

پتروژئولوژی توده گرانیتوئیدی جنوب سازند (جنوب غرب اراک)

زهرا طهماسبی^{*}، محمود خلیلی^۲، احمد احمدی خلجی^۱ و محمد علی مکی زاده^۲

^۱گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

^۲گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

توده گرانیتوئیدی آستانه بخشی از توده های نفوذی موجود در زون سنندج - سیرجان را تشکیل داده و ترکیب سنگ شناسی این توده عمدتاً متشکل از تونالیت، گرانودیوریت، ساب ولکانیک های ریوداسیتی با ترکیب غالب گرانودیوریتی می باشد. مطالعات صحرایی، کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی نشان می دهند که ماگمای سازنده واحدهای اصلی این توده از نوع I، کالکوالکالن و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متاآلومین تا کمی پراآلومین است. پایین بودن نسبت های $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ و $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ و شواهد ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و کمیاب، نشان می دهند که منشأ ماگمای اولیه از پوسته زیرین بوده که در طی یک حاشیه ورقه همگرا ایجاد شده است. این ماگما احتمالاً در اثر ذوب بخشی پروتولیت های پوسته زیرین (آمفیبولیت) به وجود آمده است و تبلور تفریقی مذابها در سطوح بالاتر پوسته، واحدهای مختلف سنگ شناسی را سبب گردیده است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده اند محتمل ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده اند.

واژه های کلیدی: پتروژئولوژی، آستانه، زون سنندج - سیرجان، ژئوشیمی گرانیتوئید، کالکوالکالن نوع I، منشأ پوسته ای

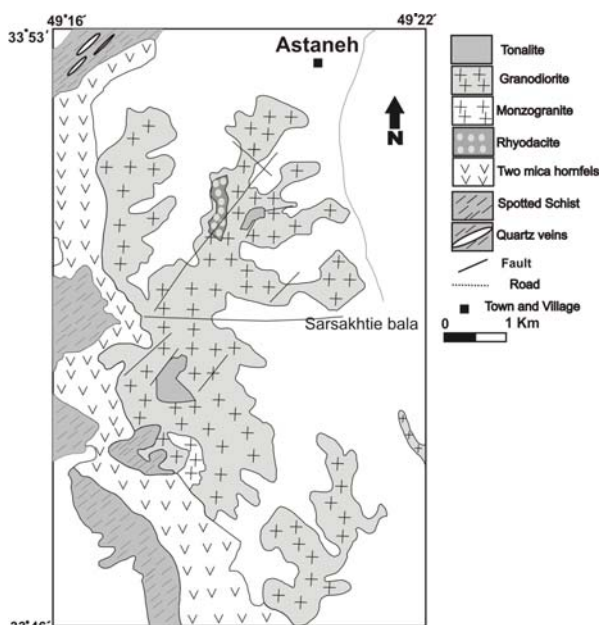
مقدمه

دکتری تحت عنوان چینه شناسی، پتروژئولوژی و تکتونیک چهارگوش خرم آباد انجام گرفته است و رادفر در سال ۱۳۶۶ بخش جنوبی این منطقه را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان بررسی های زمین شناسی و پتروژئولوژی سنگ های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه - گوشه مورد مطالعه قرار داده است.

همچنین Masoudi در سال ۱۹۹۷ در رساله دکتری خود مسأله دگرگونی مجاورتی و ایجاد پگماتیت های منطقه را بررسی کرده است. با این حال با توجه به اینکه

منطقه مورد مطالعه به عرض های جغرافیایی 33° تا 45° شمالی و طول جغرافیایی $49^{\circ} 15'$ تا $49^{\circ} 25'$ شرقی محدود شده است. این منطقه از نظر زمین شناسی جزء زون سنندج - سیرجان محسوب می شود و در آن توده گرانیتوئیدی آستانه به طول ۳۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر رخنمون دارد. اولین مطالعات سیستماتیک و کامل در این منطقه در سال ۱۹۷۴ توسط Berthier و همکاران در قالب رساله

با استانداردهای خاص عناصر مورد نظر به دست آمد. تمامی این آنالیزها در کشور اسپانیا، دانشگاه هلووا توسط مؤلف اول انجام گرفته است.



شکل ۱- نقشه ساده شده‌ای از زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵ با اندکی تغییرات).

سنگ‌شناسی

بخش اعظم توده گرانیتوئیدی آستانه ترکیب گرانودیوریتی دارد و به صورت یک توده نفوذی چند شاخه‌ای و کوچک نمایان می‌گردد (شکل ۱). درون این توده، ساب‌ولکانیک‌های ریوداسیتی به صورت آپوفیز همراه با توده‌های نفوذی کوچکی با ترکیب عمدتاً مونزوگرانیتی و تونالیتی ظاهر می‌شود. در اینجا به اختصار این تنوع سنگی را معرفی می‌نماییم:

۱- واحد تونالیت

این سنگ‌ها در درون واحد گرانودیوریت برونزد دارند و ارتفاعات این منطقه را تشکیل داده، خاکستری‌رنگ و از نظر درجه رنگین، مزوکرات هستند. ترکیب سنگ‌شناسی آن از کوارتزیدیوریت تا تونالیت

هنوز مسأله پتروولوژیکی و ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی آستانه در حاله‌ای از ابهام بوده و کمتر مورد توجه قرار گرفته است، بنابراین در این نوشتار سعی شده ویژگی‌های مختلف پتروولوژیکی و ژئوشیمیایی آن مشخص گردد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در بخش شمال غربی نوار سهند - سیرجان و در غرب و جنوب غرب شهرستان اراک قرار گرفته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه متعلق به تریاس بوده که در جنوب منطقه رخنمون دارند و شامل متاولکانیک‌ها با درون لایه‌هایی از مرمهرهای نازک تا ضخیم لایه هستند و جدیدترین نهشته‌های آن، آبرفت‌های عهد حاضر است.

مهم‌ترین حادثه زمین‌شناسی که در پی آن توده گرانیتوئیدی آستانه شکل گرفته است، در زمان مزوزوئیک (ژوراسیک میانی) اتفاق افتاده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ Ahmadi-Khalaji et al., 2007). در این منطقه، مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره شیبست‌سبز نیز دیده می‌شود که در طی نفوذ توده گرانیتوئیدی در امتداد سطح شیبستوزیته آنها یک مجموعه دگرگونی مجاورتی (هورنفلس) حاصل شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵).

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری در منطقه و تهیه مقاطع نازک از این نمونه‌ها، برای آنالیز عناصر اصلی و کمیاب از روش‌های XRF و ICP-MS استفاده گردید. برای آنالیز عناصر اصلی ابتدا پودر و سپس قرص تهیه شد. برای عناصر کمیاب با استفاده از یکسری مراحل اسیدشویی با اسید نیتریک و اسید کلریدریک و مقایسه

(به ویژه بیوتیت) در مناطقی که تحت تأثیر زون‌های برشی قرار گرفته‌اند، در آنها ملاحظه می‌گردد.

