

پتروزنز گرانیتوئیدهای نوع I باتولیت کیکی، شمال ایران مرکزی

کاظم کاظمی^(*)، علی کنعانیان^۲ و فاطمه سرجوقیان^۳

۱. کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

۲. دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

۳. استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج

تاریخ دریافت: ۹۰/۹/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۲/۲۳

چکیده

باتولیت کیکی واقع در کوه‌های شمال سمنان در شمال ایران مرکزی از لحاظ سنگ‌شناسی شامل گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و گابرویدیوریت است که واحدهای پرکامبرین را قطع نموده است. این سنگ‌ها متالومین تا جزئی پرالومین هستند و ماهیت کالک آلکالن دارند. الگوهای عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند که همه نمونه سنگ‌های مطالعه شده از ماگمای مشترکی مشتق شده‌اند. مطالعات کانی‌شناسی، پتروگرافی و داده‌های عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهند که همه سنگ‌های گرانیتی ماهیت I داشته و احتمالاً مواد پوسته‌ای به همراه مواد مشتق از گوشته در تشکیل آن‌ها نقش داشته‌اند. نمودارهای عنکبوتی با آنومالی منفی P، Ti و Nb حاکی از شکل‌گیری ماگما در یک محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش است. دیگر شواهد ژئوشیمیایی از قبیل بالا بودن SiO_2 ، پایین بودن $\text{Mg}^\#$ و عناصر انتقالی و همچنین میانگین نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce و $(\text{La/Sm})_n$ گویای آن است که پوسته زیرین در کنار مواد مشتق از گوشته نقش مهمی را در تشکیل گرانیت‌های کیکی بازی کرده است.

واژه‌های کلیدی: باتولیت، فرورانش، کالک - آلکالن، منشاء پوسته‌ای - گوشته‌ای، نوع I.

مقدمه

را همراهی می‌کنند. این توده درون ماسه‌سنگ‌های پرکامبرین تزیق شده و ضمن ایجاد دگرگونی همبری ضعیف، آپوفیزهایی را به داخل آنها وارد کرده که همگی حاکی از جوان‌تر بودن نسبی این توده نسبت به این سنگ‌ها است. از جمله مطالعات قبلی انجام شده در این منطقه می‌توان به پایان نامه کارشناسی ارشد حسینی در سال ۱۳۷۴ اشاره کرد که مطالعات ژئوشیمیایی آن براساس آنالیزهای اسپکترومتری انجام شده و با محدودیت‌هایی همراه بوده است.

در مقاله حاضر سعی شده است با اتکا به نتایج حاصل از بررسی روابط صحرائی، پتروگرافی و آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشأ ماگمای سازنده و جایگاه تکتونیکی این توده نفوذی پرداخته شود.

توده گرانیتوئیدی کیکی با روند شمال شرقی - جنوب غربی، در منتهی الیه شمال غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و در شمال شرق نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، در فاصله ۵ کیلومتری روستای کیکی، بین طول‌های جغرافیایی $55^\circ, 20'$ تا $55^\circ, 37'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^\circ, 50'$ تا $36^\circ, 3'$ شمالی واقع شده است و بر اساس تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵) جزئی از زون ایران مرکزی به شمار می‌رود. این توده گرانیتوئیدی با وسعت تقریبی ۱۲۰ کیلومتر مربع در استان سمنان و در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شهرستان میامی واقع شده است. بخش‌های مرکزی و شمالی توده نفوذی از لحاظ سنگ‌شناسی عمدتاً از گرانیت و گرانودیوریت تشکیل شده است در حالی که در حاشیه این توده، سنگ‌های کوارتزدیوریت و گابرویدیوریت، سنگ‌های اصلی توده

* نویسنده مرتبط kazem.kazemii@gmail.com

جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های توده نفوذی جنوب کیکی که به روش ICP-MS انجام شده است.
(مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب PPM)

sample	Gabbro		Diorite	Granodiorite		Granite			
	KD6	KD10	KE5	KD11	KE9	KE4	KE11	KD8	KD9
SiO ₂	50.3	54.4	56.5	69.5	73.2	74.2	74.5	75	76
TiO ₂	0.46	0.7	0.91	0.32	0.11	0.13	0.04	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	18.7	15	15.6	13	12.7	12.4	11.2	11.7	12
FeO	4.76	5.61	5.01	2.11	0.74	1.10	0.58	0.39	0.52
Fe ₂ O ₃	1.87	2.80	2.48	1.41	0.65	0.94	0.51	0.36	0.50
MnO	0.12	0.21	0.18	0.08	0.02	0.05	0.02	*	*
MgO	5.62	3.97	3.73	0.66	0.2	0.23	0.14	0.05	0.07
CaO	10	7.18	7.19	2.72	0.98	1.24	0.44	0.28	0.67
Na ₂ O	1.7	2.6	2.4	3.5	3.5	3.3	3.4	3.3	3.3
K ₂ O	0.64	1.28	1.32	1.95	4.18	4.08	4.13	4.7	4.96
P ₂ O ₅	0.08	0.16	0.19	0.08	0.04	0.03	0.01	*	*
loi	1.61	1.49	1.69	0.71	0.45	0.54	0.36	0.47	0.31
Sum	96.5	96.1	97.8	96.3	96.9	98.3	95.5	96.4	98.4
Ba	160	330	330	490	750	740	330	670	90
Rb	22.3	57.6	51.4	77.3	93.5	116	126	166	135
Sr	250	310	360	270	80	120	20	40	30
Zr	167	91.3	74.8	177	79.1	102	70.8	60.5	63.8
Nb	2	6	5	11	5	8	7	7	12
Ni	30	22	20	16	6	49	8	10	58
Co	29.5	23	21.1	4.5	1.5	1.7	0.7	0.6	0.9
Zn	60	132	154	60	13	34	18	10	13
La	13.1	13.1	14.1	18.6	32	30.4	11.1	16.7	12.4
Ce	26.4	32.5	28.2	32.5	67.5	57.2	23.5	30.7	25.1
Pr	3.29	4.67	3.67	4.21	7.57	6.51	2.84	3.85	3.69
Nd	13.1	19.7	15.2	16.6	27.2	23.8	11.4	14.9	16.1
Sm	2.5	4.7	3.2	4.5	4.8	4.6	2.9	3.4	5.5
Eu	0.63	1.13	0.95	1	0.67	0.69	0.28	0.37	0.22
Gd	2.53	4.86	3.29	5.53	4.01	4.57	3.27	3.82	6.66
Tb	0.41	0.77	0.48	1	0.56	0.76	0.55	0.66	1.17
Dy	2.35	4.79	2.78	6.09	3.52	4.94	3.55	4.11	7.39
Ho	0.53	1.01	0.61	1.32	0.7	1.05	0.75	0.89	1.58
Er	1.5	3.05	1.74	3.81	2.1	3.28	2.25	2.59	4.55
Tm	0.22	0.44	0.24	0.54	0.31	0.51	0.36	0.37	0.67
Yb	1.4	3.2	1.8	3.5	2	3.5	2.4	2.7	4.5
Lu	0.19	0.48	0.24	0.49	0.27	0.5	0.39	0.36	0.61
Y	13.4	29.2	15.4	35.9	19.2	30.1	20.2	23.9	42.9
Cs	2.8	0.7	0.7	3.4	1	1.5	1.6	1	0.9
Ta	*	*	*	0.5	*	0.6	*	*	0.8
Hf	5	3	2	5	3	4	3	3	4
Ga	19	19	18	18	16	15	15	15	18
Sn	*	2	4	3	2	1	2	2	*
Th	3.3	4.2	2.7	6.8	11.3	14.3	7.4	11.3	18.1
U	0.53	1.46	1.03	2.48	1.18	4	1.64	2.49	3.82
V	175	210	211	36	12	14	11	13	11
Cu	33	26	14	8	8	196	8	6	178
K ₂ O/Na ₂ O	0.37	0.49	0.55	0.55	1.19	1.23	1.21	1.42	1.5
Eu/Eu*	0.75	0.71	0.88	0.61	0.45	0.45	0.27	0.31	0.11

زینومورف و میانگین اندازه آن حدود یک میلیمتر است. در برخی موارد این بلورها بافت پرتیتی دارند و یا به صورت میکروکلین با ماکل مشبک متبلور شده‌اند. این بلورها تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و تا حدی به کائولینیت دگرسان شده‌اند. بیوتیت ساب اتومورف و اندازه آن کمتر از یک میلیمتر بوده و تا حدی متحمل دگرسانی به کلریت، اسفن و مگنتیت شده است. آمفیبول نیز اتومورف و از نوع هورنبلند سبز بوده و در برخی موارد به بیوتیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است.

