

## سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده نفوذی منطقه سراب-۳ (خاور تکاب، شمال‌باختری ایران)

محمد معانی‌جو\* و لیلا خدائی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

### چکیده

توده نفوذی سراب-۳ در شمال‌باختری ایران، در پهنه زون سنندج-سیرجان و در خاور شهرستان تکاب جای دارد. بر پایه بازدیدهای صحرایی و سنگ‌نگاری، ترکیب سنگ‌شناسی این توده نفوذی (به سن میوسن) در محدوده دیوریت-لوکودیوریت، مونزودیوریت، کوآرتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است. بر پایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها از گرانیتوئیدهای نوع I، با سرشت کالک‌آلکان هستند و از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی از آلومینیوم (ASI)، مت‌آلومین هستند. غنی‌شدگی عناصر LILE (K, U, Sr, Ce, Th, Pb و Ba) و LREE نسبت به عناصر HFSE (Zr, Y, Ti, P و Nb) و HREE و پایین‌بودن نسبت Ce/Pb و Nb/U و مقادیر بالای Ba/Nb نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌های آذرین در پهنه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است. آنومالی منفی Ti, Nb و P در نمودارهای عنکبوتی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. پایین‌بودن نسبت‌های  $(Al_2O_3/FeO^*+MgO+TiO_2)$  و  $(Na_2O+K_2O/FeO^*+MgO+TiO_2)$  و تمرکز پایین نسبت Rb/Sr (کمتر از ۰/۶) نشان می‌دهد که توده نفوذی منطقه سراب-۳ چه‌بسا یک خاستگاه متابازالتی داشته است. واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید نوع I، زمین‌شیمی، سراب-۳، خاور تکاب، پهنه سنندج-سیرجان

### مقدمه

پهنه پلوتونیک-دگرگونی سنندج-سیرجان است. پهنه سنندج-سیرجان از پویاترین پهنه‌های زمین‌ساختی ایران به‌شمار می‌رود و به‌علت حجم گسترده‌ای از توده‌های ماگمایی و گسترش فرایندهای دگرگونی، پیچیدگی‌های زمین‌ساختی ویژه‌ای دارد. آشکارترین رخداد دگرریختی و دگرگونی آن به پدیده باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان وابسته است و به دوره

توده آذرین درونی سراب-۳، که نقش مهمی در پیدایش اسکارن در منطقه معدنی شهرک دارد، در ۶۰ کیلومتری خاور شهرستان تکاب، در طول جغرافیایی  $۳۲^{\circ}۴۷'$  تا  $۳۲^{\circ}۴۷'$  عرض جغرافیایی  $۲۰^{\circ}۳۶'$  تا  $۲۱^{\circ}۳۶'$  شمالی جای دارد و بر پایه پهنه‌بندی ساختاری ایران به‌دست Berberian و King (۱۹۸۱)، بخشی از

\* mohammad@basu.ac.ir

سنگ‌های دگرگونی اسلیت، فیلیت و به مقدار کمی اکتینولیت‌شایست‌های کرتاسه، واحدهای گوناگون سازند قم (مارن، آهک و سنگ‌های آتشفشانی)، و سنگ‌های پلیوسن (مارن، کنگلومرا، توف) هستند. همچنین، توده‌های نفوذی با ترکیبی نزدیک به دیوریت-گرانودیوریت-گرانیت و سن میوسن آغازین در چندین نقطه، دگرگونه‌های کرتاسه و سازند قم را قطع کرده‌اند. این منطقه از دیدگاه زمین‌ساختی پویاست و شواهد رخداد فازهای کوهزایی فراوانی در آن دیده می‌شود. همچنین، گسل‌هایی با روند شمال باختری-جنوب خاوری و شمالی-جنوبی در منطقه، پویا بودن زمین‌ساخت منطقه را نشان می‌دهند. فعالیت‌های زمین‌ساختی الیگومیوسن کف حوضه را دچار ناپایداری کرده و در ژرفای دریا، در چهره دریای کم‌ژرفا تا محیط کولابی-قاره‌ای تغییراتی پدید آورده است.

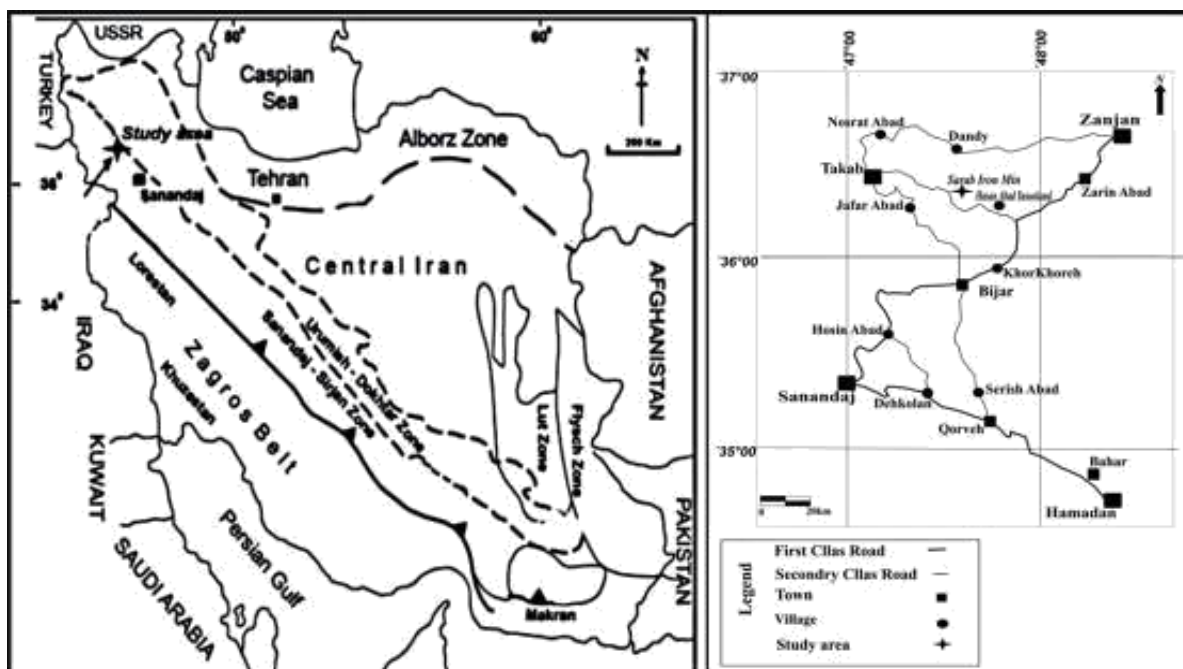
### روش انجام پژوهش

برای بررسی توده نفوذی منطقه سراب-۳، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ حسن آباد یاسوکند (شکل ۲) بررسی شده است. در آن هنگام، پس گردآوری اطلاعات و نمونه برداری از بخش‌های گوناگون توده، ۲۵ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناسی تهیه شد. همچنین، ۱۱ نمونه پودر سنگ، از توده نفوذی منطقه برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی به روش XRF و ICP-MS و تعداد ۳ نمونه پودر سنگ، از مناطق دگرسان شده برای شناسایی کانی‌ها و نوع دگرسانی‌ها به روش XRD تجزیه شدند (تجزیه XRF و XRD در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و تجزیه ICP-MS در شرکت بررسی‌های مواد معدنی زرآزما (تهران) انجام شد). سپس داده‌های به‌دست‌آمده با نرم‌افزار Excel و GCDkit تجزیه و تحلیل شد. داده‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. الگوی پراش به‌دست‌آمده از روش XRD برای یکی از نمونه‌های دگرسان شده در شکل ۴ نشان داده شده است.

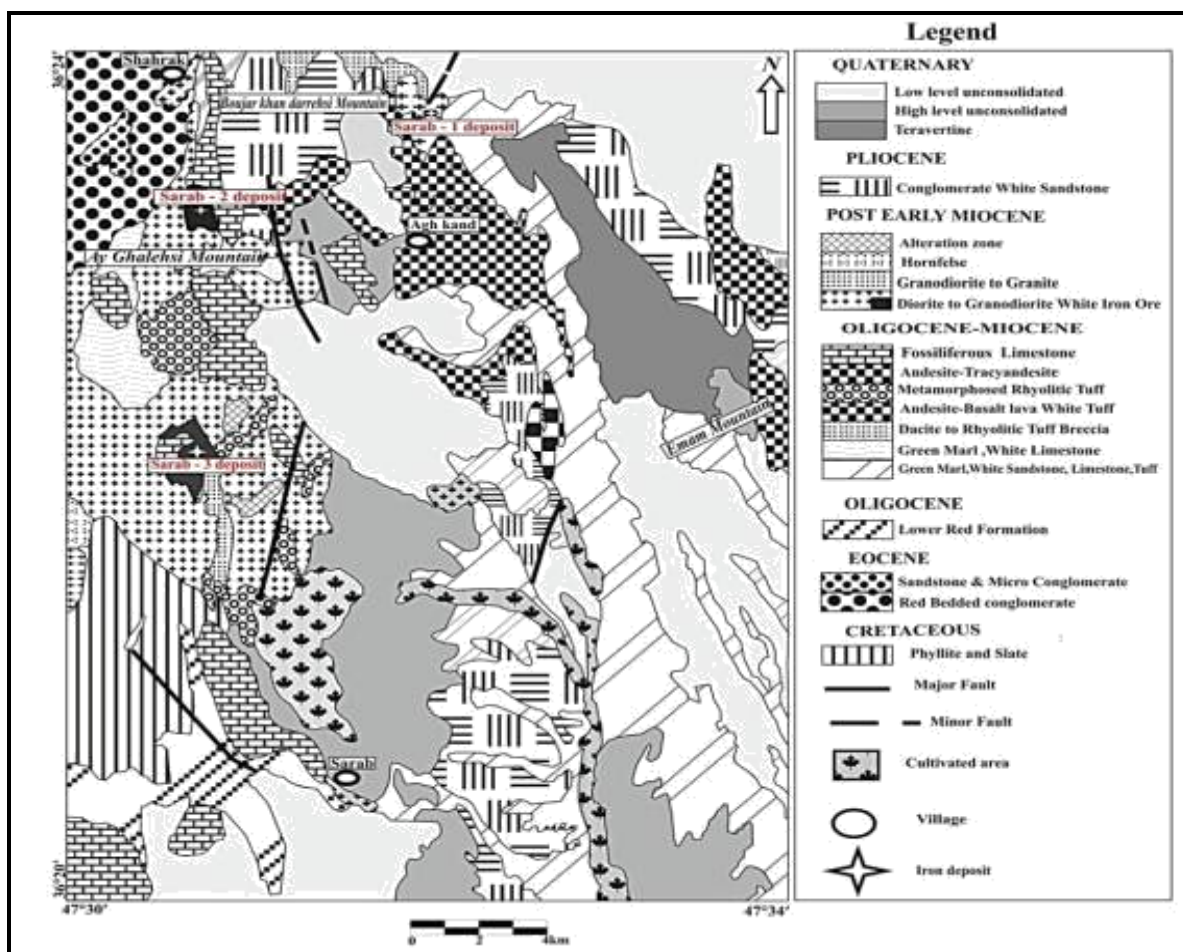
ژوراسیک و کرتاسه بر می‌گردد (Ghasemi and Talbot, 2005). توده‌های گرانیتوئیدی فراوانی که در این پهنه برونزد دارند بیشتر سرشت کالک‌آلکان نوع I دارند و خاستگاه آنها کمان قاره‌ای است (Mansouri, Esfahani and Khalili, 2014; Sepahi and Athari, 2006). بسیاری از توده‌های نفوذی این پهنه سن ژوراسیک تا پالئوسن دارند (Mansouri Esfahani and Khalili, 2014; Shahbazi et al., 2010). این کمان ماگمایی به فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتتیس به زیر پهنه سنندج-سیرجان وابسته است. همچنین، Sepahi و Athari (۲۰۰۶) بر این باورند که وجه مشترک توده‌های آذرین نفوذی بخش شمالی سنندج-سیرجان، حضور توده‌های فلسیک در کنار بخش‌های مافیک در منطقه است. تاکنون بررسی دقیقی بر روی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده نفوذی منطقه سراب-۳ انجام نشده است. تنها بررسی‌های انجام‌شده، بررسی‌های مقدماتی و اکتشافی بر روی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، اکتشافات زمین‌شیمیایی و کانی‌های سنگین به‌دست شرکت معدنی آجین است که در گزارش معدن گنجانده شده‌اند (Pournik, 2007). در منطقه شهرک، سنگ‌زایی (پتروژنز) سنگ‌های دگرگونی و اسکارن آهن وابسته به آن در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد Azizi Shotorkheft (۲۰۰۳) بررسی شده‌اند. درباره زمین‌شناسی اقتصادی کانسار آهن شهرک، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد Sheikhi (۱۹۹۵) را می‌توان نام برد. در این پژوهش با کمک یافته‌های سنگ‌نگاری و تجزیه‌های زمین‌شیمیایی، به بررسی سنگ‌شناسی، وابستگی ژنتیک بین بخش‌های گوناگون این توده و جایگاه زمین‌ساختی آن پرداخته می‌شود.

