

پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتی علی آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی)

علی اصغر سپاهی گرو*، محمدمین شکوری، اشرف ترکیان و صدیقه سلامی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

توده گرانیتوئیدی علی‌آباد دامن با وسعت تقریبی ۱۰ کیلومتر مربع و با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری در ۱۵ کیلومتری شمال‌خاوری شهرستان رشتخوار قرار دارد. این توده به سن احتمالی بعد از ژوراسیک میانی در شمال گسل درونه قرار گرفته و در نتیجه بخشی از پهنه سبزوار است. ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی آلکالی‌فلدسپار گرانیت، سینوگرانیت و مونزوگرانیت تعیین شده است. در نمودارهای متمایز کننده‌ی میکاها، بیوتیت‌های مورد آزمایش در محدوده سیدروفیلیت قرار گرفته و حاصل از تبلور ماگما هستند. پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت تا الیگوکلاز و ارتوکلاز نیز ترکیبی شبیه آنورتوکلاز را نشان می‌دهند که احتمالاً بر اثر میکروپرتیتی بودن آن است. کلریت‌های منطقه نیز در محدوده ریپیدولیت و برنسویجیت قرار گرفته که نشان از ترکیب غنی از آهن آنها دارد. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و شیمی کانی‌ها، سنگ‌های توده نفوذی علی‌آباد دامن به گرانیتوئیدهای نوع A_2 شباهت دارند. این سنگ‌ها دارای ترکیب پرآلومین ضعیف هستند. آنومالی منفی عناصر Ba, Nb, Ti, Sr و P نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز زمین‌ساختی بیانگر تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه در محیط مرتبط با کمان حاشیه قاره‌ای است. ایجاد محیط کشتی در درون یک کمان قاره‌ای شرایط تشکیل این نوع سنگ‌های گرانیتی را فراهم کرده است.

واژه‌های کلیدی: گرانیت نوع A_2 ، ژئوشیمی، پترولوژی، علی‌آباد دامن، پهنه سبزوار

مقدمه

در بالای گسل درونه قرار داشته و بخشی از پهنه سبزوار و در تقسیمات زمین‌شناسی بخشی از پهنه ایران مرکزی است (شکل ۱). پهنه سبزوار یکی از پهنه‌های چندگانه ایران مرکزی است که به علت رخداد کمربند افیولیتی در آن مورد توجه است (Rossetti *et al.*, 2010). این ناحیه بین دو گسل بزرگ درونه در جنوب و گسل بینالود در

توده گرانیتی مورد مطالعه با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری در فاصله ۱۰ کیلومتری روستای علی‌آباد دامن، ۱۵ کیلومتری شمال‌خاور شهرستان رشتخوار، ۳۵ کیلومتری جنوب شهرستان تربت‌حیدریه و جنوب‌خاوری استان خراسان رضوی قرار دارد. این منطقه

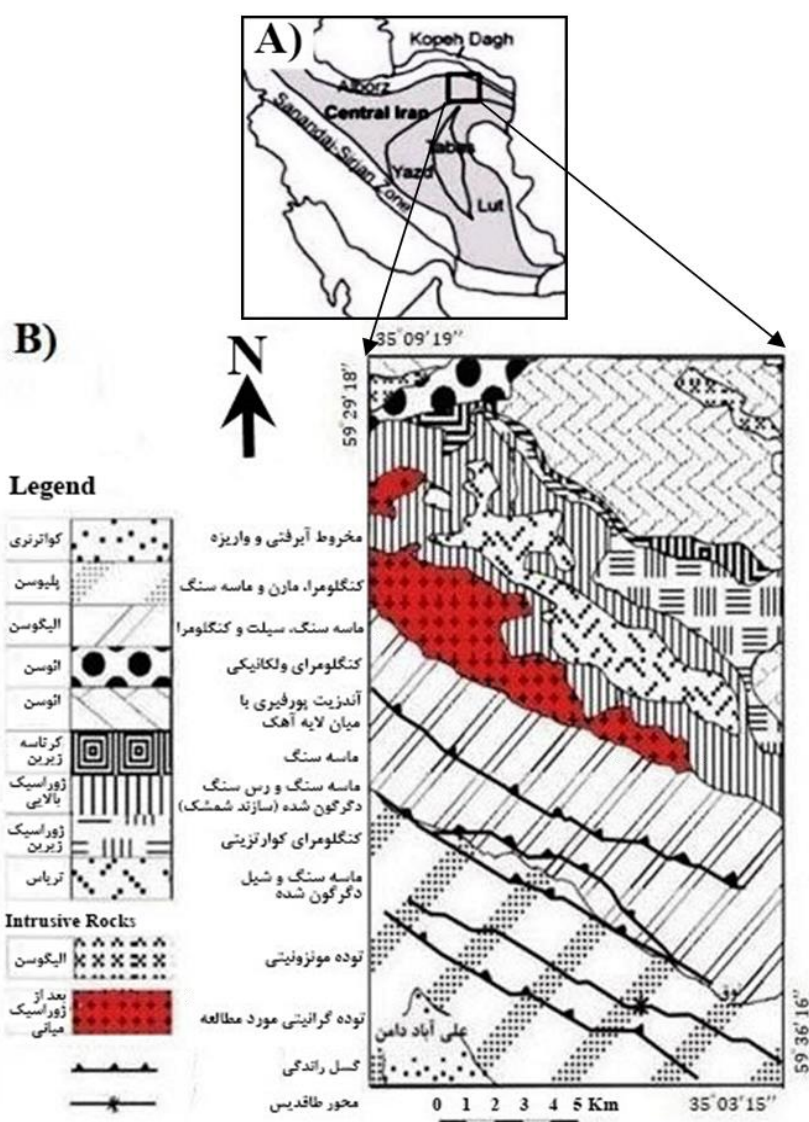
* sepahi@basu.ac.ir

اشاره کرد. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، به بررسی پتروژنز توده پلوتونیک مورد نظر پرداخته است.

زمین‌شناسی منطقه

با توجه به برداشته‌ها و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه دولت‌آباد (Eftekharneshad, 1980)، که ناحیه مورد مطالعه در آن واقع است (شکل ۱)،

شمال قرار دارد. پهنه سبزواری از شمال با پهنه بینالود و از جنوب با پهنه بلوک لوت در ارتباط زمین‌ساختی و گسله است. روند ساختاری این ناحیه از روند گسل درونه پیروی می‌کند. در این پهنه علاوه بر افیولیت‌ها، توده‌های نفوذی گابرویی، دیوریتی و گرانیتی برونزد دارند. در منطقه علی‌آباد دامن تاکنون مطالعه پترولوژی بر روی سنگ‌های آذرین‌درونی انجام نشده است. از جمله مطالعات در مناطق مجاور می‌توان به Nasrollahi و همکاران (۲۰۱۱) و Barabadi و همکاران (۲۰۱۰)



شکل ۱- A) نقشه ساختاری ساده شده ایران و نقشه زمین‌شناسی ساده شده از پهنه سبزواری، بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن، شامکان، سبزواری و مشهد (Alavi, 1994)؛ B) نقشه زمین‌شناسی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دولت‌آباد (Eftekharneshad, 1980).

سنگ‌های با سن الیگوسن با فعالیت گسل درونه متحمل دگرگونی دینامیکی شده‌اند. در بخش پایین این سنگ‌های دگرگون شده، لایه‌های مارن، گچ و ماسه‌سنگ با سن پلیوسن رخنمون دارند که دچار دگرگونی نشده‌اند، بنابراین، زمان دگرگونی مربوط به پیش از پلیوسن است. در منطقه علی‌آباد دامن، گسل‌های فراوانی وجود دارند. رگه‌های سیلیسی-فلدسپاری نیز، به ضخامت چند سانتیمتر تا چندین متر در توده مورد نظر مشاهده می‌شود (شکل ۲- B).

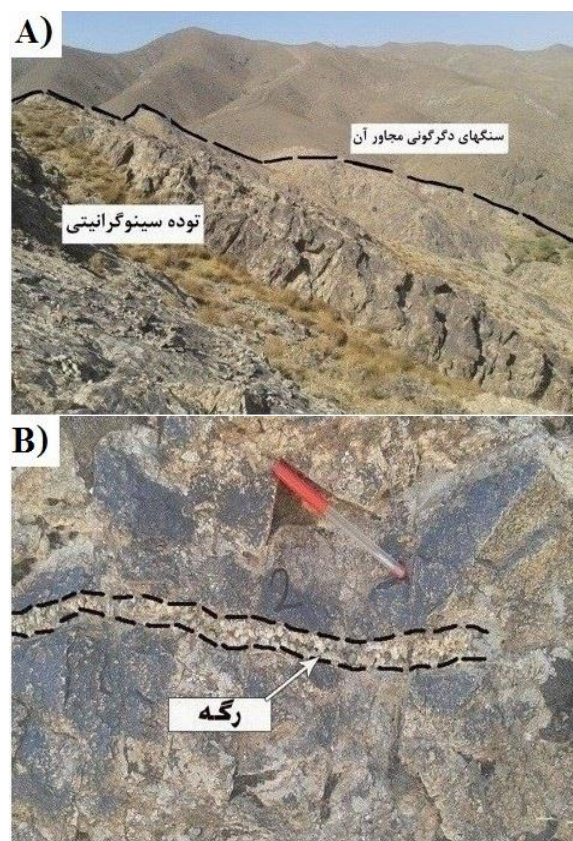
روش انجام پژوهش

این پژوهش در دو بخش صحرائی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرائی شامل پیمایش‌های صحرائی، واحدهای سنگی مشخص و ۱۲۰ نمونه از رخنمون‌های سنگی برداشت شد. از نمونه‌های برداشت‌شده تعداد ۵۸ مقطع نازک و ۸ مقطع نازک صیقلی تهیه و مطالعه میکروسکوپی شدند.