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویدیوریت و کوارتزیدیوریت جنوب کیکی عبارتند از پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز. بافت غالب در این سنگ‌ها میکروگرانولار و گرانولار است. پلاژیوکلاز به صورت اتومورف تا ساب اتومورف و بیش از ۴۰ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. پلاژیوکلازها در برخی موارد دارای ماکل پلی سنتتیک هستند و در برخی موارد ساختمان منطقه‌ای از خود نشان می‌دهند. این کانی‌ها تحت تأثیر آلتراسیون قرار گرفته و به سریست، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. آمفیبول به صورت ساب اتومورف و نسبتاً سالم بوده، در حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و در بعضی موارد به اپیدوت یا بیوتیت تبدیل شده است. بیوتیت‌ها ساب اتومورف بوده و تا حدی به کلریت، اسفن و مگنتیت تبدیل شده‌اند. کوارتز و آلکالی فلدسپار نیز به صورت زینومورف در بین سایر کانی‌ها دیده می‌شوند. کوارتزها حدود ۱۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهند در حالی که آلکالی فلدسپارها سهم اندکی دارند. تبلور این دو کانی در بین سایر کانی‌ها بیانگر تبلور آنها در مراحل نهایی انجماد ماگما است.

ژئوشیمی

سنگ‌های توده نفوذی جنوب کیکی در نمودار کاتیونی (De La Roche et al., 1980) در محدوده آلکالی گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گابرویدیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۲). در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی در مقابل سیلیس (Harker, 1909) میزان اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، CaO و FeO با افزایش سیلیس کاهش می‌یابند، در حالی که اکسیدهای K_2O و Na_2O سیر صعودی دارند (شکل ۳). عناصر U ، Rb ، Ba و Th با افزایش سیلیس روند افزایشی نشان می‌دهند، ولی Sr و Co بر خلاف آن‌ها، کاهش می‌یابند.

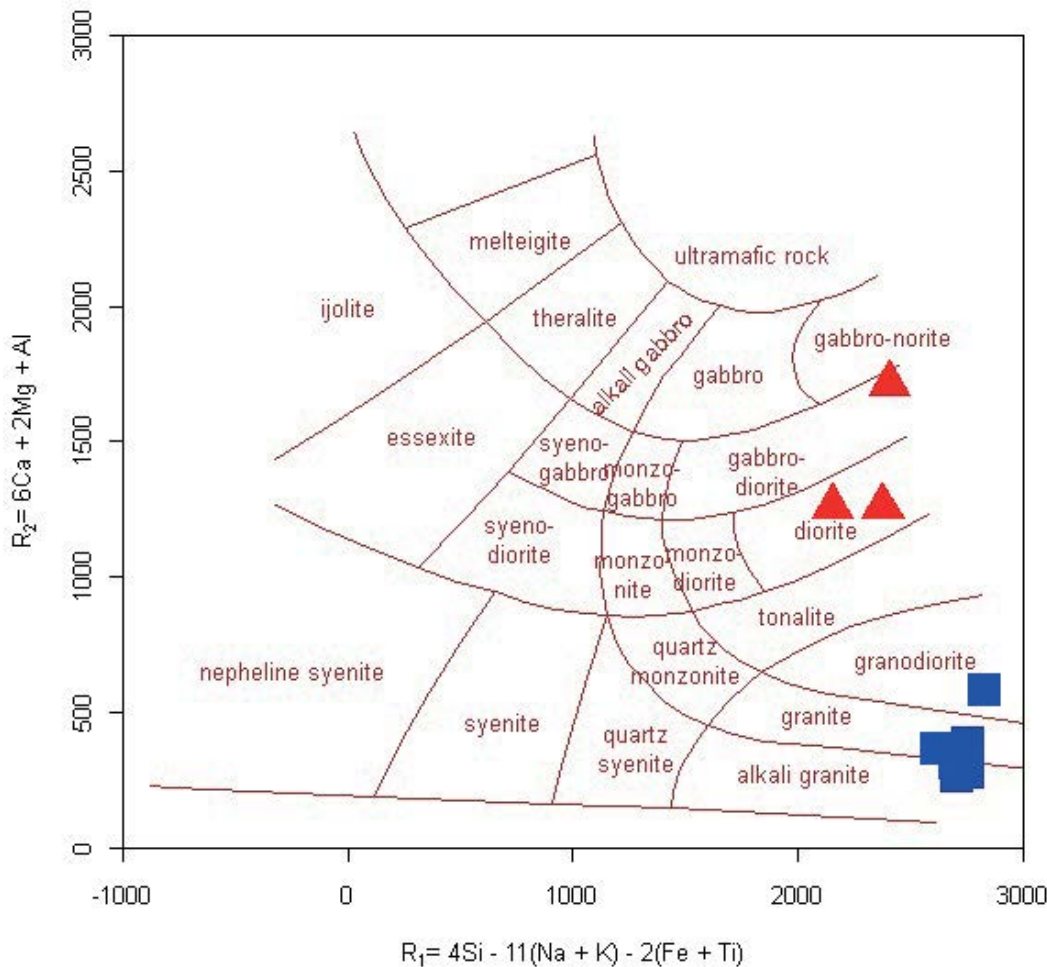
سنگ‌های نفوذی جنوب کیکی در نمودار تغییرات مجموع اکسیدهای قلیایی در مقابل سیلیس، در قلمرو ساب آلکالن و در نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) در محدوده کالک آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۴). در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر K_2O (Rickwood, 1989)، گابرویدیوریت و دیوریت‌ها در محدوده کالک آلکالن با میزان پتاسیم متوسط و سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریت در قلمرو سنگ‌های کالک آلکالن پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۵). همچنین در نمودار تغییرات

و مارن، گدازه‌های آندزیتی و آندزیتی بازالتی به درون حوضه ریخته شده است. رسوبات نئوژن بیشتر از کنگلومرای پلی ژنتیک به رنگ خاکستری روشن با سیمانی سست تشکیل شده است که با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی لایه‌های قدیمی‌تر از خود جای می‌گیرند. رسوبات کواترنری بیشتر شامل پادگانه‌های قدیمی و بادزن‌های آبرفتی و کنگلومرای سخت نشده قهوه‌ای رنگ می‌باشند که این رسوبات به همراه رسوبات نئوژن، جوان‌ترین واحدهای رسوبی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. توده نفوذی جنوب کیکی درون ماسه‌سنگ‌های پرکامبرین تزریق شده و ضمن ایجاد دگرگونی همبری ضعیف، آپوفیزهایی را به داخل آنها وارد کرده که همگی حاکی از جوان‌تر بودن نسبی این توده نسبت به این ماسه‌سنگ‌ها است. به واسطه تأثیر حرارتی ناشی از تزریق توده، سنگ‌های فراگیر در مجاورت بلافاصل توده، در حد رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس دگرگون شده‌اند.