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه سراب در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان (شکل ۱) و در باختر نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ حسن آباد یاسوکند (شکل ۲) جای دارد. سنگ‌های منطقه بیشتر،



شکل ۱- راه‌های دسترسی و جایگاه کانسار آهن سراب-۳ در پهنه‌های ساختاری ایران (Berberian and King, 1981).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار آهن سراب-۳. برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ حسن آباد پاسکوند (Fenodi, 2000).

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) با روش‌های XRF و ICP-MS (اکسیدهای عناصر اصلی بر پایه درصد وزنی و عناصر کمیاب بر پایه ppm).

Rock Type	Monzodiorite - Quartz Monzodiorite					Diorite				Granodiorite	Granite
Sample No.	Sb-1	Sb-2	Sb-3	Sb-4	Sb-5	Sb-6	Sb-7	Sb-8	Sb-9	Sb-10	Sb-11
SiO <sub>2</sub>	58.10	56.12	56.56	56.50	58.03	55.27	58.95	58.57	55.02	63	68.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.87	15.46	18.40	18.54	19.49	18.23	17.01	19.25	17.57	16.50	15.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.83	2.02	3.01	3.02	1.48	3.10	2.89	2.41	2.87	4.49	1.97
CaO	8.14	10.46	8.11	10	8.44	10.33	8.37	8.61	9.94	4.98	2.94
MgO	2.56	2.49	3.12	3	2.94	3.18	3.61	2.47	3.27	3.02	1.73
Na <sub>2</sub> O	7.62	5.50	6.30	1.93	7.40	6.45	5.42	5.79	6.79	3.84	5.08
K <sub>2</sub> O	0.62	2.24	0.66	0.51	0.59	0.87	2.82	0.79	0.62	2.20	2.46
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.38	0.71	1.16	0.74	0.73	0.9	0.59	0.65	0.69	0.49
MnO	0.06	0.04	0.06	0.14	0.05	0.06	0.06	0.08	0.07	0.04	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.1	0.19	0.14	0.18	0.23	0.19	0.18	0.21	0.14	0.11
L.O.I	2	4.58	2	2.24	1.26	1.7	1.01	1.10	3.29	1.45	0.95
Total	99.93	99.39	99.12	97.04	100.6	100.15	101.23	99.84	100.3	100.35	99.73
Ag	7	3	8	<1	<1	3	4	1	1	2	6
As	12	<5	5	8.7	<5	6	<5	20	22	<5	14
Ba	103	287	126	35	95	156	463	99.80	91	332	379
Be	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	21	23.1	28.1	28	23.7	28.2	24.8	22	21.9	20.5	28.6
Ce	25.5	25.5	26	35	26.1	27.2	30.30	25.70	30.9	42.9	14.5
Co	13.4	3.9	7	۱۲	7.5	10.9	9.6	8.6	10.70	13.1	5.4
Cr	27	35	44	36	43	66	53	28	34	72	52
Cs	0.1	0.5	0.2	0.7	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	1.7	0.3
Cu	11	<5	5	50	<5	36	<5	<5	20	17	<5
Dy	4.28	3.09	4	4.23	4.35	5.16	5.08	4.28	4.93	5.7	2.3
Er	2.75	1.99	2.78	3.83	2.71	3.3	3.18	2.66	3.03	3.61	1.84
Eu	1.16	0.99	1.14	1.22	1.31	1.51	1.39	1.26	1.14	1.39	0.61
Ga	16	14	16	16	16	15	16	16	17	15	16
Gd	4.67	3.3	4	4.04	4.56	5.65	5.42	4.36	4.98	5.69	2.05
Ge	1	<1	1	1	1	1	1	1	2	1	1
Hf	5	5	5	6	5	6	6	5	6	6	7
Ho	0.91	0.66	1	1	0.92	1.1	1.1	0.9	1.03	1.17	0.54
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
La	5.5	7.6	5	15	4.6	4.3	5.5	5.8	8.6	15.9	1.8
Li	16	11	17	10	19	13	<10	12	11	19	26
Lu	0.43	0.34	0.4	0.33	0.45	0.55	0.55	0.43	0.46	0.5	0.37
Mo	3	6	3	4	3	4	4	4	5	6	8
Nb	4.3	5.1	5	6.2	5	6.4	6.8	5	6	6.7	9
Nd	15.9	11.7	16	15.6	15.7	17.7	19.3	14.7	15.9	21.1	7.6
Ni	14	7	7	23	9	8	9	7	17	22	7
Pb	43	<5	5	5	5	5	5	5	9	12	5
Pr	3.51	2.94	3	4.91	3.57	3.89	4.33	3.36	3.84	5.14	1.89
Rb	6.6	26.7	6	3	5.3	15.8	39.9	8.5	8.6	56.6	48.7
S	23.7	<50	<50	7140	<50	2178	<50	1400	1449	<50	2780
Sb	1.7	1.9	1	5	1.5	5.6	1	0.9	1.5	1.3	3.1
Sc	137	121	125	124	140	127	138	135	137	128	144
Sm	3.9	2.8	3	4	3.9	4.8	4.9	3.7	4.1	4.9	1.8
Sn	<1	2	1	3.2	<1	1	1	<1	2	2	<1
Sr	290	273	320	251	325	244	211	303	222	189	213
Ta	1.3	1.2	1.3	0.22	1.2	1.3	1.4	1.2	3.6	2.5	1.7
Tb	0.71	0.49	0.75	0.69	0.7	0.88	0.83	0.69	0.77	0.88	0.34
Ti	5531	3618	5430	6951	5634	5476	5614	5525	5541	4745	4580
Th	4.9	3.3	4.5	3.88	4.7	4.5	5.3	5	4.7	7	6.3
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.55	0.36	0.70	0.67	0.56	0.73	0.77	0.4	0.58	0.48	0.6
U	1.29	1.47	1.5	1.8	1.19	1.48	1.52	1.4	1.13	1.96	1.59
V	170	100	178	180	180	160	160	140	140	130	60
W	1	2	1	<0.5	<1	1	2	<1	2	1	2
Y	18.8	14.9	20	17.8	19.4	22.8	23.8	19.1	23.7	27.4	13
Yb	2.7	1.8	2.4	2.3	2.6	3.1	3.1	2.6	2.9	3.4	2.1
Zn	45	25	16	18	15	195	5	15	35	<5	15
Zr	42	29	24	54	25	40	28	36	40	37	28
Eu/Eu*	1.23	1.07	1.06	0.99	1.02	0.95	0.88	1.01	0.82	0.86	1.04
Ba/Nb	15.4	44.33	25.2	5.64	14.18	18.14	54.25	19.96	8.87	35	42.11
Nb/U	3.87	4.08	3.33	3.44	4.2	4.72	5.26	3.57	7.96	4.59	5.66
Ce/Pb	0.59	5.1	5.2	7	5.22	5.44	6.06	5.14	3.43	3.57	2.9
K <sub>2</sub> O/Rb	0.09	0.08	0.11	0.17	0.11	0.05	0.07	0.09	0.07	0.03	0.05
FeO/MgO	1.10	0.81	0.96	1	0.50	0.97	0.80	0.97	0.87	1.4	1.13

## سنگ‌نگاری

برای شناخت دقیق سنگ‌های آذرین منطقه و چگونگی تحول ماگما، بررسی‌های سنگ‌نگاری بر روی این سنگ‌ها انجام شد. توده نفوذی محدوده کانسار آهن سراب-۳ دارای ترکیب سنگ‌شناسی حد واسط تا اسیدی و سنگ‌های دیوریت-لوکودیوریت، مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت است.

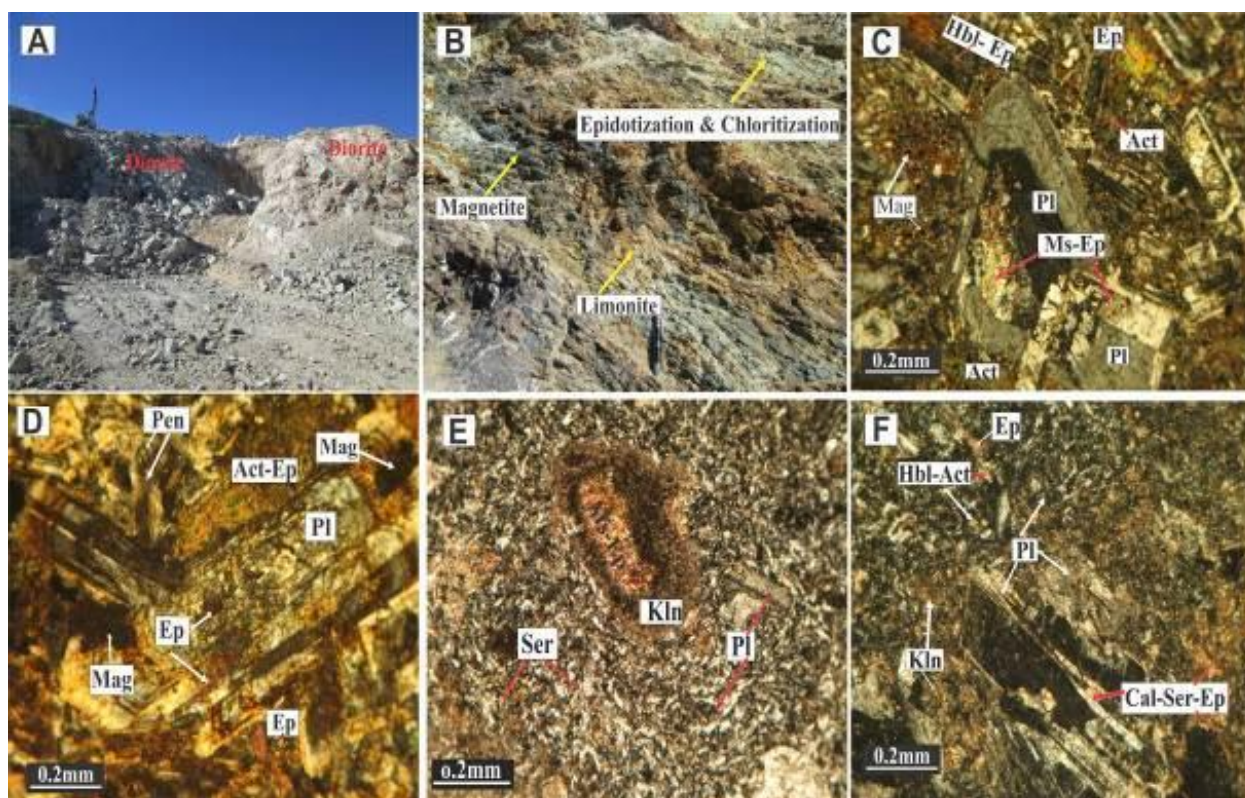
**دیوریت-لوکودیوریت:** دیوریت-لوکودیوریت‌ها بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی منطقه هستند (شکل ۳-۳ A) و بیشتر آنها به اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۳ B). بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های دیوریتی در مقاطع به‌صورت دیوریت، میکرودیوریت، دیوریت پورفیری و میکروکوارتز دیوریت دیده می‌شود. بیشتر بافت‌های این سنگ‌ها گرانولار-میکروگرانولار، اینترگرانولار-اینترسرتال و بافت پورفیروید است (شکل‌های ۳-۳ C، ۳-۳ D و ۳-۳ E). از فنوکریست‌های سازنده دیوریت، پلاژیوکلاز با فراوانی ۶۰-۴۰ درصد حجمی و نوع آندزین هستند. بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی و ویژگی‌های نوری برای شناسایی نوع پلاژیوکلاز از بلورهای که دارای ماکل پلی‌سنتتیک و بدون منطقه‌بندی بودند بهره گرفته شد. همچنین، روش میشل‌لوی نیز در شناسایی نوع پلاژیوکلازها بی‌تاثیر نبوده است.