از بین این نمونه‌ها، ۸ نمونه که دارای کم‌ترین دگرسانی بودند انتخاب و برای انجام آنالیز XRF به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور فرستاده شدند. در این سازمان نمونه‌ها به روش XRF و با دستگاه (MAGIX-PRO) از نظر عناصر اصلی و کمیاب تجزیه شیمیایی شدند. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های منطقه در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

ترکیب کانی‌ها در مقاطع نازک- صیقلی در شرکت فرآوری مواد معدنی (کرج) با دستگاه Cameca SX100 با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت و باریکه پرتوی ۲۰ آنگسترومی و ضخامت صفر تا ۵۲ میکرومتر توسط دستگاه تجزیه ریزکاوا الکترونی بررسی شدند (جدول‌های ۲ تا ۴). با استفاده از نرم‌افزار پترولوژیک GCDkit نمودارهای مربوطه ترسیم و سپس تفسیر شدند.

در بخش پایین توده گرانیتی مورد مطالعه و با فاصله نه چندان دور، بخشی از گسل درونه به صورت گسل معکوس نمایان شده و سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر فعالیت خود قرار داده است. سنگ‌های دربرگیرنده این توده گرانیتی شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های هم‌ارز سازند نایبند به سن تریاس و ماسه‌سنگ، شیل، سیلت‌سنگ و رس‌سنگ سازند شمشک به سن ژوراسیک و ماسه‌سنگ خاکستری، سیلت‌سنگ و کنگلومرا به سن الیگوسن هستند. با توجه به اینکه سنگ‌های تریاس و ژوراسیک پایینی در مجاورت توده دچار دگرگونی شده‌اند (شکل ۲- A)، بنابراین، سن توده به پس از ژوراسیک میانی نسبت داده می‌شود.



شکل ۲- A) نمایی کلی از توده گرانیتی علی‌آباد دامن به همراه سنگ‌های دگرگونی کنار آن (دید به سمت جنوب‌خاوری)؛ B) تیره‌شدگی سطحی گرانیت‌ها بر اثر هوازدگی و رگه‌های سیلیسی موجود در شکستگی‌های آنها.

جدول ۱- آنالیز XRF عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی) و کمیاب (بر اساس ppm) از نمونه‌های توده گرانیتوئیدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) (مقدار اکسید آهن کل = FeO^* ، درصد عناصر فرار = L.O.I.).

Sample No.	TP.67	TP.14	TP.7	TP.15	TP.88	TP.75	TP.65	TP.77
Rock Type	آلکالی فلدسپار گرانیت	مونزوگرانیت	سینوگرانیت					
SiO ₂	77.00	75.80	76.10	76.20	75.40	76.20	76.40	76.30
TiO ₂	0.10	0.20	0.20	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	12.50	12.50	12.50	12.80	12.10	12.10	12.20	12.60
FeO*	1.39	1.47	1.47	1.69	1.39	2.22	1.47	1.69
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.10
MgO	<0.1	0.10	0.20	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10
CaO	0.30	0.80	0.90	0.50	0.70	0.70	0.90	0.60
Na ₂ O	3.20	3.10	3.00	2.80	2.90	3.00	3.00	3.00
K ₂ O	4.30	4.40	4.70	4.60	4.10	4.20	4.40	4.40
P ₂ O ₅	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
LOI	0.85	0.95	0.75	0.81	2.77	0.92	1.05	0.38
FeO*/MgO	-	14.70	7.35	16.89	13.88	11.11	14.70	16.89
Sum	99.94	99.82	100.20	97.87	99.86	99.84	99.82	99.42
P	149	112	198	151	147	88.23	139	171
Ni	2.19	8.95	4.15	4.72	7.1	16.53	5.16	4.95
Ga	14.05	9.74	13.86	15.06	14.07	15.87	12.59	12.63
Rb	120	111	135	125	118	138	141	130
Sr	37.17	64.17	69.12	37.75	60.11	51.99	64.73	81.92
Y	7.63	15.29	20.05	10.34	16.17	10.20	15.22	14.42
Zr	14.82	11.06	17.02	20.27	16.65	19.13	16.56	14.95
Nb	4.14	5.21	5.32	4.34	5.18	4.61	4.90	5.20
Sn	0.88	0.90	0.81	0.99	0.89	1.40	0.92	1.10
Cs	2.69	2.24	1.99	2.59	2.19	4.29	2.55	3.03
Ba	254	247	368	207	302	224	279	316
La	20.16	33.57	29.87	21.22	29.82	26.63	38.14	30.36
Ce	32.2	50.07	47.47	36.55	45.41	40.79	89.58	46.63
Pr	2.80	3.04	3.91	2.80	3.14	2.38	4.66	3.39
Nd	6.97	10.81	10.49	7.47	9.23	9.36	12.16	10.84
Sm	2.36	2.61	2.88	1.97	2.61	3.53	3.67	2.94
Eu	0.17	0.22	0.31	0.15	0.12	0.10	0.10	0.10
Tb	0.14	0.15	0.17	0.23	0.15	0.31	0.15	0.24
Dy	1.18	1.75	2.95	1.53	2.43	1.15	2.26	2.29
Ho	0.20	0.32	0.30	0.17	0.32	0.28	0.34	0.24
Er	0.50	0.80	1.39	0.70	0.71	0.50	0.69	0.90
Tm	0.12	0.13	0.10	0.15	0.10	0.18	0.14	0.12
Yb	0.75	1.35	1.84	1.10	1.44	1.06	1.33	1.38
Lu	0.14	0.18	0.12	0.15	0.10	0.17	0.16	0.13
Hf	4.11	3.67	3.38	4.27	3.59	6.45	3.67	5.00
Ta	1.02	0.98	0.59	1.16	0.97	1.36	0.96	0.96
Tl	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Pb	22.83	33.25	23.23	26.48	25.68	22.59	5.48	11.38
Th	10.68	15.24	14.78	14.18	13.70	15.43	14.48	13.70
U	1.75	1.70	1.73	2.03	1.63	3.07	1.81	2.43
(La _N /Ce _N)	1.66	1.78	1.67	1.54	1.75	1.74	1.13	1.73
(La _N /Yb _N)	17.92	16.57	10.82	12.86	13.80	16.74	19.11	14.66

جدول ۴- نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی کلریت در توده گرانیتوییدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری کلریت.

Sample No.	Chl/1	Chl/2	Chl/3	Chl/4	Chl/5	Chl/6	Chl/7	Chl/8	Chl/9
Na ₂ O	0.12	0.18	0.14	0.13	0.19	0.06	0.04	0.01	0.08
K ₂ O	0.06	0.11	0.17	0.05	0.07	0.04	0.03	0.06	0.07
MgO	6.37	7.01	7.51	6.80	7.08	6.75	7.99	8.20	7.96
CaO	0.28	0.17	0.26	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.07
MnO	0.51	0.54	0.53	0.59	0.62	0.62	0.62	0.57	0.53
FeO	37.70	39.41	37.03	40.11	38.98	37.87	39.36	39.06	38.30
Al ₂ O ₃	17.75	17.24	16.66	19.33	19.37	18.93	19.13	18.42	18.55
SiO ₂	25.99	26.37	26.65	25.52	25.79	24.90	25.27	25.46	24.99
TiO ₂	0.28	0.17	0.34	0.01	0.03	0.00	0.07	0.06	0.05
Sum	89.06	91.20	89.29	92.59	92.17	89.22	92.54	91.87	90.60
Si	2.89	2.89	2.95	2.76	2.78	2.76	2.72	2.76	2.75
Ti	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	2.33	2.23	2.17	2.46	2.46	2.47	2.43	2.36	2.40
Fe	3.51	3.61	3.43	3.62	3.52	3.60	3.55	3.54	3.52
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05
Mg	1.06	1.15	1.24	1.09	1.14	1.11	1.28	1.33	1.30
Ca	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.00	0.02
K	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg/(Mg+Fe)	0.23	0.24	0.27	0.23	0.24	0.24	0.27	0.27	0.27

جدول ۲- نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی بیوتیت در توده گرانیتوییدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری بیوتیت.

Sample No.	Bt/1	Bt/2	Bt/3	Bt/4	Bt/5	Bt/6
Na ₂ O	0.14	0.11	0.10	0.15	0.20	0.18
K ₂ O	9.67	8.92	8.94	7.04	9.10	8.82
MgO	5.37	5.48	5.27	5.75	5.24	5.51
CaO	0.10	0.02	0.01	0.03	0.03	0.07
MnO	0.36	0.38	0.32	0.51	0.42	0.44
FeO	29.71	31.87	31.77	24.77	25.16	24.83
Al ₂ O ₃	13.92	12.90	13.39	15.57	14.87	14.82
SiO ₂	34.58	34.63	34.38	35.87	37.01	36.71
TiO ₂	2.00	1.98	1.41	5.71	5.17	4.97
Sum	95.85	96.29	95.59	95.40	97.20	96.35
Si	5.58	5.60	5.60	5.55	5.68	5.67
Ti	0.24	0.24	0.17	0.66	0.60	0.58
Al	2.65	2.46	2.57	2.84	2.69	2.70
Fe	4.01	4.31	4.33	3.20	3.23	3.21
Mn	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.06
Mg	1.29	1.32	1.28	1.33	1.20	1.27
Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.04	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05
K	1.99	1.84	1.86	1.39	1.78	1.74
Sum	15.87	15.87	15.89	15.09	15.30	15.29
Al ^{IV}	2.42	2.40	2.40	2.45	2.32	2.33
Al ^{VI}	0.23	0.06	0.17	0.39	0.37	0.38