پتروگرافی

توده نفوذی جنوب کیکی بر اساس مطالعات پتروگرافی از دو واحد اسیدی و حدواسط- مافیک تشکیل شده است که واحد اسیدی دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت و گرانودیوریت است. در حالی که واحد مافیک- حدواسط از مجموعه سنگ‌شناسی گابرویدیوریت و کوارتزیدیوریت تشکیل شده است. گرانیت‌ها از نظر اختصاصات ماکروسکوپی صورتی رنگ و دانه درشت هستند. کانی‌های فلسیک شامل آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز بوده و بیوتیت به عنوان تنها کانی فرومینیزین در این سنگ‌ها حضور دارد. همچنین این سنگ‌ها فاقد مسکوویت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته است. بافت غالب در گرانیت‌ها گرانولار است ولی گاهی بافت‌های گرانوفیری، پرتیتی، پوئی کلتیک و کاتاکلاستیکی نیز ملاحظه می‌شود. آلکالی فلدسپارها اغلب به صورت پورفیرهای درشت در متن سنگ دیده می‌شوند که طول آن‌ها گاه به ۲ سانتی‌متر نیز رسیده و حجم قابل توجهی از این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. برخی از این کانی‌ها دارای ماکل کارلسیاد هستند و به طور جزئی به کائولینیت دگرسان شده‌اند. کوارتزها، دارای خاموشی موجی، حاشیه مضرس و شکستگی‌های فراوان هستند. پلاژیوکلازها با فراوانی کمتر، ماکل پلی سنتتیک و در برخی موارد با زونینگ دیده می‌شوند. بیوتیت در بین مجموعه کانی‌ها حضور دارد و گاهی به کلریت دگرسان شده است.

بافت غالب در گرانودیوریت‌ها گرانولار بوده و از لحاظ کانی‌شناسی عمدتاً از کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده‌اند. کوارتز با خاموشی موجی اکثراً به صورت بافت گرانوفیری رشد توأم با فلدسپار نشان می‌دهد. پلاژیوکلاز معمولاً به صورت اتومورف بوده و بیش از ۳۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. این بلورها در برخی از نمونه‌ها، شدیداً آلتزه شده و به اپیدوت، سریست و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. فلدسپار پتاسیم به صورت ساب اتومورف تا



شکل ۲. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار رده‌بندی کاتیونی (De La Roche et al. (1980) (علامت مربع نماینده سنگ‌های اسیدی و علامت مثلث معرف سنگ‌های حدواسط و بازیک است).

سنگ‌ها از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۸). در الگوی فراوانی عناصر کمیاب گرانیته‌ها و گرانودیوریت‌ها، فرورفتگی $P/P^* = 0.05-0.26$ ، Ba/Ti ، P ، Sr ، Nb و $Nb/Nb^* = 0.08-0.37$ ، $Ti/Ti^* = 0.02-0.12$ ، $Sr/Sr^* = 0.09-0.84$ و $Ba/Ba^* = 0.06-5.32$ و در گابرو دیوریت‌ها و دیوریت‌ها فرورفتگی $Ti/Ti^* = 0.21-0.77$ ، $Ba/Ba^* = 0.62-0.84$ ، Ba و Ti ، P ، Nb و $P/P^* = 0.28-0.99$ ، $Nb/Nb^* = 0.14-0.27$ دیده می‌شود.

بحث

فرآیندهای مؤثر در تکامل توده نفوذی کیکی

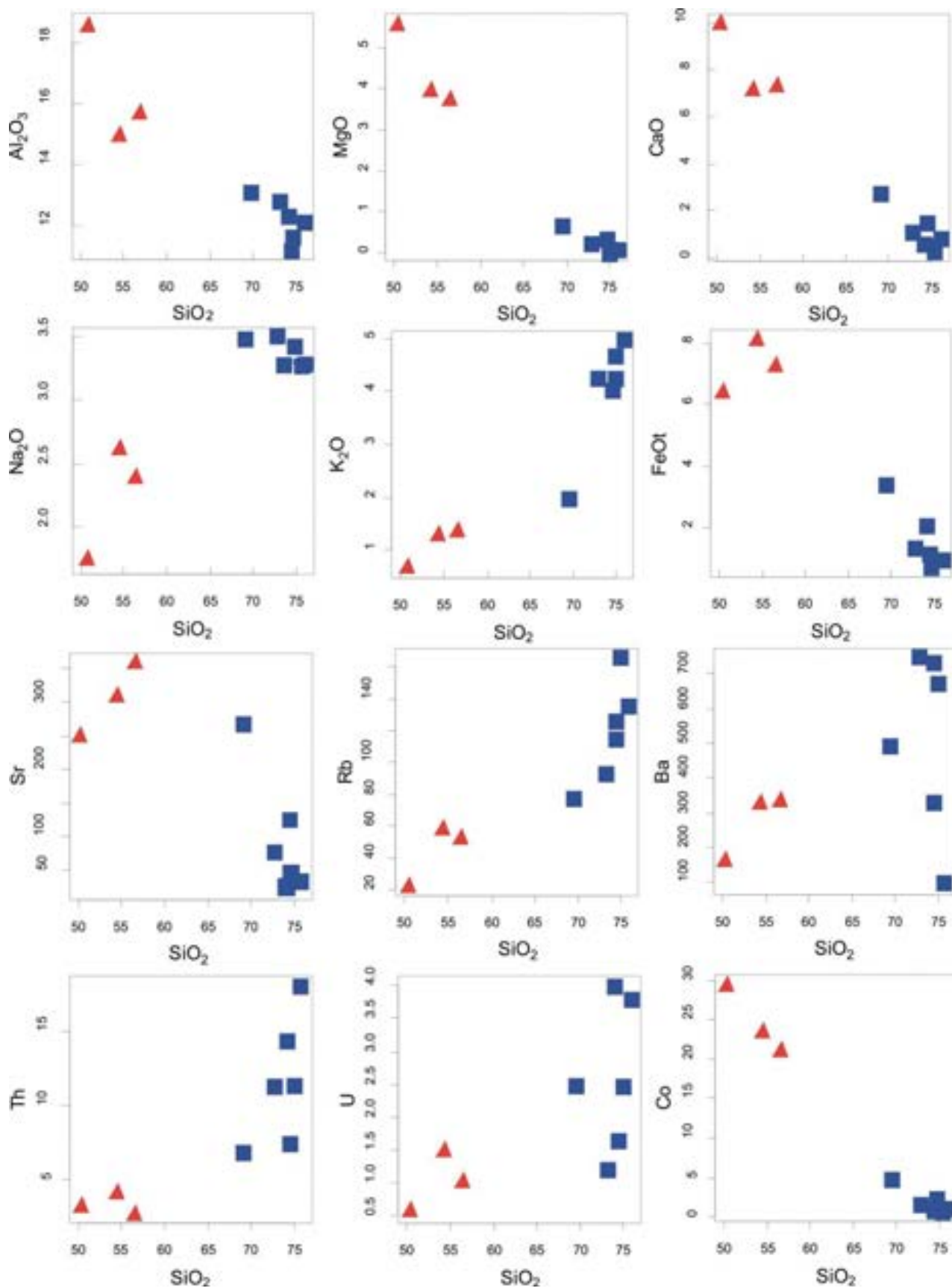
بطور کلی در خصوص تکوین سنگ‌های ماگمایی اسیدی مشتمل بر گرانیته‌ها دو نقطه نظر وجود دارد، یکی مبتنی بر نقش اصلی ذوب بخشی و دیگری حاکی از نقش اساسی تفریق بلوری.

