

## پتروژن توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان

علی کنانیان<sup>\*</sup>، فاطمه سرجوقیان<sup>۱</sup>، جمشید احمدیان<sup>۲</sup>، حسن میرنژاد<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup>دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup>گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز اصفهان، ایران

\*مسئول مکاتبات-آدرس الکترونیکی: [Kananian@khayam.ut.ac.ir](mailto:Kananian@khayam.ut.ac.ir)

(دریافت: ۸۶/۳/۱؛ پذیرش: ۸۶/۶/۲۴)

### چکیده

توده گرانیتوئیدی کوه دم به سن اوسن بالایی بخشی از ماقمatisم گستردۀ ارومیه-دختر در زون ایران مرکزی به شمار می‌آید. این توده از لحاظ سنگ‌شناسی در برگیرنده طیف وسیعی از سنگ‌های نفوذی اسیدی شامل گوارتزدار، مونزو-گرانیت، مونزو-گرانیت کوارتزدار و سنگ‌های حدواسط شامل دیوریت، دیوریت کوارتزدار، مونزو-دیوریت و مونزو-دیوریت کوارتزدار است. سنگ‌های حدواسط به صورت نواحی منقطع در حاشیه توده نفوذی و در اطراف بخش‌های اسیدی رخنمون دارند. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های توده نفوذی کوه دم در زمرة گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند. این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم‌دار و از نوع متالومین هستند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب نرم‌الایز شده به کندریت و گوشته نشان دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و HREE و وجود آنومالی منفی Eu، Sr، Ti، Nb، Ba و HFSE در اکثر نمونه‌ها است که این امر در کنار موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، حاکی از شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. با توجه به ترکیب پتاسیک نمونه‌ها، فراوانی بالای La ( $>24\text{ ppm}$ ) و شواهدی همچون غنی‌شدگی سنگ‌ها از عناصر LILE و Pb در کنار آنومالی منفی HFSE و Ba به نظر می‌رسد ذوب پوسته زیرین، عامل مهمی در منشاء ماقمای سازنده گرانیتوئیدهای کوه دم به شمار می‌آید.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید پتاسیم‌دار، نوع I، فرورانش، کوه دم

تعدادی پتانسیل معدنی منجر شده است و نتایج آن پس از تصحیح توسط کارشناسان سازمان زمین‌شناسی در سال ۱۹۸۴ تحت عنوان زمین‌شناسی ناحیه انارک منتشر گردیده است. بخش‌های مرکزی توده نفوذی کوه دم از لحاظ سنگ‌شناسی، عمدها از گوارنودیوریت (به همراه مقدار کمی مونزو-گرانیت و کوارترمونزو-گرانیت) تشکیل شده است. در حاشیه این توده مقادیر کمی دیوریت (به همراه کوارتز-دیوریت، مونزو-دیوریت و کوارتر-مونزو-دیوریت) سنگ‌های اصلی توده را همراهی می‌کنند. براساس مطالعات سن سنجی به روش K-Ar، سن این مجموعه، اوسن بالایی تعیین شده است (Technoexport 1981).

در مقاله حاضر سعی شده است با انتکا به نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی دم، پتروگرافی حدود ۱۶۰ مقطع نازک و آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب ۱۳ نمونه از سنگ‌های منطقه که به روش‌های XRF در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه ناروتو ژاپن و ICP ALS chemex در آزمایشگاه کانادا انجام شده است (جدول ۱)، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشاء ماقمای سازنده و جایگاه تکتونیکی این توده نفوذی پرداخته شود.

### مقدمه

توده نفوذی کوه دم در منتهی‌الیه شمال‌غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ انارک و در شمال نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه‌دم، در فاصله حدود ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان اردستان واقع شده است. چهارگوشه عملیاتی با وسعتی حدود ۴۰ کیلومتر مربع، محدود به طول‌های جغرافیایی  $52^{\circ}48'$  تا  $52^{\circ}54'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $33^{\circ}54'$  تا  $34^{\circ}10'$  شمالی می‌باشد. این توده نفوذی بخشی از ماقمatisم ترشیری در غرب زون ایران مرکزی (ارومیه-دختر) محسوب می‌شود. مطالعات انجام شده بر روی نوار ماقمایی ارومیه-دختر حاکی از آن است که راندگی لیتوسفر اقیانوسی نئوتیسیس به زیر حاشیه جنوب غرب ایران مرکزی، منجر به فعالیت‌های آتش‌فشانی و تزریق توده‌های نفوذی ترشیری در این زون شده است (Berberian & King 1981, Mohajjel *et al.*, 2003, Shahabpour 2007). از جمله مهمترین تحقیقات انجام شده در سطح منطقه، می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی شرکت تکنواکسپورت در سال ۱۹۸۱ اشاره نمود. این تحقیقات که به منظور شناسایی کانی‌سازی‌های پراکنده در اطراف کوه دم صورت گرفته، به شناسایی

جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های توده نفوذی کوه دم و دایک‌های مرتبط با آن که به روش‌های XRF (عناصر اصلی) و ICP (عناصر نادر و نادر خاکی) انجام شده است.

Sample	Granodiorite					Diorite			granitic dike		Dolerite	Aplite	
	F1	F215	F36	F48	F72	F97	F62	F121	F140	F12	F42	F54	F2
<i>SiO<sub>2</sub></i>	66.91	65.43	67.3	63.77	62.68	66.59	48.5	54.96	48.79	70.45	72.69	52.71	76.9
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.5	0.48	0.32	0.55	0.61	0.47	0.98	1.01	1.07	0.29	0.24	1.05	0.08
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15.69	16	15.7	16.38	16.15	15.76	19.75	19.19	17.72	14.1	13.33	16.58	12.32
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	2.72	4.8	3.24	5.08	5.66	4.57	7.54	7.42	6.58	3.08	3.51	8.18	1.2
<i>MnO</i>	0.06	0.09	0.04	0.08	0.08	0.06	0.19	0.1	0.35	0.09	0.03	0.17	0.03
<i>MgO</i>	1.36	1.65	0.9	1.59	2.11	1.68	2.36	3.75	2.21	0.66	0.96	3.22	0.16
<i>CaO</i>	4.11	2.91	2.12	4.28	4.13	3.26	8.76	7	14.91	3.96	0.56	11.05	0.63
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	3.85	3.76	3.27	3.53	3.23	3.62	3.13	3.56	2.42	1.38	0.66	2.77	3.53
<i>K<sub>2</sub>O</i>	4.64	4.71	5.23	4.52	5.13	3.81	3.09	2.55	5.52	5.87	7.93	3.82	5.14
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0.15	0.15	0.09	0.19	0.19	0.15	0.39	0.41	0.41	0.1	0.08	0.4	0.01
<i>Ba</i>	648	526.5	519	589	498.3	577	460	424	374.4	327.4	735	593	117.5
<i>Rb</i>	117	156.8	147.5	146	185.5	111	113.5	93.4	184.3	140.5	173	124	165.5
<i>Sr</i>	354	279.1	197.5	395	340.4	276	518	692	430.6	54.1	34.6	498	41.4
<i>Ga</i>	16.7	*	14.4	17.3	*	16.2	19.8	19.9	*	*	13.4	17.7	*
<i>Tl</i>	0.5	*	0.5	0.5	*	0.5	0.5	0.5	*	*	0.5	0.5	*
<i>Nb</i>	15	12.93	19.9	17.2	16.16	13.9	13.8	13.8	8.54	10.83	14.5	23.6	17.63
<i>Hf</i>	4.9	*	4.6	4.8	*	4.9	3.3	3.7	*	*	3.5	4.9	*
<i>Zr</i>	180	171	161	171	187	179	119	137	91.2	129.1	129	191	101.4
<i>Ti</i>	2997	2878	1918	3297	3657	2818	5875	6055	6414	1739	1439	6295	480
<i>Y</i>	18.5	22.7	17.9	19.1	25.3	16.2	23.4	20.1	25.8	20.5	13.7	22.9	22.6
<i>Th</i>	16.05	16.85	28.6	22.5	26.79	15.9	12.7	12.35	10.49	14.41	15.45	14.9	47.6
<i>U</i>	3	*	5.87	5.4	*	3.3	3.78	3.49	*	*	2.95	3.94	*
<i>Cr</i>	10	0	10	20	16.6	10	30	30	118.2	0	10	230	0
<i>Ni</i>	6	4	5	9	9.1	6	15	13	27.8	1.7	5	63	1.7
<i>Co</i>	5.5	*	46	13.3	*	8.6	60	18.6	*	*	3.9	23.8	*
<i>V</i>	82	*	40	98	*	69	191	170	*	*	22	196	*
<i>Cu</i>	8	*	5	27	*	11	37	7	*	*	9	13	*
<i>Pb</i>	8	10.1	10	12	9.1	10	11	14	8.8	0	5	13	42.5
<i>Zn</i>	25	*	23	40	*	46	52	46	*	*	20	91	*
<i>Sn</i>	3	*	3	3	*	2	3	1	*	*	2	3	*
<i>W</i>	14	*	*	24	*	7	*	12	*	*	16	5	*
<i>Ta</i>	1.2	*	2.1	1.3	*	1.2	1.2	1	*	*	1.4	1.3	*
<i>Cs</i>	2.02		4.41	7.41		3.27	8.09	7.52			1.19	5.76	
<i>La</i>	21.4	*	35.3	37.2	*	27.7	26.8	21.4	*	*	28.8	35.5	*
<i>Ce</i>	45.5	39.4	61.4	47.3	55.6	46	52.8	50.2	53.9	40.5	53	66.9	70.4
<i>Pr</i>	5.27	*	6.2	6.94	*	5.16	6.26	6.05	*	*	5.67	7.73	*
<i>Nd</i>	19.2	*	20.1	23.3	*	17.4	23.7	22.8	*	*	18.2	28.1	*
<i>Sm</i>	3.94	*	3.28	4.48	*	3.28	5.07	4.68	*	*	3.13	5.77	*
<i>Eu</i>	0.98	*	0.76	1.17	*	0.96	1.5	0.98	*	*	0.51	1.47	*
<i>Gd</i>	3.58	*	3.66	4.34	*	3.27	5.07	3.58	*	*	2.82	5.43	*
<i>Tb</i>	0.55	*	0.52	0.62	*	0.49	0.78	0.67	*	*	0.38	0.79	*
<i>Dy</i>	3.44	*	3.23	3.48	*	3	4.54	3.44	*	*	2.24	4.38	*
<i>Ho</i>	0.62	*	0.6	0.56	*	0.57	0.84	0.62	*	*	0.43	0.82	*
<i>Er</i>	2.14	*	2.05	2.26	*	1.9	2.49	2.14	*	*	1.56	2.44	*
<i>Tm</i>	0.31	*	0.3	0.32	*	0.28	0.34	0.29	*	*	0.23	0.34	*
<i>Yb</i>	2.02	*	2.04	2.09	*	1.89	2.11	1.88	*	*	1.55	2.13	*
<i>Lu</i>	0.34	*	0.34	0.35	*	0.32	0.32	0.3	*	*	0.25	0.35	*
<i>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</i>	1.21	1.25	1.6	1.28	1.59	1.05	0.99	0.72	2.28	4.25	12.02	1.38	1.46
<i>ASI</i>	0.83	0.97	1.05	0.89	0.88	0.98	0.81	0.9	0.48	0.89	1.25	0.58	0.98
<i>Eu/Eu*</i>	0.78	*	0.63	0.8	*	0.88	0.89	0.89	*	*	0.51	0.79	*

