146: 72-91.
- Cox., K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwine London, London.
- Dimitrijevic, M. (1973) *Geology of Kerman region*. (Iran Geological Survey Report No. Yu/52) Institute for Geological and Mining Exploration and Institution of Nuclear and Other Mineral Raw Materials, Beograd-Yugoslavia.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Gioncada, A., Mazzuol, R., Bisson, M. and Pareschi, M. T. (2003) Petrology of volcanic products younger than 42 Ka on the Liapari- Volcano complex (Aeolian Island, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of volcanology and geothermal Research* 122: 191-220.
- Gourgaud, A. and Vincent, P. M. (2003) Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of volcanology and geothermal Research* 129: 261-290.
- He, Y., Zhao, C., Sun, M. and Wild, S. A. (2007) Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao Mountain: An alternative interpretation for the evolution of the

- southern margin of the North China. *Lithos* 102: 158-178.
- Kharbush, S. (2010) Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island arc gabbro-diorite central-Eastern Desert, Egypt. *Chemic der Erde* 70: 257-266.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Millar, I. L., Barry, T. L. and Larter, R. D. (2004) Magma genesis and mantle flow at a subduction slab edge: The South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 17-35.
- Macdonald, R., Hawakesworth, C. J. and Heath, E. (2000) The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews* 49: 1-76.
- Machado A., Lima E. F., Chemale J. F., Morta, D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. and Urrutia J. L. (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of Earth Science* 18: 407-425.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125-1139.
- Morata, D. and Aguirre, L. (2003) Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29 20-30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South America Earth Sciences* 16: 459-476.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nelson, S. A. (2004) *Magmatic Differentiation, Chemical variations in rock suites*. Tulan University New Orleans, Louisiana, United States.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich 20: 230-249.
- Peng, T., Wang, Y., Zhao, G., Fan, W. and Peng, B. (2007) Arc-like volcanic rocks from the Southern Lancangton Zone, SW china: Geochronological and geochemical constraint on their petrogenesis and tectonic implication. *Lithos* 102: 358-373.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-264.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Sakuyama, M. (1979) Evidence of magma mixing: Petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5: 179-208.
- Shafai Moghadam, H., Robert, J., Stern and Rahgoshay, M. (2010) The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical Constrains on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Geological Society of America Bulletin* 122: 1516-1547.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publications, 42: 313-345.
- Franceschelli, M., Cruciani, G., Puxeddu, M. and Utzeri, D. (2003) Pre-Variscan metagabbro from NW Sardinia, Italy: evidence of an enriched asthenospheric mantle source for continental alkali basalts. *Journal of Geology* 38: 145-159.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman London, London.
- 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.

Geochemistry and tectonic setting of plutonic rocks in Zarchuiyeh valley (SE of Bardsir, Kerman)

Hossein Fatehi Chenar, Hamid Ahmadipour and Abbas Moradian Shahrabaki *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Abstract

In the southeast of Uromieh-Dokhtar volcanic belt, southeast of Bardsir (Kerman province), there are numerous gabbroic, dioritic and tonalitic intrusive bodies crosscutting the basaltic, andesitic lava flows and the pyroclastics of the Eocene age. The widespread distribution of intrusive rocks in the studied area, mineralogical similarity between these plutons and the volcanics as well as very similar chemical compositions of these two groups of rocks in different geochemical and tectonomagmatic discrimination diagrams suggest that the plutonic and the volcanic rocks may have been originated from the same origin. Geochemical characteristics indicate that the intrusives are calcalkaline and LREE-enrichment as compared with HREE, high contents of LILE relative to HFSE and the significant anomalies of Nb, Ti and P reveal that they belong to a subduction-related magmatism. All these evidences show that in the studied area parental magmas of both plutonic and volcanic rocks, have been originated from partial melting of a metasomatized mantle wedge. The mantle probably enriched in incompatible elements by the slab derived fluids.

Key words: Uromieh-Dokhtar volcanic belt, Bardsir, Gabbro, Dehaj-Sarduiyeh volcanic belt