

## ویژگی‌های کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی کوه سورمه، شمال باختر نهبندان؛ خاور بلوک لوت

حبیب بیابانگرد<sup>۱\*</sup> و جمیله طیبی<sup>۲</sup>

۱ و ۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان

\* نویسنده مسئول: h.biabangard@science.usb.ac.ir

دریافت: ۹۴/۹/۹ پذیرش: ۹۵/۷/۲۸

### چکیده

گرانیتوئید کوه سورمه در جنوب‌خاوری استان خراسان جنوبی و ۵۰ کیلومتری شمال باختری شهرستان نهبندان قرار دارد. از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی ایران این توده در محل اتصال بخش خاوری پهنه لوت و زون زمین‌درز سیستان واقع شده است. این توده از تعدادی توده کوچک به صورت استوک مانند و منقطع با روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در داخل مجموعه‌های فلیشی منتسب به سازند شمشک؟ برونزد دارد؛ پیکره اصلی آن ترکیب دیوریتی و گرانودیوریتی دارد. پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های سازنده‌ی توده‌ها می‌باشند. گرانیتوئید کوه سورمه کالکوالکالین، متآلومینوس تا پرآلومینوس و دارای خاستگاه آذرین (I) است. شواهدی چون حضور هورنبلند، بیوتیت و نبود موسکویت و داده‌های ژئوشیمیایی این گرانیتوئید نشان از خاستگاه آذرین این توده دارد. این توده‌ها دارای غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و فقیر شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) با الگوی مشابه می‌باشند، این اختصاصات به احتمال بیانگر منشاء مشترک آن‌ها است. نمودارهای جداکننده‌ی محیط‌های زمین‌ساختی جایگاه گرانیتوئیدهای کوه سورمه را وابسته به کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره معلوم می‌دارد. تغییرات نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb نشان می‌دهد که ماگمای سازنده واحدهای گرانیتوئیدی متعلق به زون‌های فرورانشی غنی شده می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: حاشیه قاره، گرانیتوئید سورمه، نهبندان، پهنه لوت

### مقدمه

گرانیت سفیدکوه [۲۹] گرانودیوریت چهارفرسخ [۲۲] گرانودیوریت عبداللّهی و ریگی [۱۳] و گرانودیوریت ملک چاه‌رویی [۲] اشاره کرد. گرانیتوئید کوه سورمه با ابعاد تقریبی ۳×۱۰ کیلومتر به سن ائوسن-الیگوسن در داخل مجموعه‌های فلیشی ژوراسیک (شیل‌های معادل سازند شمشک؟ نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰؛ چهار فرسخ [۱۴])، برونزد یافته‌اند. روی این گرانیتوئید تاکنون مطالعات زمین‌شناسی به ویژه بر روی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه احتمالی این توده‌ها صورت نگرفته است که هدف اصلی این نوشتار برای نخستین بار است.

### روش بررسی

این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرایی، بررسی‌های آزمایشگاهی، مطالعات مقاطع نازک میکروسکوپی، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و تفسیر آن‌ها انجام شده است. به این منظور در بازدیدهای مکرر از تمامی توده‌ها و واحدهای سازنده آن‌ها تعداد ۱۰۰ نمونه برداشت و از آن‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد بررسی دقیق مطالعات

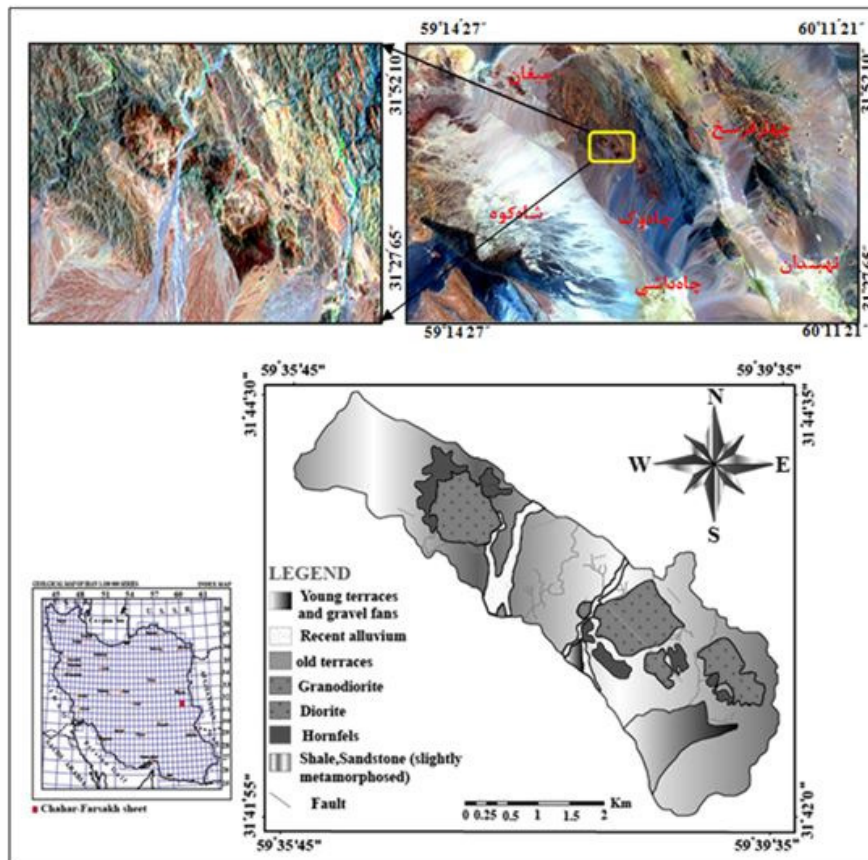
گرانیتوئیدها از سازندگان اصلی کمربندهای برخوردار به شمار می‌روند و به دلیل ترکیب‌های با خاستگاه و شرایط ذوب متفاوت، برهم‌کنش‌های فیزیکی و شیمیایی پیچیده‌ی بین ماگما‌های مافیک و فلسیک، تبلور تفریقی و آلودگی پوسته دارای تنوع ترکیبی گسترده‌ای هستند [۱۷]. توده‌های گرانیتوئیدی که از نظر ترکیبی و سنی شناخته شده‌اند، به گسترش و تکمیل اطلاعات لازم برای پوسته قاره‌ای کمک شایانی می‌کنند [۳]. در خلال کرتاسه بالایی تا اواخر ترشیری در بخش‌های گسترده‌ای از زون‌های ساختاری ایران به خصوص سنندج-سیرجان، ارومیه-دختر، ایران مرکزی، البرز، آذربایجان و شرق ایران، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی آلکالین و کالکوالکالین به شکل‌های مختلف همزمان تا پس از برخورد تشکیل شده‌اند [۱۱]. در بخش خاوری پهنه لوت (ایران مرکزی) برونزدهای قابل‌توجهی از نفوذی‌های گرانیتی به چشم می‌خورد که از آن میان می‌توان به توده‌ها و مطالعات انجام شده بر روی آن‌ها، گرانیت شاه‌کوه [۵، ۶ و ۷]

کیلومتری شمال باختری شهرستان نهبندان واقع شده‌اند و از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی ایران در حاشیه خاوری پهنه لوت و زون زمین‌درز سیستان قرار دارند [۱]. کوه سورمه بلندترین ارتفاع (۱۵۲۱ متر) در بین توده‌های مورد مطالعه است. بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰۰ تهیه شده (شکل ۱) از این توده‌ها بر اساس داده‌های صحرایی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، مجموعه‌های فلیشی (شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون با سن معادل سازند شمشک؟، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارفرسخ، [۱۴] با گسترش زیاد قدیمی‌ترین واحد در منطقه هستند که میزبان این نفوذی‌ها می‌باشند. پیکره‌های گرانیتوئیدی کوه سورمه به سن ائوسن-الیگوسن (نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارفرسخ، [۱۴] این مجموعه‌ها را قطع می‌کنند. جوان‌ترین واحدها پهنه‌های آبرفتی، رسوبات رودخانه‌ایی و مخروطه‌افکنه‌ها می‌باشند (شکل ۱).