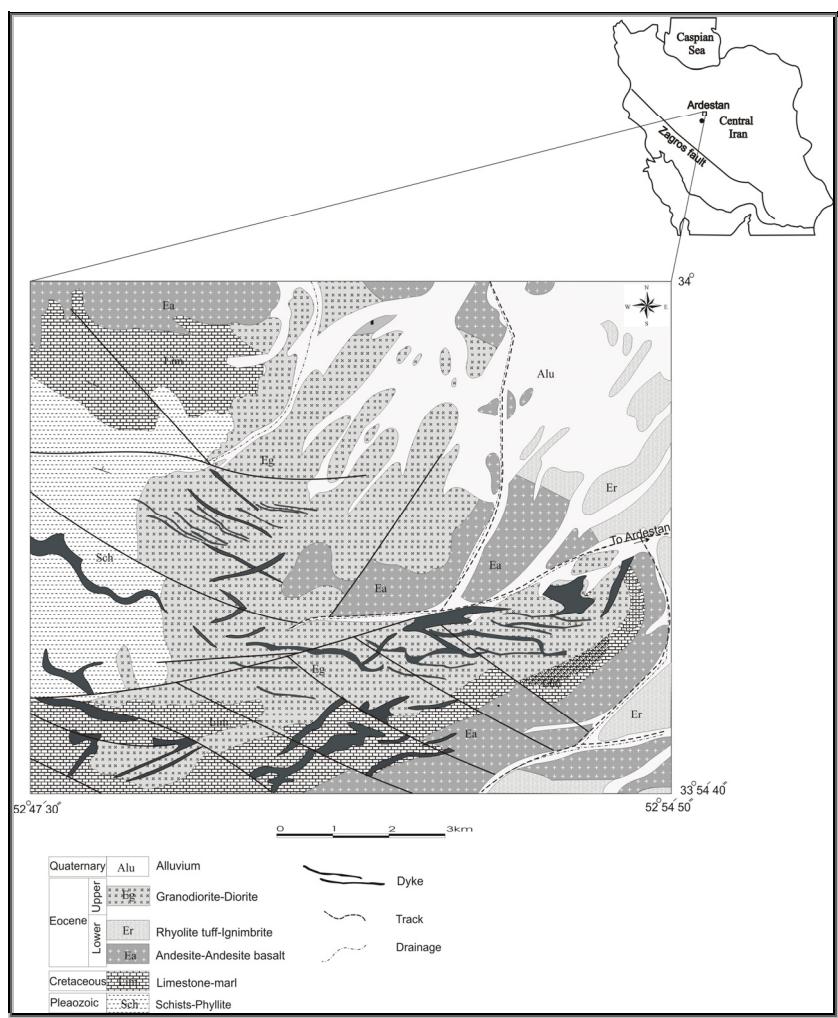
گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شوند. شواهدی همچون ۱- وجود مرز زیکزاکی بین دیوریت و گرانودیوریت ۲- حاشیه انجاماد سریع سنگ‌های گرانودیوریتی در محل همبری با دیوریت‌ها ۳- دگرسان و اپیدوتی شدن دیوریت‌ها در محل تماس با گرانودیوریت‌ها ۴- وجود زبانه‌هایی از گرانودیوریت در داخل دیوریت، نمایانگر تزریق گرانودیوریت‌ها بعد از جایگینی دیوریت‌ها و شکل گیری توده نفوذی زونه در این منطقه است.

توده گرانیت‌وئیدی کوه دم به همراه سنگ‌های در برگیرنده خود میزبان تعداد نسبتاً زیادی دایک اسیدی و دلربی است. دایک‌های اسیدی شامل گرانودیوریت پورفیری، گرانیت پورفیری، کوارتز پورفیری و آپلیت هستند. این دایک‌ها فاقد حاشیه انجاماد سریع هستند و با ضخامت تقریبی ۵-۶ متر، غالباً به موازات یکدیگر بوده (اکثراً در راستای W-E و گروهی در جهت NE-SW) و به ندرت همدیگر را قطع می‌کنند. دایک‌های دلربی نیز با ضخامت کمتر از ۱ متر در جهات متفاوت، توده نفوذی را قطع نموده‌اند (شکل ۱).

## ۲- زمین‌شناسی

از لحاظ تقسیمات ساختاری توده نفوذی کوه دم در غرب زون ایران مرکزی و در منتهی الیه شرقی نوار ماقمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این توده درون شیسته‌ها و فیلیت‌های پالئوزوئیک، سنگ‌های آهکی کرتاسه و مجموعه سنگ‌های آتش‌شانی آندزیتی و داسیتی ائوسن زیرین نفوذ کرده است. وجود آپوفیزهایی از توده نفوذی در داخل سنگ‌های یاد شده، دلیل واضحی بر جوانتر بودن توده از ائوسن زیرین است. به واسطه تاثیر حرارتی ناشی از تزریق توده، سنگ‌های فراغیر در مجاورت بلافصل آن، با تحمل دگرگونی مجاورتی، به مجموعه‌های اسکارن و هورنفلس تبدیل شده‌اند.

از لحاظ سنگ‌شناسی بیشتر حجم توده از گرانودیوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها به همراه مقدار کمی مونزوگرانیت و کوارترمونزوئیت، در بخش‌های مرکزی توده رخمنون دارند. در حاشیه شمالی، شرقی و جنوب توده، سنگ‌های دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزوودیوریت و کوارتز مونزوودیوریت به صورت نواری منقطع در اطراف



شکل ۱: نقشه ساده زمین‌شناسی توده نفوذی کوه دم (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم با تغییرات جزئی).