در بخش‌های حاشیه‌ای، این سنگ‌ها حاوی آندالوزیت هستند. فراوانی بلورهای آندالوزیت در جاهای مختلف متفاوت است و جهت‌یافتگی خاصی را نشان نمی‌دهند. بلورهای آندالوزیت در این سنگ‌ها در اثر واکنش با سیالات ماگمایی پتاسیم‌دار تا حد زیادی به مسکوویت یا سربیسیت دگرسان گردیده‌اند و شناخت آنها در زیر میکروسکوپ به آسانی امکان‌پذیر نیست.

در واقع این کانی‌ها در طی جریان ذوب سنگ‌های دگرگونی به دلیل دیرگداز بودن از ذوب شدن مصون مانده‌اند و به درون مذاب راه یافته‌اند و سپس در طی اقامت خود در ماگما با سیالات واکنش داده و دگرسان شده‌اند (Allan and Clarke, 1981).

واحد گرانودیوریتی در بخش‌های جنوبی مونزوگرانیتی شده و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار است. بنابراین در نمونه دستی روشن‌تر می‌باشد، اما با این حال مرز مشخصی نداشته و قابل تفکیک نیستند (شکل ۱).

از مشخصات بارز این سنگ‌ها وجود پرتیت می‌باشد که ترکیب سنگ را به سمت مونزوگرانیت سوق می‌دهد. حضور گسترده پرتیت در این سنگ‌ها می‌تواند مبین پایین بودن فشار بخار آب در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها باشد و این پدیده بیشتر در گرانیت‌های هیپرسولوس دیده می‌شود (McBirney, 1993).

تغییر می‌کند (شکل ۲). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول از نوع کلسیک و به مقدار کم تر آلکالی‌فلدسپار و کوارتز می‌باشد. آپاتیت و زیرکن عمده کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را می‌سازند. نکته قابل توجه در مورد بیوتیت‌ها در اینجا این است که در امتداد رخ آنها پرهنیت به صورت حبایی و عدسی‌شکل تشکیل شده است. این پدیده در بیوتیت‌های موجود در واحد گرانودیوریت نیز دیده می‌شود. اگرچه رخ بیوتیت‌ها به سادگی موقعیت ساختاری مناسبی را برای پرهنیت از یک سیال فراهم می‌سازد ولی بر اساس واکنش احتمالی زیر (Tulloch, 1979) ممکن است عملاً پرهنیت به جای بیوتیت میزبان جایگزین گردد:

مسکوویت + اسفن + آب + آنورتیت + بیوتیت
پتاسیم‌فلدسپار + کلریت + پرهنیت

۲- واحد گرانودیوریت

این واحد بخش اعظم توده نفوذی موجود در منطقه را تشکیل می‌دهد که به شدت هوازده و فرسوده بوده و مرفولوژی کلی آن به صورت تپه‌های فرسوده کم‌ارتفاع می‌باشد. با این حال سنگ‌هایی با این ترکیب که کم‌تر تجزیه شده‌اند و مقداری از ارتفاعات را تشکیل داده‌اند نیز مشاهده می‌شود. ترکیب سنگ‌های این واحد از گرانودیوریت تا تونالیت تغییر می‌کند (شکل ۲).

این سنگ‌ها در نمونه دستی غالباً به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و ترکیب همگنی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول از نوع کلسیک و ترمولیت - اکتینولیت را دارند. کانی‌های فرعی این‌ها شامل آپاتیت، زیرکن و آلانیت می‌باشند و یک جهت‌یافتگی بارز ناشی از جهت‌یافتگی کانی‌ها

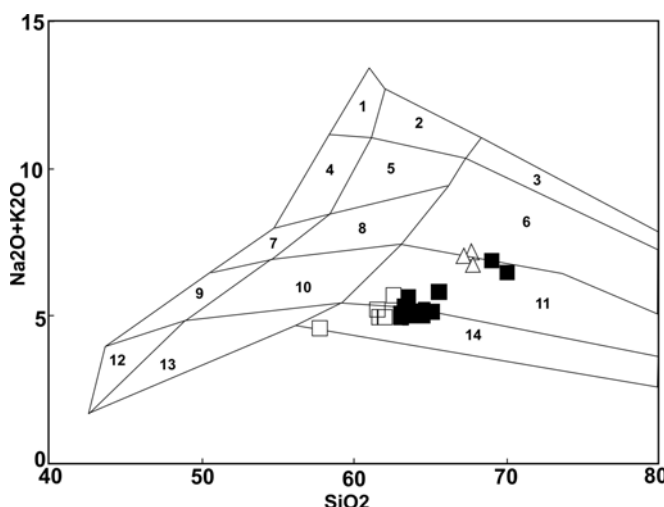
شیمیایی قرار گرفته است که با استفاده از نرم افزارهای Corel و Newpet پردازش گردیده و بر روی نمودارهای مختلف منتقل شده‌اند.

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

با استفاده از روش ICP-MS درصد عناصر اصلی و کمیاب ۲۹ نمونه از سنگ‌ها تعیین شده و نتایج به دست آمده در جدول ۱ ارائه شده است. مطابق این جدول نمونه‌ها طیف وسیعی از SiO_2 از ۵۷-۶۳ درصد وزنی برای واحد تونالیت، ۶۲-۷۰ درصد وزنی واحد گرانودیوریت و ریوداسیتی را نشان می‌دهند. همچنین تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد (شکل ۳) که با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای Al_2O_3 ، CaO ، TiO_2 ، MnO ، MgO و Fe_2O_3 کاهش می‌یابد.

کاهش اکسیدهای MgO ، TiO_2 ، MnO و Fe_2O_3 می‌تواند به علت جایگیری آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای CaO و Al_2O_3 نیز به خاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کم‌تر به سمت آل‌بیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور باشد. تغییرات اکسیدهای Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهند زیرا با پیشرفت تفریق، مقدار آنها در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌گردند.

در شکل ۴ تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود با افزایش SiO_2 مقدار Ni ، V ، Cr ، Y و Sr کاهش می‌یابد در حالی که مقدار Ba ، Rb و Nb روندی افزایشی نشان می‌دهد. مقادیر Ta ، Hf ، Zr ، Yb ، Nd ، Ga و Ce روند خاصی را نشان نمی‌دهند. این تغییر روندها را می‌توان به فرآیندهای تفریق بلوری نسبت داد و پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارها را می‌توان ناشی از آرایش ماگمایی با پوسته در نظر گرفت (Zorpi *et al.*, 1991).



شکل ۲- دیاگرام مجموع آلکالن - سیلیس (Middlemost, 1985) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه. محدوده‌های شماره‌گذاری شده به ترتیب عبارتند از:
 ۱- آلکالی فلدسپار سینیت، ۲- آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت، ۳- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴- سینیت، ۵- کوارتز سینیت، ۶- گرانیت، ۷- مونزونیت، ۸- کوارتز مونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- کوارتز مونزودیوریت، ۱۱- گرانودیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوارتز دیوریت، ۱۴- تونالیت.
 □ تونالیت، ■ گرانودیوریت، △ ریوداسیتی

۳- ساب‌ولکانیک‌های ریوداسیتی

این سنگ‌ها به صورت یک آپوفیز مستقل و بسیار کوچک درون واحد گرانودیوریت قرار دارند. سنگ‌های مذکور دانه‌ریز و با رنگ روشن هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت است و از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد که به صورت ادخال در درون کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. این سنگ‌ها نماینده فازهای پایانی فعالیت ماگمایی در منطقه مورد مطالعه هستند.