چنانچه در نمودارهای هارکر (شکل ۳) ملاحظه می‌شود، کاهش میزان اکسیدهای MgO و FeO با افزایش سیلیس بیانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین بیوتیت، هورنبلند، پیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان دار در مراحل اولیه

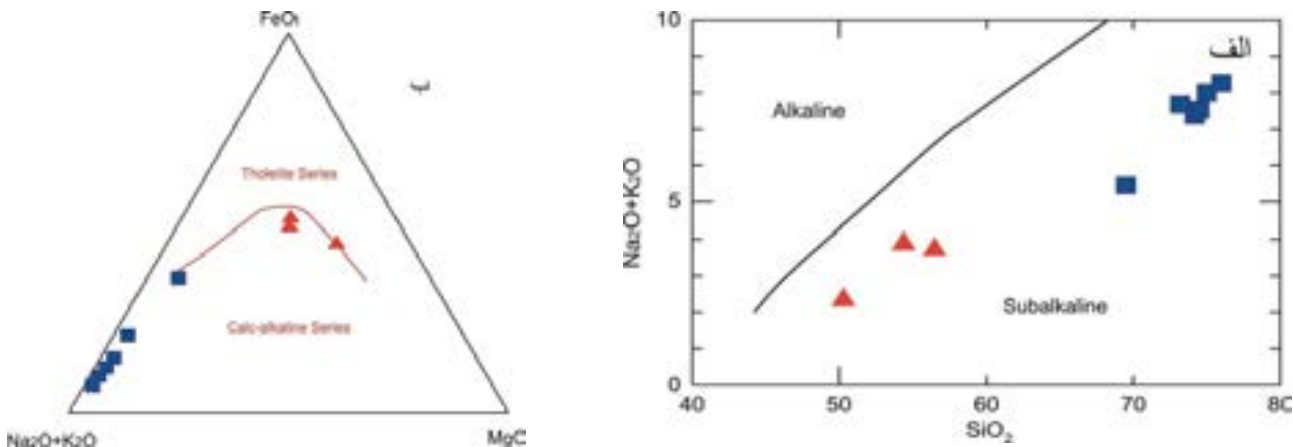
نسبت‌های مولکولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O (A/NK) در برابر Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO (A/CNK) سنگ‌های گابرو دیوریت و دیوریت در قلمرو متالومین و سنگ‌های گرانیته - گرانودیوریت در محدوده سنگ‌های پرآلومین (Maniar and Piccoli (1989) واقع شده‌اند (شکل ۶).

در شکل ۷ نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمال‌سازی شده‌اند (Sun and McDonough, 1989)، نمایش داده شده است. الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی در دیوریت‌ها، گابرو دیوریت‌ها، گرانیته‌ها و گرانودیوریت با یکدیگر موازی بوده و از عناصر LREE نسبت به HREE غنی شدگی نشان می‌دهند $(La/Yb) n = 1.8-10.8$.

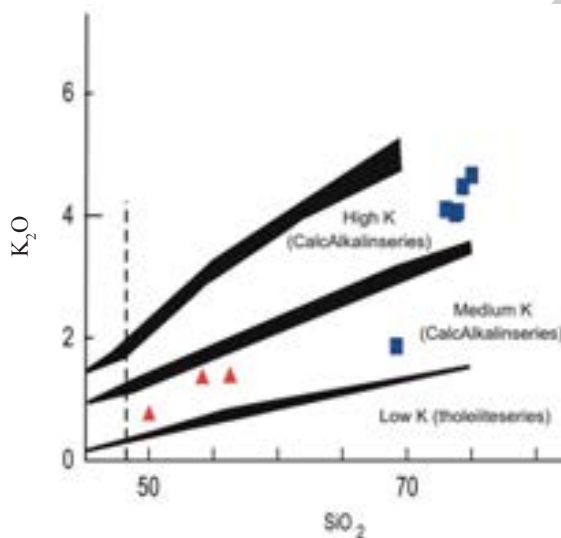
الگوی HREE مسطح است و در الگوی عناصر نادر خاکی تقعر جزئی دیده می‌شود. علاوه بر این در الگوهای مذکور شاهد آنومالی منفی Eu هستیم $(Eu/Eu^* = 0.1-0.8)$ ، به طوری که طی تکامل ماگما و افزایش میزان اسیدیته ماگما، آنومالی Eu افزایش می‌یابد. در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه نرمال‌سازی شده‌اند، (Sun and McDonough, 1989). فراوانی عناصر کمیاب سنگ‌های توده گرانیته‌ی مشابه بوده و این



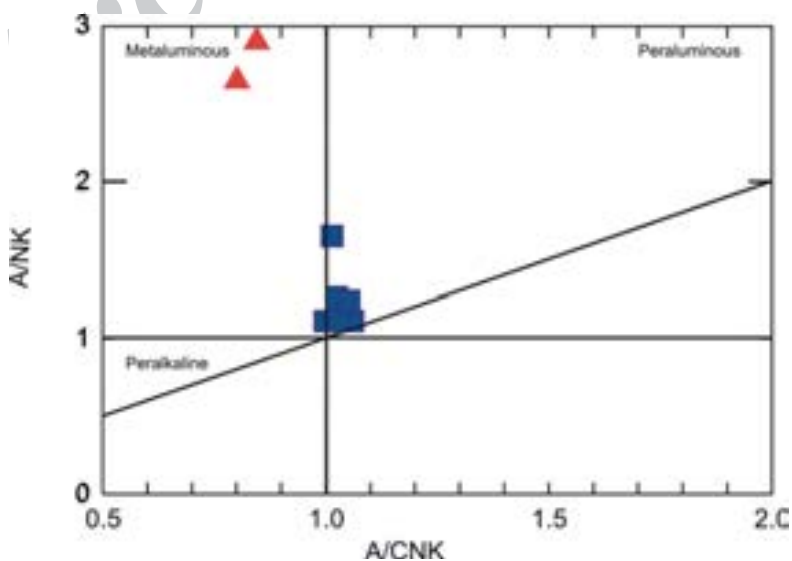
شکل ۳. موقعیت نمونه‌های مجموعه نفوذی جنوب کبکی بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی در برابر سیلیس (Harker, 1909). فراوانی اکسیدها بر حسب درصد وزنی و فراوانی عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است (علائم مشابه شکل ۲ است).



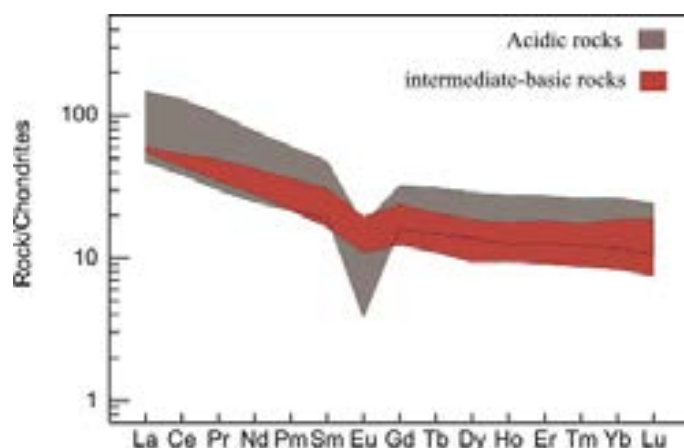
شکل ۴. الف) نمودار تفکیک سری آلکان از ساب آلکان (ب) نمودار مثلثی AFM جهت تفکیک سری‌های تولیتی و کالک آلکان (Irvin and Barragar, 1971) (علائم مشابه شکل ۲ است).