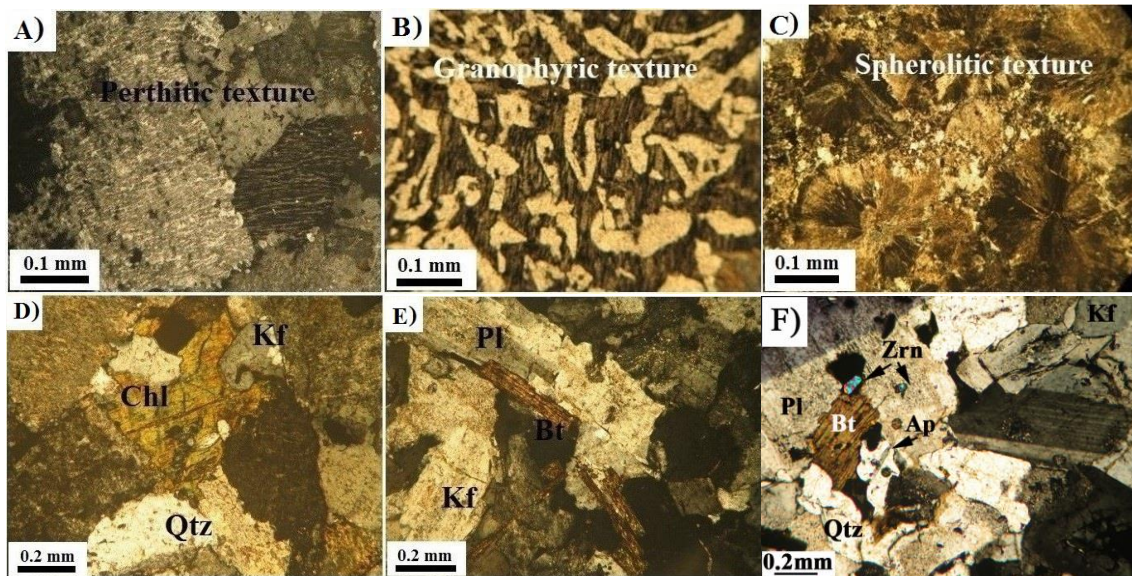
سنگ‌نگاری

ترکیب کلی سنگ‌های این توده بیشتر سینوگرانیت، آلکالی‌فلدسپار گرانیت و گاه مونزوگرانیت است. بافت غالب در این سنگ‌ها نیمه‌شکل‌دار گرانولار است اما از بافت‌های فرعی که در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود می‌توان بافت‌های گرانوفیری، اسفرولیتی و پرتیتی را نام برد که همگی نشان‌دهنده عمق کم و تبلور سریع توده هستند (شکل‌های ۳-A، ۳-B و ۳-C).

از آنجا که ترکیب غالب توده سینوگرانیت است و تغییر از سینوگرانیت به مونزوگرانیت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت، تنها در میزان درصد نسبی فلدسپارها و نسبت آلکالی‌فلدسپارها به پلاژیوکلاز است لذا به‌طور خلاصه تنها به سنگ‌نگاری سینوگرانیت‌ها اشاره می‌شود.

جدول ۳- نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی پتاسیم‌فلدسپار در توده گرانیتوییدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن در واحد فرمول ساختاری و اعضای نهایی فلدسپار بر اساس درصد مولی.

Sample No	Pl/1	Pl/2	Pl/3	Pl/4	Pl/5	Pl/6	Kf/7	Kf/8	Kf/9
Na ₂ O	10.40	9.78	10.58	10.32	8.14	8.30	3.27	3.42	3.67
K ₂ O	0.70	0.89	0.93	0.63	0.28	1.09	11.02	12.01	12.01
MgO	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	2.30	3.53	1.67	2.22	6.59	2.10	0.41	0.51	0.42
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02
FeO	0.13	0.14	0.09	0.13	1.24	0.18	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.71	22.22	20.89	22.28	24.08	24.01	19.41	19.37	19.26
SiO ₂	63.26	64.33	64.85	65.02	60.20	65.29	64.91	64.06	64.63
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.10	0.02	0.01	0.00	0.00
Sum	100.5	100.9	99.0	100.6	100.7	101.0	99.0	99.4	100.0
Si	2.79	2.83	2.89	2.85	2.69	2.84	2.97	2.95	2.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.23	1.15	1.10	1.15	1.27	1.23	1.05	1.05	1.04
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.11	0.17	0.08	0.10	0.31	0.10	0.02	0.03	0.02
Na	0.89	0.83	0.91	0.88	0.70	0.70	0.29	0.31	0.33
K	0.04	0.05	0.05	0.04	0.02	0.06	0.64	0.70	0.70
Sum	5.06	5.04	5.03	5.02	5.04	4.94	4.97	5.04	5.04
%Ab	85.73	79.40	87.33	86.27	68.03	81.55	30.42	29.47	31.08
%An	10.47	15.83	7.61	10.25	30.43	11.40	2.10	2.42	1.96
%Or	3.80	4.77	5.06	3.48	1.54	7.05	67.48	68.18	66.96



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی توده گرانیتویدی منطقه علی آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) در نور PPL (یا Plane Polarized Light) از: (A) بافت پرتیت در ارتوکلاز؛ (B) بافت گرانوفیری؛ (C) بافت اسفرولیتی؛ (D و E) کانی‌های سینوگرانیت‌ها؛ (F) زیرکن و آپاتیت در مونوگرانیت (کلریت: Chl، پتاسیم‌فلدسپار: Kf، کوارتز: Qtz، پلاژیوکلاز: Pl، آپاتیت: Ap، بیوتیت: Bt، زیرکن: Zrn).

سینوگرانیت

بلورهای کوارتز را به دگرشکلی زمین‌ساختی بعد از تبلور نسبت داده است.

پلاژیوکلاز: این کانی ۱۰ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده و در بیشتر موارد دارای منطقه‌بندی هستند. پلاژیوکلازها دچار دگرسانی سرسیتی و سوسوریتی شده‌اند و شدت این دگرسانی‌ها در مرکز بلورهای پلاژیوکلاز نسبت به حاشیه بیشتر است.

کانی‌های فرعی:

بیوتیت: فراوانی این کانی در سنگ‌ها از ۱ تا ۱۰ درصد متغیر است. بیوتیت‌ها دارای رنگ قهوه‌ای مایل به سرخ هستند که احتمالاً به علت فراوانی اکسید آهن در این کانی است. بعضی از بیوتیت‌ها سالم و بدون تجزیه مانده اما بیشتر آنها به کلریت تجزیه شده‌اند. در برخی بلورهای بیوتیت اندکی ادخال زیرکن دیده می‌شود.

زیرکن: زیرکن به مقدار بسیار کم و بیشتر به صورت ادخال‌هایی گرد تا بیضوی شکل در درون بلورهای بیوتیت دیده می‌شود (شکل ۳-F). آپاتیت‌ها به مقدار بسیار کم و به صورت ادخال در فلدسپارها وجود دارند و

در صحرا به رنگ روشن دیده می‌شود و کانی‌شناسی آنها شامل موارد زیر است (شکل‌های ۳-E و ۳-D):

کانی‌های اصلی:

آلکالی فلدسپار: آلکالی فلدسپار از نوع ارتوکلاز بوده، بخش بزرگی از این سنگ‌ها (حدود ۲۵ تا ۴۰ درصد حجمی) را تشکیل می‌دهد. بیشتر آنها نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند که نشان‌دهنده فضای کافی در هنگام رشد بلورهاست. بافت پرتیتی در برخی آلکالی فلدسپارهای توده دیده می‌شود و نشان‌دهنده تبلور فلدسپار در شرایط هایپر سالووس است. پرتیت‌ها از نوع قطره‌ای و رگه‌ای هستند. محلول‌های گرمایی ارتوکلازهای پرتیتی را به سرسیت دگرسانی کرده‌اند.

کوارتز: این کانی ۲۰ تا ۴۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل داده و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است. در بسیاری از کانی‌های کوارتز خاموشی موجی دیده می‌شود. Passchier و Trouw (۱۹۹۸) وجود شکستگی‌ها، خاموشی موجی و مرزهای موجود در بین

۴ تا ۲). نتایج داده‌های شیمی این کانی‌ها در ادامه شرح داده می‌شود:

بیوتیت: نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی دو نمونه از بیوتیت‌های توده آذرین درونی علی‌آباد دامن در (جدول ۲) آورده شده است. از روش Droop (۱۹۸۳) برای تفکیک مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} این کانی استفاده شد. برای نشان دادن ترکیب بیوتیت‌ها، در ابتدا Foster (۱۹۶۰) و سپس Speer (۱۹۸۴) با توجه به تغییرات Al و $Fe/(Fe+Mg)$ میکاها، چهارگوش آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت را به صورت ASPE ارائه نمودند. Foster (۱۹۶۰) با استفاده از مقادیر کاتیونی Ti^{4+} ، Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Mn^{2+} ، Mg^{2+} و Al^{3+} میکاها را رده‌بندی کرد. در این رده‌بندی از کاتیون‌های سایت اکتاندرالی استفاده شده و ارتباط این کاتیون‌ها با هم و نوع میکا نشان داده شده است. نمونه‌های بیوتیت توده گرانیتیویدی منطقه علی‌آباد دامن با توجه به خطوط جداکننده در محدوده سیدروفیلیت قرار می‌گیرند (شکل ۴- A). همچنین، بر اساس نمودار Rieder و همکاران (۱۹۹۹) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سیدروفیلیت قرار می‌گیرند (شکل ۴- B).

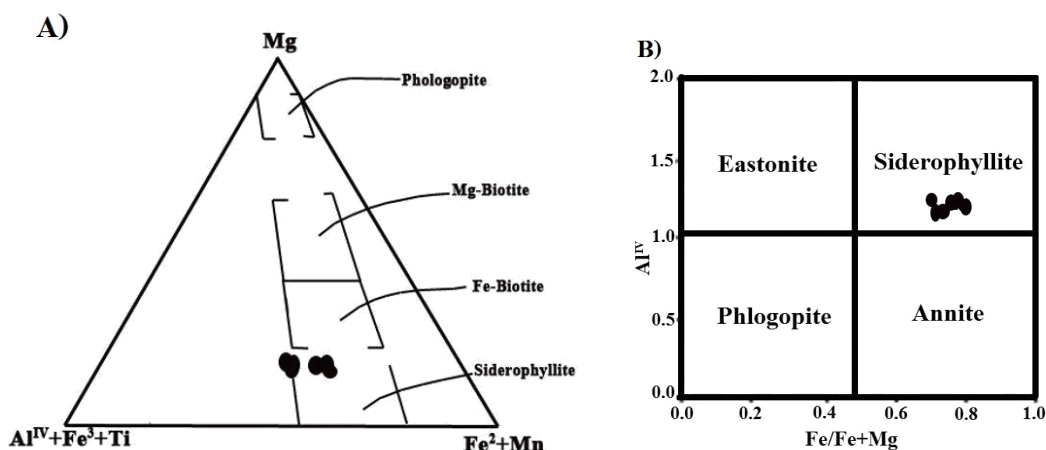
خودشکل هستند (شکل ۳- F) و اسفن در نمونه‌های مورد مطالعه همراه با کانی‌های کدر به صورت پرکننده فضاهای بین بلورهای دیگر سنگ دیده می‌شوند.