ژئوشیمی

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی آستانه، تعداد ۲۹ نمونه از واحدهای اصلی آن، در آزمایشگاه هلسوا کشور اسپانیا مورد آنالیز

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm هستند).

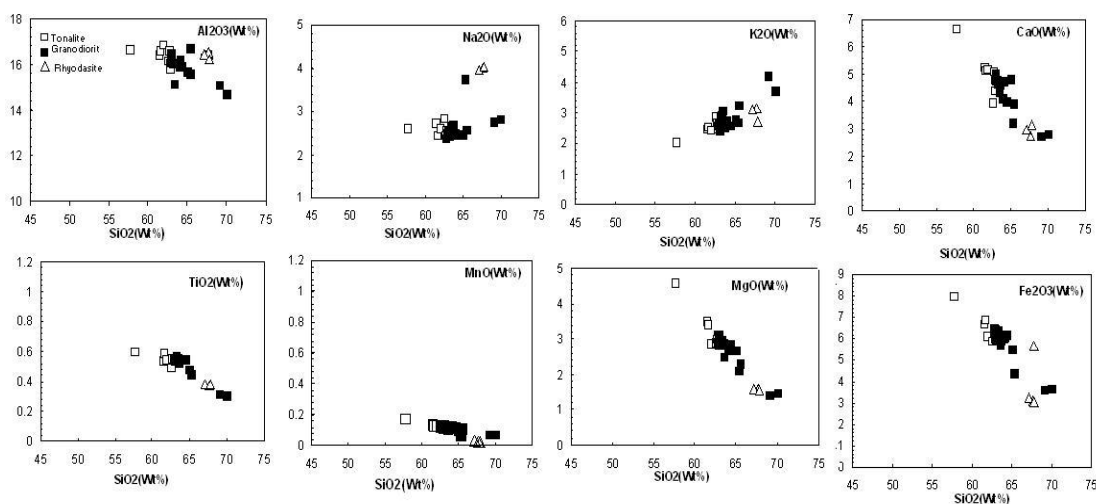
Sample	واحد توانالیتی							
	Sa11	24	28	As5	CSa25	M12	As4	16
SiO ₂	57.74	61.54	61.65	62.01	63.59	62.62	62.90	62.80
TiO ₂	0.59	0.53	0.59	0.54	0.52	0.49	0.54	0.55
Al ₂ O ₃	16.61	16.40	16.58	16.80	16.00	16.12	15.80	16.59
Fe ₂ O ₃ ^T	7.95	6.67	6.87	6.08	5.64	5.88	6.22	6.42
FeO	7.23	6.06	6.25	5.53	5.13	5.34	5.65	5.84
MgO	4.55	3.49	3.38	2.86	2.46	2.89	3.11	2.97
MnO	0.17	0.13	0.12	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12
CaO	6.63	5.22	5.12	5.16	4.30	3.92	4.39	5.07
Na ₂ O	2.59	2.71	2.43	2.58	2.63	2.83	2.57	2.42
K ₂ O	2.02	2.47	2.53	2.40	3.03	2.84	2.45	2.65
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.11	0.11	0.11	0.08	0.12	0.11
P.F.	1.46	1.47	1.11	1.26	1.54	2.62	1.69	1.11
Total	100.40	100.90	100.66	100.07	100.06	100.52	99.87	100.81
Li	55.15	32.83	29.76	60.35	54.43	58.11	60.23	56.76
Be	1.45	1.04	1.38	1.94	1.56	1.46	1.54	1.62
Sc	34.38	17.16	21.92	22.10	17.60	16.27	23.30	20.87
V	125.70	68.25	97.14	96.92	71.33	78.07	102.36	105.88
Cr	145.73	90.69	78.26	151.33	143.89	62.41	163.50	168.57
Co	20.53	10.46	14.05	15.75	11.80	9.34	29.20	29.56
Ni	21.13	10.53	16.20	17.12	12.69	15.07	19.97	19.04
Cu	14.70	5.98	25.95	9.07	19.05	5.95	12.28	9.91
Zn	53.20	35.89	47.86	88.88	40.71	43.53	80.28	61.39
Ga	20.20	11.28	17.38	19.45	17.11	14.62	62.92	55.29
As	5.88	6.75	7.76	7.14	7.19	6.17	5.73	6.05
Rb	87.35	74.71	86.30	95.71	95.31	91.49	88.83	99.67
Sr	142.02	123.39	140.90	160.47	143.81	127.65	157.39	158.89
Y	42.02	11.95	16.90	17.72	17.70	14.29	23.46	21.39
Zr	63.00	75.71	73.57	77.86	92.86	71.43	113.39	113.39
Nb	11.11	6.77	8.52	9.82	8.54	7.81	10.67	10.31
Cd	0.11	0.07	0.27	0.59	0.13	0.23	0.99	0.90
Cs	10.58	6.46	6.16	14.01	8.22	11.87	8.49	10.15
Ba	161.98	203.90	286.15	291.54	283.55	229.77	233.00	287.00
La	29.82	12.07	15.36	20.58	23.85	18.96	24.80	31.77
Ce	65.28	26.00	32.61	41.51	49.64	38.47	48.64	60.13
Pr	9.78	3.17	4.17	5.11	6.01	4.55	6.19	7.60
Nd	33.72	11.60	15.60	18.73	20.92	16.01	20.48	23.92
Sm	7.92	2.46	3.49	3.84	4.10	3.11	4.41	4.75
Eu	0.87	0.47	0.80	0.94	0.77	0.63	1.00	1.04
Gd	7.77	2.25	3.32	3.59	3.74	2.83	4.39	4.30
Tb	1.62	0.39	0.58	0.63	0.62	0.51	0.87	0.84
Dy	8.48	2.48	3.55	3.75	3.68	3.00	4.43	4.13
Ho	2.08	0.49	0.72	0.77	0.74	0.61	1.01	0.10
Er	5.27	1.33	1.98	2.01	2.00	1.72	2.70	2.45
Tm	0.88	0.20	0.29	0.30	0.30	0.25	0.45	0.38
Yb	4.86	1.32	1.83	1.87	1.93	1.67	2.40	2.21
Lu	0.83	0.19	0.26	0.28	0.27	0.24	0.42	0.36
Ta	1.44	3.31	1.24	2.53	1.80	1.64	1.13	1.00
W	4.29	4.43	1.05	8.05	8.10	0.92	7.49	7.66
Pb	15.56	9.43	18.52	31.57	16.92	20.94	29.11	31.41
Th	14.52	5.35	9.03	9.34	12.07	8.58	12.68	12.22
U	1.95	1.05	1.55	1.96	2.50	1.39	3.13	1.94
Hf	1.26	1.82	2.57	1.96	1.70	1.76	1.27	1.23
Eu/Eu*	0.341	0.617	0.720	0.779	0.608	0.658	0.699	0.707
Lan/Ybn	4.10	6.11	5.60	7.35	8.25	7.58	6.91	9.61

جدول ۱- ادامه.