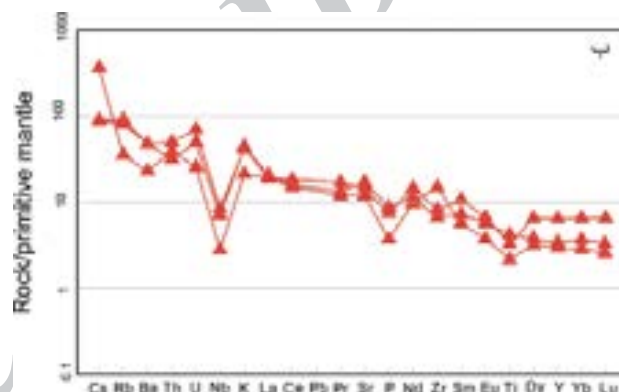
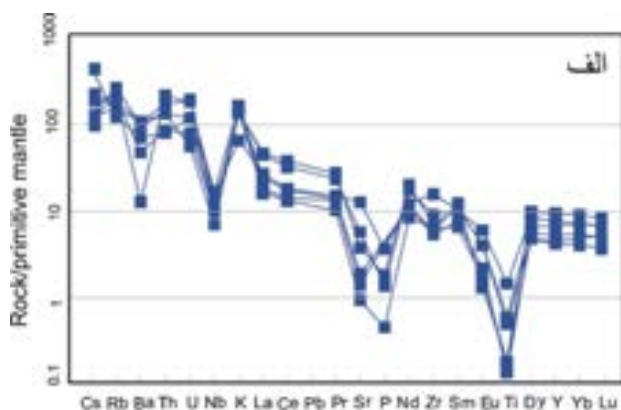
شکل ۵. موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989) (علائم مشابه شکل ۲ است).



شکل ۶. نمودار تغییرات $(A/NK) Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در برابر $(A/CNK) Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ برای توده نفوذی کبکی (Maniar and Piccoli, 1989) (علائم مشابه شکل ۲ است).



شکل ۷. فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت نرمالیز شده است (Sun and McDonough, 1989) (علائم مشابه شکل ۲ است).



شکل ۸. فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی (در نمونه‌های الف) گرانیت و گرانودیوریت، ب) دیوریت و گابرویدیوریت که نسبت به گوشته اولیه نرمالیز شده است (Sun and McDonough, 1989) (علائم مشابه شکل ۲ است).

Eu بیان‌گر اهمیت نقش تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل گرانیتوئیدها است. (Hoskin و Romick et al. (1992) et al. (2000) تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی که ناشی از تهی‌شدگی MREE است را به تفریق هورنبلند و یا اسفن نسبت داده‌اند. Eu عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی آن بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشأ در حین ذوب بخشی در شرایطی که اکتیویته H_2O پایین است، ایجاد می‌شود (Tepper et al., 1993). تهی‌شدگی Sr در شکل ۸ در اکثر سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریتی ناشی از کاهش پلاژیوکلاز در حین تفریق بلورین است. چرا که Sr به جای کلسیم، در شبکه پلاژیوکلاز وارد می‌شود. همچنین به عقیده LaTourrette et al. (1995) آمفیبول در ناحیه منبع ممکن است آنومالی منفی کم Sr ایجاد کند. Barnes et al. (2001) نیز معتقد هستند که تفریق پلاژیوکلاز، باعث کاهش Sr و افزایش آنومالی Eu در طول تبلور ماگما می‌شود که در نمونه‌های مورد نظر مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی در HREE Zr، و Y در سنگ‌های گرانیت-گرانودیوریت با میزان $SiO_2 > 65$ در سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریتی می‌تواند وابسته به تفریق زیرکن باشد (Jung et al., 2009).

تبلور ماگما است. اکسیدهای Al_2O_3 و CaO به خاطر مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز سیر نزولی نشان می‌دهند. به واسطه تبلور ارتوز و پلاژیوکلاز آلبیتی در مراحل انتهایی تبلور و تمرکز این دو کانی در نمونه‌های اسیدی، با افزایش Na_2O و K_2O در نمونه‌های فلسیک روبرو هستیم. Ba و Rb به خاطر جانشینی در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند ارتوز در مراحل پایانی تبلور ماگما، روند افزایشی دارند. کاهش میزان Sr ناشی از کاهش پلاژیوکلاز در حین تفریق بلورین است. چرا که Sr به جای کلسیم، در شبکه پلاژیوکلاز کلسیم‌دار وارد می‌شود. Th و U نیز به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل انتهایی در فاز مایع باقی مانده و با افزایش SiO_2 ، غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهد. Co در مقابل افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهد. این عنصر سازگار به صورت سه ظرفیتی، رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیوم داشته و جانشین Fe^{3+} ، منیزیم و تیتانیوم در کانی‌های فرومنیزین و تیتانومگنتیت می‌شود.

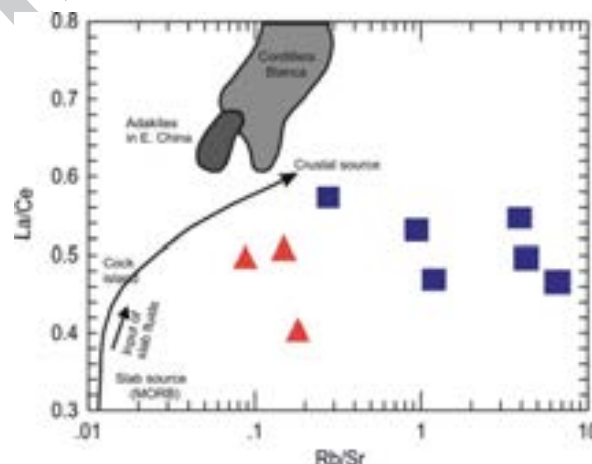
در شکل ۷ شاهد غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، آنومالی منفی و تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی هستیم. بنابر پیشنهاد Tankut et al. (1998) غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، همراه با آنومالی منفی

لوکوگرانیت‌های هیمالیایی (Harris et al., 1986; Searle and Fryer, 1986) سازگار هستند. از این رو به نظر می‌رسد نمونه‌ها، بیشتر از منابع پوسته‌ای (Thuy et al., 2004) مشتق شده باشند. غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE در شکل ۷ می‌تواند در نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیزه، آلودگی بوسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه باشد. بنابر نتایج بالا می‌توان استنباط نمود که دخالت پوسته در تشکیل ماگمای توده نفوذی مورد مطالعه منجر به غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE شده است. تهی‌شدگی از HFSE (Ti, Hf, Ta, Nb) و غنی‌شدگی در LILE (Rb, K, Ba, Th, U) (شکل ۸)، نیز می‌تواند ناشی از ذوب بخشی آمفیبولیت ایلمنیت‌دار باشد. چرا که آمفیبول باقیمانده و ایلمنیت تمایل به نگهداشتن HFSEs دارند و منجر به تهی‌شدگی این عناصر در مذاب‌های حاصله می‌شوند (Beard and Lofgren, 1991; Patiño-Douce and McLennan and Taylor (1985) نیز فراوانی عناصر LILE از قبیل K, U, Th, Rb و La به همراه Pb و تهی‌شدگی عناصر Ti, Nb و Ta را به مذابی با منشأ پوسته قاره‌ای نسبت داده‌اند. به عقیده Roberts and Cle- (1993) ذوب بخشی آندزیت و آندزیت بازالتی کالک‌آلکانل آبدار منشأ مناسبی برای گرانیت‌های پتاسیم‌دار محسوب می‌شود. این محققین بر اساس آزمایشات تجربی نتیجه گرفتند که ماگمای گرانیتوئیدی کالک‌آلکانل پتاسیم‌دار بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای مافیک و حدواسطی که در شرایط آبدار دگرگون شده باشند، ایجاد می‌شوند. به عقیده Rapp and Watson (1995) مقادیر پایین ذوب بخشی متابازالت آمفیبولیتی (۵٪) در فشارهای Gpa ۰/۸ - ۱/۵، مذابی با $\text{SiO}_2 > 65\%$ تولید می‌کند. البته شواهد تجربی اخیر نشان می‌دهند که از آبگیری مواد بازالتی پوسته زیرین در مناطق با جریان گرمایی بالا مقادیر قابل توجهی مذاب مافیک تولید می‌شود (Rushmer, 1991; Beard and Lofgren, 1991; Wolf and Wyllie, 1994; Rapp and Watson, 1995).