کانی‌های ثانویه:

در نمونه‌های مورد مطالعه، کلریت از دگرسانی بیوتیت‌ها حاصل شده و گاهی همه سطح بلور اولیه را پوشانده اما در برخی موارد به صورت تیغک‌هایی بر روی بلور دیده می‌شوند. مسکوویت‌ها با خاستگاه ثانویه (از تجزیه بیوتیت به اکسید آهن و مسکوویت) با فراوانی ۱ تا ۵ درصد حجمی در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. سرسیت حاصل تجزیه فلدسپارها و کلسیت از حاصل دگرسانی پلاژیوکلازهاست. اپیدوت نیز که در برخی نمونه‌ها ۱ تا ۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده خاستگاه ثانویه داشته و از تجزیه پلاژیوکلازها (بر اثر دگرسانی سوسوریتی) تشکیل شده است.

شیمی کانی‌ها

در آنالیز مقاطع نازک- صیقلی، کانی‌های کلریت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز آزمایش شدند (جدول‌های



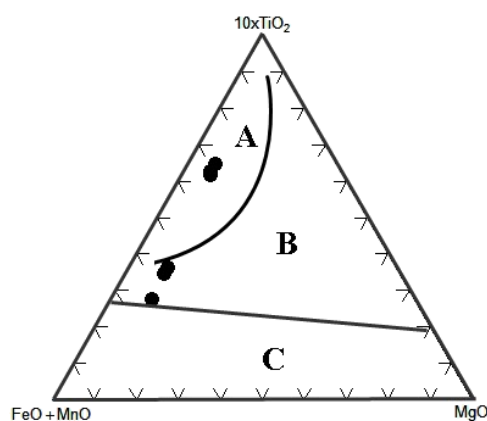
شکل ۴- ترکیب میکای توده گرانیتیویدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) در: (A) نمودار طبقه‌بندی میکاها (Foster, 1960); (B) نمودار طبقه‌بندی میکاها (Rieder et al., 1999).

روندها و جانشینی‌های سه اکسید اصلی آهن، منیزیم و آلومینیم نسبت به یکدیگر است، نه فقط مقدار آهن و منیزیم و آلومینیم یک گرانیته‌یید. در این نمودار محدوده A، بیوتیت در سنگ‌های آلکالی (سنگ‌های غیر کوهزایی وابسته به کشش)، شامل گرانیته‌های نوع A است. محدوده C، بیوتیت در سنگ‌های کالک‌آلکان (سنگ‌های کوهزایی وابسته به فرورانش)، شامل گرانیته‌های نوع I است. محدوده P، بیوتیت در سنگ‌های پرآلومین شامل گرانیته‌های برخوردی نوع S است. بیوتیت نوع A به‌طور مشخصی از آهن غنی‌شدگی دارد و همراه با آمفیبول‌های آلکالی و یا فایالیت است. بیوتیت محدوده P از آلومینیم غنی‌شدگی داشته و عموماً همراه با مسکوویت و یا کانی‌های آلومینوسیلیکات مانند گارنت، آندالوزیت و کردیریت است. بیوتیت محدوده C غنی از منیزیم بوده و همراه با پیروکسن کلسیک و یا آمفیبول کلسیک است. بنابراین، بر اساس این نمودارها و با استفاده از تجزیه‌های ریزکاو الکترونی بیوتیت‌ها می‌توان محیط زمین‌ساختی ماگمای آنها را مشخص نمود.

در نمودار شکل ۶ که بر اساس فراوانی نسبی اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO و FeO در ترکیب بیوتیت‌هاست، بیوتیت‌های مورد نظر در محدوده A (بیوتیت‌های مربوط به مناطق وابسته به کشش) قرار گرفته‌اند. در این نمودارها فقط بیوتیت‌های ماگمایی آورده شده است.

فلدسپارها: در جدول ۳ نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی دو مورد از پلاژیوکلازها (۶ نقطه) و یک مورد از آلکالی‌فلدسپارهای (سه نقطه) موجود در سینوگرانیته‌های توده علی‌آباد دامن آورده شده است. ترکیب پلاژیوکلازها در تقسیم‌بندی مثلثی Ab-An-Or در محدوده آلبیت تا الیگوکلاز ($An = 30/44 - 1/97$) درصد مولی قرار می‌گیرد (شکل ۷). همچنین، آلکالی‌فلدسپارهای نیز در محدوده نزدیک به انورتوکلاز تا ($68/09 - 66/94$ درصد مولی ارتوز) قرار می‌گیرند.

بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی تبلور ماگما متبلور می‌شوند. Nachit و همکاران (۲۰۰۵) در نمودار سه‌تایی MgO ، $FeO+MnO$ و $10 * TiO_2$ ، محدوده بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما (محدوده A)، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (محدوده B) و بیوتیت‌های حاصل از بازتبلور (محدوده C) را از هم متمایز کرده‌اند. با توجه به شکل ۵، سه نمونه از بیوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده بیوتیت‌های اولیه و سه نمونه از آنها در محدوده بیوتیت‌های باز تبلور قرار گرفته‌اند.

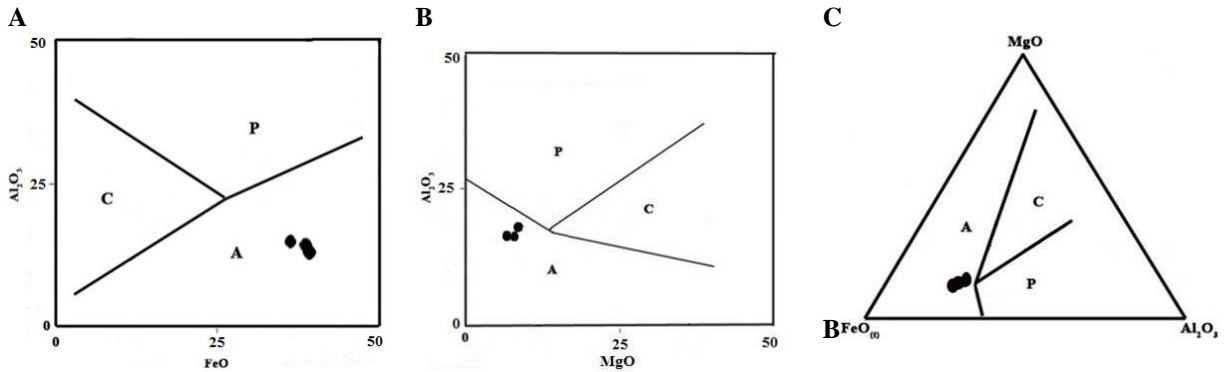


شکل ۵- ترکیب بیوتیت توده گرانیته‌ییدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) در نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها (Nachit) (et al., 2005).

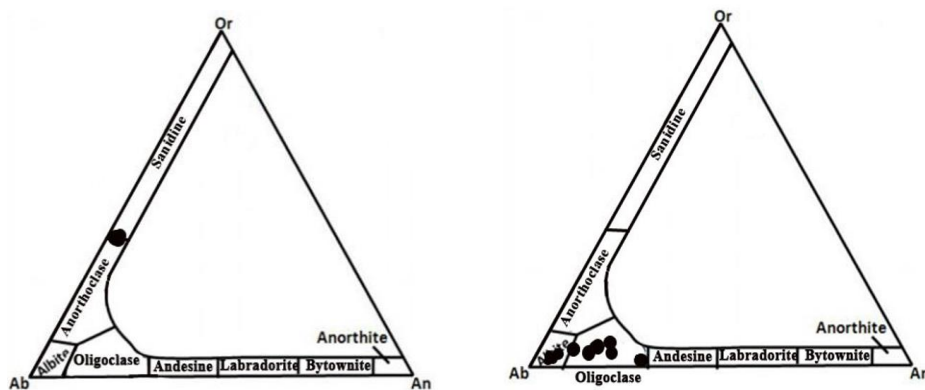
در مطالعات Abdel-Rahman (۱۹۹۴) میانگین $FeO * (FeO+Fe_2O_3 * 0.89981)$ ، Al_2O_3 و MgO در بیوتیت‌های مختلف اندازه‌گیری شده است. این اکسیدها در سنگ‌های آلکان به ترتیب $30/6$ ، $4/4$ و $11/2$ درصد وزنی، و در بیوتیت‌های سنگ‌های پرآلومین به ترتیب $22/1$ ، $6/3$ و $18/9$ درصد وزنی، و در بیوتیت‌های سنگ‌های آلکان به ترتیب $19/7$ ، $11/2$ و $14/9$ درصد وزنی است. در حقیقت نسبت $FeO*/MgO$ در بیوتیت‌های سنگ‌های آلکان برابر $7/04$ ، در بیوتیت‌های سنگ‌های پرآلومین برابر $3/84$ و در بیوتیت‌های کالک‌آلکان مقدار آن $1/76$ است. آن چه در این نمودارها نقش تعیین کننده‌ای دارد در حقیقت،

طبقه‌بندی Hey (۱۹۵۴) دو محدوده ریپیدولیت و برونسویجیت را به خود اختصاص داده، که طبیعت غنی از آهن کلریت‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۸).

کلریت: تجزیه ریزکاو الکترونی سه نمونه از کلریت‌های توده آذرین‌درونی علی‌آباد دامن در جدول ۴ آمده است. کلریت‌های آنالیزشده در



شکل ۶- ترکیب بیوتیت توده گرانیتیویدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) در نمودارهای طبقه‌بندی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتیویدها با استفاده از اکسیدهای Al_2O_3 ، FeO^* و MgO در ترکیب بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994). محدوده A بیانگر مناطق کششی، محدوده C نشان‌دهنده مناطق فرورانش، محدوده P نشان‌دهنده محیط برخوردی است.