### ۳- پتروگرافی

برای نامگذاری سنگهای نفوذی از رده‌بندی مدار اشتريکاizen (Streckeisen 1976) استفاده شده است. مطابق با این رده‌بندی سنگ‌های اسیدی در محدوده‌های گرانودیوریت، مونزوگرانیت، کوارتزمونزوپیت و سنگ‌های حدواسط در قلمرو دبوریت نیز در محدوده مونزوگرانیت قرار دارد (شکل ۲-الف). برای نامگذاری دایک‌های سابلکانیک از نمودار آلكالی در مقابل سیلیس (Le Maitre et al., 1989) استفاده شده (شکل ۲-ب) که دایک‌های اسیدی و بازیک به ترتیب در محدوده ریولیت و تراکی‌آندزیت بازالتی واقع می‌شوند.

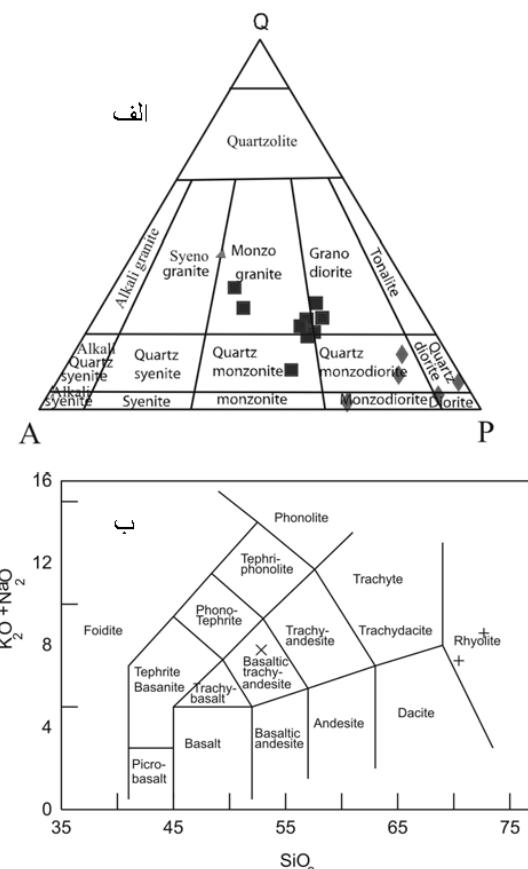
هورنبلند تشکیل شده‌اند. کوارترها، دارای خاموشی موجی، حاشیه مضرس و شکستگی‌های فراوان هستند. ارتوکلازها اکثراً ماکل کارلسbad و پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتیک و در برخی موارد زونینگ نشان می‌دهند. در برخی از نمونه‌ها ارتوز به صورت هاله‌ای پلاژیوکلازها را احاطه کرده و بافت آنتری‌راپاکی ویک ایجاد نموده است. کانی‌های مافیک بیوتیت (با فراوانی بیشتر) و هورنبلند در بین مجموعه کانی‌ها حضور دارند که گاهی به شکل لخته‌های مافیک تمرکز یافته‌اند. دیوریت‌ها از لحظ بافتی و تا حدی کانی‌شناسی مشابه گرانودیوریت‌ها هستند، با این تفاوت که واجد میزان بیشتری از پلاژیوکلاز و هورنبلند و میزان کمتری کوارتز، ارتوز و بیوتیت هستند و کلینوپیروکسن نیز در آن‌ها هر چند به مقدار اندک، یافت می‌شود.

بافت موجود در دایک‌های گرانیتی و گرانودیوریتی، اساساً پورفیریک، گلومروپورفیریک و به ندرت میکرولیتی است و آپلیت‌ها بافت میکروگرانولار دارند. از لحظ کانی‌شناسی فنوکریست‌های موجود در دایک‌های گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز و بیوتیت می‌شود. کوارتز پورفیرها از لحظ کانی‌شناسی و بافتی مشابه گرانیت پورفیرها است، با این تفاوت که کانی غالب در این دایک‌ها، کوارتز می‌باشد. آپلیت‌ها از لحظ کانی‌شناسی حاوی کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز و به ندرت بیوتیت هستند. این کانی‌ها قادر شکل مشخص و دانه ریزاند.

بافت دلربیتها، پورفیریک و ندرتاً گلومروپورفیریک است و از لحظ کانی‌شناسی عمدتاً از فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سنتیک و زونینگ نشان می‌دهند و پیروکسن‌ها به شدت دگرسان شده‌اند. بافت‌هایی چون منطقه‌بندی معکوس (کعنایان و همکاران ۱۳۸۷) و غربالی و حاشیه انحلالی در پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها نیز مشاهده می‌شود.

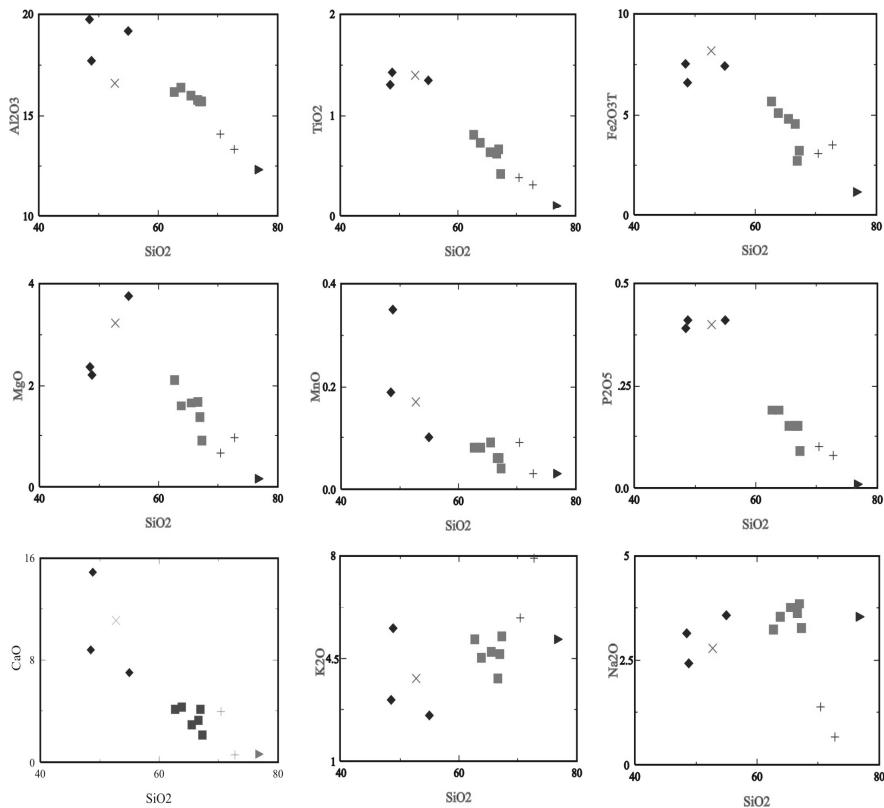
### ۴- ژئوشیمی

جهت تفسیر تحولات ماغمایی از دیاگرام‌های تغییرات عنصر اصلی و فرعی در مقابل سیلیس استفاده شده است (Harker 1909). چنانچه MnO در شکل ۳ و ۴ ملاحظه می‌شود، به طور کلی میزان اکسیدهای MnO، MgO، CaO، P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>، Na<sub>2</sub>O با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد، در حالی که اکسیدهای K<sub>2</sub>O و Rb و Th با افزایش سیلیس روند افزایشی نشان می‌دهند، عناصر Sr، Ba و Y با برخلاف آن‌ها، کاهش می‌یابند. Zr در طول مسیر تغییر چهت داده و با افزایش سیلیس از روند صعودی به نزولی تغییر می‌کند و عنصر Nb روندی تقریباً ثابت را دنبال می‌کند. Ni و Cr نیز کاهش چشمگیری را نشان می‌هد و در دایک‌های دیوریتی از فراوانی بالایی برخوردار است.