افزون بر این، بررسی‌های XRD نیز حضور آندزین را در برخی نمونه‌ها نشان داده است (شکل ۴). این کانی بیشتر دارای منطقه‌بندی، ماکل پلی‌سنتتیک و گاه ماکل کارلسباد هستند. به باور Shelley (۱۹۹۳) کاهش دما با وجود مواد فرار در ایجاد این وضعیت در پلاژیوکلازها موثر است. در برخی پلاژیوکلازها ماکل‌های تداخلی نیز دیده می‌شوند که نشان‌دهنده رشد پرشتاب بلور هستند. در پی دگرسانی، برخی پلاژیوکلازها اپیدوتی، کلریتی و سربسیتی شده‌اند (شکل‌های ۳-۳ C و ۳-۳ D). Shahbazi و همکاران (۲۰۰۷) و Aliani و

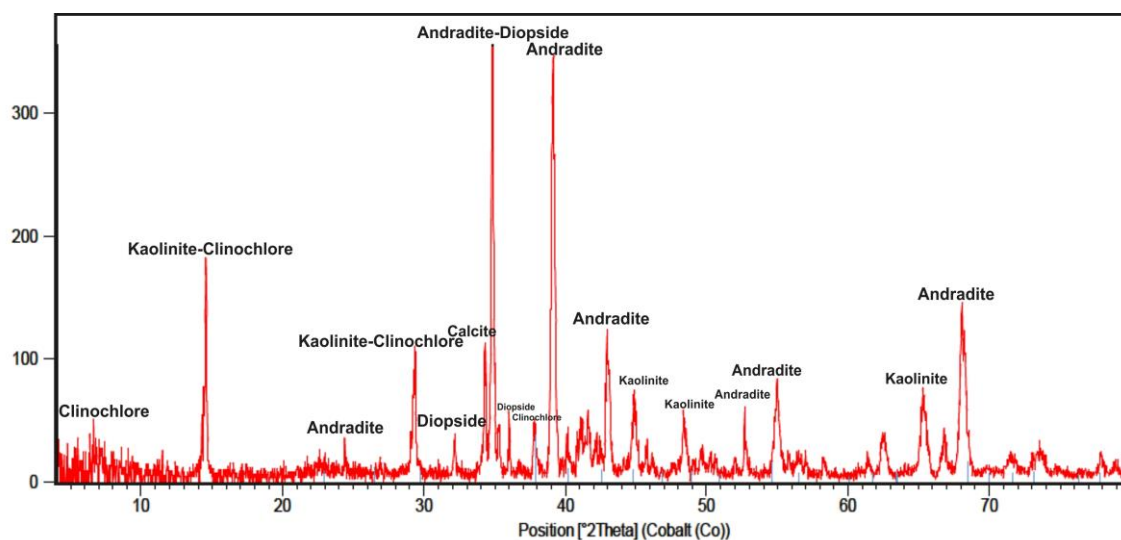
همکاران (۲۰۱۲) بر این باورند که پلاژیوکلازهایی با ترکیب آندزین تا الیگوکلاز می‌توانند به اپیدوت دگرسان شوند و با آن در تعادل باشند. در برخی نمونه‌ها نیز رگه‌های کربنات-اپیدوت بر روی پلاژیوکلازها دیده می‌شود. هورنبلندهای سبز فراوانی ۳۵-۲۵ درصد حجمی دارند و برخی در حال جایگزینی با اکتینولیت-ترمولیت و کلریت هستند (شکل‌های ۳-۳ C و ۳-۳ D). بر پایه داده‌های روش XRD، کلینوپیروکسن‌ها دیوپسید هستند (شکل ۴). فراوانی این کانی نزدیک به ۷-۵ درصد حجمی است و بیشتر آنها اورالیتی شده‌اند. پتاسیم‌فلدسپار نزدیک به ۴-۳ درصد حجمی فراوانی دارد و در برخی بخش‌ها جهت‌یافتگی دارد و در بخش‌هایی کائولینیتی شده است. کوارتز با فراوانی ۶ تا ۲ درصد حجمی به ترتیب در نمونه‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی دیده می‌شود. اسفن همراه با آپاتیت، اکسیدهای آهن و بیوتیت نیز از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌آیند. اپیدوت، سربسیت، کلریت، اورالیت، کائولینیت، کلسیت و به مقدار بسیار کم سربانتین و تالک (فراورده دگرسانی کلینوپیروکسن و ترمولیت-اکتینولیت) نیز از کانی‌های ثانویه است.

**مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت:** این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی، به‌رنگ سفید مایل به خاکستری روشن هستند و گاه در پی دگرسانی اپیدوتی، مایل به سبز دیده می‌شوند. فراوان‌ترین بافت این سنگ‌ها نیمه‌شکل‌دار گرانولار تا گرانولار و بافت پورفیری با زمینه‌ای دانه‌ریز است (شکل ۳-۳ F).

کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۴۰ درصد حجمی) از نوع آندزین و بیشتر با ماکل پلی‌سنتتیک و دارای منطقه‌بندی هستند. در پی دگرسانی سربسیت و گاه کلسیت، اپیدوت و کلریت نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۳-۳ F). در برخی بخش‌ها هورنبلند (۲۵ تا ۲۰ درصد حجمی) به کانی‌های ثانویه (مانند اکتینولیت-ترمولیت، کلریت و اپیدوت) تجزیه شده است.



شکل ۳- (A) رخنمونی از دیوریت‌های منطقه سراب-۳ (شمال باختری ایران) (دید به سوی جنوب خاوری)؛ (B) دگرسانی دیوریت‌ها به کلریت و اپیدوت به رنگ سبز؛ (C) تصویر میکروسکوپی XPL (cross polarized light) از دیوریت‌های منطقه با بافت گرانولار-اینترگرانولار، منطقه‌بندی، دگرسانی اپیدوتی-سرسیستی و خردشدگی (وجود نیروهای زمین‌ساختی) در این کانی دیده می‌شود؛ (D) تصویر میکروسکوپی XPL از نمونه لوکودیوریت با بافت اینترگرانولار. پلاژیوکلازها به سرسیست و اپیدوت (در مرکز) و کلریت (کلریت پنین) تجزیه شده‌اند؛ (E) کائولینیتی، اورالیتی و سرسیستی شدن در میکرودیوریت با بافت پورفیری (تصویر XPL)؛ (F) مونزودیوریت با بافت پورفیری، تزریق کلسیت در میان سطوح ماکل پلی‌سنتتیک پلاژیوکلاز (تصویر XPL) (Amp: آمفیبول؛ Hbl: هورنبلند؛ Act: اکتینولیت؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Ep: اپیدوت؛ Ser: سرسیست؛ Chl: کلریت؛ Kln: کائولینیت) (نام اختصاری کانی‌ها از Withney و Evance (۲۰۱۰) برگرفته شده است).



شکل ۴- الگوی پراش پرتو X برای یک نمونه دیوریت دگرسان شده سراب-۳ (شمال باختری ایران).

**گرانیت:** این سنگ چه‌بسا آپوفیزهایی از توده اصلی بوده که پس از اندکی تفریق از توده اصلی، از آن جدا شده است و ترکیب آن گرانودیوریت تا گرانیت شناسایی شد. این سنگ به درون آهک‌های الیگومیوسن نفوذ کرده و در پی آن کانه‌زایی آهن اسکارنی در بخشی از منطقه روی داده است. فراوان‌ترین بافت این سنگ‌ها گرانولار تا میکروگرانولار است و کانی‌های سازنده آن‌ها نیز کوارتز (۳۵-۳۰ درصد حجمی) به‌صورت بی‌شکل با لبه‌هایی خردشده و خاموشی موجی، آلکالی‌فلدسپار (۲۵-۲۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آلبیت) (۲۰-۱۵ درصد حجمی)، هورنبلند و بیوتیت (۱۵-۱۰ درصد حجمی) هستند. زیرکن، آپاتیت، اسفن مگنتیت و کلینوپیروکسن (۲ تا ۳ درصد حجمی) و از نوع دیوپسید، نیز از کانی‌های فرعی هستند. عملکرد سیال‌های گرمایی ارتوکلاز را دچار دگرسانی به کائولینیت، پلاژیوکلاز را به سریسیت و آمفیبول را به بیوتیت، کلریت و مگنتیت کرده‌اند.

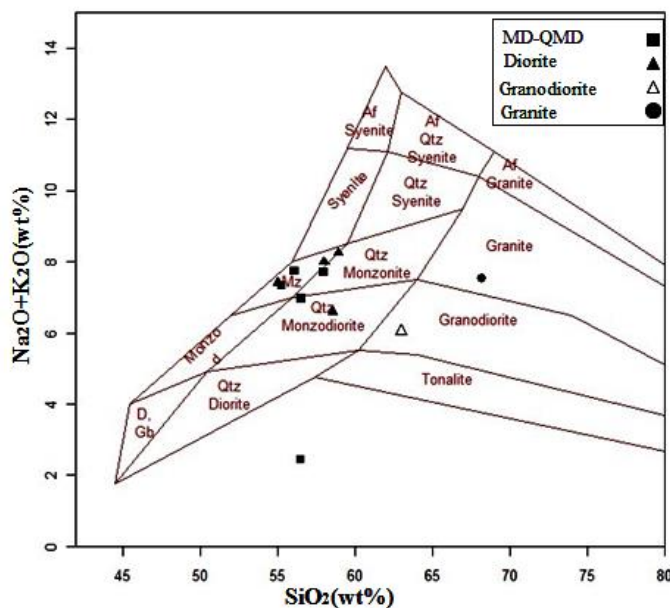
### زمین‌شیمی

سنگ یک سیستم شیمیایی به‌شمار می‌آید و تغییرات شیمیایی در آن پیامد عوامل گوناگونی است که با برهم‌زدن تعادل پیشین، تعادل جدیدی را برای سنگ پدید می‌آورند. از این‌رو، رفتار زمین‌شیمیایی عناصر، در مهاجرت از یک سیستم سنگی و یا ورود به آن سیستم نقش مهمی را در پیدایش این تغییرات دارند (Clarke, 1924).