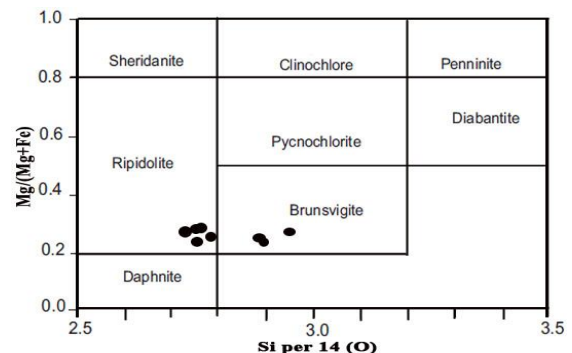


شکل ۷: ترکیب فلدسپارهای توده گرانیتیویدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) در نمودار مثلی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992).

ژئوشیمی

عناصر اصلی: نتایج آنالیز ۸ نمونه آنالیز شده در جدول ۱ آورده شده است. چنان‌که در شکل ۹-A دیده می‌شود، سنگ‌های آذرین مورد بررسی بر اساس رده‌بندی Middlemost (۱۹۹۴) در محدوده گرانیت قرار دارند که با ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی توده هماهنگ است.

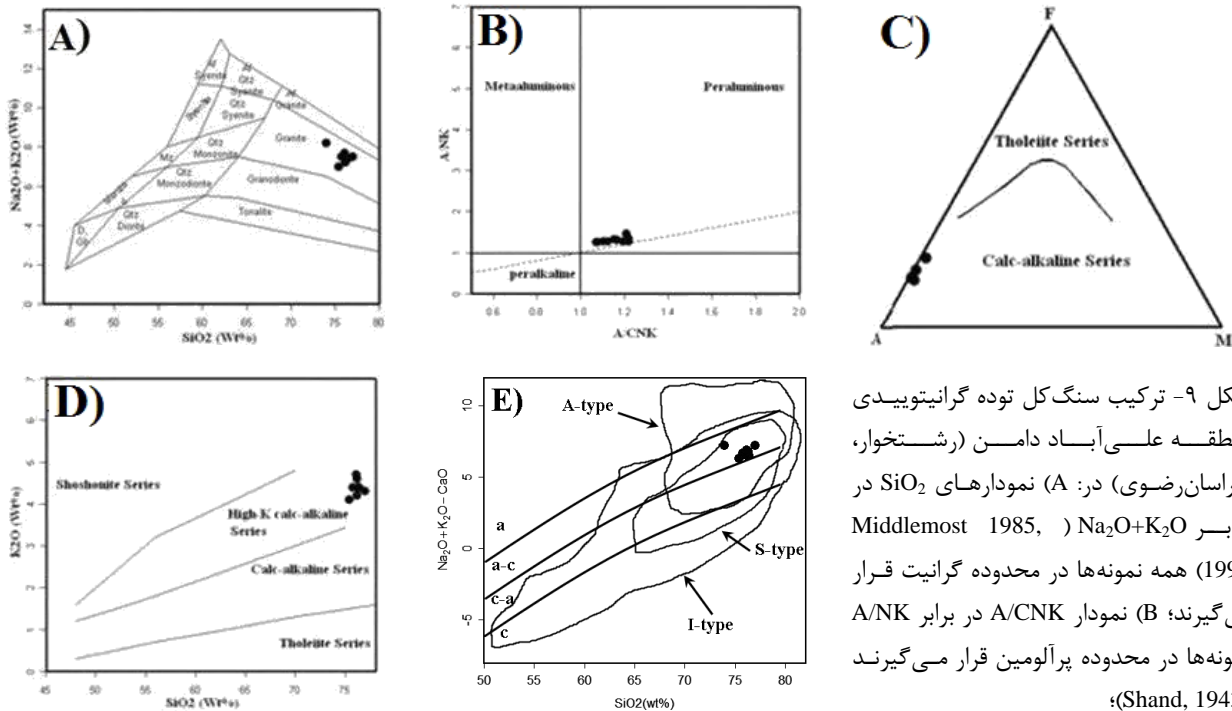
برای بررسی شاخص اشباع از آلومین سنگ‌های گرانیتی مورد بررسی از نسبت‌های مولی A/NK به



شکل ۸- تعیین نوع کلریت توده گرانیتیویدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) بر اساس نمودار طبقه‌بندی Hey (۱۹۵۴).

کالک‌آلکالن (شکل ۹- C) و در نمودار SiO_2 در برابر K_2O (شکل ۹- D) در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. در نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (شکل ۹- E)، نیز همه نمونه‌ها در محدوده آلکالی کلسیک قرار می‌گیرند.

A/CNK استفاده شد (شکل ۹- B). ماهیت پرآلومین بر اساس این نمودار، همه نمونه‌ها دارای هستند. ماهیت پرآلومین نمونه‌ها بر اساس ساخته شدن کردند و هیپرستن در نورم CIPW نیز تأیید می‌شود. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار AFM در محدوده



شکل ۹- ترکیب سنگ کل توده گرانیتوئیدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) در: (A) نمودارهای SiO_2 برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Middlemost 1985,) برابر SiO_2 در برابر K_2O (شکل ۹- D) در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند؛ (B) نمودار A/CNK در برابر A/NK (شکل ۹- B) در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (Shand, 1943)

C) نمودار AFM نمونه‌ها در محیط کالک‌آلکالن قرار دارند (Irvine and Baragar, 1971)؛ (D) نمودار SiO_2 بر اساس K_2O (Peccerillo and Frost *et al.*, 1976)، نمونه‌ها همگی محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند؛ (E) نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Taylor, 2001)، نمونه‌ها در محدوده آلکالی کلسیک قرار می‌گیرند.

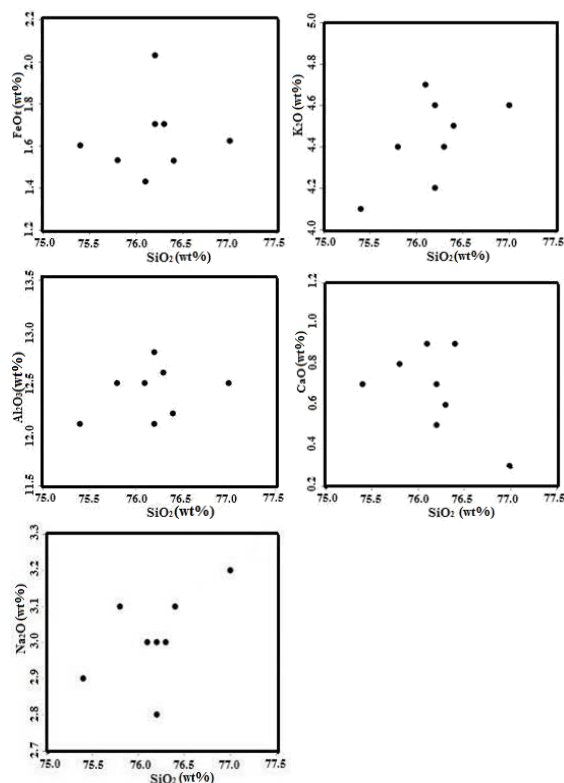
افزایش میزان SiO_2 ، روندهایی افزایشی نشان می‌دهند. افزایش اندک میزان Al_2O_3 ، هر چند می‌تواند بیانگر نبود تبلور زودرس کانی‌هایی مثل پلاژیوکلاز باشد، اما وجود درشت‌بلورهای فراوان این کانی‌ها در سنگ مورد مطالعه و همچنین، پیدایش آلکالی‌فلدسپارها، بیانگر آن است که تفریق و جدایش فلدسپارها در سنگ‌های مورد مطالعه روی داده است. مقدار K_2O نیز در ماگما با افزایش مقدار SiO_2 افزایش می‌یابد زیرا پتاسیم عنصری ناسازگار است و در نتیجه با پیشرفت تفریق مقدار آن در ماگما افزایش می‌یابد. همچنین، با افزایش SiO_2 مقدار Na_2O در ماگما افزایش می‌یابد، اما در مراحل پایانی

نمودارهای اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (نمودارهای هارکر): از این نمودارها برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی و مشخص شدن نحوه ارتباط عناصر در سنگ‌های منطقه مورد استفاده قرار می‌گیرد، نمودارهای هارکر است. مهم‌ترین کاربرد این نمودارها، پی بردن به فرایندهایی مانند تبلوربخشی، ذوب‌بخشی و در نهایت تحرک‌پذیری عناصر است (Rollinson, 1993). تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس بیانگر چگونگی تبلوربخشی ماگمای مادر در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه است. همچنین، در این نمودارها اکسیدهای Na_2O ، K_2O و Al_2O_3 به‌رغم برخی پراکندگی‌ها، با

Ba ناهنجاری منفی شدیدی نشان می‌دهد و عناصر Rb و Th به‌گونه چشم‌گیری نسبت به عناصر Nb و Ta غنی شده‌اند. همچنین، Ce و Sm نسبت به عناصر کنار خود در جدول تناوبی عناصر، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. چنین غنی‌شدگی‌های انتخابی نشان‌دهنده نقش پوسته در تحول ماگمایی باشد (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1983)، یعنی شاخصی برای جای‌گیری ماگمای مادر در پوسته قاره‌ای با ضخامت بسیار تا متوسط باشد که تحت تأثیر ذوب‌بخشی و آلابش پوسته‌ای نیز قرار گرفته است. غنی‌شدگی عناصر Rb، Sm، Ce، Th و Rb نسبت به گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) به‌علت تمرکز این عناصر در مراحل پایانی تفریق ماگمایی است. غنی‌شدگی از عناصر La و Ce مربوط به تبلور کانی‌های آپاتیت و اسفن در این سنگ‌هاست. مقادیر بالای Rb و Th نسبت به Nb تأییدی بر ویژگی پوسته‌ای آنهاست و افت شدید مقدار Ba به تغییر نوع پلاژیوکلازها مربوط است. از دیدگاه سنگ‌شناسی، ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های ماگماهای کمان آتشفشانی است و بر اثر تفریق Nb نسبت به Th و Ce در آمفیبول، اسفن و روتیل در هنگام آب‌گیری و یا ذوب‌بخشی صفحه فرورانده ایجاد می‌شود (Pearce and Peate, 1995; Pearce, 1996).