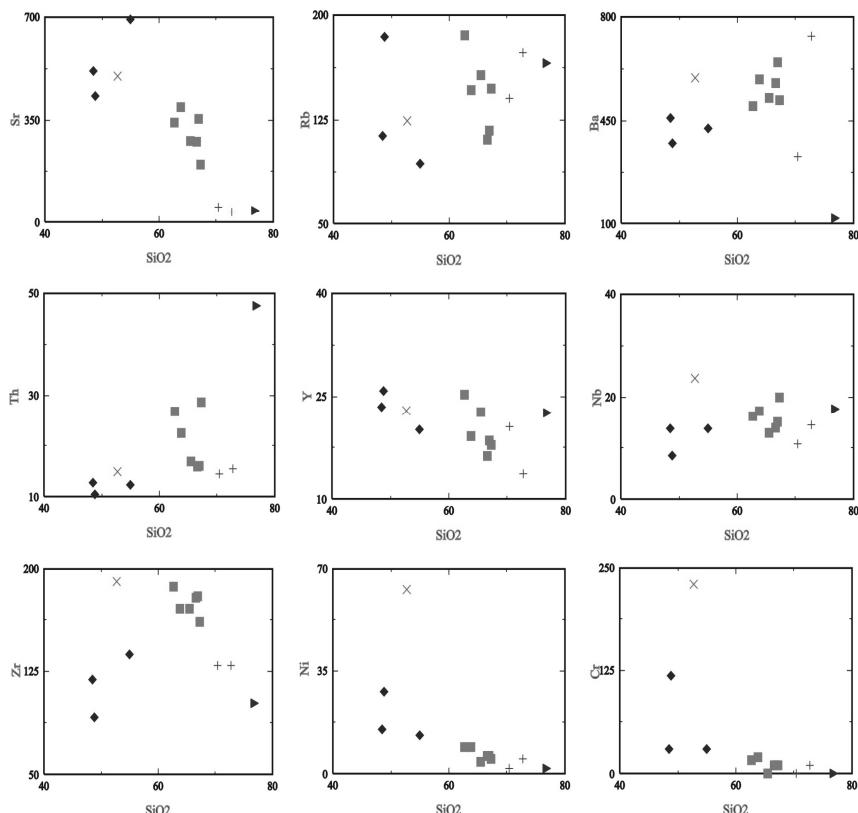


شکل ۲: الف- طبقه بندی مدار با استفاده از دیاگرام مدار QAP (Streckeisen 1979) ب- طبقه بندی نورماتیو دایک‌های سابلکانیک (Le Maitre 1989). علامت‌های مورد استفاده عبارتند از: مربع=سنگ‌های اسیدی، لوزی=سنگ‌های حدواسط، مثلث=آپلیت، علامت جمع=دایک‌های اسیدی و علامت ضربدر=دایک دلربیتی.

بافت غالب در گرانودیوریت‌ها، گرانولار دانه متوسط است ولی گاهی بافت‌های گرانوفیری، پوئی‌کیلیتیک و ندرتاً پرتیتی نیز نشان می‌دهند. از لحظ کانی‌شناسی عمدتاً از پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و

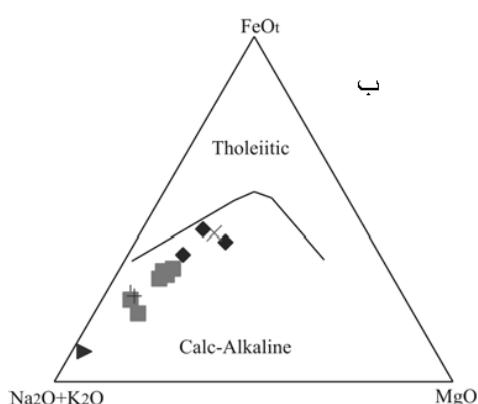
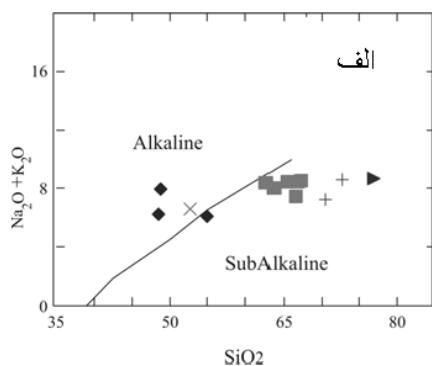


شکل ۳: موقعیت نمونه‌های مجموعه نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (Harker 1909). فراوانی اکسیدها بر حسب درصد وزنی گزارش شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

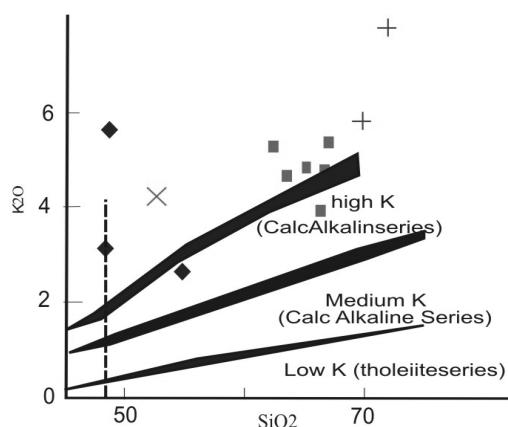


شکل ۴: موقعیت نمونه‌های مجموعه نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات عنصر فرعی در برابر سیلیس (Harker 1909). فراوانی عنصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

,  $Ti/Ti^*=0.15-0.25$  ,  $Nb/Nb^*=0.22-0.24$  ,  $P/P^*=0.27-0.53$ )  
 $Sr/Sr^*=0.37-0.85$  و  $Ba/Ba^*=0.26-49$  (Ba) و دیوریت‌ها آنومالی منفی Ba و Nb (Ti/ $Ti^*=0.5$  ,  $Nb/Nb^*=0.3$ ) و  $Ba/Ba^*=0.4$  و نشان می‌دهند. علاوه بر این دایک‌های اسیدی و دریتی اکثراً دارای آنومالی منفی Sr, P, Ba, Ti و Nb هستند.

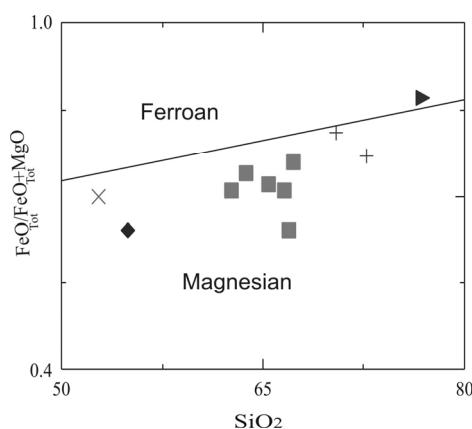


شکل ۶: الف- نمودار تفکیک سری آلکالن از ساب آلکالن ب- نمودار مثلثی Irvin & Barragar (1971) جهت تفکیک سری‌های تولئیتی و کالک آلکالن (AFM). علامت مشابه شکل ۲ است.



شکل ۷: موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Rickwood 1989). علامت مشابه شکل ۲ است.

سنگ‌های توده نفوذی کوه دم بر اساس رده بندی فرات و همکاران (Frost et al., 2001) در محدوده گرانیت‌های مانیزین قرار می‌گیرند (شکل ۵). در نمودار تغییرات آلکالی در مقابل سیلیس (شکل ۶-الف)، در قلمرو ساب آلکالن تا آلکالن و در نمودار تغییرات AFM (Baragar 1971) نیز علاوه بر نمایش روند خطی در محدوده کالک آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۶-ب). همچنین در نمودار تغییرات Rickwood (1989) در برابر  $K_2O$  در قلمرو  $SiO_2$  پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۷). سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات نسبت‌های ملکولی  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$  در برابر (A/CNK vs. A/NK)  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO$  اکثراً در قلمرو سنگ‌های سنت‌آلومینیوم واقع می‌شوند (شکل ۸) و برخی از نمونه‌ها به خط اشباع از آلومینیوم نزدیک شده و حتی به محدوده پرآلومین وارد شده‌اند (Maniar & Piccoli 1989, Shand 1947).

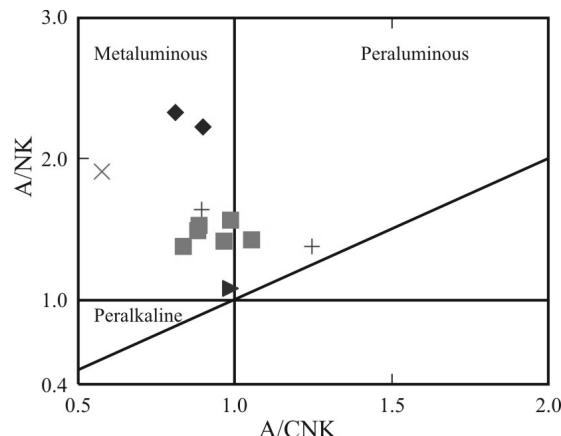


شکل ۵: نمودار تفکیک سنگ‌های Mg دار و Fe دار (Frost 2001). علامت مشابه شکل ۲ است.