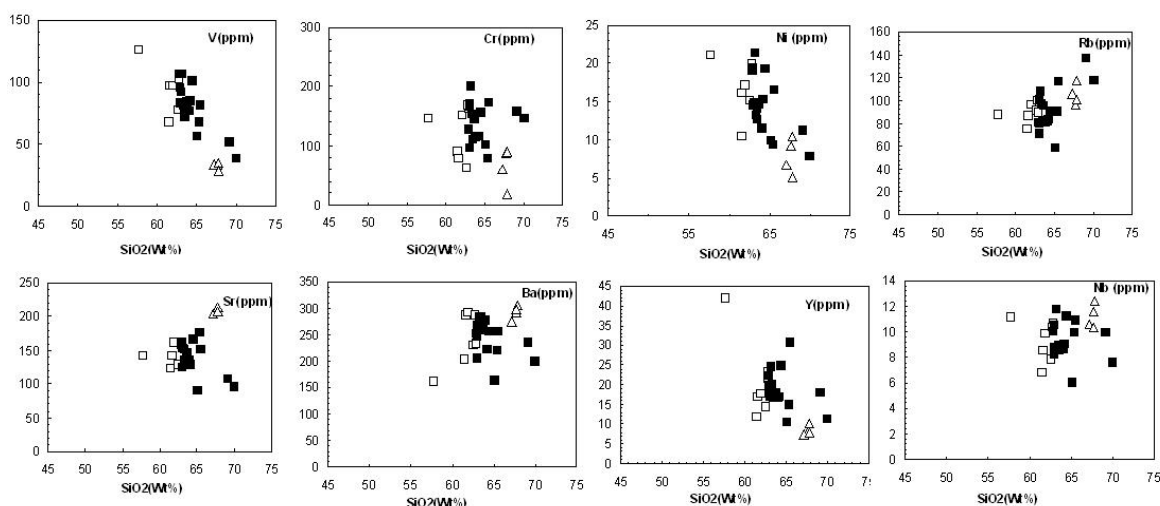
Sample	واحد گرانودیوریتی																			
	4	ECh6	Ch1	K2	Sa14	10	K5	44	CSa25	Sa4	14	20	Pa7	Pa21	Sa2	CSa15	33	38	As15	AS16
SiO ₂	62.93	65.41	64.50	63.57	63.29	64.20	63.36	63.09	63.59	63.03	63.02	63.78	65.14	65.53	69.16	70.05	67.68	67.18	67.82	67.80
TiO ₂	0.54	0.44	0.54	0.54	0.56	0.54	0.55	0.54	0.52	0.53	0.53	0.52	0.47	0.43	0.31	0.30	0.37	0.38	0.38	0.38
Al ₂ O ₃	16.03	16.67	15.90	16.02	16.01	16.17	15.09	16.41	16.00	16.10	16.10	15.99	15.64	15.57	15.07	14.66	16.53	16.44	16.24	16.24
Fe ₂ O ₃ ^T	6.10	4.34	6.10	6.11	6.33	6.04	6.34	5.89	5.64	5.96	6.39	5.87	5.45	5.16	3.58	3.62	3.10	3.22	3.04	5.64
FeO	5.55	3.94	5.55	5.56	5.75	5.49	5.76	5.36	5.13	5.41	5.81	5.33	4.96	4.69	3.25	3.29	2.82	2.93	2.76	5.13
MgO	2.87	2.08	2.81	2.86	2.90	2.79	2.96	2.86	2.46	2.82	3.09	2.81	2.66	2.27	1.41	1.45	1.58	1.58	1.55	1.55
MnO	0.12	0.06	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.10	0.11	0.12	0.11	0.09	0.11	0.06	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02
CaO	4.78	3.19	3.98	4.61	4.73	4.72	4.62	4.83	4.30	4.98	4.75	4.60	4.80	3.88	2.72	2.80	2.76	3.00	3.15	3.15
Na ₂ O	2.35	3.73	2.45	2.48	2.41	2.42	2.43	2.54	2.63	2.40	2.47	2.66	2.42	2.56	2.74	2.79	4.01	3.97	4.03	4.03
K ₂ O	2.56	2.68	2.55	2.51	2.83	2.57	2.89	2.39	3.03	2.66	2.59	2.50	2.74	3.23	4.17	3.71	3.15	3.10	2.72	2.72
P ₂ O ₅	0.11	0.13	0.12	0.11	0.12	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.14	0.07	0.10	0.10	0.10	0.10
P.F.	1.42	1.77	1.86	1.58	1.14	1.15	1.37	1.60	1.54	1.13	1.42	1.66	0.93	1.61	0.93	0.99	1.13	1.03	1.43	1.25
Total	100.59	100.62	100.84	100.64	100.60	100.97	100.45	100.49	100.06	99.82	100.59	100.59	100.43	100.44	100.28	100.61	100.43	100.01	100.78	100.39
Li	46.95	30.16	49.86	53.76	64.82	35.95	51.17	41.11	54.43	53.53	30.98	44.12	34.20	60.29	89.06	66.22	23.66	21.04	22.26	21.64
Be	1.45	1.27	1.65	1.30	1.65	1.39	1.45	1.62	1.56	1.78	1.16	1.31	0.80	1.85	1.24	1.56	1.29	1.29	1.46	1.41
Sc	20.04	16.35	22.97	16.76	23.85	17.88	20.27	20.30	17.60	22.26	17.18	17.52	10.18	20.93	11.61	12.14	6.33	6.80	7.37	9.44
V	95.78	67.53	100.69	78.82	106.49	84.48	80.92	91.72	71.33	105.83	83.14	83.54	55.91	81.35	51.57	38.33	34.33	34.15	34.45	28.86
Cr	127.44	78.31	155.34	110.40	199.72	116.44	153.43	171.12	143.89	166.25	96.20	113.54	100.48	173.15	158.37	145.46	88.90	60.58	90.11	18.92
Co	27.01	12.73	29.54	24.12	18.46	12.65	13.18	12.97	11.80	16.99	11.10	24.07	8.25	12.57	9.29	6.11	9.18	7.65	9.25	7.07
Ni	18.98	9.23	19.37	14.12	21.32	15.23	13.25	14.85	12.69	19.46	14.50	14.64	9.91	16.62	11.26	7.83	9.17	6.62	10.47	5.04
Cu	23.20	145.16	35.06	4.87	10.47	9.85	<0.01	3.73	19.05	14.31	8.91	8.26	3.80	8.57	3.03	37.87	511.49	375.49	337.48	150.36
Zn	79.37	39.14	82.98	50.16	62.89	56.82	45.63	43.16	40.71	57.17	37.30	51.76	33.66	59.90	39.08	19.66	20.50	25.97	31.53	22.85
Ga	54.98	21.38	65.28	46.57	28.68	22.22	16.82	17.42	17.11	25.21	17.67	44.60	13.03	27.16	21.66	13.16	22.01	21.58	27.63	15.75
As	1.89	3.08	3.30	3.92	2.73	6.04	10.50	28.72	7.19	8.16	12.65	8.00	5.72	8.16	7.55		6.30	2.10	3.23	4.85
Rb	80.19	90.33	89.82	82.75	108.10	83.86	97.29	79.50	95.31	101.17	70.40	80.24	58.10	115.99	137.14	117.57	95.80	105.80	116.90	101.11
Sr	160.56	175.62	166.57	138.58	150.82	129.04	135.52	153.43	143.81	152.70	124.28	146.87	90.15	152.12	107.07	95.16	210.78	203.39	214.35	207.61