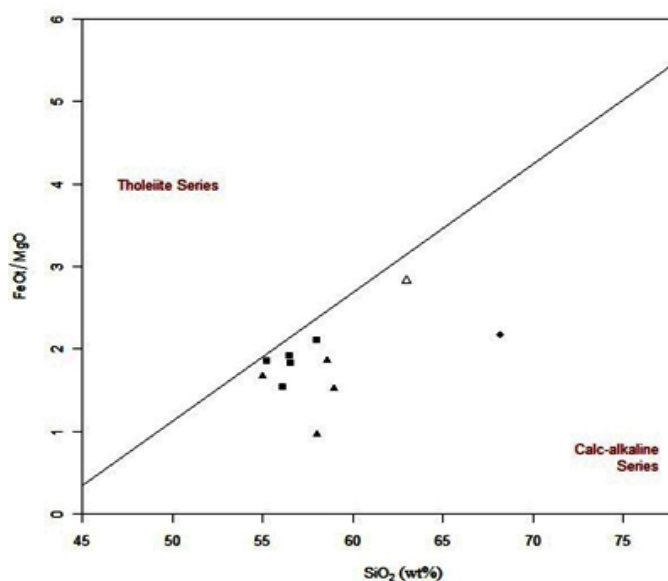
برای نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه، نمودار TAS (بر پایه مقدار  $K_2O + Na_2O$  در برابر  $SiO_2$ ) به کار برده شد. در نمودار Middlemost (۱۹۹۴) نمونه‌ها در بخش مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزونودیوریت، کوارتز دیوریت و گرانیت جای گرفته‌اند (شکل ۵).

پتاسیم‌فلدسپار (۱۵-۱۰ درصد حجمی) بیشتر با ماکل کارلسباد و نشانه‌های دگرسانی به سریسیت و کائولینیت شناخته می‌شود. برخی از این کانی‌ها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن نیز هستند. کوارتز (۷ تا ۴ درصد حجمی) بیشتر به‌صورت بلورهای بی‌شکل با حاشیه‌های انحلال‌یافته و خرد شده دیده می‌شود. دیوپسید (۴ تا ۵ درصد حجمی) که دگرسانی، بیشتر آنها را اورالیتی و کلریتی (کلریت پنین) کرده است. همچنین، ادخال‌هایی از مگنتیت نیز در آن دیده می‌شود. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها عبارتند از آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر. سریسیت، اپیدوت، کلریت (بر پایه داده‌های XRD بیشتر از نوع کلینوکلر) اورالیت، کلسیت، کائولینیت (بر پایه داده‌های XRD)، تالک-سرپنتین (فراورده دگرسانی ترمولیت-اکتینولیت و کلینوپیروکسن) از کانی‌های ثانویه سنگ هستند.

**گرانودیوریت:** این سنگ‌ها دارای اندیس رنگینی لوکوکرات هستند. فراوان‌ترین بافت‌ها در این سنگ‌ها، گرانولار دانه متوسط تا دانه ریز و در برخی مقاطع بافت پورفیری هستند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰ درصد حجمی) با ماکل پلی‌سنتتیک و گاه ساختار منطقه‌بندی، آلکالی‌فلدسپارها (نزدیک به ۱۵ درصد حجمی) با ماکل کارلسباد که در برخی بخش‌ها نیز کائولینیتی شده‌اند، کوارتز (نزدیک به ۲۰-۱۵ درصد حجمی) و هورنبلند (نزدیک به ۲۰-۱۵ درصد حجمی) هستند. دیوپسید با نشانه‌های دگرسانی به اورالیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت؛ بیوتیت، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر، از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. اپیدوت، کلریت، سریسیت، کائولینیت، کلسیت و اورالیت از کانی‌های ثانویه این سنگ هستند.



شکل ۵- رده‌بندی سنگ‌های نفوذی منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) بر پایه رده‌بندی Middlemost (۱۹۹۴) (MD=monzodiorite; QMD=quartz monzodiorite).



شکل ۶- بر پایه نمودار Miyashiro (۱۹۷۴) نمونه‌های منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) در بخش سری‌های کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند (نمادها مانند شکل ۵ هستند).

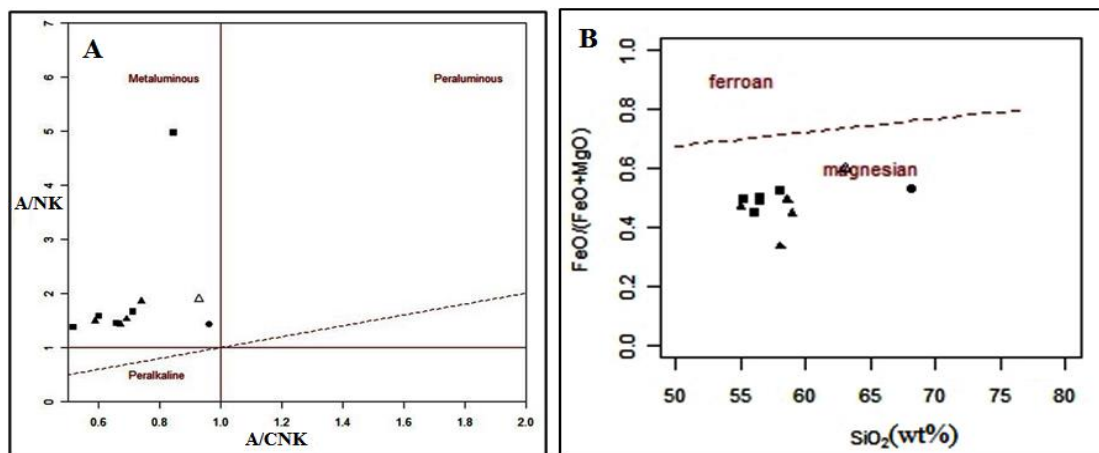
شناسایی ماگما از دیدگاه اشباع‌شدگی از آلومین (Shand, 1943)، سنگ‌های این منطقه دارای سرشت مت‌آلومینوس هستند (شکل ۷- A).

همچنین، برای جدایی سری‌های آهن‌دار از منیزیم‌دار، نمودار Frost و همکاران (۲۰۰۱) به‌کار

برای شناسایی سری‌های ماگمایی، نیز می‌توان بر پایه ویژگی‌های شیمیایی که این سنگ‌ها از خود نشان می‌دهند آنها را از یکدیگر شناسایی کرد. بر پایه نمودار Miyashiro (۱۹۷۴) (شکل ۶)، نمونه‌های منطقه سراب در محدوده کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند. بر پایه نمودار

نمودار نمونه‌های منطقه سراب-۳ در محدوده منیزیم‌دار جای گرفته‌اند (شکل ۷- B).

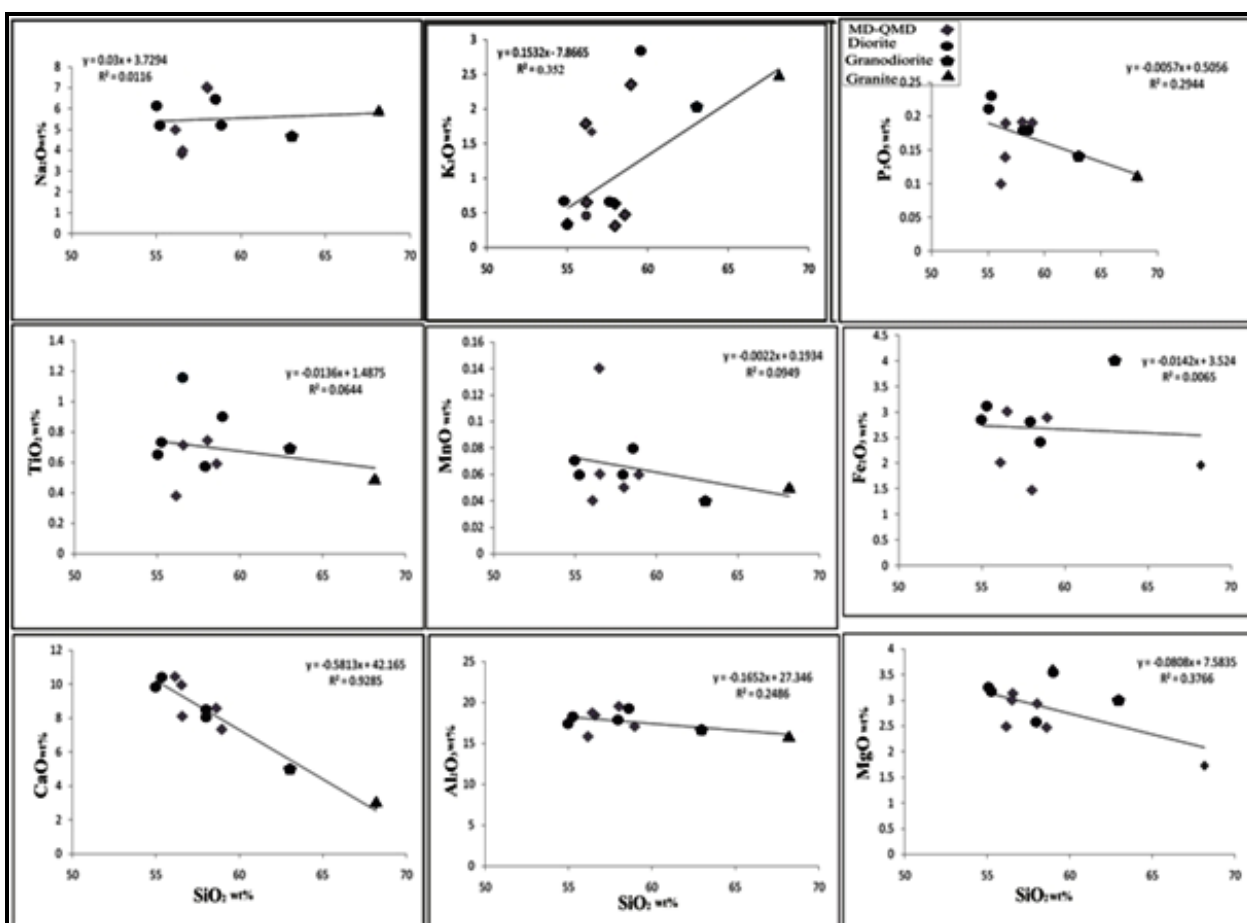
برده شد. در این نمودار ( $FeO/FeO+MgO$ ) نسبت به  $SiO_2$  رسم شده است و بر پایه این



شکل ۷- سنگ‌های ماگمایی از دیدگاه آلومین (Shand, 1943)، برای سنگ‌های منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) در: (A) نمودار  $(A/NK=Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)$  در برابر  $(A/NK=Al_2O_3/Na_2O+K_2O)$ ; (B) نمودار  $FeO/(FeO+MgO)$  نسبت به  $SiO_2$  برای شناسایی سری‌های آهن‌دار از منیزیم‌دار (Frost et al., 2001) (نمادها مانند شکل ۵ هستند).