سنگ‌شناختی قرار گرفتند. از این میان تعداد ۱۴ نمونه با بیش‌ترین پوشش از واحدهای سنگی (۳ نمونه گابرو، ۴ نمونه دیوریت، ۴ نمونه گرانودیوریت و ۳ نمونه گرانیت) گزینش و به آزمایشگاه فرآوری مواد معدنی زرآزمای تهران به منظور تجزیه ارسال گردیدند. در این آزمایشگاه اکسیدهای عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-OES تجزیه شده که نتایج در جدول ۱ آورده شده است. تصحیحات لازم بر روی داده‌های آنالیز خام انجام و سپس به کمک نرم‌افزار GCDKit (Version 2.1.1, <http://www.gla.ac.uk/gcdkit>) و Minpet، پردازش و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

### زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

توده‌های گرانیتوئیدی کوه سورمه در بین طول‌های جغرافیایی  $35^{\circ} 39' 59''$  و  $45^{\circ} 35' 59''$  و عرض‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 44' 31''$  و  $55^{\circ} 41' 31''$  شمالی به صورت ۳ توده استوک مانند و نسبتاً ممتد با روند شمال باختری- جنوب‌خاوری در فاصله ۵۰



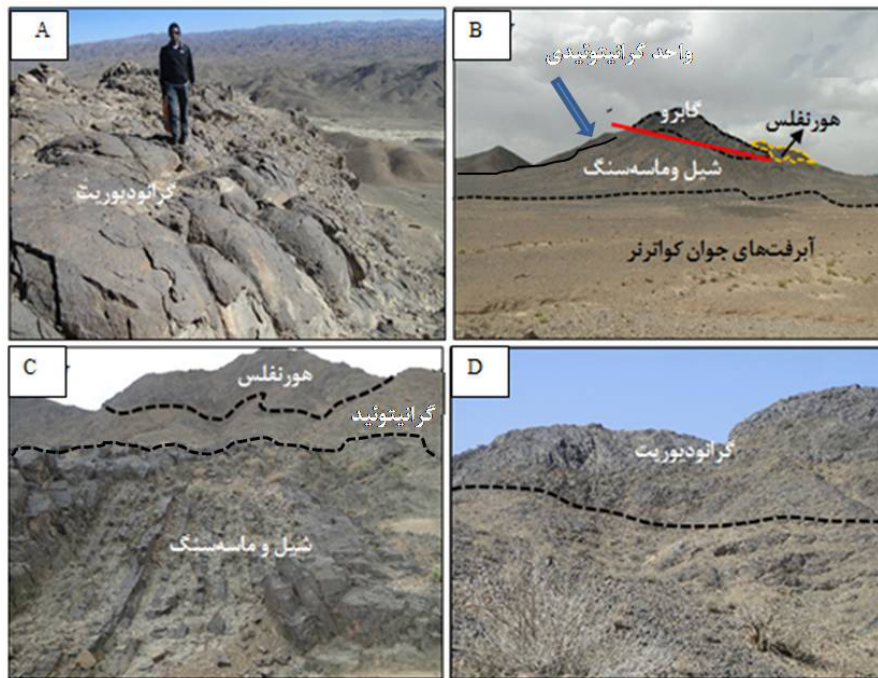
شکل ۱. موقعیت، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰۰۰ توده گرانیتوئیدی کوه سورمه بر مبنای مطالعات صحرایی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نمونه‌های گرانیتوئید کوه سورمه