Y	19.75	14.86	24.80	16.62	24.57	16.86	19.91	16.86	17.70	22.13	17.72	18.01	10.38	30.67	17.98	11.13	8.50	7.20	10.11	7.90
Zr	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	85.00	88.57	93.57	92.86	83.57	82.86	290.00	64.14	72.14	55.50	56.36	119.29	118.57	135.71	107.86
Nb	9.97	9.94	11.19	8.92	11.71	9.04	8.68	8.79	8.54	10.53	8.18	8.67	6.00	10.89	9.91	7.59	11.60	10.59	12.46	10.32
Cd	0.82	0.13	1.06	0.66	0.13	0.09	0.21	0.33	0.13	0.09	0.09	0.77	0.01	0.09	0.13	0.12	0.18	0.16	0.15	2.52
Cs	4.50	11.18	9.77	10.66	12.63	8.28	9.48	12.82	8.22	9.23	7.03	9.01	11.67	13.72	15.03	12.25	24.00	14.82	12.40	9.92
Ba	252.00	219.03	256.40	257.00	283.74	222.52	260.98	246.66	283.55	267.83	205.84	261.60	163.77	254.82	233.69	199.60	292.06	274.54	305.56	298.58
La	25.50	19.89	26.94	14.24	34.29	30.50	14.04	22.40	23.85	26.43	17.89	23.69	12.81	29.11	26.31	23.01	12.10	11.80	13.29	23.08
Ce	49.00	37.63	52.67	29.31	63.64	57.14	31.45	45.76	49.64	51.14	36.88	46.54	26.86	55.24	50.00	46.55	22.01	20.16	22.74	42.91
Pr	6.12	4.71	6.88	3.77	8.25	7.13	4.13	5.44	6.01	6.58	4.76	5.76	3.21	7.33	6.30	5.50	2.53	2.24	2.61	4.90
Nd	19.38	15.02	22.83	12.89	25.72	21.69	16.25	19.21	20.92	21.22	16.05	18.78	10.33	23.90	19.59	19.38	8.07	6.91	8.09	17.16
Sm	3.98	3.07	4.89	2.88	5.04	3.98	3.70	3.73	4.10	4.47	3.52	3.82	2.16	5.23	3.98	3.50	1.70	1.40	1.64	3.22
Eu	0.93	0.80	1.04	0.74	0.98	0.80	0.77	0.77	0.77	0.94	0.67	0.86	0.45	0.92	0.67	0.52	0.55	0.54	0.65	0.52
Gd	3.79	0.99	4.74	2.99	4.84	3.69	3.72	3.32	3.74	4.36	3.56	3.49	2.14	5.34	3.74	2.97	1.69	1.42	1.69	2.52
Tb	0.74	0.56	0.93	0.57	0.94	0.67	0.66	0.58	0.62	0.83	0.69	0.70	0.42	1.12	0.75	0.45	0.31	0.26	0.34	0.36
Dy	3.77	2.83	4.63	2.96	4.65	3.28	4.09	3.50	3.68	4.19	3.49	3.48	2.16	5.78	3.58	2.47	1.69	1.45	1.80	1.83
Ho	0.87	0.68	1.14	0.74	1.13	0.76	0.84	0.69	0.74	0.97	0.85	0.83	0.51	1.42	0.83	0.47	0.42	0.32	0.43	0.33
Er	2.16	1.75	2.85	1.88	2.87	1.94	2.35	1.95	2.00	2.49	2.16	2.06	1.32	3.60	1.97	1.23	0.99	0.85	1.09	0.80
Tm	0.35	0.27	0.48	0.30	0.46	0.31	0.33	0.27	0.30	0.40	0.35	0.35	0.20	0.60	0.32	0.18	0.15	0.13	0.16	0.11
Yb	1.98	1.55	2.58	1.70	2.60	1.69	2.24	1.83	1.93	2.20	1.93	1.96	1.18	3.58	1.78	1.15	0.88	0.72	0.95	0.70
Lu	0.36	0.29	0.44	0.30	0.46	0.29	0.34	0.27	0.27	0.39	0.33	0.33	0.20	0.58	0.30	0.17	0.15	0.12	0.16	0.10
Ta	0.88	1.03	1.08	0.85	1.31	0.83	1.73	1.76	1.80	1.00	0.84	0.88	0.60	1.27	1.42	2.27	1.27	0.88	1.11	5.05
W	5.75	5.52	6.76	5.20	10.21	6.67	8.60	9.38	8.10	7.23	3.51	5.14	6.31	9.96	9.70	9.11	10.55	9.18	7.72	2.33
Pb	32.23	10.48	35.63	24.68	15.42	13.62	14.56	153.43	16.92	15.42	11.81	27.10	10.56	12.55	28.84	21.37	8.83	5.97	6.88	17.33
Th	14.01	9.87	11.66	7.96	17.30	11.61	11.94	11.80	12.07	11.15	8.11	10.92	7.52	16.23	15.61	18.93	8.75	8.21	11.23	8.26
U	2.34	1.80	2.06	2.37	2.65	1.93	3.70	2.30	2.50	2.35	2.01	1.75	2.20	2.59	2.00	2.41	1.74	1.35	1.92	1.44
Hf	1.03	0.71	1.24	1.09	0.82	0.50	4.24	3.94	1.70	0.71	0.54	1.22	0.53	1.38	1.04	2.29	0.73	0.64	0.84	2.38
Eu/Eu*	0.736	1.411	0.664	0.775	0.610	0.642	0.635	0.674	0.608	0.655	0.582	0.724	0.643	0.535	0.534	0.500	0.997	1.177	1.200	0.558
Lan/Ybn	8.61	8.58	6.98	5.60	8.82	12.07	4.18	8.20	8.25	8.03	6.20	8.08	7.26	5.44	9.88	13.344	9.195	10.959	9.355	22.041