روند موازی الگوی عناصر خاکی نادر سبک در گرانیتوئید مورد مطالعه بیانگر شباهت خاستگاه و فرایندهای ماگمایی در هنگام تشکیل آنهاست. طبق این نمودار، به‌طور کلی، مقدار REE سنگ‌های مورد مطالعه بالاست (بین ۰/۱۰ تا ۸۹/۵۸ ppm). نتایج بررسی این عناصر در مجموعه نمونه‌ها با نتایج مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی عناصر اصلی و کمیاب، همخوانی خوبی نشان می‌دهند. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های آپاتیت و اسفن مهم‌ترین کانی‌های فرعی گرانیتوئید مورد نظر محسوب می‌شوند، که این کانی‌ها به‌عنوان دارنده عناصر خاکی نادر اغلب مقادیر بالای (LREE) را در خود متمرکز می‌کنند (شکل ۱۱-B).

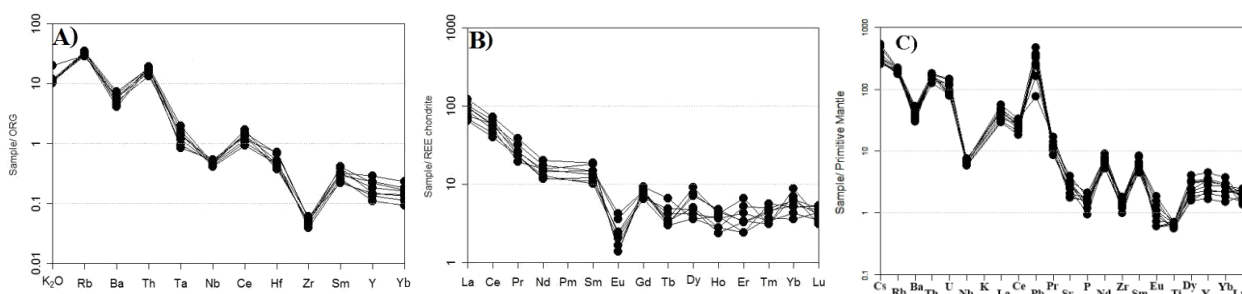
تبلور به‌علت تبلور پلاژیوکلازهای غنی از سدیم از مقدار آن کاسته می‌شود. همچنین، با افزایش SiO_2 مقدار FeO^* کاهش می‌یابد، که این پدیده در ارتباط با تبلور بخشی کانی‌های مافیک است.



شکل ۱۰- ترکیب سنگ‌کل توده گرانیتوئیدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس (Harker, 1909).

عناصر کمیاب: نتایج تجزیه عناصر کمیاب سنگ‌ها نیز در جدول ۱ آورده شده است. برای تعیین خاستگاه نمونه‌های مورد مطالعه، داده‌های شیمیایی نسبت به میانگین ترکیب گرانیت‌های پشته اقیانوسی یا ORG (Pearce *et al.*, 1984) به‌هنجار شده‌اند. بر اساس نمودار رسم شده برای این سنگ‌ها (شکل ۱۱-A)، یک روند کاهشی مشخص از Rb تا Yb دیده می‌شود و مقدار LREE در این سنگ‌ها نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. مقدار $(\text{La}_N/\text{Ce}_N)$ در این نمونه‌ها در حدود ۱/۱۳ تا ۱/۷۸ و مقدار $(\text{La}_N/\text{Yb}_N)$ در حدود ۱۰/۸۲ تا ۱۹/۱۱ است. همچنین، در این نمودار

عناصر نادر دیده می‌شود باید گفت که این ناهنجاری بیشتر نتیجه جانمایی عنصر Ba به جای عنصر K در کانی بیوتیت است تا کانی پتاسیم‌فلدسپار. این پدیده با توجه به پیک منفی این عنصر در نمونه‌های مونوزگرانیتی دارای مقدار بیشتر بیوتیت مشخص‌تر است. در شکل ۱۱- C نیز تغییرات عناصر نمونه‌های مختلف سنگی نسبت به فراوانی آنها در گوشته به‌هنگار شده است. در همه این نمودارها آنومالی منفی عناصر Ba, Nb, Sr, P و Ti آشکارا دیده می‌شود، که می‌تواند مربوط به توده‌های کالک‌آلکان کمانی باشد.



شکل ۱۱- ترکیب توده گرانیتویدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) در: (A) نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) عناصر اصلی و کمیاب به‌هنگار شده نسبت به ترکیب گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (Pearce *et al.*, 1984); (B) نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به ترکیب کندریت‌ها (Boynton 1984); (C) نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989).

همه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های آهن‌دار نوع A قرار گرفتند.

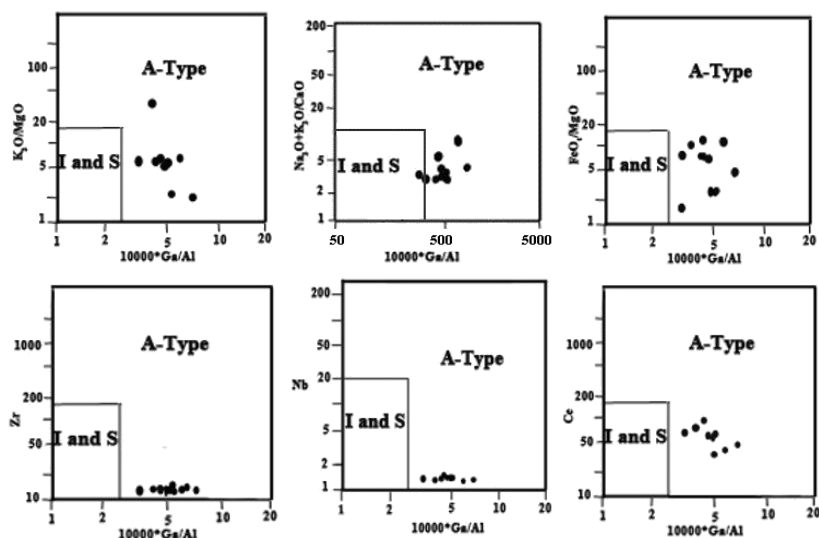
اصطلاح گرانیت نوع A در ابتدا توسط Loiselle و Wones (۱۹۷۹) برای گروه گرانیتویدهای غنی از آهنی مطرح شد که در محیط‌های درون قاره‌ای تشکیل می‌شدند. حرف A در گروه گرانیتی A-Type توسط Loiselle و Wones (۱۹۷۹) معرف غیرکوهزایی بودن این سنگ‌هاست اما از نظر Sylvester (۱۹۸۹) به گرانیت‌های خشک یا آلکان گفته می‌شود و از نظر Tollo و همکاران (۲۰۰۵) آلکانی‌فلدسپار گرانیت در نظر گرفته شده است.

آنومالی منفی Eu در گرانیتوید بیشتر بر اثر تفریق پلاژیوکلاز در هنگام تبلور ماگما روی می‌دهد که اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی که همراه با آنومالی منفی Ba باشد، بر اثر تفریق پتاسیم‌فلدسپار روی داده است (Tepper *et al.*, 1993; Wu *et al.*, 2003).

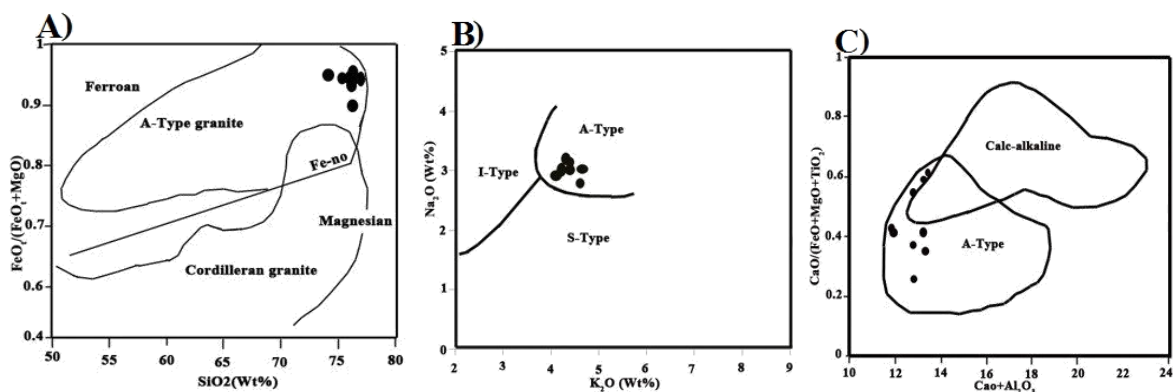
بنابراین، در نمونه‌های مورد مطالعه، تفریق پلاژیوکلاز عامل مهمی در تحول ماگمایی سنگ‌های مورد نظر محسوب می‌شود. اما در مورد آنومالی منفی Ba که همراه دیگر عناصر گفته‌شده در نمودارهای

محیط زمین‌ساختی و پتروژنز

سنگ‌های گرانیتی بر اساس ویژگی‌های سنگ خاستگاه به گروه‌های A, I, M و S رده‌بندی می‌شوند. گرانیت‌های مورد بررسی در مجموعه‌ای از نمودارها که بر اساس عناصر اصلی و کمیاب، به‌ویژه $10000 \cdot Ga/Al$ ، توسط Whalen و همکاران (۱۹۸۷) طراحی شده‌اند، ویژگی‌های گرانیت نوع A را نشان می‌دهند (شکل ۱۲). برای تأیید نمودارهای گفته‌شده از نمودار SiO_2 در برابر FeO^*/FeO^*+MgO (شکل ۱۳- A) (Frost *et al.*, 2001) و نمودارهای Na_2O در برابر K_2O (شکل ۱۳- B) و $CaO+Al_2O_3$ در برابر $(FeO^*+MgO+TiO_2)$ (شکل ۱۳- C) (Dall'Agnol and Oliveira, 2007; Yanbo and Jingwen, 2010) استفاده شد که در آنها



شکل ۱۲- نمودارهای جدا کننده‌ی انواع گرانیت‌ها بر اساس نسبت $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ در برابر عناصر اصلی، فرعی و قرارگیری آنها در گستره‌ی نوع (Whalen *et al.*, 1987) A



شکل ۱۳- ترکیب توده گرانیتوییدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) در برابر SiO_2 در برابر نمودارهای (A, B, C) Na_2O در برابر K_2O و $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$ (Frost *et al.*, 2001). نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های آهن‌دار نوع A قرار گرفته‌اند. (Dall'Agnol and Oliveira, 2007; Yanbo and Jingwen, 2010)