با افزایش تفریق، مذاب به‌جای‌مانده از سدیم و پتاسیم غنی می‌شود و در پایان وارد ساختمان فلدسپارها می‌شود (شکل ۸). بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که توده نفوذی موجود در منطقه سراب-۳ دارای میزان  $۶۸/۱۸ - ۵۴/۸۷$  درصد وزنی سیلیس است (جدول ۱) همچنین، در پی جدایش تبلورین در  $SiO_2$  ماگما، یک سری پیوسته از سنگ‌های حد واسط تا اسیدی پدید آمده است. به گفته دیگر، تبلوربخشی، فرایند اصلی در تحول سنگ‌های این منطقه است. بر پایه پیشنهاد Rollinson (۱۹۹۳)، درصد وزنی سیلیس که اصلی‌ترین اکسید سازنده سنگ‌های ماگمایی است، در هنگام روند تفریق همواره افزایش می‌یابد. از این‌رو، مقدار آن می‌تواند نشان‌دهنده مراحل گوناگون تفریق و انجماد ماگما باشد. مقادیر عناصر  $Fe$  و  $Mg$ ،  $Ti$ ،  $Al$ ،  $Ca$ ،  $Mn$  با پیشرفت جدایش، از سنگ‌های حد واسط به اسیدی، کاهش یافته و مقادیر عناصر  $K$ ،  $Na$  و  $Si$  افزایش یافته‌اند. همه اینها نشان‌دهنده هم‌ماگما بودن سنگ‌های منطقه و جدایش بلورین از راه تبلوربخشی است.

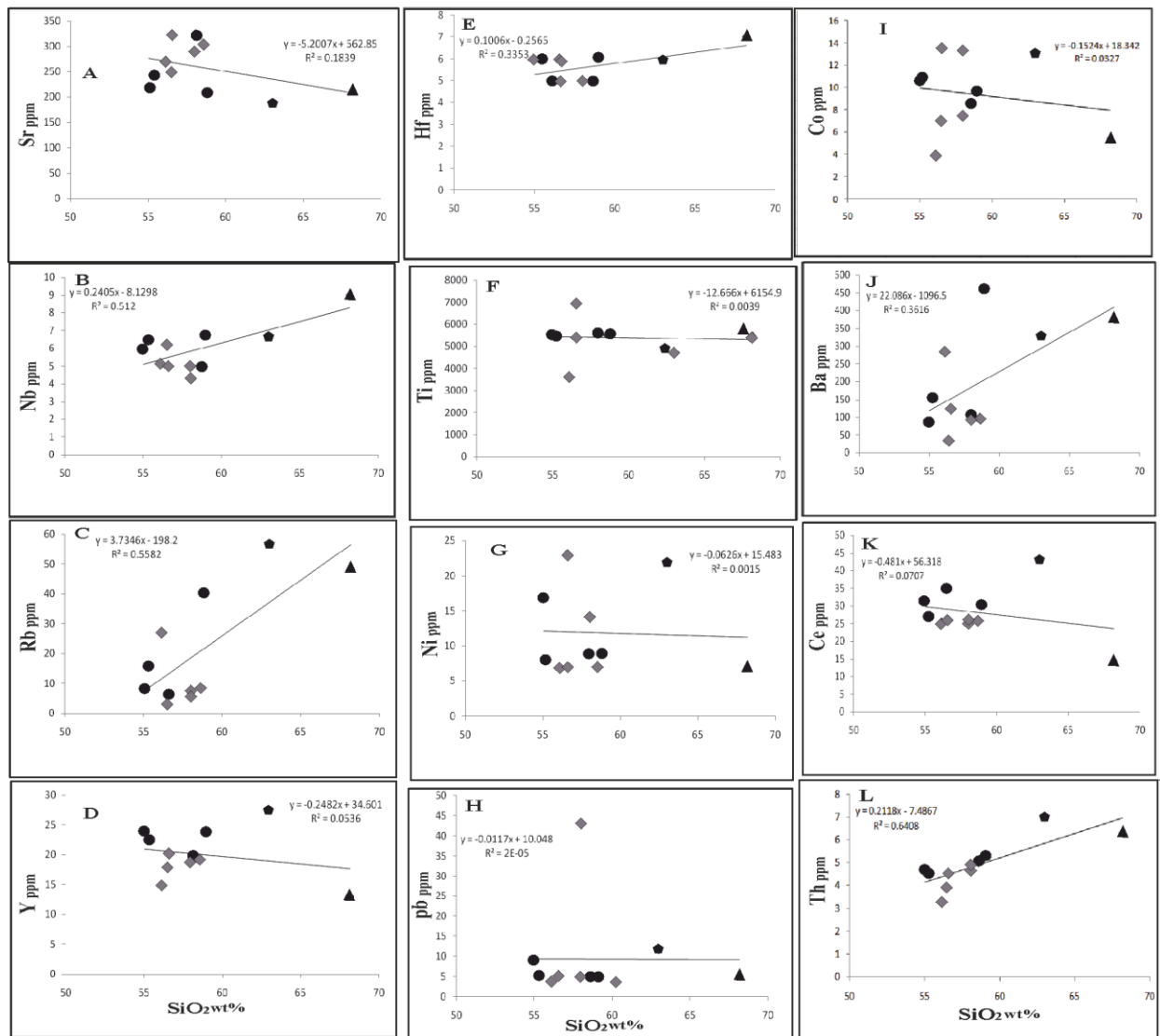
**عناصر اصلی:** از نمودارهایی که برای بررسی رفتار زمین‌شیمیایی و شناسایی چگونگی ارتباط عناصر در این سنگ‌ها به کار برده می‌شود، نمودارهای Harker (۱۹۰۹) هستند. این نمودارها از پرکاربردترین روش‌ها برای نمایش داده‌های عناصر اصلی و کمیاب است. بر پایه نمودارهای هارکر (شکل ۸)، تغییرات عناصر اصلی (جدول ۱) در برابر  $SiO_2$  نشان می‌دهد که با افزایش  $SiO_2$  مقادیر اکسیدهای  $Al_2O_3$ ،  $CaO$ ،  $TiO_2$ ،  $MnO$ ،  $FeO$ ،  $MgO$  و  $P_2O_5$  کاهش و مقدار  $K_2O$  به طور آشکار و مقدار  $Na_2O$  به طور کمابیش روندی افزایشی نشان می‌دهند. کاهش اکسیدهای  $CaO$  و  $Al_2O_3$  می‌تواند در پی جای‌گیری آلومینیوم در ساختار پلاژیوکلازها و مصرف کلسیم در ساختمان پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن در فازهای نخست تبلور ماگما باشد. روند کاهش  $FeO$ ،  $MgO$ ،  $TiO_2$ ،  $MnO$  نیز به‌علت مصرف این اکسیدها در ساختمان کانی‌هایی مانند مگنتیت، کلینوپیروکسن، آمفیبول، اسفن و کانی‌های فرومنیزین دیگر است (شکل ۸). تغییرات  $Na_2O$  و  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  به صورت روند افزایشی دیده می‌شود؛ زیرا



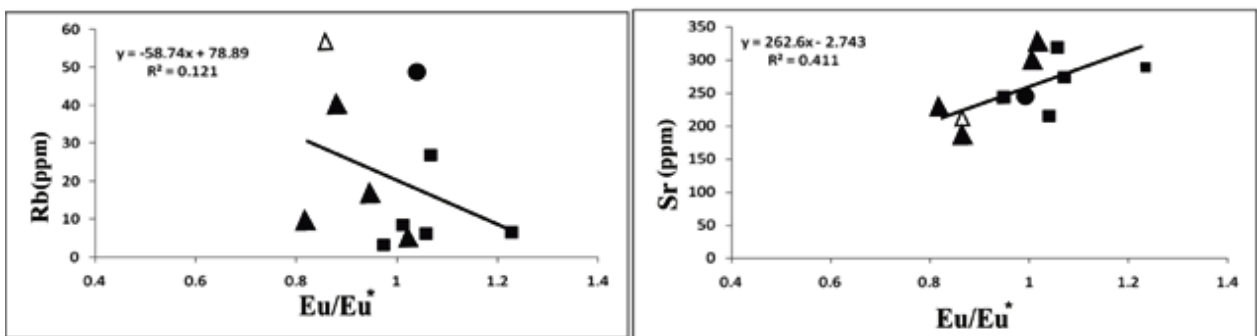
شکل ۸- نمودارهای هارکر تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$  برای سنگ‌های آذرین منطقه سراب-۳ (شمال باختری ایران).

مقدار آن باید افزایش یابد؛ اما در نمودار، تغییرات آن در برابر  $\text{SiO}_2$  روندی منفی است؛ زیرا که جانشینیه استرانسیم به جای کلسیم در شبکه کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلازهای کلسیک و آپاتیت روی می‌دهد و مقدار Sr در ماگما کاهش می‌یابد و در پی آن، نمودار روند کاهشی به نمایش می‌گذارد. همچنین، تغییرات  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  نسبت به Sr یک همبستگی مثبت ( $R=0.4$ ) و نسبت به Rb یک همبستگی کمابیش منفی ( $R=0.1$ ) به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۰). این عناصر از پایه با پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار کنترل می‌شوند (Wilson, 1989) در نتیجه به صورت روند کاهشی یا افزایشی دیده می‌شوند. دو عنصر Rb و Nb در نمونه‌های منطقه سراب، بر پایه روند ماگمایی، با افزایش  $\text{SiO}_2$  روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل‌های B-۹ و C-۹).

عناصر فرعی و کمیاب: نمودارهای گوناگونی که بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر فرعی و کمیاب (جدول ۱) در برابر  $\text{SiO}_2$  رسم شده‌اند (شکل ۹) نشان‌دهنده پراکندگی‌های بیشتری نسبت به عناصر اصلی هستند. این پراکندگی‌ها چه‌بسا در پی دگرسانی‌های منطقه روی داده‌اند. همان‌گونه که دیده می‌شود با افزایش  $\text{SiO}_2$  مقادیر Co, Ni, Pb, Ce, Sr و Y کاهش می‌یابند؛ اما عناصر Th, Hf, Rb, Nb و Ba دارای روندی افزایشی هستند و رفتار عناصر ناسازگار را از خود نشان می‌دهند. روند تغییرات عنصر Sr در برابر افزایش  $\text{SiO}_2$  روندی کاهشی است (شکل ۹-A). عنصر Sr در شرایط گوشته بیشتر به صورت یک عنصر ناسازگار رفتار می‌کند و بیشتر در فاز مذاب تمرکز می‌یابد (Wilson, 1989). از این‌رو، در روند جدایش ماگمایی



شکل ۹- نمودار تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در برابر  $SiO_2$  برای سنگ‌های آذرین منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران).



شکل ۱۰- تغییرات نسبت  $Eu/Eu^*$  نسبت به Sr و Rb برای نمونه‌های منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) (نمادها مانند شکل ۵ هستند).