Sample	S1	S03	S06	S16	S25	S30	B03	B09	B10	B12	B18	S20	S21	S22
Name	Dio	Dio	Dio	gbb	gbb	gbb	Grdio	Grdio	Grdio	Gr	Gr	Gr	Grdio	Dio
(Wt %)														
SiO <sub>2</sub>	62.7	61.2	60.8	45.7	44.6	45.3	65.9	64.4	63.8	63.2	63.8	65.1	63.7	62.2
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.7	0.69	1.36	1.4	1.6	0.57	0.71	0.65	0.7	0.66	0.61	0.67	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.7	16.4	16.3	15.5	16.3	14.9	14.7	15.0	15.0	15.5	15.7	15.3	14.5.9	16.6
FeO	6.9	6.7	6.8	12	11.9	12.6	5.3	6.0	5.9	6.6	6.8	5.6	6.2	5.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.8	0.7	0.6	1.3	1.2	1.6	0.6	0.8	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.6
MnO	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	3.9	4.2	4.2	7.9	8.1	7.4	3.3	3.7	3.4	4.2	3.8	3.1	3.5	2.8
CaO	3.7	5.2	5.3	13.4	12.8	12.4	3.0	3.8	5.3	4.6	2.9	3.3	3.5	5.9
Na <sub>2</sub> O	2.3	2.2	2.6	2.1	1.8	2.5	3.1	2.3	1.8	2.2	2.6	2.8	2.2	1.1
K <sub>2</sub> O	3.0	2.4	2.5	0.2	0.8	0.2	3.2	3.1	3.1	2.4	2.6	2.8	3.3	3.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.1	0.1	0.13	0.9	0.5	0.09	0.1	0.08	0.09	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
SO <sub>3</sub>	0.08	0.07	0.07	0.13	0.2	0.8	0.06	0.06	0.12	0.12	0.11	0.08	0.06	0.08
SUM	99.89	99.87	99.93	100.05	100.05	100.05	99.92	99.88	99.80	99.97	99.99	99.93	99.92	99.94
(ppm)														
Be	1.8	1.7	1.6	0.9	0.8	0.7	1.8	1.8	1.7	1.9	1.7	2.1	1.8	1.9
Co	20.6	22.5	21.6	37.5	40.5	36.2	14.6	18.1	20.7	20.3	19.3	15.8	18.5	20.4
Cr	176	152	159	195	200	182	95	110	139	160	145	111	152	179
Cs	5.4	2.9	2.4	0.8	0.9	0.7	2.5	3.2	7.9	4.4	4.2	2.2	5.8	10.3
Cu	82	45	40	6	12	15	33	30	51	33	69	3	48	33
Er	2.8	3.16	3.15	2.21	2.12	2.19	3.19	3.42	2.88	3.21	3.39	3.51	3	2.78
Hf	0.75	0.92	0.96	1.61	1.5	1.52	1.15	0.57	0.92	0.71	0.79	0.81	0.92	0.74
Li	66	51	42	59	62	68	63	41	36	48	109	61	63	38
Nb	12.6	9.9	10.3	11.9	12.1	10.9	11.1	8.9	9.7	11.8	11.7	11.5	13.2	11.6
Ni	25	26	25	104	108	115	18	21	28	29	27	21	25	26
P	534	488	484	525	560	482	445	448	432	480	551	484	508	510
Pb	12	9	12	8	10	7	15	17	34	12	7	7	17	10
Rb	141	85	86	7	9	6	125	109	139	101	98	128	141	148
S	152	215	183	359	365	320	51	79	67	233	194	133	135	265
Se	<0.5	<0.5	0.66	0.81	0.71	0.91	0.61	<0.5	0.66	<0.5	<0.5	0.64	<0.5	<0.5
Sn	3.5	6.2	9.2	3	4	6	8	1.6	1.6	2.6	3.6	2.3	3.3	2.2
Sr	180.4	178.4	197.1	192.6	190.3	185.5	135.1	205.6	139.8	160.5	196.6	163.8	176.7	152.3
Ta	0.64	0.47	0.54	0.53	0.48	0.51	0.52	0.36	0.42	0.54	0.55	0.54	0.67	0.58
Te	<0.1	0.14	0.14	0.32	0.35	0.22	<0.1	<0.1	0.17	0.12	0.11	<0.1	0.13	0.17
Th	10.25	7.55	7.31	0.79	0.94	0.81	10.29	9.25	8.83	9.36	9.47	10.08	9.71	8.46
Ti	4772	4624	4626	8181	7960	8024	3831	4619	4113	4594	4484	4013	4606	4549
U	2.2	1.8	1.8	0.5	0.6	0.5	2.2	1.6	2.2	1.7	2.6	2.3	2.5	2
W	1.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.6	<0.5	<0.5	<0.5	1.5	1.5
Y	15.5	17.3	17.6	14.4	13.9	12.9	19.2	19.3	17.7	19.6	20.3	21.6	18.7	17.8
Zr	18	23	21	48	46	53	27	14	20	16	18	18	21	17
La	28	25	24	10	12	18	30	29	27	36	28	22	29	27
Ce	47	45	44	21	25	19	55	54	48	63	50	40	52	48
Pr	6.4	5.98	5.85	3.47	4.45	2.94	7.08	6.92	6.53	8.21	6.81	5.72	7.25	6.68
Nd	19.6	19	18.6	12.4	12.5	11.3	22.8	22.5	21.1	27.1	22.8	19.1	24.2	23.1
Sm	3.9	3.79	3.82	2.88	2.3	2.75	4.68	4.59	4.29	5.26	4.71	3.96	4.96	4.71
Eu	1.16	1.06	1.03	1.34	1.5	1.20	1.01	1	0.98	1.03	1.11	1.04	1.19	1.14
Gd	3.98	4.29	4.13	3.81	4.1	2.95	4.69	4.78	4.43	5.33	4.96	4.36	4.94	4.83
Tb	0.63	0.64	0.63	0.6	0.4	0.5	0.7	0.7	0.63	0.72	0.7	0.68	0.67	0.65
Dy	3.55	3.69	3.74	3.35	40.4	3.85	4.05	4.11	3.78	4.25	4.13	4.17	4.02	3.81
Yb	1.9	2.1	2.1	1.3	1.2	1.2	2.2	2.2	2.1	2.2	2.3	2.4	2.1	2
Lu	0.3	0.33	0.34	0.24	0.26	0.22	0.34	0.35	0.34	0.35	0.35	0.37	0.33	0.34
A/NK	2.96	3.56	3.2	6.71	6.3	5.52	2.3	2.7	3.1	3.4	3	2.7	2.6	3.5
A/CNK	1.7	1.67	1.56	0.98	1.1	0.98	1.58	1.6	1.47	1.68	1.91	1.72	1.62	1.56
Str/Y	11.6	10.3	11.2	13.4	13.4	14.4	13.2	14.3	13.1	15.1	19.1	19.0	15.4	15.2

واحد در برخی نقاط بر روی واحدهای شیلی و ماسه سنگی قرار گرفته است. در پیرامون توده‌های مذکور هاله‌ای با ضخامت‌های متفاوت از ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده (هورنفلس) وجود دارد (شکل ۲-۲C) که در نتیجه‌ی حضور این توده‌ها تشکیل شده است. بخش اعظم این توده‌ها ترکیب گرانودیوریتی دارد (شکل ۲-۲D) که مستقیماً بر روی مجموعه‌های فلیشی قرار دارند.

بیش‌ترین گسترش واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی در شمال‌خاوری منطقه دیده می‌شود (شکل ۲-۲A) و نفوذی‌های گرانیتوئیدی کوه سورمه عمدتاً در بخش جنوب‌باختری این مجموعه‌ها برونزد دارند (شکل ۲-۲A). واحد گابرویی منطقه به صورت کلاهِک تنها در بالاترین قسمت کوه سورمه دیده می‌شود (شکل ۲-۲B) که به نظر به صورت تراستی و نابرجا در منطقه می‌باشد و برای این واحد از اصطلاح گرانیتوئید استفاده نشده است. ادامه این



شکل ۲-۲A) مجموعه‌های فلیشی موجود در پیرامون واحد گرانودیوریتی کوه سورمه، B) واحد گابروی کلاهِک مانند تراست شده در بخش بالایی گرانیتوئید کوه سورمه، C) هاله هورنفلسی در پیرامون توده‌های نفوذی، D) واحد گرانودیوریتی سازنده اصلی پیکره‌های گرانیتوئیدی

گرانودیوریت‌ها به رنگ خاکستری، دانه متوسط تا دانه ریز بوده، و پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره در آن‌ها قابل رویت می‌باشد. در مطالعات میکروسکوپی هر یک از واحدهای سنگی دارای مشخصات زیر هستند.

**واحد گرانودیوریت دانه متوسط:** پلاژیوکلاز با فراوانی بین ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی (الیگوکلاز - آندزین، بر اساس مطالعات میکروسکوپی)، فلدسپار قلیایی ۱۰ تا ۱۵ درصد و کوارتز ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها معمولاً به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و ماکل تکراری بوده و گاه ساختار منطقه‌ای دارند. این بلورها بعضاً سرسیتی شده‌اند. در برخی نقاط مجموعه‌هایی از کانی‌های اپیدوت و گاهی کربنات نیز مشاهده می‌شوند