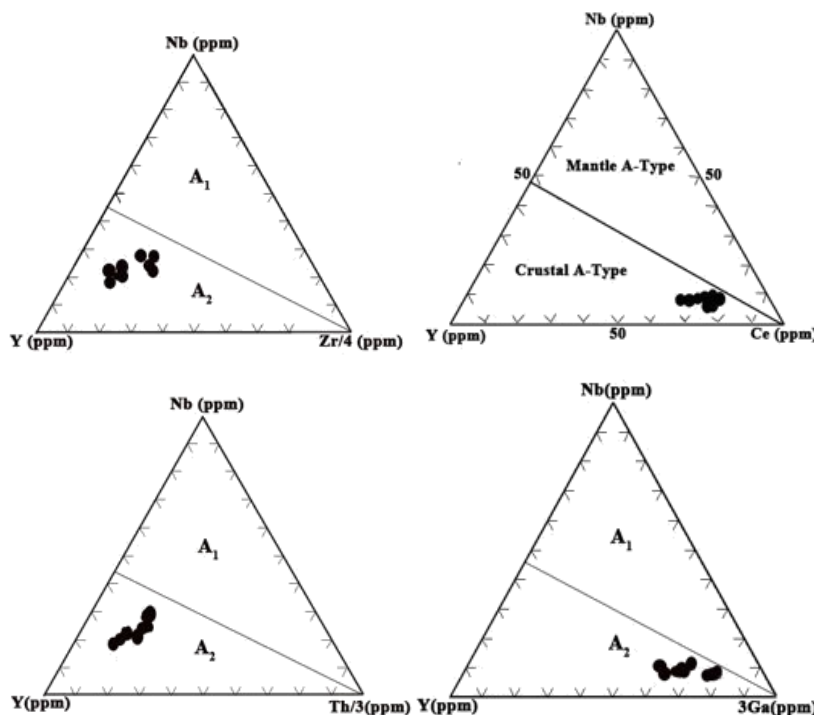
عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری تغییر می‌کند. بر اساس نمودارهای تفکیکی مثلی $\text{Nb} - \text{Y} - (\text{Zr}/4, 3\text{Th}, \text{Ce}, 3\text{Ga})$ ، گرانیت‌های منطقه علی‌آباد دامن در محدوده A_2 قرار می‌گیرند (شکل ۱۴).

در گروه A_2 ماگما از پوسته قاره‌ای و یا پوسته زیررنده‌ای حاصل می‌شود که یک چرخه ماگماتیسم برخورد قاره-قاره یا فرورانش را گذرانده است. این گروه در گستره وسیعی از محیط‌های زمین‌ساختی دیده می‌شوند و شامل گرانیتوییدهای پس از برخورد و

Eby (۱۹۹۲) گرانیت‌های تیپ A را به دو نوع A_1 (در ارتباط با ریف‌ت) و A_2 (در ارتباط با فرورانش) تقسیم کرده است. بر اساس مطالعه ایشان، گرانیتوییدهای نوع A_1 دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی بوده و حاصل تفریق ماگما حاصل از مذاب‌های بازالتی جزایر اقیانوسی است که در کافت‌های قاره‌ای یا هنگام ماگماتیسم درون‌قاره‌ای جای‌گیر شده‌اند. این گروه در هنگام کافت‌شدن جای‌گیر می‌شوند و حاصل پلوم یا فعالیت نقاط داغ هستند، در حالی که ترکیب گرانیت‌های نوع A_2 از نسبت‌های

Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1992). در محل کشش در داخل قوس‌های قاره‌ای امکان تشکیل چنین گرانیت‌هایی وجود دارد.

گرانیتوئیدهای بعد از کوهزایی (گرانیتوئیدهایی که در انتهای یک دوره طولانی از جریان حرارتی ظاهراً بالا و ماگماتیسم گرانیتی جایگیر می‌شوند) نیز می‌شود.



شکل ۱۴- ترکیب سنگ کل توده گرانیتوئیدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان رضوی) در نمودارهای تفکیکی مثلثی شکل بر اساس Y، Nb، 3Ga، Ce، Th/3 و Zr/4 (Eby, 1992) در محدوده A₂ قرار می‌گیرند.

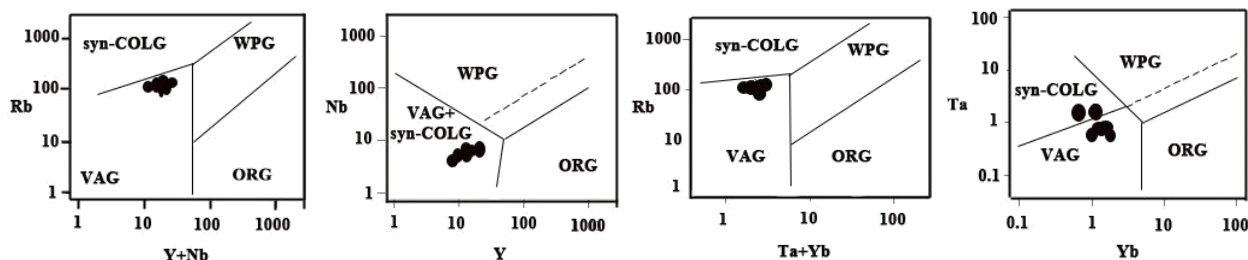
ضریب اشباع از آلومینیم در تقسیم‌بندی Frost و همکاران (۲۰۱۱) از مت‌آلومین تا کمی پرآلومین تغییر می‌کند که احتمالاً این ماهیت پرآلومین توسط هضم مذاب‌های پوسته‌ای ایجاد شده است (Dall'Agnol *et al.*, 2012). بنابراین، ماهیت پرآلومین سنگ‌های منطقه را می‌توان با ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای در پهنه فرورانش توجیه کرد (مدل الف). با توجه به قرارگیری منطقه در پهنه افیولیت ملانژ سبزواری می‌توان وقوع فرورانش در منطقه را با فرورانش پوسته اقیانوسی تیس مرتبط دانست.

جایگاه زمین‌ساختی: Pearce و همکاران (۱۹۸۴) با استفاده از فراوانی عناصر Ta، Yb، Rb و Nb گرانیت‌ها را به انواع گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (ORG)،

سه مدل برای ایجاد ماگمای گرانیتی نوع A می‌توان در نظر گرفت (Frost and Frost, 2011):
 الف) ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای کوارتز فلدسپاری (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Creaser *et al.*, 1991);
 ب) محصول تفریق ماگمای آلکالی‌بازالت منتج از گوشته (Turner *et al.*, 1992; Litvinovsky *et al.*, 2002; Mushkin *et al.*, 2003);
 پ) ترکیبی از دو مدل بالا که ماگماهای بازالتی در حال تفریق، سنگ‌های پوسته‌ای را هضم نماید (Kerr and Fryer, 1993; Wickham *et al.*, 1996; Mingram *et al.*, 2000; Yang *et al.*, 2006; Dall'Agnol, 2012).

منطقه در جایگاه زمین‌ساختی VAG (گرانیت‌های پهنه فرورانش یا قوس آتشفشانی) ترسیم شده‌اند (Pearce *et al.*, 1984)، بنابراین، محیط زمین‌ساختی تشکیل آنها قوس‌های آتشفشانی کمربند پهنه فرورانش است (شکل ۱۵).

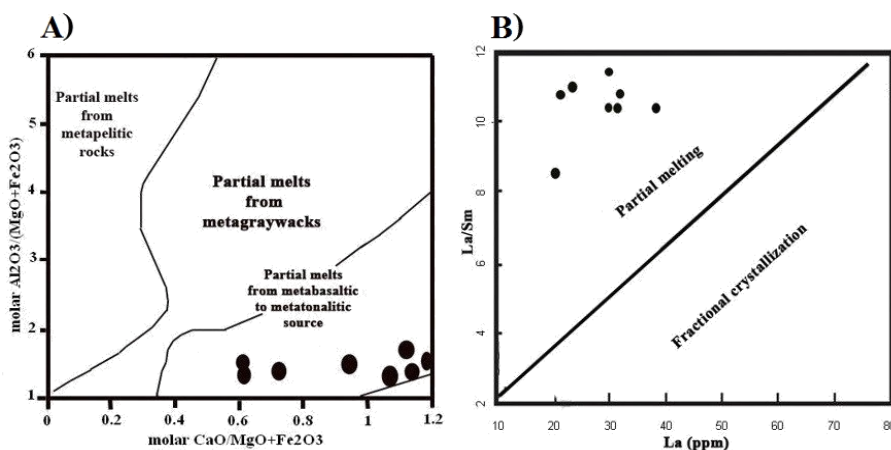
گرانیت‌های همزمان با تصادم قاره‌ای (syn-COLG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمربند آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) تقسیم کرده‌اند. در نمودارهای Rb نسبت به Ta، Ta+Yb به Nb، Yb نسبت به Y و نسبت به سنگ‌های



شکل ۱۵- ترکیب سنگ کل توده گرانیتویدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴)، در قلمرو گرانیت‌های پهنه فرورانش (قوس آتشفشانی) قرار می‌گیرند.

ذوب‌بخشی سنگ‌های این توده از نمودار تغییرات Cheng (۱۶- B) La/Sm برابر استفاده شد (شکل ۱۶- B) (Cheng *et al.*, 2001). این نمودار نیز نقش مهم پدیده ذوب‌بخشی را در تشکیل این توده به خوبی نشان می‌دهد.

خاستگاه گرانیت مورد مطالعه: نمونه‌های مورد مطالعه به منظور تعیین خاستگاه بر روی نمودار ارائه شده توسط Patíño Douce و McCarthy (۱۹۹۸) در محدوده ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازالتی تا متاتونالیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶- A). به علاوه برای اثبات خاستگاه



شکل ۱۶- تعیین خاستگاه توده گرانیتویدی منطقه علی‌آباد دامن (رشتخوار، خراسان‌رضوی) در: (A) نمودار ارائه شده توسط McCarthy و Patíño Douce (۱۹۹۸)؛ (B) نمودار تغییرات La/Sm در برابر La (Cheng *et al.*, 2001). نمودارها نقش مهم پدیده ذوب‌بخشی را در تشکیل این توده به خوبی نشان می‌دهند.