نمودار Na_2O در مقابل K_2O (شکل ۷) اغلب نمونه‌ها در مقایسه با توده‌های گرانیتوئیدی نوار چین خورده لاخان در محدوده I واقع می‌شوند (White and chape, 1983). محدوده نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Gill, 1981) سری کالکوالکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۸).

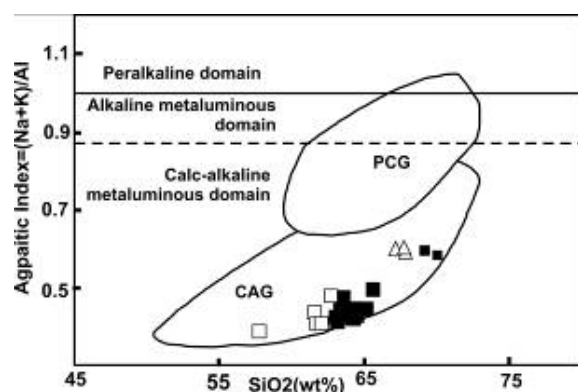
مطابق نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar and Piccoli, 1989; Pitcher, 1993) توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I و در محدوده متالومین تا کمی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵). همچنین در نمودار SiO_2 در مقابل ضریب آگپائیتیک ($\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$) (Liegeois and Black, 1989) نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کالکوالکالن قوس‌قاره‌ای (شکل ۶) و در



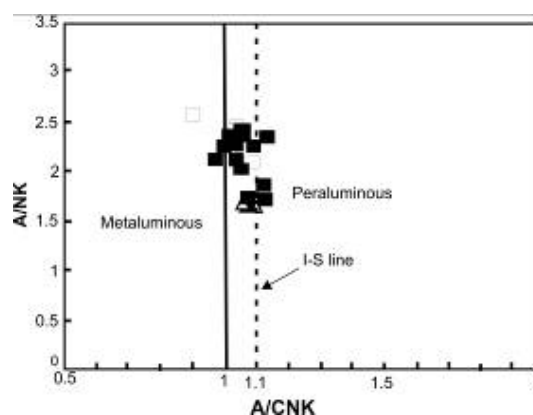
شکل ۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات اصلی در مقابل SiO_2 (علائم مشابه شکل ۲ هستند).



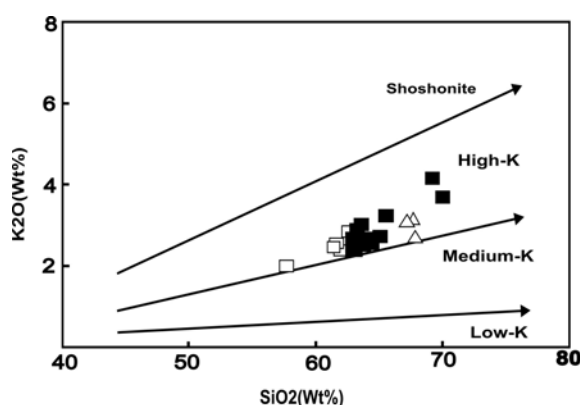
شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (علائم مشابه شکل ۲ هستند).



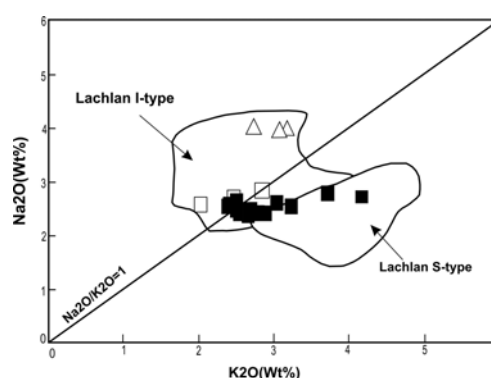
شکل ۶- نمودار SiO₂ در مقابل ضریب آگپائیتیک (Na+K)/Al سنگ‌های آستانه در محدوده CAG (گرانیت‌های کالکوآلکان قوس‌قاره‌ای) قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۲ هستند)



شکل ۵- نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متالومین و پرآلکان (Shand, 1927; Maniar and Piccoli, 1989; Pitcher, 1993) همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه متالومین هستند و تعدادی از نمونه‌ها نیز در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۲ هستند).



شکل ۸- نمودار SiO₂ در مقابل K₂O (Gill, 1981)، همان‌طور که ملاحظه می‌شود سنگ‌های آستانه در محدوده پتاسیم بالا (High-K) قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۲ هستند).



شکل ۷- نمودار Na₂O در مقابل K₂O. نمونه‌های مورد مطالعه با توده‌های گرانیتوئیدی نوع I و S نوار چین‌خورده لاخلان (White and Chappell, 1983) مقایسه شده‌اند. اغلب نمونه‌ها مشابه گرانیتوئیدی نوع I نوار چین‌خورده لاخلان می‌باشند (علائم مشابه شکل ۲ هستند).

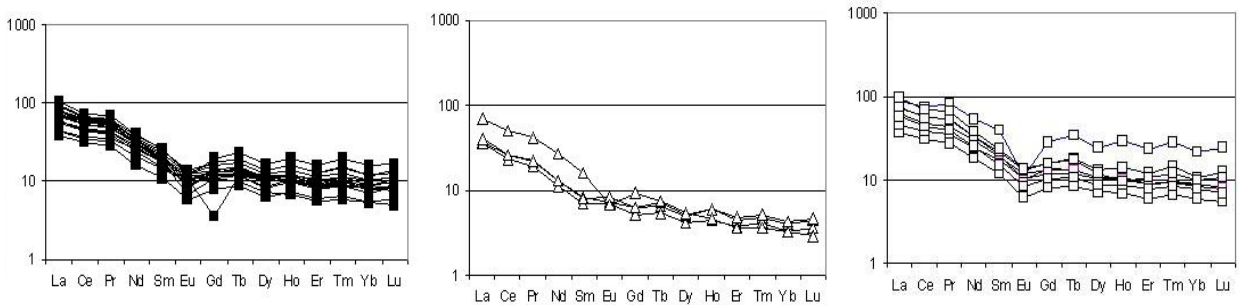
کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی در آنها است. این رفتار در بین عناصر کمیاب خاکی باعث می‌شود که توسط برخی فرآیندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک گردند. در ژئوشیمی می‌توان از پدیده

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REEs) و کمیاب

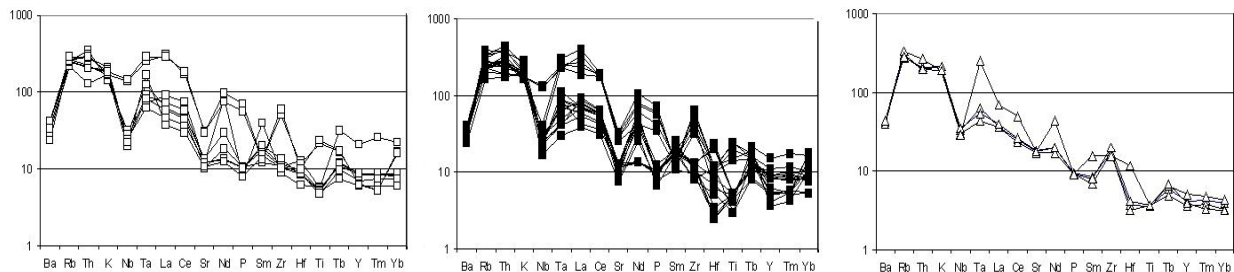
عناصر نادر خاکی (REEs) ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. زیرا همه آنها (به‌استثنای Eu که دو ظرفیتی است) دارای یون‌های پایدار Eu³⁺ با اندازه‌های مشابه می‌باشند. این عناصر دارای اختلافات

قوسی می‌باشد، دیده می‌شود. علت تهی‌شدگی عنصر Sr به‌خاطر جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارها، Ba به‌علت جانشینی با K در بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار، P به‌علت فراوانی فاز فرعی آپاتیت و Ti به‌علت وجودکانی‌های تیتان دار نظیر اسفن و ایلمنیت است (Wilson, 1989). از طرف دیگر، در این شکل‌ها LILEها (Th, K, Rb) و LREEها (Nd, Ce, La) نسبت به FSEها (Yb, Y, Sm, Zr, Hf, Ta, Nb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به‌عبارت دیگر، عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه هستند که اختلاف بین آنها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش می‌باشند زیرا که رسوبات و مایعات همراه آنها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیرعادی عناصر کمیاب شوند (Floyd and Winchester, 1975; Rogers and Hawkesworth, 1989; Sajona *et al.*, 1989).