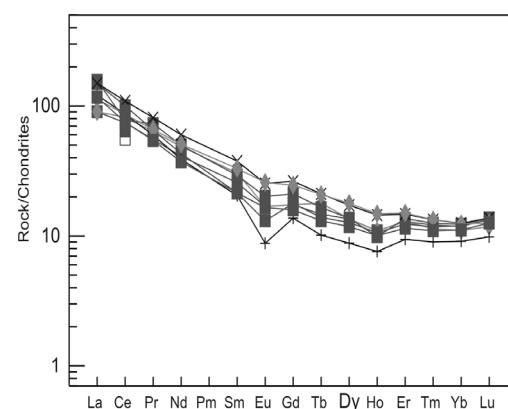
در شکل ۹ نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمایش شده‌اند (Sun & McDonough 1989), نمایش داده شده است. الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی در دیوریت‌ها، گرانودیوریت‌ها و دایک‌ها با یکدیگر موازی بوده و از عناصر LREE نسبت به HREE غنی شدگی نشان می‌دهند ( $La/Yb$ ) $n=7.1-12.6$ ). الگوی مسطح است و در الگوی عناصر نادر خاکی تقریباً جزئی دیده می‌شود. علاوه بر این در الگوهای مذکور شاهد آنومالی منفی Eu هستیم ( $Eu/Eu^*=0.5-0.9$ ), به طوری که طی تکامل ماغما و افزایش میزان اسیدیتی ماغما، آنومالی Eu افزایش می‌یابد. در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989) نرمایش شده‌اند، فراوانی عناصر کمیاب توده گرانیتوئیدی و دایک‌های آن مشابه بوده و این سنگ‌ها از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). گرانودیوریت‌ها آنومالی منفی Sr, P, Ba, Ti و Nb (شکل ۹).

می‌یابد. Y نیز به علت جایگزینی در کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن و هورنبلند روند کاهشی نشان می‌دهد. Th نیز به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل انتهایی در فاز مایع باقی مانده و با افزایش  $\text{Nb}/\text{SiO}_2$ ، غنی شدگی از خود نشان می‌دهد. کانی اسفن، میزان اصلی  $\text{Nb}$  به شمار می‌رود، از این رو حضور اسفن هر چند به میزان اندک، باعث گردیده  $\text{Nb}$  روند تقریباً ثابتی را دنبال کند. با تشکیل کانی زیرکن، روند  $\text{Zr}$  تغییر کرده و از حالت صعودی به نزولی تغییر مسیر می‌دهد، چرا که عنصر  $\text{Zr}$  اکثراً در کانی زیرکن و در ماقماهای اسیدی وارد می‌شود.  $\text{Ni}$  و  $\text{Cr}$  به صورت عنصر سازگار عمل کرده و اکثراً در مراحل اولیه تبلور ماقما در شبکه کانی‌های فرومیزین قرار می‌گیرند. نمودارهای هارکر می‌تواند بیانگر ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده نفوذی باشد. وجود رابطه خطی بین دایک‌ها و سنگ‌های سازنده توده نفوذی در نمودارهای هارکر و عدم مشاهده حاشیه انجماد سریع در دایک‌ها می‌تواند نشانه قربات ماقمایی و اختلاف زمانی ناچیز بین تتریق توده گرانیت‌وئیدی و نفوذ دایک‌ها در منطقه باشد. فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌ها با نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی انطباق مناسبی نشان می‌دهد. برای مثال میزان  $\text{Na}$  پایین و  $\text{K}$  بالا در دایک‌های اسیدی با فراوانی ارتوز و کمبود آلبیت در این سنگ‌ها مطابقت دارد. البته پراکندگی‌های موجود در برخی عناصر ناشی از وجود آلتراسیون و رفتار عناصر متحرك است.

روندهای موازی در الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مختلف (شکل ۹) خاکی از تشابه فرآیندهای ماقمایی در حین تشکیل آن‌ها است. تمرکز پایین HREE نسبت به LREE بر اثر عواملی چون: درجه پایین ذوب بخشی، وجود گارنت با قیمانده در سنگ منشا و آلودگی ماقما به وجود می‌آید. الگوی HREE مسطح در گرانیت‌های پتاسیک با وجود  $\text{Gd}/\text{Yb} < 0.9$  و محتوای بالای  $\text{Y}$  و  $\text{Yb}$  بیانگر فقدان گارنت در سنگ‌های منشاء آن‌ها است (Kampunzu *et al.*, 2003). چراکه عناصر  $\text{Y}$  و  $\text{Yb}$  وارد شبکه گارنت شده و حضور گارنت و تفریق آن باعث تنهی شدگی عناصر HREE می‌شود. بنا بر نظریه‌ای دیگر الگوی HREE مسطح احتمالاً بیانگر فاز برجامانده آمفیبول در طی ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک است (Zhao *et al.*, 2007). رومیک و همکاران (Hoskin *et al.*, 2000) و هاسکین و همکاران (Romick *et al.*, 1992) تقریب جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی که ناشی از تهی شدگی MREE است را به تفریق هورنبلند و یا اسفن نسبت داده‌اند.  $\text{Eu}$  عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی آن بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماقما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشاء، در حین ذوب بخشی در شرایطی که اکتیویتی  $\text{H}_2\text{O}$  پایین است، ایجاد می‌شود (Tepper *et al.*, 1993). بنا بر پیشنهاد تانکوت (1998) غنی شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE همراه با آنومالی منفی  $\text{Eu}$



شکل ۸: نمودار تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (A/CNK) برای سنگ‌های منطقه (A/NK) (Maniar & Piccoli 1989). علامت مشابه شکل ۲ است



شکل ۹: فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Sun & McDonough 1989) نرم‌الایز شده است. علامت مشابه شکل ۲ است.

## ۵- بحث

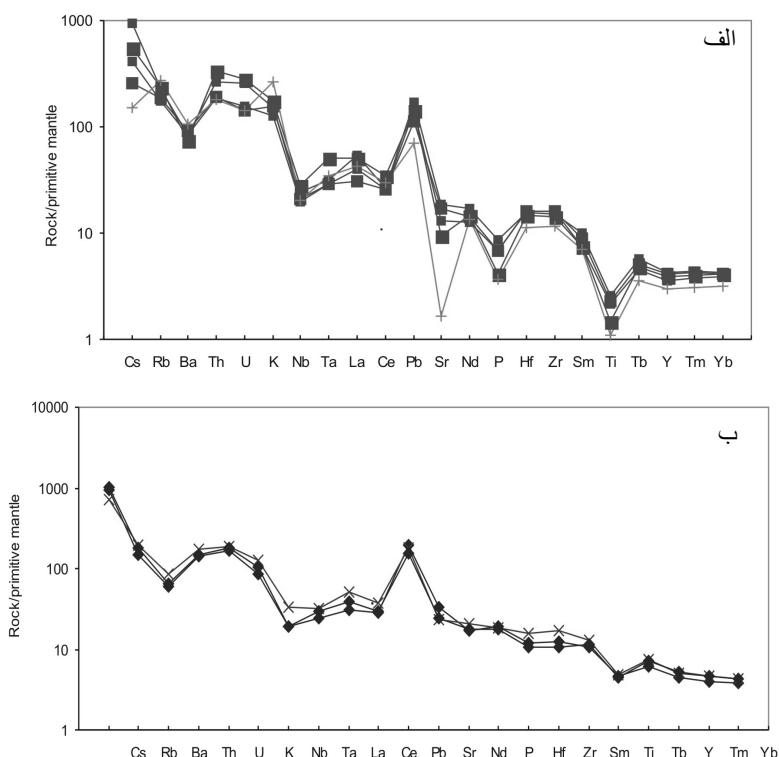
### ۵-۱- تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

کاهش میزان اکسیدهای  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  با افزایش سیلیس بیانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومیزین پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتان‌دار در مراحل اولیه تبلور ماقما است. اکسیدهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  به خاطر مشارکت در ساختمان پلازیوکلاز سیر نزولی نشان می‌دهند. به واسطه تبلور ارتوز و پلازیوکلاز آلبیتی در مراحل انتهایی تکامل ماقمایی، با افزایش  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  روبرو هستیم. فسفر به صورت عنصر سازگار عمل کرده و در جهت تشکیل آپاتیت مصرف شده و با افزایش درجه تبلور ماقما از میزان  $\text{P}_2\text{O}_5$  کاسته شده است.  $\text{Rb}$  و  $\text{Ba}$  به خاطر جانشینی در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند ارتوز در مراحل پایانی تبلور ماقما، روند افزایشی دارند.  $\text{Sr}$  به علت جانشینی با کلسیم و ورود به شبکه پلازیوکلازهای کلسیم دار، در مراحل نهایی تبلور ماقما، کاهش