### روابط صحرایی و سنگ‌شناسی

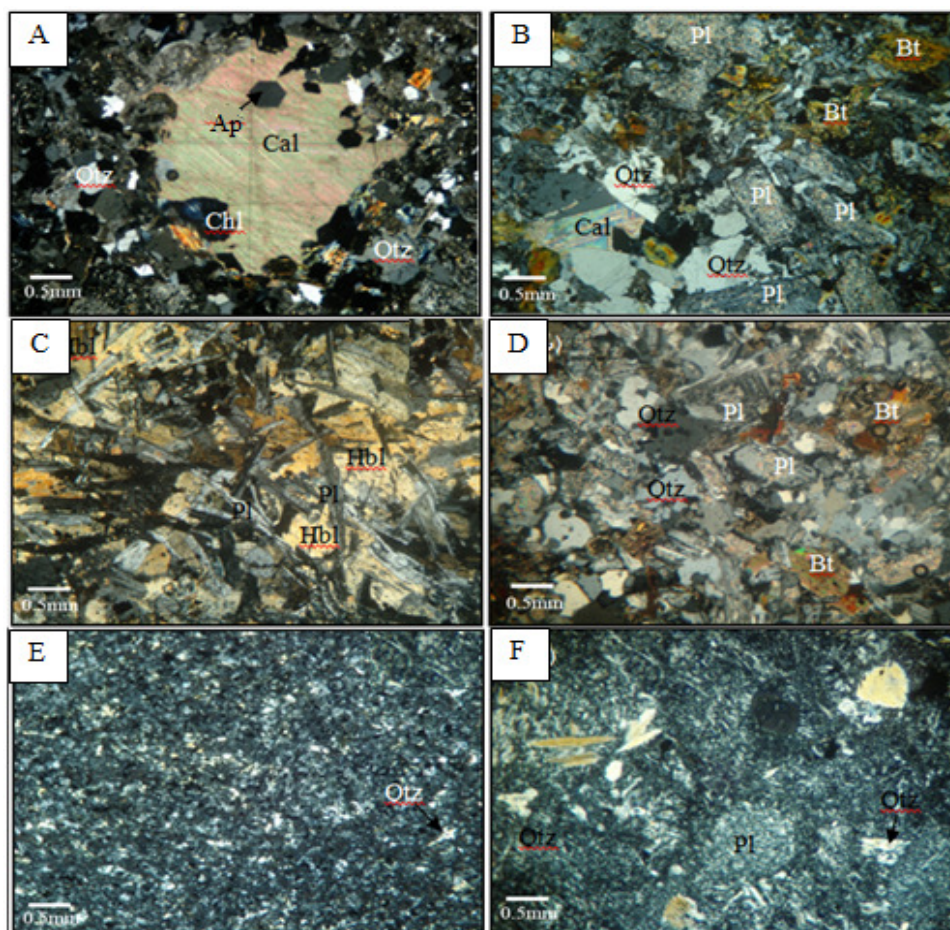
بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌شناختی مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌های آذرین، نفوذی‌های کوه سورمه ترکیب سنگ‌شناختی تقریباً همگن با ترکیب گرانودیوریت تا دیوریت دارند تنها یک واحد گابروی تراست شده بر روی توده اصلی دیده می‌شود. سنگ‌های گابروی با کمترین حجم، اغلب دگرسان شده و تا حدودی دگرگون شده در حد رخساره شیست‌سبز می‌باشند. لذا مطالعات میکروسکوپی آن‌ها آورده نشده است. در بررسی‌های صحرایی، سنگ‌های گرانودیوریتی در قیاس با دیگر واحدهای سنگی بیش‌ترین حجم و گسترش را دارند. تغییر ترکیب از گرانودیوریت به دیوریت‌ها تدریجی و مرز ناگهانی بین آن‌ها مشاهده نشد. در نمونه دستی،

موجود در این سنگ‌ها هستند. کلریت و سربیسیت کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها و بافت غالب آن‌ها گرانولار است (شکل ۳- D).

**واحد هورنفلسی:** این واحد در مجاورت و اطراف توده به صورت هاله‌ای با ضخامت متغیر مشاهده می‌شود (شکل ۲). معمولاً تیره، سخت و مقاوم و در نمونه‌های دستی فاقد هر گونه کانی قابل تشخیص می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی عمدتاً دارای کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت، بیوتیت و اپیدوت است. کوارتز بیش‌ترین کانی و اکثراً ریز بلور و بی‌شکل است (شکل ۳- E). پلاژیوکلازها ریزبلور، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و در متن سنگ پراکنده‌اند. کانی‌های کلریت ناشی از تجزیه بیوتیت‌ها نیز در مقاطع حضور دارند (شکل ۳- F).

که به صورت ثانویه در سنگ تشکیل شده‌اند (شکل ۳- A). کانی بیوتیت بین ۵ تا ۱۰ و هورنبلند بین ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی از کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و رنگ قهوه‌ای روشن تا تیره و گاه سیاه مشاهده می‌شود، این ویژگی یکی از خصوصیات مهم گرانیت‌های نوع I است [۴ و ۳۰] دگرسانی آن به کلریت (شکل ۳- B) و کانی‌های کدر بسیار معمول است. تبدیل بیوتیت به کلریت طی واکنش‌های گرمایی در دمای ۳۳۰-۳۴۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد [۸].

**واحد دیوریتی:** در مقاطع میکروسکوپی عمدتاً دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۷۵ درصد حجمی) با شکل کشیده و الواری می‌باشند (شکل ۳- C). آمفیبول (هورنبلند سبز، کمتر از ۱۵ درصد)، بیوتیت (۱۰ درصد) دیگر کانی‌های

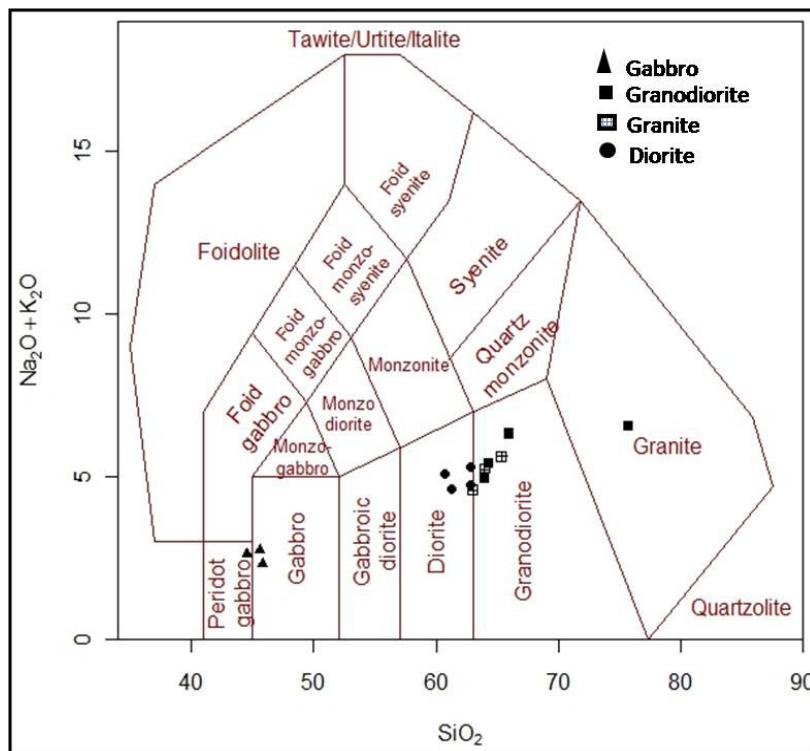


شکل ۳. A) حضور کانی‌های ثانویه اپیدوت و کربنات در سنگ‌های گرانودیوریتی، B) بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و دگرسانی بیوتیت به کلریت در گرانودیوریت‌ها، C) فراوانی بلورهای هورنبلند و بلورهای الواری شکل پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها، D) بافت گرانولار و حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز در گرانودیوریت‌ها، E) حضور فراوان کانی‌های ریز بلور کوارتز در هورنفلس‌ها که زمینه سنگ را تشکیل داده است، F) آثار کانی‌های ناشی از تجزیه و ثانویه در هورنفلس‌ها (تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگ‌نمایی ۴۰ برابر می‌باشد).