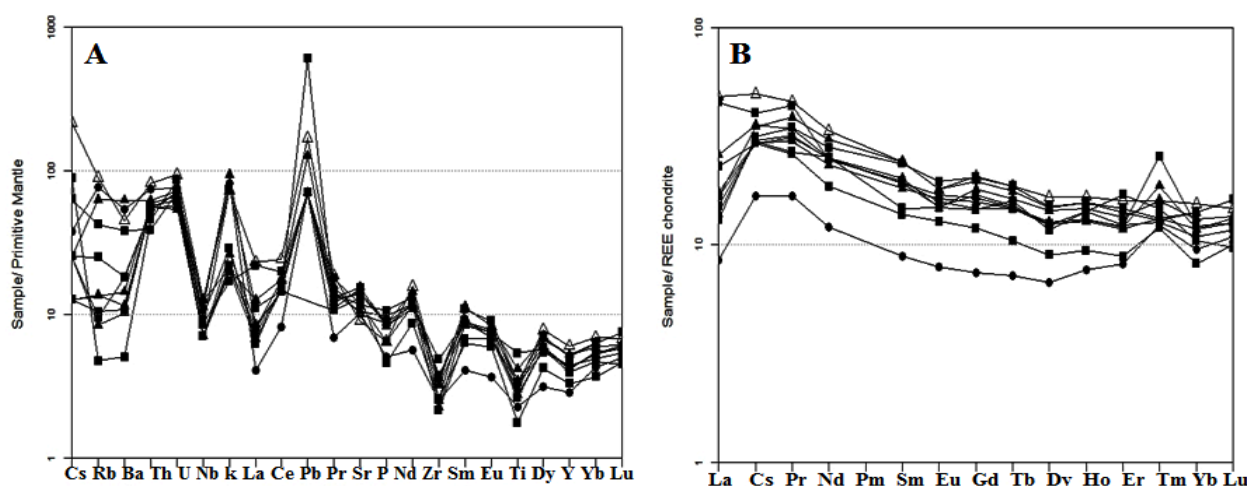
الکتریکی خود نسبت به عناصر اصلی دارند،  
جانشین عناصر اصلی نمی‌شوند؛ زیرا بر پایه غلظت

این دو عنصر از عناصر ناسازگار هستند و در  
پی اختلاف آشکاری که در شعاع یونی و بار

نشان‌دهنده مصرف تیتانیوم در هنگام روند تفریق، در کانی‌هایی مانند آمفیبول است (شکل ۹-F). مقدار Ti به دست کانی‌هایی مانند اسفن و روتیل کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). روند تغییرات عناصر Ni، Pb و Co در برابر  $SiO_2$  کاهش یافته است (شکل‌های ۹-I، ۹-G و ۹-H)؛ زیرا این عناصر می‌توانند در مراحل نخستین جدایش، به صورت جانشینی عنصر Fe، وارد مگنتیت و کانی‌های فرومیزین دما بالا، مانند پیروکسن، شوند و در پی آن ماگمای به‌جای‌مانده از این عناصر تهی شود. تغییرات Ba و Ce در برابر  $SiO_2$  به ترتیب روندی افزایشی (شکل ۹-J) و کاهش‌ی (شکل ۹-K) دارد که این پدیده با روند جدایش بلورین همخوانی دارد.

**نمودارهای عنکبوتی:** نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر کمیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای توده نفوذی منطقه سراب-۳، در شکل ۱۱-A نشان داده شده است.

پایین در پایان تبلور ماگمایی به صورت غنی شده، در مایعات به‌جای‌مانده دیده می‌شوند (Rollinson, 1993; Aliani *et al.*, 2011). ضریب نگهداری این دو عنصر در کانی‌های گوناگون از دما، ترکیب شیمیایی، فشار، فوگاسیته اکسیژن ماگما و ساختمان شیمیایی بلورها پیروی می‌کند (Wilson, 1989). با ادامه روند تفریق از ترم‌های حد واسط به سوی فلسیک، جایگزینی Rb به جای K در ساختمان پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت نیز می‌تواند روی بدهد. عنصر Y نیز روی هم‌رفته مانند عناصر ناسازگار HREE رفتار می‌کند و بیشتر در همراهی با این عناصر یافت می‌شود (Rollinson, 1993). عنصر Y به علت شرکت در ساختار کانی‌های آپاتیت، زیرکن و گاه اسفن در ادامه تفریق، روند کاهش نشان می‌دهد (شکل ۹-D). روند تغییرات عنصر Hf در برابر  $SiO_2$  روندی افزایشی است که به علت انباشتگی و تمرکز این عنصر در ماگماست (شکل ۸-E). پیدایش روند کمابیش کاهش برای عنصر Ti



شکل ۱۱-A) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی نمونه‌های منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) که در برابر فراوانی آنها در ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند؛ B) تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر نمونه‌ها که به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند (نمادها مانند شکل ۵ هستند).

بر پایه این نمودار، عناصر LILE (U, K, Sr, Rb, Ce, Th, Pb و Ba) در همه نمونه‌ها (مگر یک نمونه که در برابر باریوم، روبیدیم و لانتانیم تهی‌شدگی نشان می‌دهد. تهی‌شدگی از Ba و Rb چه‌بسا در پی رخداد دگرسانی و عملکرد سیال‌های گرمایی در محیط است که مایه خروج این دو عنصر از ساختمان این سنگ شده است. تهی‌شدگی از La نیز چه‌بسا پیامد جایگزینی این عنصر به جای Ca در ساختار کلینوپیروکسن‌های این نمونه است) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نشان‌دهنده سرشت فرورانش است؛ زیرا پیامد تحرک کمابیش بالای این عناصر، شاره‌های ریشه‌گرفته از صفحه فرورونده غنی از این عناصر است (Peng *et al.*, 2007; He *et al.*, 2007) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Zr, Y, T, P و Nb) در این نمودار دیده می‌شود. این نوع پراکندگی و تغییرات، نشان‌دهنده ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ویژه کمان‌های ماگمایی است (Mora *et al.*, 2007).

بر پایه بررسی‌های Castillo و همکاران (۲۰۰۶) روند تغییرات نمونه‌های منطقه سراب-۳ نشان‌دهنده وابستگی توده نفوذی این منطقه به پهنه زمین‌ساختی مناطق فرورانش است. بی‌هنجاری منفی Nb نیز ویژگی مناطق وابسته به فرورانش و کرانه‌های فعال قاره‌ای است و شاید نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایند ماگمایی باشد (Wilson, 1989). آنومالی منفی Nb و Ti نشان می‌دهد:

- (۱) ویژگی ماگماتیسم وابسته به فرایندهای فرورانش است (Rudnick and Gao, 2003)؛
- (۲) وجه آشکار سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Nagudi *et al.*, 2003)؛
- (۳) آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب دوباره آن نیز می‌تواند باشد (Swain *et al.*, 2008).

همچنین، غنی‌شدگی توریم نسبت به نیوبیم نیز می‌تواند نشان‌دهنده پهنه کمان ماگمایی (Whalen *et al.*, 1997; Swinden *et al.*, 1997; Whalen *et al.*,

برای سنگ‌های آذرین درونی منطقه سراب-۳ باشد. در شکل ۱۱-A، آنومالی منفی P نیز دیده می‌شود. آنومالی منفی این عنصر نشان می‌دهد که فسفر رفتار یک عنصر سازگار را داشته که در هنگام روند تفریق وارد کانی آپاتیت شده است. بر پایه پیشنهاد Gill (۱۹۸۱)، آنومالی منفی P ویژگی ماگماتیسم کالک‌آلکالن است و به باور White و Chappell (۱۹۹۲)، از ویژگی‌های ماگماتیسم نوع I نیز است. عناصر خاکی نادر، در برابر عناصر دیگر، کمتر دچار هوازدگی و دگرسانی‌های گرمایی می‌شوند. پس الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشان‌دهنده ویژگی‌هایی از خاستگاه آذرین سنگ‌ها آنها باشد (Boynton, 1985; Nakamura, 1993). در نمودار عنکبوتی (Rollinson, 1993) نیز عناصر خاکی نادر توده آذرین درونی منطقه سراب-۳ به ترکیب کندریت بهنجار شده‌اند. این نمودار اندکی غنی‌شدگی از LREE (La-Sm) در برابر HREE (Er-Y) نشان می‌دهد (شکل ۱۱-B). این روند نشان‌دهنده ماگماتیسمی است که وابسته به پهنه فرورانش هستند (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). هرچند جدایش هورنبلند نیز در مایع‌های فلسیک و حد واسط می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE در برابر HREE باشد (Rollinson, 1996). HREE کاتیون‌هایی با قدرت میدان بالا و ضریب توزیع کمتر از ۰/۱ هستند. در سامانه‌هایی که آب فراوان‌ترین سیال باشد این عناصر نامتحرک هستند؛ اما با افزوده شدن کربنات به سامانه شاید تا اندازه‌ای متحرک شوند (Jenner, 1996). تولید و لوتسیم کمترین غلظت را در میان عناصر خاکی نادر سنگین در توده آذرین درونی سراب-۳ دارند در نمودار عنکبوتی Tm اندکی غنی‌شدگی نشان می‌دهد؛ از آنجایی که در این منطقه، کانه‌زایی آهن به‌صورت اسکارن روی داده است، محلول‌های کلسیم‌دار نیز در محیط فعال هستند. از این رو، انتظار می‌رود که این عناصر در کانی‌های کلسیم‌دار سنگ‌های آذرین درونی این منطقه، مانند

بر پایه بررسی‌های Castillo و همکاران (۲۰۰۶) روند تغییرات نمونه‌های منطقه سراب-۳ نشان‌دهنده وابستگی توده نفوذی این منطقه به پهنه زمین‌ساختی مناطق فرورانش است. بی‌هنجاری منفی Nb نیز ویژگی مناطق وابسته به فرورانش و کرانه‌های فعال قاره‌ای است و شاید نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایند ماگمایی باشد (Wilson, 1989). آنومالی منفی Nb و Ti نشان می‌دهد:

- (۱) ویژگی ماگماتیسم وابسته به فرایندهای فرورانش است (Rudnick and Gao, 2003)؛
- (۲) وجه آشکار سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Nagudi *et al.*, 2003)؛
- (۳) آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب دوباره آن نیز می‌تواند باشد (Swain *et al.*, 2008).

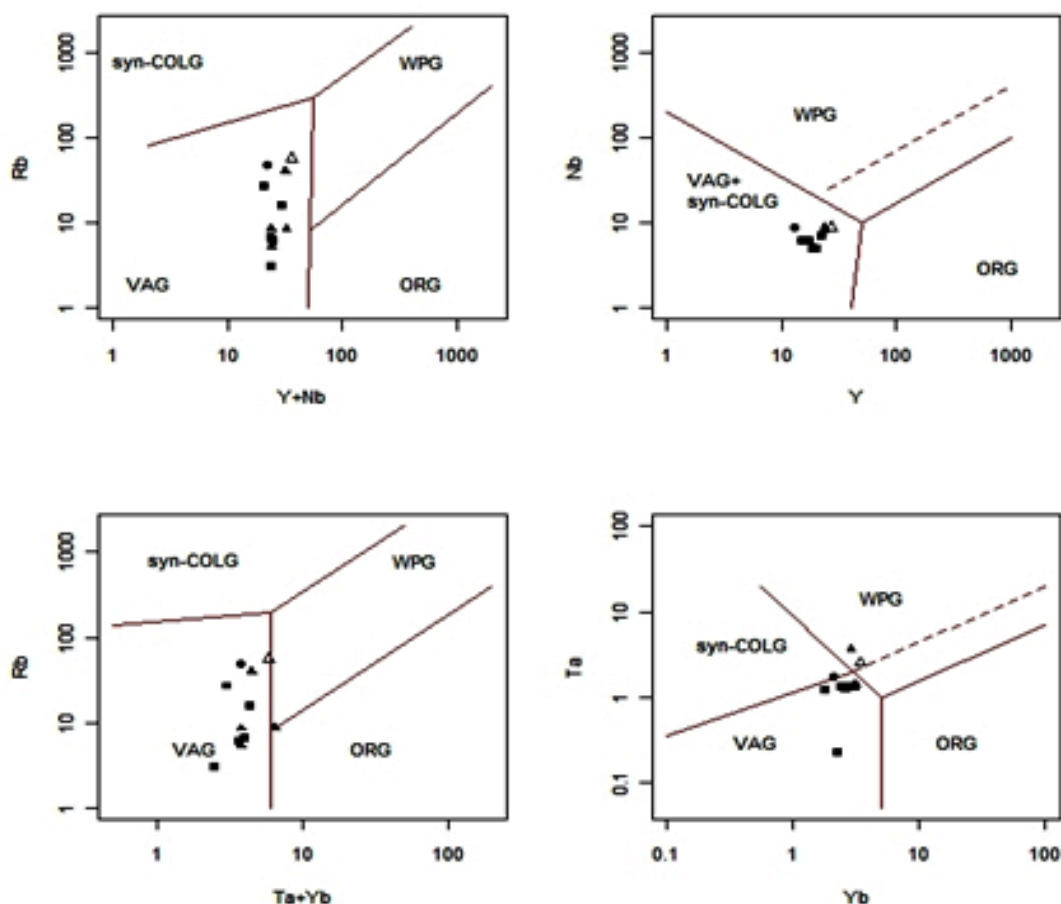
همچنین، غنی‌شدگی توریم نسبت به نیوبیم نیز می‌تواند نشان‌دهنده پهنه کمان ماگمایی (Whalen *et al.*, 1997; Swinden *et al.*, 1997; Whalen *et al.*,

اکسیدی اسکارن مگنتیت در این منطقه است (Rollinson, 1996).