تفکیک REEs استفاده کرده و به ژنز مجموعه‌های سنگی و ماهیت فرآیندهای زمین‌شناسی پی‌برد (Rolinson, 1993). نتایج آنالیز شیمیایی REEs مربوط به ۲۹ نمونه از سنگ‌ها در جدول ۱ ارائه شده است و الگوهای REEs عادی‌شده نسبت به فراوانی آنها به‌کندریت در شکل ۹ نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود به‌طور کلی HREEها الگوهای تفریق نیافته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین آنومالی منفی عنصر Eu به‌وضوح دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگما است و حاکی از وجود پلاژیوکلاز به‌طور اساسی در مجموعه باقی‌مانده است (Tepper *et al.*, 1993). در شکل ۱۰ تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به فراوانی آنها در کندریت عادی شده‌اند، نشان داده شده است. در این نمودار به‌وضوح آنومالی منفی عناصر Hf, Sr, Ba, Nb, P و Ti که خاص توده‌های گرانیتوئیدی کالکوالکالان



شکل ۹- الگوهای REEs عادی‌شده به کندریت (Nakamura, 1974) (علائم مشابه شکل ۲ هستند).



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب عادی‌شده به کندریت (Thompson, 1982) (علائم مشابه شکل ۲ هستند).

حدواسط آبدار در پوسته به وجود آیند (Roberts and Clemens, 1993). از طرف دیگر، مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک دارای نسبت‌های:

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)} \text{ و } \frac{(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})}{(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)}$$

پایین تری نسبت به مذاب‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل ۱۱). بنابراین گرانیتوئیدهای دارای نسبت‌های پایین:

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{(\text{FeO}^{\text{total}}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)} \text{ و } \frac{(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})}{(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)}$$

و از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای یک طیف باریک و بالایی از نسبت $\text{CaO}/(\text{FeO}^{\text{total}}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ می‌تواند حاصل شود. به‌عنوان مثال، گرانیتوئیدهای آلاسکا شامل گری‌وک‌ها و آرژیلیت‌های دانه ریزتر به‌وجود آمده‌اند، اما خصوصیات گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند. توده‌های گرانیتوئیدی کالکوالکالین پتاسیم بالا نوع I شمال شوارزوالد در آلمان (Altherr *et al.*, 2000) و کانا و دنوکا در ویتنام (Thuy Nguyen *et al.*, 2004) نیز از ذوب متاگری‌وک‌ها و پلیت‌های فلسیک حاصل شده‌اند. بنابراین، با توجه به اینکه گرانیتوئیدهای منطقه آستانه نیز دارای نسبت‌های پایین:

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{(\text{FeO}^{\text{total}}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)} \text{ و } \frac{(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})}{(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)}$$

و یک طیف باریک و بالایی از نسبت $\text{CaO}/(\text{FeO}^{\text{total}}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ هستند، شاید بتوان چنین بیان نمود که منشأ گرانیتوئید کالکوالکالین پتاسیم بالا نوع I منطقه مورد مطالعه، نیز مشابه گرانیتوئیدهای ذکر شده فوق باشد (شکل ۱۱). بدین ترتیب در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیائی و ویژگی‌های زمین‌شناسی چنین به نظر می‌رسد که توده

بالا بودن نسبت‌های $(\text{Th}/\text{Yb} > 5)$ مطابق با بالا بودن نسبت‌های La/Yb ۱۰ تا ۱۰۰ نشان می‌دهند که این توده متعلق به ماگماهای فلسیک قوس قاره‌ای است (Condi, 1989).

بحث

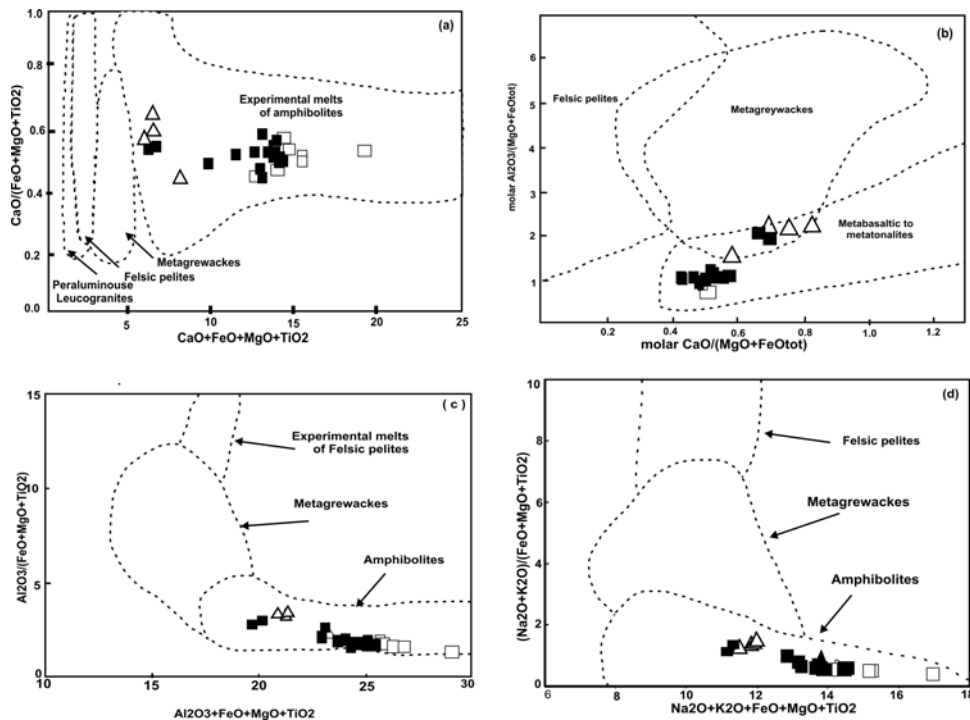
الگوهای پتروژنتیکی ارائه شده برای منشأ ماگماهای فلسیک قوسی به دو گروه عمده تقسیم شده‌اند. در الگوی اول، ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرآیندهای AFC حاصل می‌شوند (Grove and Donnellyly-Nolan, 1986; Bacon and Druite, 1988) و در الگوی دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (Bullen and Clynne, 1990; Roberts and Clemens, 1993; Tepper *et al.*, 1993; Guffanti *et al.*, 1996).

الگوی اول برای منطقه مورد مطالعه غیرمحمول است زیرا توده گرانیتوئیدی آستانه حجیم بوده و هیچ ترکیب بازالتی در طیف آن دیده نمی‌شود (همه نمونه‌ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از ۵۲ درصد هستند) و ماگماهای فلسیک حجیم نمی‌توانند به وسیله تفریق ماگماهای بازیک مشتق شده از گوشته حاصل شوند.