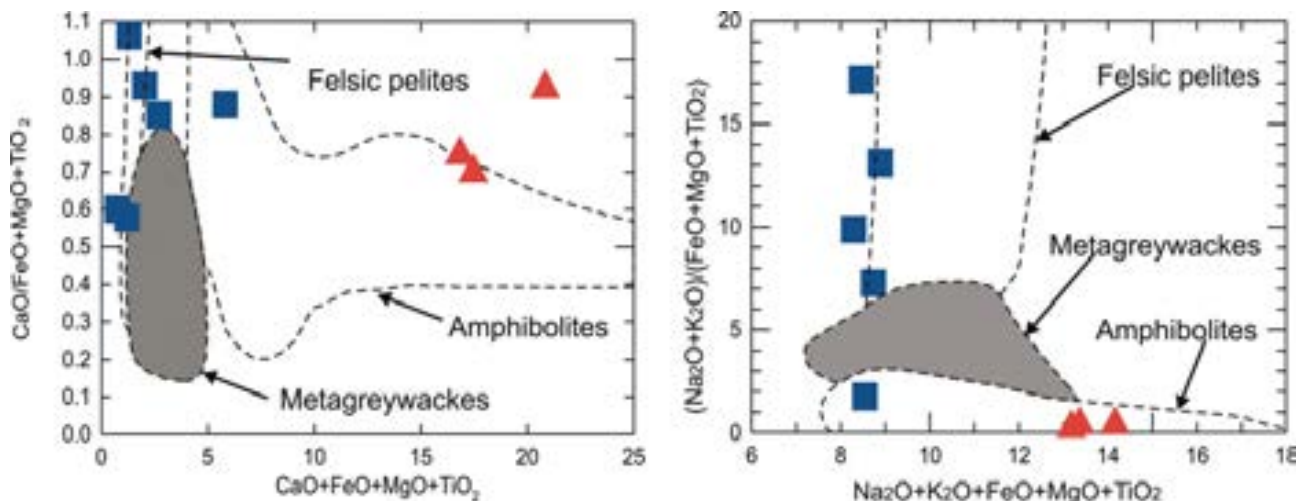
منشأ توده نفوذی کیکی

گرانیت‌ها بر اثر عواملی چون ذوب بخشی سنگ‌های گوشته‌ای، پوسته‌ای و یا اختلاط آن‌ها نشأت می‌گیرند. میزان SiO_2 بالا و $\text{Mg}^\#$ کمتر از ۶۰ درصد (Kuster et al., 1998) و میزان پایین عناصر انتقالی V و Co, Cr, Ni (Wilson, 1989) در نمونه‌های مورد مطالعه، احتمال منشأگیری مستقیم آنها را از گوشته منتفی می‌سازد. همچنین نسبت بالایی از عناصر Nb/La (Woodhead and Johnson, 1993) برای ماگمای مشتق شده از گوشته لیتوسفری پیشنهاد شده است (به ترتیب حدود ۴ و ۱۰۰) و این در حالی است که میانگین این نسبت در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب کیکی به ترتیب برابر ۰/۴۱۹ و ۱۷/۸۴ است، بنابراین با منشأ گوشته‌ای محض مغایرت دارد. برای تعیین منشأ توده نفوذی کیکی می‌توان از نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر La/Ce (Zhou et al., 2006) استفاده نمود. چنانچه در شکل ۹ مشخص شده است، نمونه‌های مورد مطالعه از نسبت Rb/Sr بالایی برخوردارند و در نزدیکی محدوده مذاب‌های مشتق شده از پوسته قرار گرفته‌اند. علاوه بر آن برای بررسی منشأ نمونه‌های مورد مطالعه در پوسته (از قبیل آمفیبولیت‌ها، گنیس‌های تونالیتی، متاگریتی واک‌ها و متاپلیت‌ها) به عنوان پتانسیل اصلی برای تامین ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی کالک‌آلکانل از نمودار شکل ۱۰ (Wolf and Wyllie, 1994; Patiño-Douce and Beard, 1996; Thompson, 1996) استفاده شده است. چنانچه در این شکل ملاحظه می‌شود، نمونه‌های گابرودیوریت و دیوریت در محدوده مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها و نمونه‌های گرانودیوریت-گرانیت در هر دو محدوده مذاب‌های مشتق شده از پلیت‌های فلسیک و آمفیبولیت‌ها واقع شده‌اند.

نمونه‌های مورد مطالعه دارای تهی‌شدگی مشخص Ti, Nb, Sr و Ba و غنی‌شدگی در K, Th و La و Rb هستند که این خصوصیات با مذاب‌های پوسته‌ای، مانند گرانیتوئیدهای کمر بند چین خورده لاخلان (Chappell and White, 1992) و



شکل ۹. نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر La/Ce (Zhou et al., 2006) بیانگر منشأ پوسته‌ای ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی کیکی است (علائم مشابه شکل ۲ است).



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تفکیک کننده منشأ سنگ‌ها (Wolf and Wyllie, 1994; Patino-Douce and Beard, 1996; Thompson, 1996) (علائم مشابه شکل ۲ است).

نمود. به این صورت که نسبت‌های Nb/La ، Nb/Ce و $(La/Sm)_n$ در گوشته حدود ۰/۱، ۰/۳۹ و ۱ (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته حدود ۰/۲۳، ۴/۲۵ و ۰/۲۳ (Weaver and Tarney, 1984) در نظر گرفته شده است. میانگین نسبت‌های Nb/La ، Nb/Ce و $(La/Sm)_n$ در توده گرانیتوئیدی جنوب کیک به ترتیب برابر ۰/۴۱، ۰/۲۰ و ۴/۵۶ محاسبه شده است. این نسبت‌ها بیانگر آن است که پوسته زیرین عامل مهمی در شکل‌گیری این توده نفوذی بوده است.

جایگاه تکتونیکی

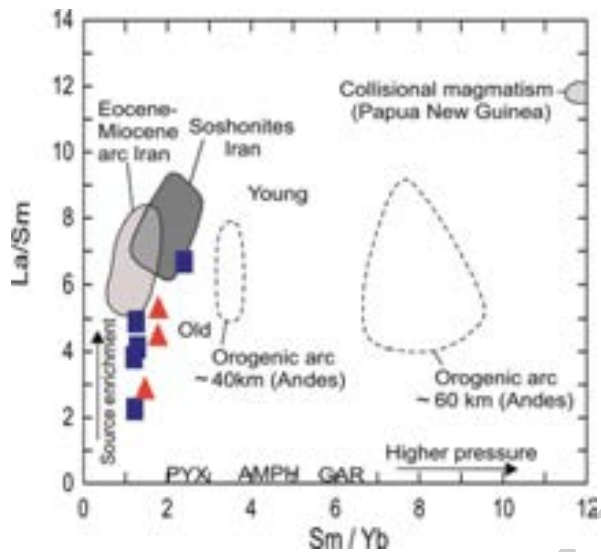
گرانیتوئیدهای توده نفوذی جنوب کیک طبق رده‌بندی Barin (1999) با داشتن اختصاصات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بارزی همچون وجود کانی‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند همراه با کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز با متوسط فراوانی آنورتیت ۱۳/۵ درصد و فقدان کانی‌های آلومینوسیلیکاته، کلدیریت و مسکوویت و نسبت پایین $FeO/(FeO+MgO)$ (کمتر از ۰/۹)، در گروه ACG (گرانیت‌های کالک آلکان غنی از آمفیبول) قرار می‌گیرند. از نظر محیط تکتونیکی جزء گرانیتوئیدهای حاصل از فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای تلقی می‌شوند. Pearce et al. (1984) بر اساس فراوانی عناصر کمیاب محیط تکتونیکی گرانیت‌ها را به چهار گروه VAG (گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی)، Syn-CLOG (گرانیتوئیدهای برخوردی)، WPG (گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای) و ORG (گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی) تقسیم‌بندی کرده است. چنانچه در شکل ۱۲ ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG قرار می‌گیرند.