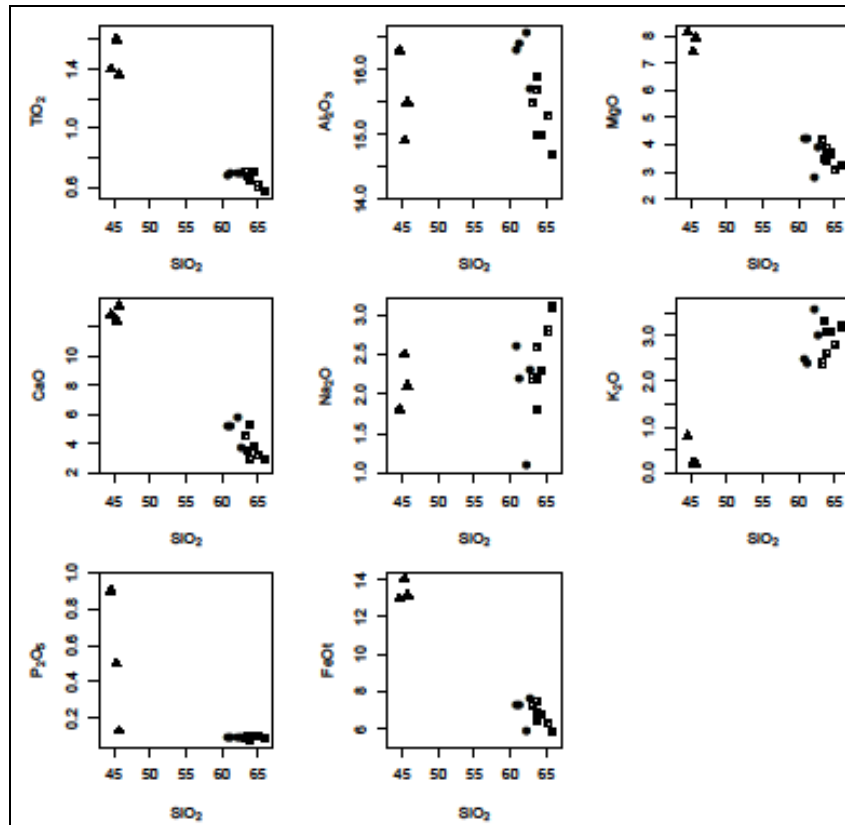
## ژئوشیمی

پیداست با افزایش مقدار اکسیدسیلیسیم نمونه‌ها تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در هر گروه سنگی مشابه و کاهش در میزان فراوانی  $MnO$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  و  $MgO$  به چشم می‌خورد حال آنکه اکسیدهای عناصر قلیایی تا حدودی روند افزایشی دارند. بدیهی است روندهای اخیر متأثر از تنوع کانیایی موجود در سنگ‌ها و منطبق با روند عمومی تفریق و تبلور ماگمایی می‌باشد. به طور کلی کاهش میزان  $Al_2O_3$  و  $CaO$  حاصل تبلور فلدسپارها و روند نزولی اکسیدهای  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  در برابر سیلیس ناشی از تبلور کانی‌های فرومنیزین نظیر بیوتیت و هورنبلند است. پراکندگی در  $Na_2O$  احتمالاً به دلیل دگرسانی است. تغییرات برخی از عناصر فرعی و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۶ نشان داده شده است، الگوی‌های این عناصر در نمودار شکل ۶ در دو گروه سنگی کاملاً منطبق با روندهای عمومی تفریق و تبلور ماگمایی به ویژه ماگماهای مناطق فرورانشی است، پراکندگی بیش‌تر در نمونه‌های گروه سنگ‌های گرانیتوئیدی به احتمال ناشی از فرایندهای آلیش پوسته‌ای و دگرسانی آن‌ها می‌باشد.

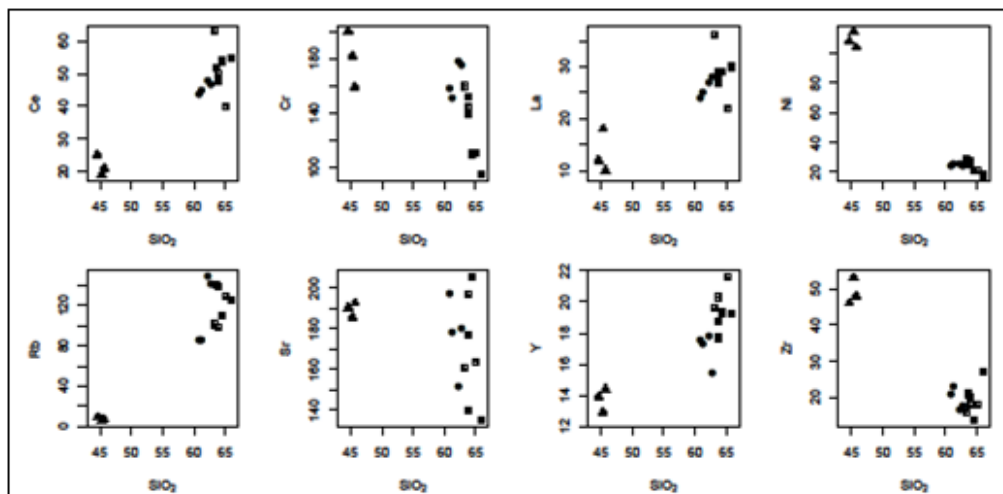
یکی از مفیدترین راه‌ها برای تفسیر پتروژنتیک توده‌های آذرین، بهره‌گیری از داده‌های ژئوشیمیایی و بررسی تغییرات و نسبت‌های عناصر اصلی و کمیاب در آن‌ها است. به منظور نام‌گذاری شیمیایی نمونه‌ها از نمودار (شکل ۴). طبق این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانودیوریت، دیوریت و گابرو قرار می‌گیرند. با استفاده از ترسیم نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس فرآیندهای تفریق را می‌توان بررسی کرد [۱۲]. همان‌طور که در نمودارهای [۱۵] (شکل ۵) مشاهده می‌شود، دو گروه سنگی در منطقه وجود دارند، که شامل گروه گابروها و گروه گرانیتوئیدها می‌باشند. بین این دو گروه سنگی در اغلب نمودارها تمایز و انقطاع وجود دارد این امر احتمالاً به دو دلیل ممکن است، رخ داده باشد: نمونه‌برداری کامل نبوده یا فازهای جداگانه و غیر مرتبط با هم هستند که احتمال دوم یقینی‌تر است چرا که طی چندین مرحله و از جهات مختلف توده‌ها، پیمایش و نمونه‌برداری شده‌اند. همان‌گونه که از شکل ۵



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های سنگی کوه سورمه در نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Na_2O+K_2O$  [۱۲] نشانه‌ها در این شکل در تمام نمودارها استفاده شده است.