Ba نیز به خاطر جانشینی با پتاسیم در ارتوکلاز و بیوتیت و P به علت تشکیل آپاتیت، با تفریق این کانی‌ها آنومالی منفی پیدا کرده‌اند. بنا بر پیشنهاد وو و همکاران (Wu *et al.*, 2003) آنومالی منفی Eu اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی که همراه با آنومالی منفی Ba باشد بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد می‌شود. بر این اساس در نمونه‌های مورد مطالعه تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم توأمًا عامل مهمی در تحول ماقمایی محسوب می‌شوند. بارنز و همکاران (Barnes *et al.*, 2001) نیز معتقد است که تفریق ماگماتیسم مرتب با فرآیند فروزانش است (Saunders *et al.*, 1980). Kuster & Harms 1998 شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Kuster & Harms 1998, Rollinson 1993). ۳- نشانه فقر این عناصر در منشأ، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آن‌ها در طی فرآیند تفریق است (Wu *et al.*, 2003). تهی شدگی Sr در برخی نمونه‌ها ناشی از کاهش فراوانی فلدسپار در حین تفریق بلورین است چرا که Sr به جای کلسیم و پتاسیم، در شبکه فلدسپار وارد می‌شود.

بیانگر اهمیت نقش تفریق آمفیبیول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل گرانیتوئیدها است.

غنى شدگی از LILE (شکل ۱۰) می‌تواند در نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشه‌های، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشه متساوماتیزه، آسودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه باشد. آنومالی منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی نسبت داده می‌شود که فهرستوار عبارتند از: ۱- مشخصه ماگماتیسم مرتب با فرآیند فروزانش است (Barnes *et al.*, 2001). ۲- وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و Kuster & Harms 1998 شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Kuster & Harms 1998, Rollinson 1993). ۳- نشانه فقر این عناصر در منشأ، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آن‌ها در طی فرآیند تفریق است (Wu *et al.*, 2003). تهی شدگی Sr در برخی نمونه‌ها ناشی از کاهش فراوانی فلدسپار در حین تفریق بلورین است چرا که Sr به جای کلسیم و پتاسیم، در شبکه فلدسپار وارد می‌شود.



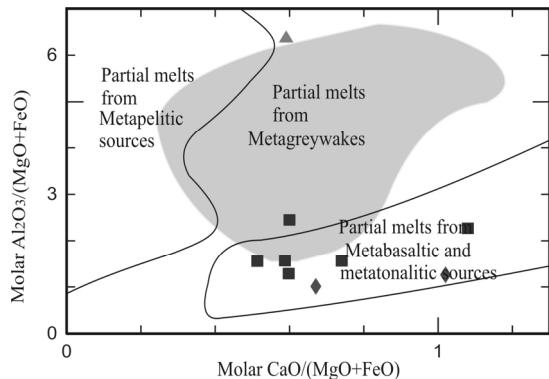
شکل ۱۰: فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی در نمونه‌های (الف) گرانودیبوریت و دایک اسیدی (ب) دیبوریت و دایک دلوربیتی که نسبت به گوشه اولیه (Sun & McDonough 1989) نرمالایز شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

وجود سنگ‌های دگرگونی حرارتی درجه بالا در مجاورت توده ۲ وجود مجموعه سنگ‌شناختی متنوع شامل دیبوریت، کوارتزدیبوریت، مونزوذیبوریت، کوارتزمونزوذیبوریت، کوارتزمونزونیت، گرانودیبوریت و

به طور کلی شواهد و ویژگیهایی چون: ۱) واقع شدن در یک نوار کوهزایی، همراهی با سنگ‌های آتشفسانی آندزیتی و داسیتی و عدم

## ۲-۵- منشاء

این محققین براساس آزمایشات تجربی به این نتیجه رسیدند که ماقمای گرانیتوئیدی کالک آلکالن پتاسیم‌دار بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای مافیک و حدواسطی که در شرایط آبدار دگرگون شده باشند، ایجاد می‌شوند. در این شرایط استقرار ماقمای گوشته‌ای در زیر پوسته، می‌تواند گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم کند (Thuy *et al.*, 2004).



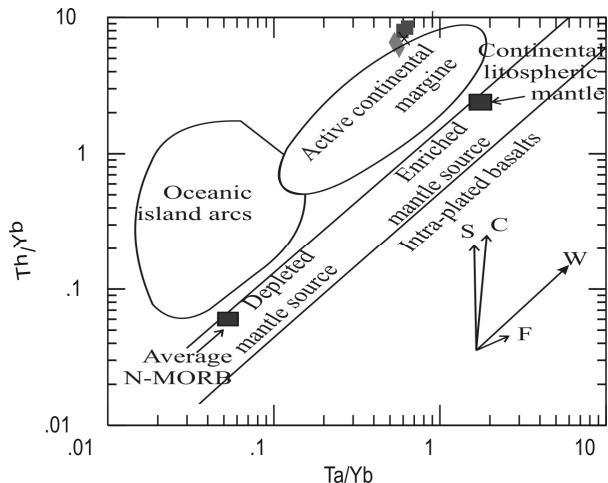
شکل ۱۱: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک کننده منشاء سنگ‌ها (Wolf & Wyllie 1994). علائم مشابه شکل ۲ است.

همچنین برای تمایز منشاء پوسته‌ای و گوشته‌ای می‌توان از نسبت عناصر کمیاب در نمونه‌ها استفاده نمود. به این صورت که نسبت‌های Sun (La/Sm)n و Nb/Ce, Nb/La در گوشته حدود ۰/۰۳۹ و ۰/۰۱ و McDonough & McDonough 1989 و در پوسته حدود ۰/۰۲۳ و ۰/۰۴۶ (Weaver & Tarney 1984) در نظر گرفته شده است. میانگین نسبت‌های Nb/La, Nb/Ce, Nb/Sm در توode گرانیتوئیدی کوهدم به ترتیب برابر ۰/۷۸ و ۰/۲۹ و ۰/۵۳ محاسبه شده است. این نسبت‌ها بیانگر آن است که پوسته زیرین عامل مهمی در شکل‌گیری این توode نفوذی است. شاید بتوان چنین تعبیر کرد که ماقمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشاء گرمایی لازم را برای ذوب پوسته زیرین فراهم نموده است و علاوه بر آن، این احتمال وجود دارد که ماقمای بازالتی تا حدی با ماقمای حاصل از ذوب پوسته مخلوط شده باشد.

### ۳-۵- جایگاه تکتونیکی

توode گرانیتوئیدی کوه دم بخش کوچکی از نوار ماقمایی ترشییری ارومیه-دختر محاسبه شود. بر اساس مطالعات انجام گرفته، عده‌ای از صاحب نظران این ماقماییسم را به وجود نواحی کشنی مرتبط با تیغه‌های گرمایی زیر پلیت ایران مرکزی مرتبط می‌دانند (Sabzehei 1974, Amidi 1975, Emami 1981, Berberian & King 1981, Mohajel *et al.*, 2003) آن را به فرونش پوسته اقیانوسی نفوذیس به زیر پلیت ایران مرکزی نسبت می‌دهند (Thuy *et al.*, 2004).