### پهنه زمین‌ساختی و نوع سنگ‌های منطقه سراب-۳

نمودارهای شناسایی پهنه‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات زمین‌شیمیایی هستند که در آن ماگماهای تولیدشده و جایگاه‌های گوناگون زمین‌ساختی می‌توانند بر پایه شیمی‌شان از یکدیگر جدا و شناخته شوند. برای شناسایی پهنه تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین درونی منطقه از نمودار Pearce و همکاران (۱۹۸۴) (شکل ۱۲) بهره گرفته شد.

آندرادیت و دیوپسید، جای گرفته باشند و این عنصر را دچار غنی‌شدگی کنند. بر پایه پیشنهاد Fulignati و همکاران (۱۹۹۹)، کانی‌های رسی می‌توانند HREE را از راه جذب سطحی در خود جای دهند که این پدیده به علت همبستگی مثبت HREE با Al است. از آنجایی که کائولینیت از مهمترین کانی‌های رسی منطقه سراب-۳ است، احتمال جذب عنصر Tm در کائولینیت‌های منطقه، و به پیروی از آن، غنی‌شدگی این عنصر در نمودار عنکبوتی باورنکردنی نیست. احتمال آلودگی ابزارهای آزمایش و یا حتی خطای تجزیه نیز می‌تواند این روند را در عنصر تولیم پدید آورد. نبود بی‌هنجاری آشکار Eu در این نمودارها، نشان‌دهنده روند جدایش عادی ماگما و رخداد شرایط



شکل ۱۲- جایگاه سنگ‌های نفوذی منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) در نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساخت (Pearce *et al.*, 1984) (Syn -) = COLG = گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد قاره‌ای؛ VAG = گرانیت‌های کمربندهای آتشفشانی پهنه فرورانش) (نمادها مانند شکل ۵ هستند).

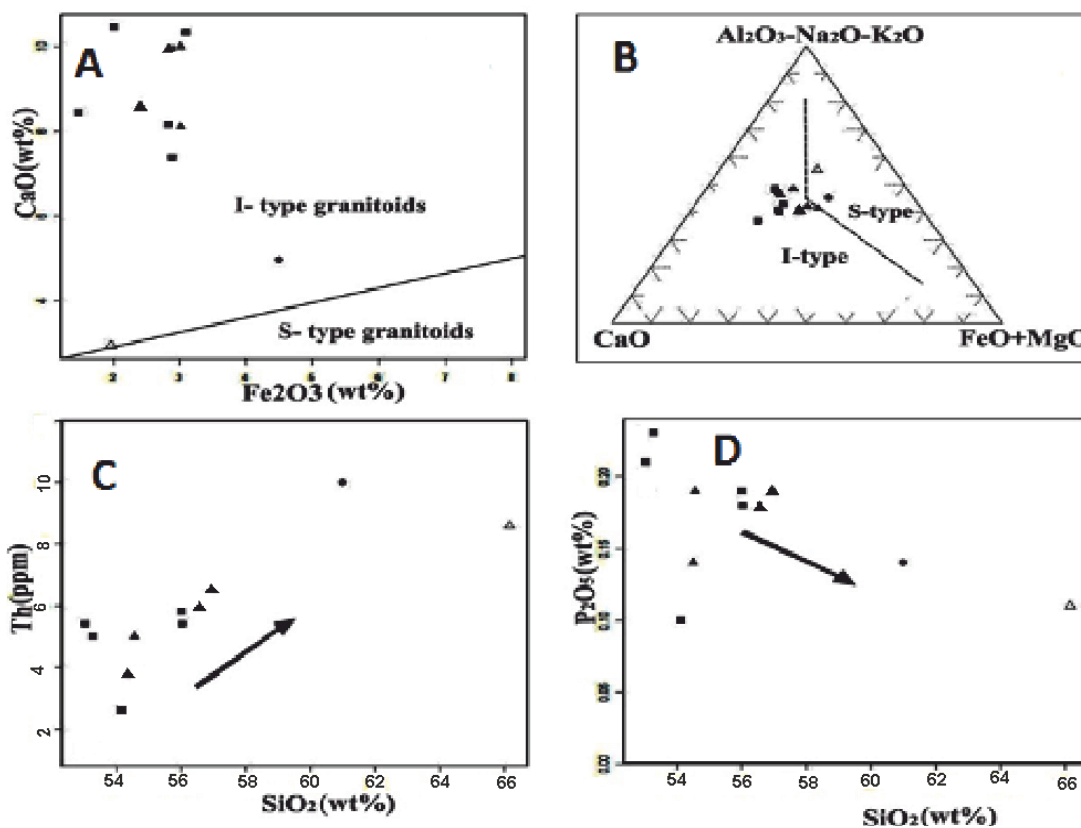
کمتر از نسبت‌های همین عناصر در بازالت‌های پشته‌میان‌اقیانوسی (۴۷) و یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی (۲۷) است (Hofmann *et al.*, 1986).

(۳) نسبت‌های بالای  $K_2O/Rb$  و  $FeO/MgO$  در نمونه‌ها (جدول ۱)، نشان‌دهنده ماگماتیسم نوع I متاآلومین کمان‌های آتشفشانی (VAG) کرانه قاره‌هاست که در پی فرایندهای وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند (Chappell and White, 2001). در نمودارهای White و Chappell (۱۹۷۴، ۱۹۹۲) (شکل ۱۳) نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I هستند.

در این نمودار نمونه‌ها در محدوده کمان آتشفشانی (VAG) جای گرفته‌اند. افزون بر این از شواهد زیر نیز می‌توان برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش این توده آذرین درونی بهره برد:

(۱) مقادیر بالای  $Ba/Nb$  (بیشتر از ۲۸) نشان‌دهنده سنگ‌هایی است که در مناطق وابسته به فرورانش در کرانه فعال قاره‌ای پدید می‌آیند (Fitton *et al.*, 1988). میانگین این نسبت در نمونه‌های منطقه سراب-۳ (جدول ۱) نزدیک به ۲۹/۲۹ است.

(۲) میانگین نسبت  $Ce/Pb$  و  $Nb/U$  در نمونه‌ها به ترتیب برابر ۴/۱۸ و ۳/۹۹ بوده (جدول ۱) و آشکارا



شکل ۱۳- (A) نمودار تغییرات  $Fe_2O_3$  در برابر  $CaO$  (Chappell and White, 1992); (B) نمودار ACF (White and Chappell, 1974) برای شناسایی گرانیتوئیدهای نوع I و S ( $F=FeO+Mg$ ,  $C=CaO$ ,  $A=Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ ); (C) روند افزایشی  $Th$  در برابر  $SiO_2$ ; (D) روند کاهش  $P_2O_5$  نشان‌دهنده نوع I بودن سنگ‌های آذرین درونی منطقه سراب-۳ است (نمادها مانند شکل ۵ هستند).

گرانیتوئیدهای نوع I هستند. این ویژگی‌ها عبارتند از: (۱) دامنه گسترده‌ای از سنگ‌ها، مانند دیوریت-

روی هم رفته، با توجه به برخی ویژگی‌ها در سنگ‌های آذرین درونی منطقه سراب-۳، این سنگ‌ها از

SiO<sub>2</sub> و داشتن ویژگی متاآلومین. یافته‌های به‌دست‌آمده از مقایسه گرانیتوئیدهای منطقه سراب-۳ با گرانیت‌های نوع I و S (Harris et al., 1986; Aliani et al., 2011) در جدول ۲ آورده شده که نشان می‌دهند گرانیتوئیدهای منطقه سراب-۳ به گرانیت‌های نوع I وابسته‌اند.

لوکودیوریت، مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت گرانودیوریت و گرانیت؛ (۲) یافتن کانی مافیک، مانند هورنبلند همراه با پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز و نبود کانی‌هایی مانند مسکوویت، کلدیریت، کروندم و پلی‌مورف‌های آلومینوسیلیکات؛ (۳) تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌ها از دید مقدار

جدول ۲- ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی گرانیت‌های نوع I و S (Harris et al., 1986; Aliani et al., 2011) و مقایسه آن با گرانیتوئید منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران).

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و گرانیت نوع I	گرانیت نوع S	توده نفوذی منطقه سراب-۳	کانی‌شناسی
۵۳-۷۶	<۶۵	۵۵/۰۲-۶۸/۱۸	درصد وزنی SiO <sub>2</sub>
بالا	پایین	۲/۹۴-۱۰/۴۸	درصد وزنی CaO
<۱ پایین	>۱ بالا	۰/۰۵-۰/۴۹	نسبت K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O
<۱،۱ (برای توده‌های جدیدش یافته‌تر >۱،۱ پرآلومین پرآلومین)		متا آلومین	A/CNK
هورنبلند، بیوتیت، اسفن، مگنتیت	گردبریت، گارنت، سیلیمانیت هورنبلند، مگنتیت، اسفن، زیرکن ایلمنیت		مجموعه کانی‌ها
پهنه فرورانش، حاشیه فعال قاره‌ای	برخوردگاه قاره‌ها (کوهزایی) پهنه فرورانش		پهنه تکتونوماگمایی
گرانودیوریت، تونالیت	گرانیت	دیوریت-مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت-گرانودیوریت	ترکیب سنگ‌شناسی