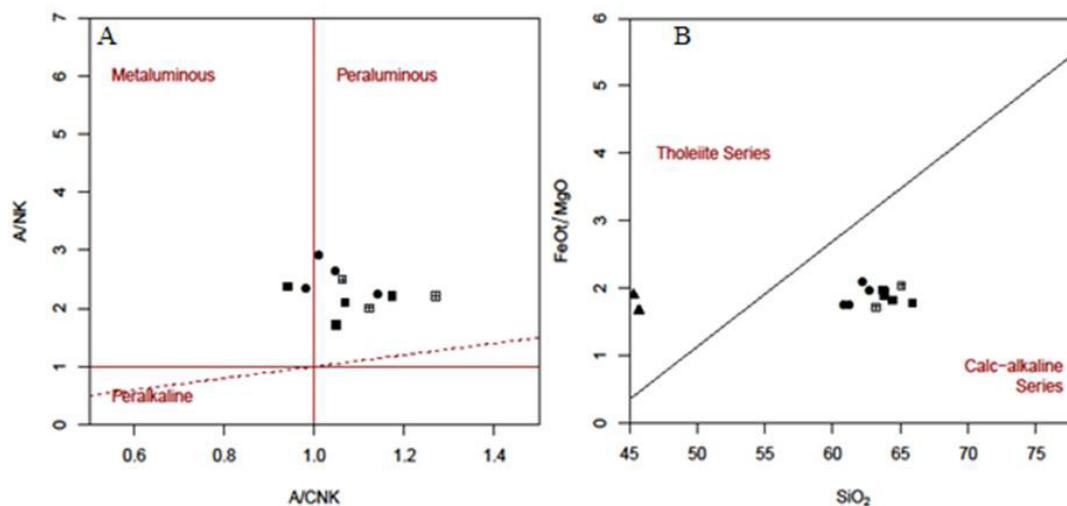
شکل ۵. نمودارهای [۱۵] تغییرات عناصر اصلی در مقابل اکسید سیلیسیم نمونه‌های سنگی مورد مطالعه (نشانه‌ها مطابق شکل ۴)



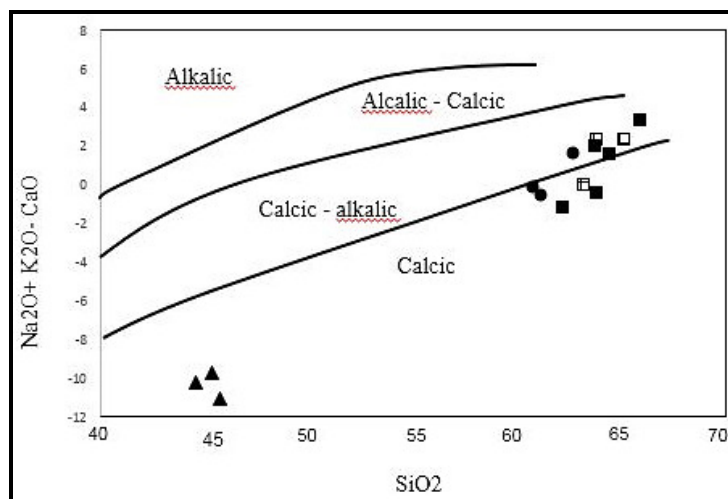
شکل ۶. نمودارهای [۱۵] تغییرات برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل اکسید سیلیسیم نمونه‌های سنگی مورد مطالعه (نشانه‌ها مطابق شکل ۴)

می‌گیرند. در نمودار [۲۲ و ۲۳] که مقدار اکسید سیلیسیم نمونه‌ها را در مقابل  $K_2O+Na_2O+CaO$  نشان می‌دهد، نمونه‌ها در محدوده‌های کلسیک-آلکالی و کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۸). میزان  $K_2O+Na_2O+CaO$  ضریب Modified alkali-lime (index) با میزان سیلیس هم‌خوانی دارد. به طوری که با افزایش میزان سیلیس، مقدار این ضریب نیز افزایش می‌یابد.

در نمودار  $A/CNK-A/NK$  [۱۹ و ۲۶] غالب نمونه‌های گرانیتوئیدی در محدوده پراآلمینیوس قرار می‌گیرند (شکل ۷-A). این تمایل به سمت پراآلمینیوس در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به دلیل دگرسانی نمونه‌ها به ویژه کانی‌های پلاژیوکلاز می‌باشد که با شواهد موجود در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها قابل تأیید است. در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $FeO/MgO$  [۲۰] نمونه‌ها در محدوده‌ی کالک‌آلکان و توله‌ایتی (شکل ۷-B) قرار



شکل ۷. A) نمودار نسبت مولی A/CNK به A/NK به منظور تعیین اندیس آلومینیوم سنگ‌های آذرین [۲۶ و ۱۹]. B) تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه [۲۰]. (نشانه‌ها مطابق شکل ۴)



شکل ۸. موقعیت نمونه‌ها در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Na_2O+K_2O+CaO$  که در محدوده کلسیک - آلكالی و کلسیک قرار گرفتند [۹ و ۱۰] (نشانه‌ها مطابق شکل ۴)

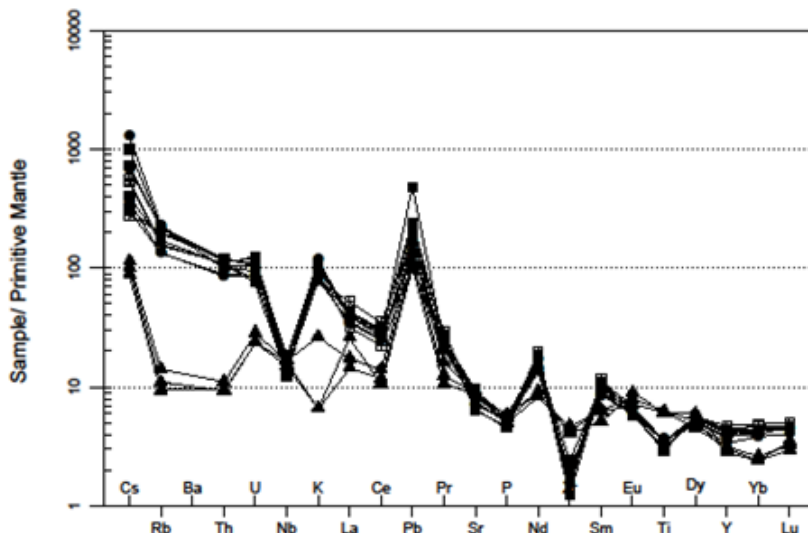
واحدهای گابروی به چشم نمی‌خورد. عناصر با شدت میدان بالا نظیر Yb, Sm, Ti, Lu و Y در مقایسه با عناصر نادر خاکی سبک (La, Ce) (شکل ۹) تهی‌شدگی و یکنواختی بیشتری دارند. همانگونه که در شکل ۹ پیداست تغییرات عناصر ناسازگار در مجموعه‌های گرانیتوئیدی و گابروی از هم متمایز می‌باشد. می‌توان گفت بی‌هنجاری منفی P, Ti به جدایش آپاتیت و تیتانومگنتیت مربوط می‌شود. مقادیر بالای Cs, Th و K پایین P و Ti در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه به ویژه گرانیتوئیدها، قابل مقایسه با مذاب‌های پوسته‌ای بوده و می‌تواند بیانگر آرایش ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها با پوسته‌ی فوقانی باشد. نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی

نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی) امکان مقایسه با هر ترکیب دیگر که معمولاً استاندارد است را فراهم می‌سازند و انحراف از ترکیب اولیه را مشخص می‌سازند [۲۵]. نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۷] برای سنگ‌های سازنده کوه سورمه در (شکل ۹) نشان داده شده است. تمامی نمونه‌ها، نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی دارند لیکن تهی‌شدگی در عناصر P, Nb و Ti مشخص است، این ناهنجاری منفی در سنگ‌های مناطق کوه‌زایی معمول است [۱۲] غنی‌شدگی Th و U در واحدهای گرانیتوئیدی کوه سورمه احتمالاً حاکی از آرایش پوسته‌ای آن‌ها می‌باشد در حالی‌که این وضعیت در