همچنین نمونه‌های توده نفوذی جنوب کیک بر روی نمودار تغییرات عناصر Nb/Th در برابر Nb (Pearce, 1982; Pearce et al., 1990) در محدوده قوس آتشفشانی قرار گرفته‌اند و ترکیبی نزدیک به پوسته قاره‌ای دارند (شکل ۱۳). نسبت Nb/U

مقادیر نسبتاً پایین Sm/Yb در نمونه‌های مورد مطالعه به وجود کانی‌های کلینوپیروکسن و تا حدی آمفیبول در منشأ در اعماق نسبتاً کم پوسته در غیاب گارنت باقیمانده اشاره دارد (Hasch-ke et al., 2002 and Kay et al., 1991). با استفاده از نسبت La/Yb می‌توان تا حدی عمق منشأگیری ماگما را تخمین زد، به طوری که آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی با نسبت‌های $La/Yb < 5$ معمولاً از عمق بیش از ۵۰ کیلومتر و از سنگ‌های حاوی گارنت منشأ می‌گیرند، در صورتی که ماگماهایی با نسبت‌های $La/Yb > 20$ در اعماق کمتر از ۴۰ کیلومتر و بدون حضور گارنت تولید می‌شوند (Hildreth and Morrbath, 1988). لازم به ذکر است، ارزیابی عمق صورت گرفته چندان دقیق نبوده و به ترکیب سنگ‌شناسی پوسته زیرین وابسته است اما با این وجود راهنمایی را برای عمق فعل و انفعالات ماگمای پوسته فراهم می‌کند. نسبت La/Yb برای نمونه‌های جنوب کیک محدوده‌ای از ۱۶-۲/۷۵ می‌باشد و عمقی کمتر از ۴۰ کیلومتر را نشان می‌دهد و تأیید کننده مطالب فوق است. علاوه بر این، نمودارهای HREE تقریباً مسطح در شکل ۷ گویای آن است که ماگمای تشکیل‌دهنده نمونه‌ها از منطقه‌ای در بالای محدوده پایداری گارنت (۱۰ Kb) مشتق شده به طوری که گارنت کانی اصلی در ناحیه منشأ آنها نبوده است و ماگمای تشکیل‌دهنده جنوب کیک از منبع کم ژرف پوسته (Singh and Johnnes, 1996) مشتق شده است.

شکل ۱۱ اطلاعاتی درباره تکامل کانی‌های باقیمانده پوسته زیرین که نسبت به فشار حساس هستند را نشان می‌دهد و به عنوان راهنمایی برای ارزیابی ضخامت پوسته و غنی‌شدگی منبع به کار می‌رود (Kay and Mpodozis, 2001). محدوده‌ای که نمونه‌ها در آن قرار گرفته‌اند دارای نسبت‌های پایین $La/Sm (< 4)$ و $Sm/Yb (< 3)$ است، که کلینوپیروکسن را به عنوان کانی باقیمانده نشان می‌دهد و بر ضخامت کم پوسته (< 40 Km) اشاره دارد.

همچنین برای تمایز ماگماهای منشأ گرفته از پوسته و انواع مشتق از گوشته می‌توان از نسبت عناصر کمیاب در نمونه‌ها استفاده



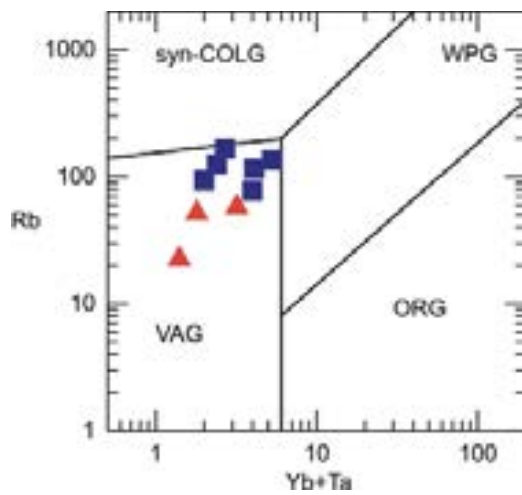
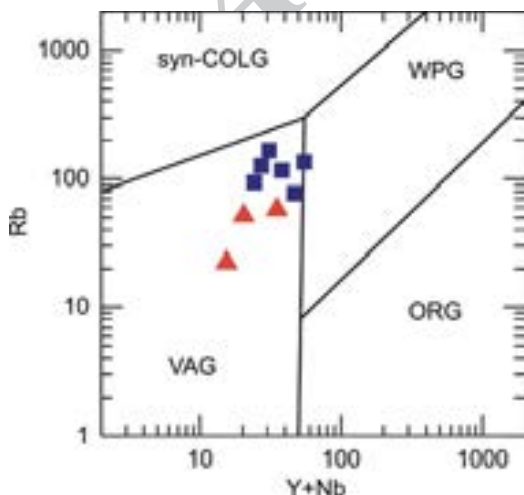
شکل ۱۱. نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای سنگ‌های توده نفوذی جنوب کبکی. پیروکسن = PYX، آمفیبول = AMPH، گارنت = GAR (Kay and Mpodozis, 2001) (علائم مشابه شکل ۲ است).

- گرانیتوئیدی جنوب کبکی، نتایج زیر قابل ذکر است:
- ۱- سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای ماهیت کالک آلکالن پتاسیم‌دار، متآلومین تا پرآلومین و از نوع I محسوب می‌شوند.
 - ۲- شواهد ژئوشیمیایی از قبیل بالا بودن SiO_2 ، پایین بودن $Mg^\#$ و عناصر انتقالی و همچنین میانگین نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce و $(La/Sm)_n$ گویای آن است که پوسته زیرین در کنار مواد مشتق از گوشته نقش مهمی را در تشکیل گرانیت‌های کبکی بازی کرده است.
 - ۳- مقادیر نسبتاً پایین Sm/Yb در نمونه‌های مورد مطالعه به وجود کانی‌های کلینوپیروکسن و تا حدی آمفیبول در منشاء در اعماق پوسته‌ای نسبتاً کم ژرف در غیاب گارنت باقیمانده اشاره دارد.
 - ۴- نسبت La/Yb برای نمونه‌های جنوب کبکی محدوده‌ای از ۱۶-۲/۷۵ می‌باشد و عمقی کمتر از ۴۰ کیلومتر را نشان می‌دهد.
 - ۵- غنی شدگی عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE

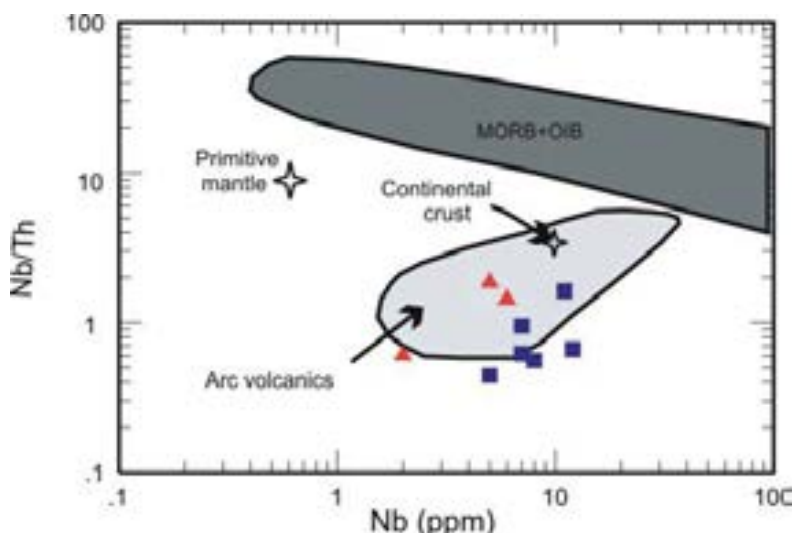
در سنگ‌های پوسته قاره‌ای برابر ۶/۲ (Rudinck and Fountain, 1995) و در بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی برابر ۴۷ (Hofmann et al., 1986) است. نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت پایین Nb/U (متوسط ۳/۶۳) با سنگ‌های پوسته قاره‌ای مشابهت داشته و امکان منشاگیری آنها از محیطی مرتبط با پوسته اقیانوسی منتفی است. همچنین با استفاده از نمودار لگاریتمی تغییرات Nb در برابر Rb، می‌توان قوس‌های نابالغ یا اولیه را از انواع عادی و بالغ تفکیک نمود (Brown et al., 1984). چنانچه در شکل ۱۴ ملاحظه می‌شود، سنگ‌های گابرودیوریت و دیوریت در محدوده قوس اولیه و سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریت در قلمرو قوس‌های عادی واقع شده‌اند.