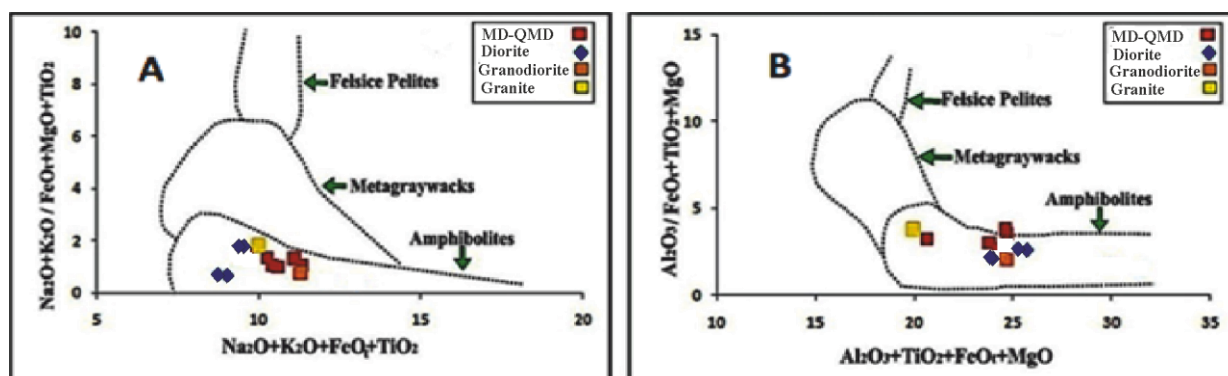
می‌دهند که جایگاه زمین‌ساختی آن وابسته به کمان آتشفشانی پهنه‌های فرورانش است. بر پای نمودار Patino Douce و Beard (۱۹۹۶) (شکل ۱۴-۱) و Patino Douce (۱۹۹۹) (شکل ۱۴-۱۴) و (A)، همه نمونه‌ها در محدوده آمفیبولیت جای گرفته‌اند. فراوانی بسیار کم عناصر Th، La، Ba و Nb (جدول ۱) در مقایسه با فراوانی این عناصر در گوشته غنی‌شده، همچنین، پایین بودن نسبت‌های  $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  و  $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  و تمرکز پایین Rb/Sr (میانگین ۰/۰۹) که کمتر از ۰/۶ است، همگی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی خاستگاه پوسته

### خاستگاه توده آذرین درونی منطقه سراب-۳

برای شناسایی دقیق خاستگاه ماگما در منطقه، پژوهش‌های ایزوتوپی نیاز است؛ اما برخی شواهد و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، مانند روند افزایشی Th در برابر سیلیس (شکل ۱۳-۱۳) و روند کاهشی P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در برابر سیلیس (شکل ۱۳-۱۳) (White and Chappell, 1992)، یافتن کانی‌های هورنبلند، تیتانیت، دیوپسید و کانی‌های کدر،  $A/CNK < 1$ ، میزان بالای CaO، Na<sub>2</sub>O، Sr (بر پایه پیشنهاد Thompson (۱۹۹۶))، همگی گواهی بر نوع I بودن گرانیتوئید این منطقه هستند و نشان

درون‌گرانیته‌ها قابل مقایسه است. از این‌رو، این مقدار آب در مذاب‌گرانیته‌پیدی و همچنین، وارد شدن مقداری از آب‌های مناطق سطحی پوسته می‌تواند سیال لازم برای متاسوماتیسم در منطقه را توجیه کند. از این‌رو، توده آذرین درونی سراب-۳ چه‌بسا از پوسته مافیک زیرین جدا شده است.

زیرین در پی ذوب بی‌آب آمفیبولیت هستند (Altherr *et al.*, 2000). یافته‌های به‌دست آمده از پژوهش Rushmer (۱۹۹۱) و Maaløe و Wyllie (۱۹۷۵) نشان داده است که در پی ذوب‌بخشی در شرایط بی‌آب نمونه آمفیبولیت، مذابی با ۲ درصد آب پدید می‌آورد. این مقدار آب با محتوای آب



شکل ۱۴- شناسایی خاستگاه نمونه‌های توده نفوذی منطقه سراب-۳ (شمال‌باختری ایران) با: (A) نمودار Beard و Patino Douce (۱۹۹۶)؛ (B) نمودار Patino Douce (۱۹۹۹).

برای این توده آذرین درونی است. پایین بودن نسبت‌های  $(Al_2O_3/FeO+MgO+TiO_2)$  و  $(Na_2O+K_2O/FeO+MgO+TiO_2)$  و تمرکز پایین نسبت  $Rb/Sr$  (کمتر از ۰/۶) نشان می‌دهد که توده آذرین درونی منطقه سراب-۳ چه‌بسا از یک خاستگاه متابازالتی جدا شده باشد.

### سپاس‌گزاری

این پژوهش با پشتیبانی مالی معاونت پژوهش دانشگاه بوعلی سینا انجام پذیرفته که بدین‌گونه از این معاونت سپاس‌گزاری می‌شود. همچنین، از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) که پشتیبانی مالی را بر عهده داشتند سپاس‌گزاری می‌شود. همچنین، از شرکت معدنی کیمیا معادن سپاهان از فراهم کردن شرایط مناسب برای بررسی‌های صحرایی کمال تشکر را داریم.

### نتیجه‌گیری

بر پایه همه بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، توده آذرین درونی منطقه سراب-۳ بیشتر دارای ترکیب دیوریت، مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت است. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، این سنگ‌ها از دیدگاه سری ماگمایی، در سری کالک‌آلکان با سرشت مت‌آلومینوس جای دارند. ویژگی‌های صحرایی سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نمونه‌ها از جمله روند منفی  $P_2O_5$  و روند مثبت  $Th$  در برابر  $SiO_2$  نشان‌دهنده نوع I بودن توده آذرین درونی منطقه سراب-۳ است. الگوی نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها نیز نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر LILE ( $K, U, Sr, Ce, Th, Pb$ ) و LREE نسبت به عناصر HFSE ( $Zr, Y, Ti, P, Nb$ ) و HREE است. همچنین، پایین بودن نسبت  $Ce/Pb$  و  $Nb/U$  و مقادیر بالای  $Ba/Nb$  نشان‌دهنده پهنه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش کرانه فعال قاره‌ای،

## منابع

- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M. (2012) Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids. *Petrology* 3(9): 1-16 (in Persian).
- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A. A. (2011) Petrology and geochemistry of the hololeucocratic granitoids Alvand Intrusive Complex (Hamedan). *Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy* 19(1): 131-144 (in Persian).
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer H. (2000) High-potassium, calcalkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.
- Azizi Shotorkheft, H. (2003) Petrogenesis of contact metamorphic rock and its related iron-skarn deposit in Shahrak area (east of Takab). M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Berberian, M. and King, G. C. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evaluation of Iran, Canadian. *Journal of Earth Sciences* 18: 210- 265.
- Boynnton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2006) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu arc, southern Philippines. *Lithos* 97: 271-288.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- 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.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite type: 25 years later. *Australian Journal of Earth Science* 48: 489-499.
- Clarke, F. W. (1924) The data of geochemistry. U.S. Geological Survey Bulletin.
- Fenodi, M. (2000) Geological Hasan abad yasookand Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and Leeman, W. P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology Special Lithosphere Issue* 1: 331-349.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Fulginiti, P., Gioncada, A. and Sbrana, A. (1999) Rareelement (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 33: 222-202.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 5: 1-11.
- Gill, J. B. (1981) Orogenic andesite and plate tectonics. Springer Verlag New York.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zoned magmatism. In: *Collision Tectonics* (Eds. Ries, A. C. and Coward, M. P.) 67-81. Geology Society of London, London.
- He Y., Zhao G., Sun M. and Wilde S. A. (2007) Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of

- the volcanic rocks in the Zongtiao mountain: an alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton. *Lithos* 102: 158-178.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts; new constrain of mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letter* 79(1): 33-45.
- Jenner, G. A. (1996) Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration* (Ed. Wyman, D. A.) 12: 51-77. Geological Association of Canada Short Course Notes.
- Maaløe, S. and Wyllie, P. J. (1975) Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 52: 175-191.
- Mansouri Esfahani, M. and Khalili, M. (2014) Petrology of the Molataleb village granitoid (North of Aligudarz), NW of Isfahan, low temperature peraluminous I-type. *Petrology* 5(17): 119-136 (in Persian).
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma, igneous rock system. *Earth Science Review* 37: 215-224.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321-355.
- Mora, I. C., Jaimes, M. C., Garduno-Monroy, V. H., Layer, P. W., Pompa-Mera, V. and Godinez, M. L. (2007) Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan volcanic arc (Central area), Chiapas Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 162: 43-72.
- Moradi, R., Boomeri, M. and Bagheri, S. (2014) Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony-bearing area Southeast of Zahedan. *Petrology* 5(18): 15-32 (in Persian).
- Nagudi, N., Koberl, C. and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences* 36: 1-14.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical Acta* 38: 757-775.
- Patino Douce A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas. In: *Understanding granites, integrating new and classical techniques* (Eds. Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. E.) special publications 158: 55-75. Geological Society, London.
- Patino Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996) Effects of P,  $fO_2$  and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology* 37 (5) 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. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Peng T., Wang Y., Zhao G., Fan W. and Peng B. (2007) Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication. *Lithos* 102: 358-373.
- Pournik, P. (2007) Geological-Mining and Evaluation report on Fe deposit of Shahrak (in Persian).
- Rollinson H. R. (1996) Tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and the genesis of Lewisian crust

- during the Archaean. Geological Society, London, Special Publications 112: 25-42.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, London.
- Rushmer, T. (1991) Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 41-59.
- Sepahi, A. A. and Athari, S. F. (2006) Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Zagros orogeny, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 183(1): 93-106.
- Shahbazi, H., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A. and Vousoughi Abedini, M. (2007) Epidotization of plagioclases in Alvand plutonic leucocratic granitoids, in the metamorphic conditions of green schist facies. In: *Proceeding of the 15<sup>th</sup> Symposium of Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, Ferdowsi University, Mashhad, Iran (in Persian).
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vosoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 9: 668-683.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Sheikhi, R. (1995) Economic geology study of Shahrak Fe deposit (east of Takab). M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Shelley, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman and Hall, London.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, magmatism in ocean basins. *Journal of Geological Society of London* 42: 313-345.
- Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G. and Schwarz, M. (2008) Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton, Precambrian. *Research* (166): 283-296.
- Swinden, H. S., Jenner, G. A. and Szybinski, Z. A. (1997) Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland. In: *The nature of magmatism in the Appalachian orogen* (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society America.
- Thompson, A. B. (1996) Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87: 1-10.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Garipey, C. and Fryer, B. (1997) Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd, O, Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central mobile belt, Newfoundland Appalachians. In: *The nature of magmatism in the Appalachian orogen* (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society America.
- Whalen, J. B., McNicoll, V. J., Van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe, F. J., Jenner, G. A. and Van Breeman, O. (2006) Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos* 89: 377-404.
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hymen, London.

## Petrology and geochemistry of intrusive body of iron deposit of Sarab-3, east of Takab-north west of Iran

Mohammad Maanijou \* and Leila Khodaei

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

### Abstract

The Sarab-3 intrusive body is located in the NW of Iran, in Sanandaj-Sirjan zone and in the east of Takab city. Based on field observations as well as petrographic features, the lithologic composition of intrusion (Miocene age) ranges within the diorite-leucodiorite, monzodiorite, quartz monzodiorite, granodiorite and granite. In terms of geochemical characteristics, the rocks studied, are I-type, with calc-alkaline affinity and meta-aluminous character. Enrichment of LILE (K, U, Sr, Ce, Th, Pb, Ba) and LREE relative to HFSE (Zr, Y, Ti, P, Nb) and HREE, low Ce / Pb and Nb / U ratios and high Ba / Nb reveal that the rocks under study were originated in an active continental margin subduction-related tectonic setting. The negative anomalies of Ti, Nb and P on the spider diagram also confirm this fact. Low ratios of  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  and  $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  along with low Rb/Sr concentration ( $< 0.6$ ) propose that the Sarab-3 intrusive rock is derived from a meta-basaltic source.

**Key words:** I- type granitoids, Geochemistry, Sarab-3, East of Takab, Sanandaj-Sirjan Zone

\* mohammad@basu.ac.ir