مونزوگرانیت در توode،<sup>۳</sup> وجود کانیهای هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن، مانیتیت، آپاتیت و اسفن یوهدرال و نبود موسکویت و کانیهای دگرگونی نظری گارنت، پلیمورف‌های آلومینوسیلیکات و کردیریت و فقدان کرنودوم در نورم.<sup>۴</sup> تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌ها از لحاظ میزان  $\text{SiO}_2$ , روند سعودی (Chappell *et al.*, 1998) Th Th و روند نزوی P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل سیلیس (Chappell & White 1992) و داشتن ویژگی متالومین (Chappell & White 1974)، همگی دلالت بر آن دارند که توode گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I است. از طرفی در بخش ژئوشیمی ملاحظه شد که گرانیتوئیدهای منطقه در زمرة گرانیت‌های پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند، لذا در این بخش به بررسی نحوه تشکیل این گونه گرانیت‌ها می‌پردازم. میزان  $\text{SiO}_2$  بالا و Mg# از ۶۰ درصد (Kuster *et al.*, 1998) و میزان پایین عناصر انتقالی Ni, Cr, Co و V (Wilson 1989) در نمونه‌های مورد مطالعه، احتمال منشاء‌گیری مستقیم آن‌ها را از گوشته منتفی می‌سازد. همچنین نسبت بالایی از عناصر Hawkesworth *et al.*, 1995, Rogers (Nb/La) و Woodhead *et al.*, 1993 (Ti/Zr) برای ماقمای 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 کوهدم به ترتیب برابر ۱/۸۲ و ۲۵/۰۹ است، بنا بر این با منشاء گوشته‌ای محض مغایرت دارد. برای بررسی منشاء توode نفوذی دم می‌توان از نمودار شکل ۱۱ استفاده نمود. این نمودار که براساس نسبت مولکولی مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  و  $\text{FeOt}$  ترسیم شده است (Wolf & Wyllie 1994)، بخش اعظم نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی متابازالت‌ها و متابونالیت‌ها قرار گرفته‌اند. بنا بر پیشنهاد چاپل و وايت (Chappell & White 1992) غنی شدگی از عناصر ناسازگار K, Th, Rb و La و آنومالی منفی عناصر Sr, Nb, Ti و Ba بیانگر مذاب حاصل از منشاء پوسته‌ای است (Thuy *et al.*, 2004). تیلور و مکلن (Taylor & McLennan 1985) نیز فراوانی عناصر LILE از قبیل Rb, Th, U, K و La به همراه Pb و تهی شدگی عناصر Nb, Ti و Ta را به مذابی با منشاء پوسته قاره‌ای نسبت داده‌اند. براساس کارهای تجربی صورت گرفته بر روی گرانیت‌های پتاسیم‌دار با بیشتر از ۲۴ PPM La (high La) به این نتیجه رسیده‌اند که این گرانیت‌ها می‌توانند بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های تونالیتی در پوسته میانی و زیرین تشکیل شوند (Rutter & Wyllie 1988, Whalen *et al.*, 2004) و از سوی دیگر کارول و وایلی (Carroll & Wyllie 1989) نشان دادند که از ذوب بخشی سنگ‌های تونالیتی، گرانیت‌های پتاسیم‌دار ایجاد می‌شود (Kampunzu *et al.*, 2003). به عقیده رابت و کلمنز (Roberts & Clemens 1993) ذوب بخشی آندزیت و آندزی بازالت کالک آلکالن آبدار منشاء مناسبی برای گرانیت‌های پتاسیم‌دار است.



شکل ۱۴: موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات عناصر Th/Yb در برابر La/Yb (Pearce 1983). علائم اختصاری بیانگر: تاثیر فرایندهای فرورانش (S)، آلودگی پوسته‌ای (C)، مagmaتیسم درون ورقه‌ای و فرآیند تفریق بلوری (F) می‌باشد. علائم مشابه شکل ۲ است.

از مجموعه شواهد زیر نیز می‌توان برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل توده نفوذی کوه دم استفاده کرد:

۱- در محیط‌های فرورانش میزان Th افزایش می‌یابد (Gorton & Schandl 2000) و نسبت Th/Ta در سنگ‌های مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ها در محدوده ۲۰–۶ متغیر است (Gorton 2002). این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۱۰ تا ۱۷/۳ تغییر می‌کند که با محیط مذکور مطابقت دارد.

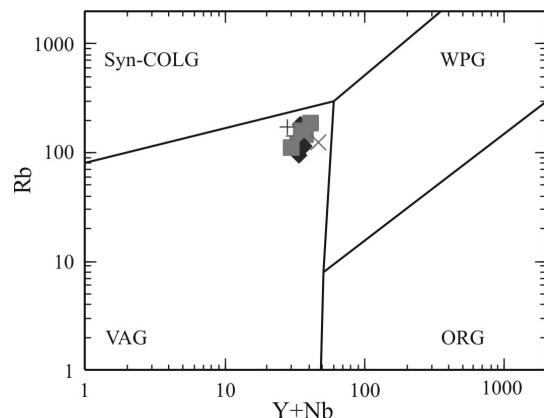
۲- سنگ‌های توده نفوذی مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آن‌ها پایین است (۰/۳۳ تا ۰/۰۱). نسبتهای پایین Nb/Y (۰/۳۲ تا ۰/۰۷) از ویژگی سنگ‌هایی است که در قوس‌های مagmaی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند (Pearce 1983, Temel *et al.*, 1998).

۳- مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیشتر از ۲۸) شاخص سنگ‌هایی است که در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند (Fitton *et al.*, 1988). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بیش از ۲۸ و به طور متوسط حدود ۳۲ است.

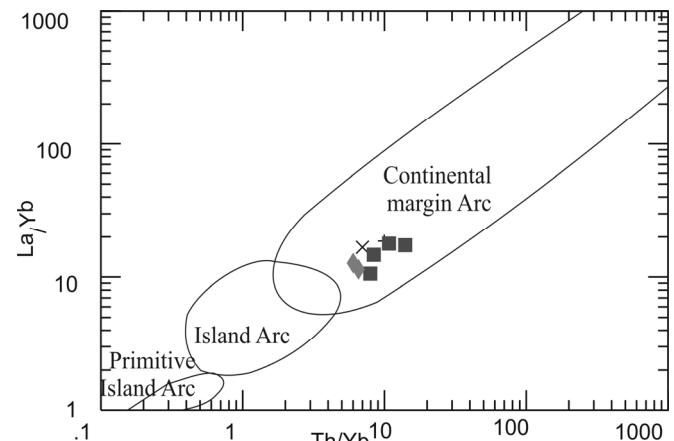
۴- نسبت U/Nb در سنگ‌های پوسته قاره‌ای برابر ۶/۲ (Rudnick & Fountain 1995) و در بازالت‌های قوس اقیانوسی و پشت‌های میان اقیانوسی برابر ۴۷ (Hofmann *et al.*, 1986) است. نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت پایین Nb/U (متوسط ۴/۲۸) با سنگ‌های پوسته قاره‌ای مشابه داشته و امکان وجود این سنگ‌ها را از محیطی مرتبط با پوسته اقیانوسی منتفی می‌سازد.

۵- گرانیتوئیدهای توده نفوذی دم طبق رده‌بندی باربارین (Barbarin 1999)، با داشتن اختصاصات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بارزی همچون

(Shahabpour 2007) گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است ولی قابل استفاده‌ترین آنها نمودارهایی هستند که براساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشد. Pearce (1984) براساس فراوانی عناصر کمیاب، محیط تکتونیکی گرانیت‌ها را به چهار گروه VAG (گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی)، Syn-CLOG (گرانیتوئیدهای برخورده)، WPG (گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای) و ORG (اقیانوسی) تقسیم‌بندی کرده است. چنانچه در شکل ۱۲ ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG قرار می‌گیرند. نسبت‌های بالای La/Yb و Th/Yb در نمونه‌های توده نفوذی کوه دم (شکل ۱۳) نیز با شکل گیری آن‌ها در محیط تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای (Condie 1989) انطباق دارد. همانطور که در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود در نمودار لگاریتمی Th/Yb در برابر La/Yb (Pearce 1983) تغییرات در داخل و نزدیک قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده است.



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 مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات در برابر La/Yb (Condie 1998). علائم مشابه شکل ۲ است.

احتمالاً ماقمای گوشتیهای عامل بالقوهای برای ذوب پوسته زیرین و انتقال سیالات به درون پوسته محسوب می‌شود.

۴- نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی، نسبت Th/Ta در محدوده ۶-۲۰، پایین بودن نسبت Nb/Y و Nb/U و مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فروراش در حاشیه فعال قاره‌ای است. غنی شدگی عناصر LREE و LILE نسبت به HFSE و HREE وجود آنومالی منفی Nb و Ti نیز تأیید کننده این مطلب است.

۵- با توجه به موقعیت جغرافیایی توده مورد مطالعه که در منتهی الیه زون آتشفسانی ارومیه-دختر قرار دارد، به نظر می‌رسد این مجموعه در ارتباط با فروراش لیتوسфер اقیانوسی نئوتیس به زیر ورقه قاره‌ای پلاتفرم ایران مرکزی تشکیل شده باشد.

به هر حال پر واضح است که ابراز نظر قطعی راجع به منشاء و نحوه تشکیل توده گرانیتی‌بودی کوه دم مستلزم آن است که داده‌های موجود در مقاله با اطلاعات بیشتری همچون داده‌های ایزوتوبی و آنالیزهای میکروپرورپ تلفیق و مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند.

### قدرتانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "پترولوزی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه دم (شمال اردستان)" به شماره پرونده "۱۴۰۳/۶۴/۲۶" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینویسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌گردد.

وجود کانی‌های مافیک (بیوتیت، هورنبلند و کلینوبیپروکسن) همراه با کوارتز، فلدسپات پتاسیم و پلازیوکلаз با متوسط فراوانی آنورتیت ۵۰-۲۰ درصد و فقدان کانی‌های آلومینوسیلیکات، کردیریت و مسکویت و ACG (گرانیت‌های کالک آکالن غنی از آمفیبول) قرار می‌گیرند. از نظر محیط تکتونیکی جزء گرانیتی‌بودهای حاصل از فعالیت‌های ماقمایی مرتبط با فروراش حاشیه فعال قاره‌ای تلقی می‌شوند.

### ۶- نتیجه‌گیری

براساس جمع‌بندی اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای ژئوشیمیابی نمونه‌های گرانیتی‌بودی کوه دم، نتایج زیر قابل ذکر است:

۱- این توده حاصل تزریق متواالی دو فاز ماقمایی است. ماقمای اسیدی شامل طیفی از گرانوپوریت، مونزوگرانیت و کوارتزمنزونیت است که به درون سنگ‌های حدواتسط دیبوریت، کوارتزدیبوریت، مونزوپوریت و کوارتزمنزونزوپوریت نفوذ کرده است و در پی آن دایک‌های اسیدی و دلیریتی توده نفوذی مذکور را قطع نموده‌اند.

۲- سنگ‌های گرانیتی‌بودی دارای ماهیت کالک آکالن پتاسیم‌دار، متاآلومین و از نوع I محسوب می‌شوند.

۳- حضور گرانیت‌های پتاسیم‌دار با La بیشتر از ۲۴ PPM (high La)، فراوانی عناصر LILE از قبیل Th, Rb, U و K به همراه Pb و تهی شدگی عناصر Sr, Ta, P, Nb و Ba در اکثر نمونه‌ها همراه با مقادیر پایین عناصر انتقالی گویای این مطلب است که احتمالاً منشاء اصلی ماقمای اولیه نمونه‌ها از پوسته زیرین بوده است، در حالی که

### منابع:

- تکنواسپورت ۱۹۷۹: نقشه ۱:۱۰۰۰۰ کوه دم، انتشارات سازمان زمین شناسی. برگه شماره ۶۵۵۷  
کعنایان ع..، احمدیان ج، سرجوقیان ف. ۱۳۸۷: شیمی برخی از کانی‌ها و ارزیابی دما و فشار در توده گرانیتی‌بودی کوه دم، شمال شرق اردستان. مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران. ۱: ۴۹-۶۶.
- Ajaji T., Weis D., Giret A., Bouabdellah M. 1998: Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos.* **45:** 371-393.
- Amidi S.M. 1975: Contribution a la tude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central). G. S. I. Thèses, Université Scientifique et Medicale de Grenoble, France. 316P.
- 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., Karlsson H.R. 2001: Petrology and geochemistry of the late Eocene Harrison Pass Pluton, Ruby mountains Core Complex, Northeastern Nevada. *J. Petrol.* **42:** 901-929.
- Berberian M., King G.C.P. 1981: Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.* **18:** 210-265.
- Carroll M.J., Wyllie P.J. 1989: Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H<sub>2</sub>O at 15 kbar, implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *J. Petrol.* **30:** 1351-1382.
- Chappell B.W, Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. 1998: High and low Temperature I-type granites. *Resource Geology.* **48:** 225-236.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacific Geology.* **8:** 173-174.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1992: I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Tran. R. Soc. of Edinb. Earth Sci.* **83:** 1-26.

- Chen B., Jahn B.M., Ye K., Liu J.B. 2002: Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unit, Su-Lu terrane. *J. Geol. Soc. London.* **159:** 457-467.
- Condie K.C. 1989: Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos.* **23:** 1-18.
- Emami M.H. 1981: Geologie de la region de Qom-Aran (Iran); Contribution a petude dynamique et geochemique du Volcanisme tertiaire de l'Iran central. Theses. Sciences naturelles Univ. Sc. et Medicale de Grenoble. 489P.
- Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P. 1988: The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *J. Petrol. Special Lithosphere Issue,* 331-349.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.G., Frost C.D. 2001: A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *J. Petrol.* **42:** 2033-2048.
- Gorton M.P., Schandl E.S. 2000: From continental to island arc a geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Mineral.* **38:** 1065-1073.
- Harker A. 1909: The natural history of igneous rocks. Methuen, London. 344p.
- Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N. 1995: Calc alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.* **100:** 10271-10286.
- Hofmann A., Jochum K., Seufert M., White M. 1986: Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **79:** 33-45.
- Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. 2000: Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach. *J. Petrol.* **41:** 1365-1395.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* **8:** 523-548.
- Kampunzu A.B., Tombale A.R., Zhai M., Bagai Z., Majaula T., Modisi M.P. 2003: Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos.* **71:** 431-460.
- Kuster D., 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.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Lebas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wolley A.R., Zanettine B. 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 193p.
- Maniar P.D., piccoli P.M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101:** 635 - 643.
- Mohajjal M., Fergusson C.L., Sahandi M.R. 2003: Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *J. Asian Earth Sci.* **21:** 397-412.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25:** 956-983.
- Pearce J.A. 1983: The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth. C.J., Norry, M.J. Eds. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich. 230-249.
- Rickwood P.C. 1989: Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos.* **22:** 247-263.
- Roberts M.P., Clemens J.D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology.* **21:** 825-828.
- Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. 1995: Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada. *J. Geophys. Res.* **100:** 10287-10301.
- Rollinson H.R. 1993: Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation. Longman scientific and technical, 252 p.
- Romick J.D., Kay S.M., Kay R.M. 1992: The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dasite tehptra from the central Aleutians, Alaska. *Contrib. Mineral. Petrol.* **112:** 101-118.
- Rudnick RL., Fountain DM. 1995: Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* **33:** 267-309.
- Rutter J.M., Wyllie P. 1988: Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature.* **331:** 159-160.
- Sabzehei M. 1974: Les Melanges ophiolitiques de la region defandagheh (Iran meridional). E'tude petrographique et structurale, interpretation dans Le Cadre Iranien, These pre'sesete'e a' l'universit'e de. Grenoble, 306 P.
- Saunders A.D., Tarney J., Weaver S.D. 1980: Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth planet sci. Lett.* **46:** 344-360.
- Schandl E.S., Gorton M.P. 2002: Application of high field strength elements to discrimination tectonic settings in VMS environments. *Econ. Geol.* **97:** 629-642.
- Shahabpour J. 2007: Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *J. Asian Earth Sci.* (Accepted).
- Shand S.J. 1947: Eruptive Rocks. D. Van Nostrand Company, New York. 360p.
- Streckeisen A.L. 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth sci. rev.* **12:** 1-33.
- Sun S.S., 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. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **42:** 313-345.
- Tankut A., Wilson M., Yihunie T. 1998: Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. and Geoth. Res.* **85:** 285-301.

- 
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1985: The continental crust: its compositions and evolution. Blackwell, Oxford. 27–72p.
- Technoexport. 1981: Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran. Report No. 9. 154p.
- Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A. 1998: Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **85**: 327–354.
- Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**: 333-351.
- Thuy N.T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Long T.V. 2004: Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *J. Asian Earth Sci.* **23**: 467-482.
- Weaver B.L., Tarney J. 1984: Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. **310**: 575-577.
- Whalen J.B., Percival J.A., McNicoll V.J., Longstaffe F.G. 2004: Geochemical and isotopic (Nd-O) evidence bearing on the origin of late-to post-orogenic high-K granitoid rocks in the Western Superior Province: implication for late Archean tectonomagmatic processes. *Precambrian Res.* **132**: 303-326.
- Wolf M.B., Wyllie J.P. 1994: Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* **115**: 369-383.
- Woodhead J.D., Johnson R.W., 1993: Isotop and trace element profile across the New Britain island arc Papua new guines. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**: 479-491.
- Wu F.Y., Jahn B.m., Wilde S.A., Lo C-H., Yui T-F., Lin Q., Ge W-c. Sun D-y. 2003: Highly fractionated I-type granites in NE Chine (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*. **66**: 241-273.
- Zhao Z.F., Zheng Y.F., Wei C.S., Wu Y.B. 2007: Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos*. **93**: 248-272.