نتیجه‌گیری

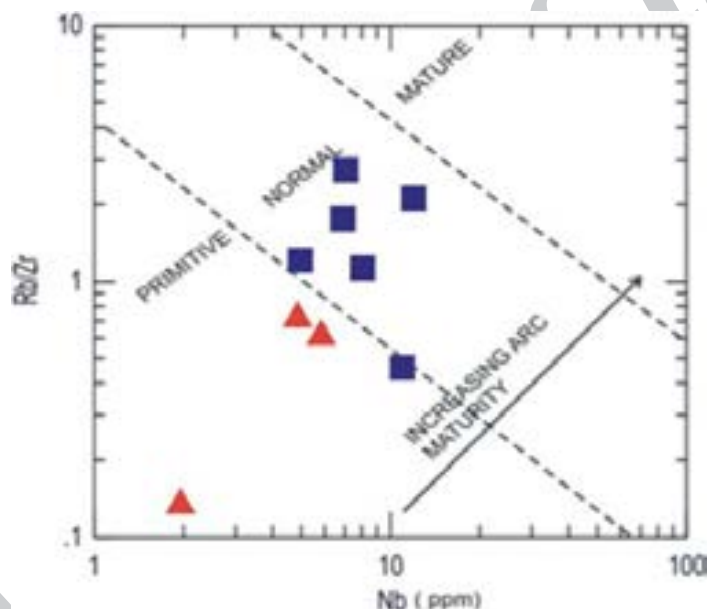
بر اساس جمع‌بندی اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های



شکل ۱۲. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک کننده محیط‌های تکتونیکی (Pearce et al., 1984) (علائم مشابه شکل ۲ است).



شکل ۱۳. موقعیت نمونه‌های توده نفوذی جنوب کیکی بر روی نمودار تغییرات عناصر Nb/Th در برابر Nb (Pearce 1982, Pearce et al., 1990) (علائم مشابه شکل ۲ است).



شکل ۱۴. نمودار تفکیک کننده قوس اولیه، قوس نرمال و قوس بالغ با استفاده از تغییرات Nb در برابر Rb/Zr (Brown et al., 1984) (علائم مشابه شکل ۲ است).

- حاجی حسینی، ا.، قاسمی، ع.، کریمی نیا، س. و سعیدی، ع.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بسطام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- رحمتی ایلخچی، م.، ندیمی، ح.، سهندی، م. و بهره‌مند، م.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ رزوه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹.

- نوایی، ا.، صالحی‌راد، م. و مجیدی، ب.، ۱۳۶۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ خارتوران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

HREE و وجود آنومالی منفی Nb و Ti همراه با نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی و پایین بودن نسبت Nb/U بیان‌گر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. به هر حال پر واضح است که ابراز نظر قطعی راجع به منشأ و نحوه تشکیل توده گرانیتوئیدی جنوب کیکی مستلزم آن است که داده‌های موجود با اطلاعات تکمیلی همچون داده‌های ایزوتوپی تلفیق و مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد.

منابع

- افتخارنژاد، خ. و آقاباتی، ع.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ جاجرم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysics Research*, 100, 10271–10286.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455–489.
 - Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33-45.
 - Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D. and Chappell, B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach. *Journal of Petrology*, 41, 1365-1395.
 - Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
 - Jung, S., Masberg, P., Mihm, D. and Stephan Hoernes., 2009. Partial melting of diverse crustal sources - Constraints from Sr–Nd–O isotope compositions of quartz diorite–granodiorite–leucogranite associations (Kaoko Belt, Namibia). *Lithos*, 111, 236-251
 - Kay, S.M. and Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11, 4-9.
 - Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid–late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 338S). In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geology Society America, Boulder, Colorado, Special Paper, 265, 113–137.
 - Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45, 177-195.
 - LaTourrette, T., Hervig, R.L. and Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 13–30.
 - Maniar, P.D. and Piccoli P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society American Bulletin*, 101, 635 – 643.
 - Patiño Douce, A. and Beard, J.S., 1995, Dehydration-melting of biotite and quartz amphibolite from 3 to 15 kb. *Journal of Petrology*, 36, 707–738.
 - Barbarin, B., 1999. A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
 - Barnes, C.G., Burton, B.R., Burling, T.C., Wright, J.E. and Karlsson, H.R., 2001. Petrology and geochemistry of the late Eocene Harrison Pass Pluton, Ruby mountains Core Complex, Northeastern Nevada. *Journal of Petrology*, 42, 901-929.
 - Beard, J.S. and Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kb. *Journal of Petrology*, 32, 365-401.
 - Brown, G.C., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London*, 141, 413–426.
 - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh–Earth Sciences*, 83, 1-26.
 - De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationship and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
 - Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London, 344.
 - Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 67–81.
 - Haschke, M., Siebel, W., Günther, A. and Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in North Chile (21°–26°S). *Journal of Geophysical Research*, 107, 2019, doi: 10.1029/2001JB000328.
 - Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Schmitt, A. and Walker, J. 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451, 71-96.
 - Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T. and Rogers, N., 1995. Calc alkaline magmatism, lithospheric thinning

- 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.
- 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., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, New York, 525-548.
- Pearce, J.K., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S. and Mitchell, J.C., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- Ratajeski, K., Sisson, T.W. and Glazner, A.F., 2005. Experimental and geochemical evidence for dehydration of the El Capitan Granite, California, by partial melting of hydrous gabbroic lower crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 713-734.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21, 825-828.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J. and Ormerod, D.S., 1995. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada. *Journal of Geophysics Research*, 100, 10287-10301.
- Romick, J.D., Kay, S.M. and Kay, R.M., 1992. The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dasite tehptra from the central Aleutians, Alaska. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112, 101-118.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Review of Geophysics*, 33, 267-309.
- Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: Contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 41-59, doi: 10.1007/BF00311184.
- Searle, 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., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 19, 185-202.
- Singh, J. and Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites. Part 1: Beginning of melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 16-25.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: for mantle processes. Saunders, A.D., Norrey, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T., 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal. Research*, 85, 285-301.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Compositions and evolution*. Blackwell, Oxford, 27-72.
- 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., 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 87, 1-10.
- Thuy, N.T.B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T.V., 2004. Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 467-482.
- Weaver, B.L. and Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-577.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman London, 466.
- Wolf, M.B. and Wyllie, J.P., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature

and time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115, 369-383.

- Woodhead, J.D. and Johnson, R.W., 1993. Isotop and trace element profile across the New Britain island arc Papua new guines. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, 479-491.

- Zhou Mei-Fu., Dan-Ping Yan., Chang-Liang Wang., Liang Qi. and Kennedy A., 2006. Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China. Earth and Planetary Science Letters, 248, 286-300.

Archive of SID