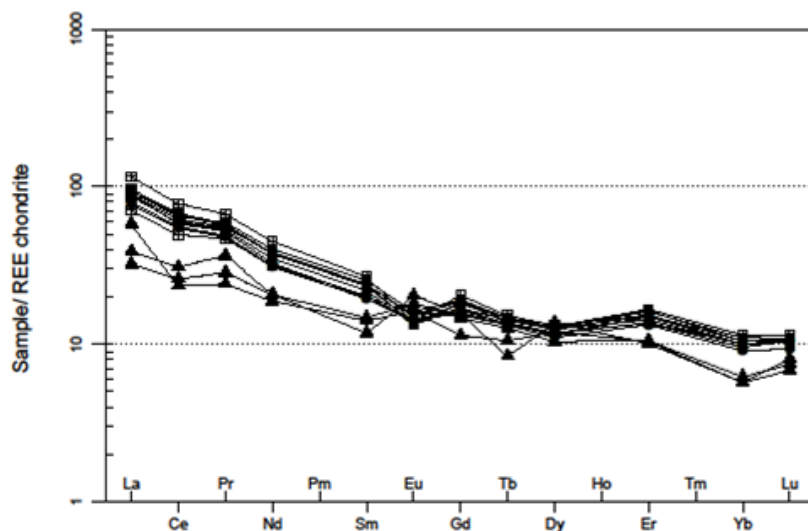


و موازی هر گروه سنگی حاکی از منشا مشابه و ارتباط ژنتیکی بین هر گروه با هم می‌باشد. عدم آنومالی مشخص در عنصر Eu و مشابهت در غنی‌شدگی بیش‌تر عناصر با شعاع یونی بالا و قدرت میدان پایین (LILE) نسبت به عناصر با محدوده قدرت بالا (HFSE) نشان از منشا مشترک واحدهای سازنده توده گرانیتوئیدی سورمه دارد.

(REE) به هنجار شده نسبت به کندریت [۲۷] برای توده‌های کوه سورمه (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که عناصر نادر خاکی سبک بین ۱۰ تا ۱۰۰ برابر مقادیر اولیه شان نسبت به کندریت غنی شده‌اند و عناصر نادر خاکی سنگین با شیب نسبتاً ثابت و صاف غنی‌شدگی مشابه و در حدود ۱۰ برابر مقادیر اولیه شان دارند. الگوهای مشابه



شکل ۹. نمودارهای عناصر فرعی به‌هنجار شده با گوشته اولیه [۲۷] برای سنگ‌های گرانیتوئید سورمه



شکل ۱۰. نمودارهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده با کندریت [۲۷] برای سنگ‌های گرانیتوئید سورمه

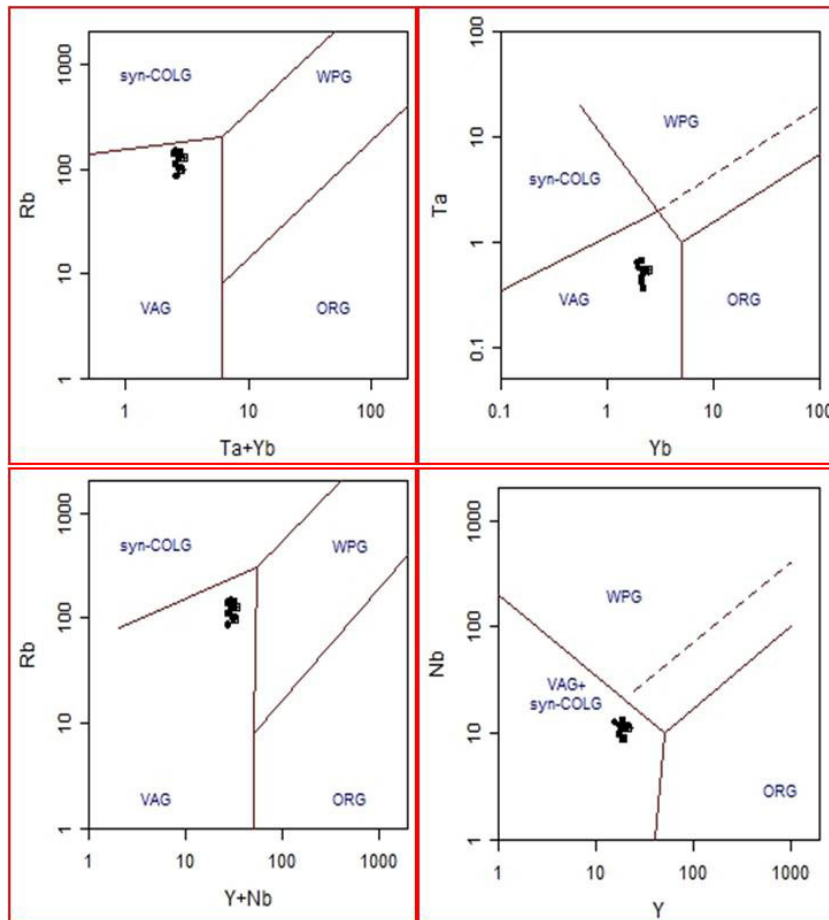
کوهزایی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۱). مقادیر پایین  $A/CNK$ ، و غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE در نمونه‌های سنگی بیانگر ماگماتیسم نوع I کمان‌های آتشفشانی حاشیه‌ی قاره‌ی وابسته به مناطق فرورانش است [۱۶ و ۲۹]. ویژگی‌های یاد شده در نمونه‌های کوه سورمه به وضوح مشهود است.

### بحث و نتیجه‌گیری

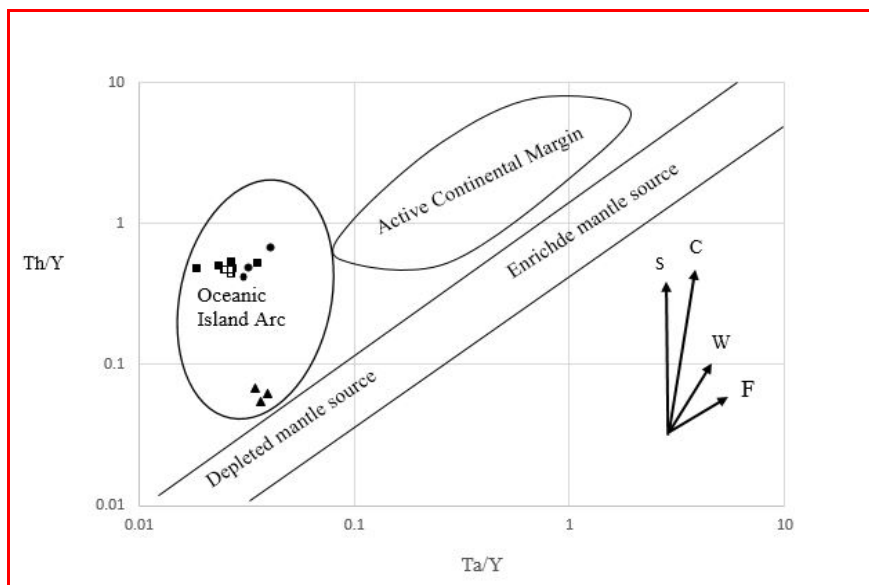
استفاده از عناصر کمیاب برای جدایش محیط‌های زمین‌ساختی مختلف ماگماهای گرانیتوئیدی بسیار معمول است [۱۶ و ۲۴]. لذا به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای Nb نسبت به Ta و Nb نسبت به Y [۲۴] استفاده شده است که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در گستره‌ی مناطق

مورد بررسی در گستره‌ی وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۱۲).