از طرف دیگر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (Th, K, Ba, Eu, Nb, P, Ti, Nd, Ce, La, Rb) و آنومالی منفی (Nd, Ce, La, Rb) در این توده، (شکل ۹ و ۱۰) بیشتر با مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین سازگار است (Chappell and white, 1992; Harris *et al.*, 1986; Searele and fryer, 1986). بر اساس نتایج تجربی حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای بیان نموده‌اند که ماگماهای گرانیتوئیدی کالکوالکالین پتاسیم بالا نوع I می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی مافیک تا

داشته است و ماگماهای بازالتی (وجود آنکلاوهای گابرویی را می توان به عنوان شواهدی برای وجود این نوع ماگماها در نظر گرفت) حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده اند محتمل ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده اند.

گرانیتوئیدی آستانه در اثر ذوب بخشی پروتولیت های پوسته زیرین (آمفیبولیت) به وجود آمده است و تبلور تفریقی مذابها در سطوح بالاتر پوسته، طیف انواع سنگ های توده گرانیتوئیدی را سبب گردیده است و آرایش پوسته فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده



شکل ۱۱- محدوده های ترکیبی مذاب های تجربی حاصل از ذوب بخشی پلیت های فلسیک، متاگری وکها و آمفیبولیت ها (Patino Douce, 1999; Patino Douce and Beard, 1996; Thompson, 1986; Wolf and Wyllie, 1994) و ترکیب نمونه های منطقه مطالعه شده (علائم مشابه شکل ۲ هستند).

نتیجه گیری

گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I، کالکوآلکان و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متاآلومین تا کمی پراآلومین می باشد. LILEs نظیر K، Rb و Th نسبت به HFSEs به ویژه Nb و Ti غنی شدگی نشان می دهند.

به عبارت دیگر عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه هستند که نشانگر محیط های در ارتباط با فرورانش هستند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می دهند که منشأ ماگمای اولیه به وجود آورنده توده گرانیتوئیدی

مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می دهند که توده گرانیتوئیدی آستانه دارای گوناگونی سنگ شناسی چندانی نبوده و شامل گرانودیوریت، تونالیت، مونزوگرانیت و سابولکانیک های ریوداسیتی است که قسمت اعظم آن ترکیب گرانودیوریتی دارد. روندهای خطی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر، می تواند بیانگر تبلور تفریقی کانی های سازنده، طی مراحل مختلف تبلور ماگما باشد. توده

- Barker, F., Farmer, G. L., Ayuso, R. A., Plafker, G. and Lull, J. S. (1992) The 50 Ma granodiorites of the eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the forarc. *Journal of Geophysical Research* 97: 6757-6778.
- Berthier, F., Billiaul, H.P., Halbronn, B. and Marizot, P. (1974) Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La région de khorramabad (Zagros, Iran). These De 3e cycle, Grenoble.
- Bullen, T. D. and Clyne, M. A. (1990) Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *Journal of Geophysical Research* 95: 19671-19691.
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27: 211-218.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesite and Plate Tectonics*. Springer Verlag, New York.
- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M. (1986) The evolution of young silicic lavas at Medicine lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 281-302.
- Guffanti, M., Clyne, M. A. and Muffler, L. J. P. (1996) Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research* 101: 3001-3013.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society London, Special Publication 19: 67-81.
- آستانه از پوسته زیرین (آمفیبولیت) بوده و احتمالاً ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب‌بخشی بوده‌اند.
- ### منابع
- احمدی‌خلجی، ا. (۱۳۸۵) پتروولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد. پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ایران.
- رادفر، ج. (۱۳۶۶) بررسی‌های زمین‌شناسی و پتروولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه - گوشه. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ایران.
- سهندی، م.، رادفر، ج.، حسینی‌دوست، س. ج.، محجل، م. (۱۳۸۵) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Ahmadi-Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 859-877.
- Allan, B. D. and Clarke, D. B. (1981) Occurrence and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist* 19: 19-24.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 224-256.

- from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 91: 271-285.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M. (1996) High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37: 693-726.
- Searele, M. P. and Fryer, B. J. (1986) Garnet-tourmaline- and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the higher Himalayas from Zanska, Kulu, Lahoul and Kashmir. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 19: 185-202.
- Shand, S. J. (1947) *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.
- 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.
- Thompson, A. B. (1993) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province, Scott. *Journal of Geology* 18: 50-107.
- Thompson, A. B. (1982) Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87: 1-10.
- Thuy Nguyen, T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Van Long, T. (2004) Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth sciences*, 23: 467-482.
- Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low - grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.
- Liegeois, J. P. and Black R. (1987) Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas. In: Fitton, J. G. and Upton, B. G. J. (Eds): *Alkaline igneous rocks*. Geological Society London, Special Publication 30: 381-401.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Masoudi, F. (1997) Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran, Ph.D Thesis, Leeds University, UK.
- McBirney, A. R. (1993) *Igneous petrology*. Jone and Bartett publishers.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology*, Longman Groupuk.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Patino Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996) Effects of P, fO₂ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology* 37: 999-1024.
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J. L. (Eds): *Understanding granites: intergrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publication 168: 55-75
- Pitcher, W. S. (1993) *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall Publisher, London.
- Roberts M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21: 825-828.
- Rogers, G. and Hawkesworth, C. J. (1989) A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation

- kbar: the effects of temperature and time. Contributions to mineralogy and petrology 115: 369-383.
- Zorpi, M. J., Coulon, C. and Orisini, J. B. (1991) Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids – a case study northern Sardinia, Italy. In: Peccerillo A. (Eds): Geochemistry of granitoid rocks. Chemical Geology 92: 42-86.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geological Society American Memoir 159: 21-34.
- Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman London
- Wolf, M. B. and Wyllie, J. P. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10

Petrogenesis of the granitoid body in the south of Shazand (South western Arak)

**Zahra Tahmasbi^{1*}, Mahmoud Khalili², Ahmad Ahmadi khalaji³ and
Mohammad Ali Makki zadeh²**

¹ Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Lorestan, Khorramabad, Iran

² Department of Geology, Faculty of sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Department of Geology, Faculty of sciences, University of Lorestan, KhorramAbad, Iran

Abstract

The Astaneh granitoid massif represents a small portion of Sanandaj – Sirjan zone and consists of tonalite, granodiorite, monzogranite and rhyodacite, being the granodiorites the most dominant rocks. Petrological, mineralogical, field and geochemical investigations suggest that the Astaneh granitoid is similar to those of the high-K calc-alkaline series, metaluminous to weakly peraluminous, and displays features typical of I-type granites. Low $Al_2O_3 / (FeO+MgO+TiO_2)$ and $(Na_2O+K_2O) / (FeO+MgO+TiO_2)$ ratios, and the trace and rare-earth elements patterns suggest that these rocks formed along a destructive plate margin and were derived from a lower crustal source. The granitoid magma involves partial melting of lower crustal protoliths (Amphibolites) and fractional crystallization of the melts in higher crustal levels generated the whole spectrum of rock types represent in the Astaneh massif. Mantle-derived basaltic magmas emplaced into the lower crust are the most likely heat sources for partial melting.

Keywords: Petrology, Astaneh, Sanandaj-Sirjan zone, Geochemistry of granitoid, I-type granite, Crustal source