ذوب سنگ مادر تونالیتی-گرانودیوریتی در فشار کم به وجود آیند. این مدل تهی‌شدگی Ba و Sr را

بر اساس مطالعات Pirmohammadi Alishah (۲۰۰۵) ماگماهای نوع A می‌توانند در نتیجه

تشکیل این ماگما در عمق کم و تبلور سریع آن است. بیوتیت‌های منطقه در محدوده سیدروفیلیت قرار گرفته و حاصل از تبلور ماگما هستند و از نظر جایگاه زمین‌ساختی، ویژگی بیوتیت‌های مناطق وابسته به کشش را نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها در محدوده آلیت تا الیگوکلاز و آلکالی‌فلدسپار نیز ترکیبی مانند انورتوکلاز را نشان می‌دهد که به علت میکروپرتیتی بودن آن است. کلریت‌های منطقه نیز در محدوده رپیدولیت و برنسویجیت قرار گرفته که ترکیب غنی از آهن دارند. این گرانیته‌ها از تیپ A_2 بوده، در نمودارهای متمایزکننده خاستگاه زمین‌ساختی، محیط زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال ورقه‌ها را نشان می‌دهند. در محل کشش در داخل قوس‌های قاره‌ای امکان تشکیل چنین گرانیته‌هایی وجود دارد. ماهیت پرآلومین سنگ‌های منطقه را می‌توان با ذوب‌بخشی سنگ‌ها در یک حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط دانست. حضور سیالات آزاد شده در واکنش‌های آب‌زا می‌تواند به ذوب‌بخشی کمک نموده باشد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از راهنمایی‌های استاد بزرگوار جناب دکتر حسن‌نژاد، عضو هیات علمی دانشگاه دامغان، تشکر و سپاس‌گزاری می‌نمایند.

که از ویژگی‌های گرانیته‌های نوع A است را به‌خوبی توجیه می‌کند. فراوانی پایین Ba و Sr در گرانیته‌های پتاسیم بالا در ارتباط با دو عامل می‌تواند باشد:

۱. پدیدآمدن گرانیته‌های پتاسیک از ماگمای فلیسک که به شدت متحمل تبلوربخشی پلاژیوکلاز شده است. همانند گرانیته‌های نوع A، تبلور گسترده پلاژیوکلاز در طول مراحل اولیه جدایش، موجب تهی‌شدگی Sr، CaO و Eu می‌شود. از این گذشته، تبلور پلاژیوکلاز موجب غنی‌شدگی Ga نسبت به Al و در نتیجه بالا رفتن نسبت Ga/Al در ماگمای گرانیته‌ای نوع A می‌شود (Malvin and Drake, 1987).

۲. حضور پلاژیوکلاز به‌عنوان یک فاز به جای مانده در سنگ خاستگاه و شرکت نکردن این کانی در فرآیند ذوب.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین منطقه از جنس آلکالی‌فلدسپار گرانیته، سینوگرانیته و مونزوگرانیته و دارای ویژگی‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و از نظر ضریب اشباع از آلومین در محدوده پرآلومین ضعیف قرار دارند. وجود بافت‌هایی مانند پرتیت، گرانوفیری و اسفرولیتی نشان‌دهنده

منابع

- Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Barabadi, R. Karimpur, M. H. and Masihabadi, H. (2010) Mineralization and geochemical exploration in the intrusive bodies from east of Shahneshtin peaks (South West of Khaf). The first conference of Economic Geology Association, Iran.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (eds) Rare earth element Geochemistry, Amsterdam 63-114.
- Cheng, H., White, A. J. R., Williams, I. S., Wyborn, D. and Wyborn, L. A. I. (2000) Lachlan Fold Belt

- granite revisited: high- and low-temperature granite and their implications. *Australian Journal of Earth Sciences* 47: 123-138.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.
- Creaser, R. A., Price R. C. and Wormald, R. J. (1991) A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19: 163-166.
- Dall'Agnol, R. and de Oliveira, D. C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93: 215-233.
- Dall'Agnol, R., Frost, C. D. and Rämö, O. T. (2012) IGCP Project 510 A-type Granites and Related Rocks through Time: Project vita, results, and contribution to granite research. *Lithos* 151: 1-16.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An Introduction to the rock forming minerals*. Longman, London.
- Droop, G. T. R. (1983) A general equation for estimating Fe²⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Eftekharneshad, G. (1980) Separation of various part of Iran on the basis of building situation in relation to sedimentary basins. *Oil Association Journal* 82 (in Persian).
- Foster, M. D. (1960) Interpretation of composition of trioctahedral micas. *Geological Survey Professional Paper (United States)*, 354B: 1-49.
- Frost, B. R., Barnes, G. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geological classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Frost, C. D. and Frost, B. R. (2011) On ferroan (A-type) granites: Their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52: 39-53.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*, Methuen: London, 384p.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almand, D. C. (1983) The trace element and isotope of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Journal of Geological Society of London* 140: 245-256.
- Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 30: 277-292.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic. *Canadaian Journal of Earth Sciences* 8: 523-545.
- Kerr, A. and Fryer, B. J. (1993) Nd isotopic evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador. *Canada. Chemical Geology* 104: 39-60.
- Litvinovsky, B. A., Jahn, B. M., Zanzilevich, A. N., Saunders, A. and Poulain, S. (2002) Petrogenesis of syenite granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chemical Geology* 189: 105-133.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites, Abstracts of papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, California, November, 11: 468.
- Malvin, D. J. and Drake, M. J. (1987) Experimental determination of crystal/melt Partitioning of Ga and Ge in the system forsterite-anorthite diopside. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 51: 2117-2128.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology*. Longman

Group UK.

- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Mingram, B., Trumbull, R. B., Littman, S. and Gerstenberger, H. (2000) A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos* 54(1-2): 1-22.
- Mushkin, A., Navon, O., Halicz, L., Hartmann, G. and Stein, M. (2003) The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel. *Journal of Petrology* 44(5): 815-832.
- Nachit, H., Abderrahmane, I., El Hassan, A. and Mohcine, B. O. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, re equilibrated biotites and neo formed biotites, *Comptes Rendus Geosciences* 337: 1415-1420.
- Nasrollahi, K., Mazaheri, S. A. and Rahimi, B. (2011) Geochemistry and geology situation of Barmani and Sarkhar granitoidic bodies in the Sangan region, Khaf. Khorasan-Razavi. Fifteenth Conference of Iranian Association, Iran.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1998) *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York.
- Patiño Douce, A. E. and McCarthy, T. C. (1998) Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B. R. and Liou, J. G., (Eds.): *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht 27-55.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. (Ed. Wyman, D. A.) 12: 79-113. Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 23: 251-285.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pirmohammadi Alishah, F. (2005) Investigation about petrology and petrography of igneous body from north of the Haris village in the Misho mountains, MSc Thesis. University of Tabriz, Iran (in Persian).
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Kova, P. V., Muller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D. R. (1999) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist* 36: 905p.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Ltd. Pub 352p.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin-Vaziri, H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova* 22: 26-34.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks*. 2nd Edition, New York, John Wiley & Sons.
- Speer, J. A. (1984) Mica in igneous rocks, In: *Micas* (Ed. Bailey, S. W.). 13: 299-356. *Reviews in Mineralogy*.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: *Magmatic in ocean basins*. (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society Publication, London.

- Sylvester, P. L. (1989) Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology* 97: 261-280.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333-351.
- Tollo, R. P., Bailey, C. M., Borduas, E. A. and Aleinikoff, J. N. (2005) Mesoproterozoic geology of the Blue Ridge province in north-central Virginia: petrologic and structural perspectives on Grenvillian orogenesis and Paleozoic tectonic processes. In: *Geology of the National Capital region-field trip guidebook* (Eds. Southworth, S. and Burton, W.) 1264: 17-75. U.S. Geological Survey Circular.
- Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S. (1992) Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28: 151-179.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Wickham, S. M., Alberts, A. D., Zanvilevich, A. N., Litvinovsky, B. A., Bindeman, I. N. and Schauble, E. A. (1996) A stable isotope study of anorogenic magmatism in east central Asia. *Journal of Petrology* 37(5): 1063-1095.
- Wu, F. Y., Jahn B. M., Wilde, S. A., Lo, C-H., Yui, T-F., Lin, Q., Ge, W-C. and Sun D-Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE Chine, I: geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.
- Yanbo, C. and Jingwen, M. (2010) Age and geochemistry of granites in Gejiu area, Yunnan province, SW China: Constraints on their petrogenesis and tectonic setting. *Lithos* 120: 258-276.
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., Wilde, S. A. and Chu, M. F. (2006) A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos* 89(1-2): 89-106.

Petrology and geochemistry of Aliabad-Daman granitic body (Rashtkhar, Khorassan-Razavi)

**Ali Asghar Sepahi Gerow *, Mohammad Amin Shakouri, Ashraf Torkian
and Sedigheh Salami**

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

Aliabad-Daman granitoid body with NW-SE trend is located in northeastern of the Rashtkhar city (about 15 km) with an area of approximately 10 km². This body with probably age of middle Jurassic is located above Darouneh fault and is part of Sabzevar zone. This pluton consists of alkali feldspar granite, syenogranite and monzogranite. In the discriminant diagrams of micas, biotites plot in the field of syderophyllite and are generated from the crystallization of magma. The plagioclase is in the field of albite to oligoclase and orthoclase resemble to anortoclase due to its micro-perthitic occurrence. Chlorite located in the field of repidolite and brensovigite which indicate its iron-rich composition. Based on petrographic and geochemiscal studies Aliabad- Daman granitic pluton resemble with A₂-type granites with slightly peraluminous nature. Negative Ba, Nb, Ti, Sr and P anomalies in discrimination tectonic setting diagrams indicate that they are generated in a volcanic arc setting. Extensional environment in a continental arc has provided conditions for generation of these granitic rocks.

Key words: A₂-type granite, Geochemistry, Petrology, Ali Abad Daman, Sabzevar zone

* sepahi@basu.ac.ir