برای درک بهتر در مورد وابستگی زمین‌ساختی گرانیتوئید کوه سورمه از نمودار  $Th/Yb$  نسبت به  $Ta/Yb$  [۲۹] استفاده شد. بر اساس این نمودار، گرانیتوئیدهای



شکل ۱۱. موقعیت سنگ‌های کوه سورمه در محدوده زون‌های فرورانشی (VAG) بر اساس نمودارهای عناصر کمیاب در نمودار پایه [۲۴]



شکل ۱۲. موقعیت سنگ‌های کوه سورمه در محدوده زون‌های فرورانشی بر اساس نمودار  $Th/Yb$  نسبت به  $Ta/Yb$  [۲۹]

- [9] Frost B. R., and Frost C. D (2008) A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks, *Journal of Petrology* 49: 1955-1969.
- [10] Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J Arculus R. J., Ellis D. J., and Frost C.D. A (2001) Geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- [11] Ghasemi, H., Sadegheian, M., Kord, M., and Khanalizadeh, A (2010) The evolution mechanisms of Zahedan granitoidic batholith, Southeast Iran, *journal of Iranin of crystallography and Mineralogy*, 17: N.4. 552- 578(in Persian),
- [12] Gill. R (2010) *Igneous rocks and processes*, department of earth sciences Royal Holloway University of London. 472.
- [13] Ghonjalipour, R (2013) *Mineralogy and Petrology Rigi and Abdullahi granitoid*, West of Dehsalm, east of Lut block. M.Sc thesis, university of Sistan and Baluchestan, 184(in Persian).
- [14] Hamzapour, B (1993) *Geological Quadrangle map of Chaharfarsakh 1:100000*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran (in Persian).
- [15] Harker, A (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methneu, London. 344.
- [16] 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 London, Special Publication 19, 67-81.
- [17] Kaygusuz A., Siebel W., Sen C., and Satir M (2008) Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey, *International Journal of Sciences* 97: 739- 764.
- [18] Martin, H (1993) The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes, *Lithos* 30:373-388.
- [19] Maniar, P. D., and Picolli. P. M (1989) Tectonic discrimination of granitoid. *Geological Society of America Bulletin* 101:635-643.
- [20] Miyashiro, A (1974) Nature of alkali Volcanic rocks Series, *Contribution Mineral, Petrology* 66:91-104.
- [21] Middlemost, E.A.K (1985) *Magma and magmatic rocks: An Introduction to igneous petrology*. Longman Group U.K 73-86.
- [22] Najafzade, M (2014) petrogenesis of Chaharfarsakh granitoid, West of Nehbandan, east of Iran. M.Sc thesis,

الگوهای مشاهده شده در نمودارهای مختلف گواه بر این موضوع است که مجموعه‌های گرانیتوئیدی و گروه مافیک‌تر (گروه گابروی) متعلق به محدوده زون‌های فرورانشی می‌باشند. شواهد صحرایی چون تراست شدن و نابرجا بودن واحد گابرویی و پلات نمونه‌های گابروی در موقعیت‌های متفاوت نمودارهای استفاده شده به نظر می‌رسد منشا گابروها متفاوت نسبت به گرانیتوئیدها باشد. هر چند احتیاج به مطالعات و آنالیزهای بیش‌تری در این مورد می‌باشد. توده‌های گرانیتوئیدی کوه سورمه از نوع I، کالک‌آلکان و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) مت‌آلومین تا پرآلومین می‌باشند. شواهد صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نفوذی‌های کوه سورمه با نفوذی‌های حاشیه‌ی قاره‌ای سازگار است، لذا به نظر می‌رسد آن‌ها در نتیجه فرورانش در حاشیه خاوری بلوک لوت مشابه با توده‌های شاه‌کوه و گرانودیوریت‌های چهارفرسخ تشکیل شده باشد.

#### منابع

- [1] Aghanabati, E (2004) *Geology of Iran*. Global Security Institute, Tehran (in Persian).
- [2] Ahmadibonakdar, S (2010) Distribution and petrogenetic application of REE elements in the Biotite- Turmaline Pegmatoid South of Nehbandan. M.Sc Thesis, university of Sistan and Baluchestan, 180 (in Persian).
- [3] Barbarin, B (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and the geodynamic environments, *Lithos*.46: 605-626.
- [4] Chappell, B.W., and White, A.J.R (1992) Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:489-499.
- [5] Esmaeily, D (2002) Petrology and geochronology of Shah-kuh granitoid (south Birjand), with reference to tin mineralization. Ph.D Thesis, university of Trbiat Modaras, Tahran, Iran, 270.
- [6] Esmaeily, D., Valizadeh, M.V., HossanZadeh, J., and Bloon, H (2004) Petrology of Shah-kuh granite (eastern Iran) and radiometric age with K-Ar method, *geology of science*, 41: 142-160.
- [7] Esmaeily, D., Nedeec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F., and Catten, j (2004) Petrology of the Jurassic Shah-kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization: *Journal of Asian Earth Siences*, 30: 961-980.
- [8] Eggleton R. A., and Benfield J. F (1985) The alteration of granitic biotite to chlorite, *American Mineralogist* 70: 902-910.

- university of Sistan and Baluchestan, 235 (in Persian).
- [23] Patino Douce A. E (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernandez and Vigneresse, J. L. (Eds.): Understanding granites: Intergrating new and classical techniques, Geological Society of London, Special Publication 168: 55-75.
- [24] Pearce, J. A., Harris, N.B.W. and Tindle, A. G (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956-983.
- [25] Rollinson, H (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and Technical London. 352.
- [26] Shand, S. J (1943) Eruptive rocks, Their genesis, composition, classification, and their relations to ore - deposits. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- [27] Sun, S. S., and Mc Donough, W. F (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in oceanic basalts (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J). Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- [28] Tolabinegad, E (2013) petrology, mineralogy and petrogenesis of Sefidkuh granitoid, Nehbandan, east of Iran. M.Sc thesis, university of Sistan and Baluchestan, 344.
- [29] Wilson, M (2007) Igneous petrogenesis. Uniwin Hyman London, 466.
- [30] Whalen J. B., and Chappell B.W (1988) Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia, *American Mineralogist* 73: 281-296.

## Mineralogy and geochemistry properties of Surme granitoids, Northeast Nehbandan, East of Lut block

H. Biabangard<sup>\*1</sup> and J. Tayabie<sup>2</sup>

1, 2- Dept., of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

\*h.biabangard@science.usb.ac.ir

Recieved: 2015/11/29 Accepted: 2016/10/19

### Abstract

Surme granitoid are located southeast of Southeastern Khorasan province and 50Km in Northwestern of Nehbandan city. This pluton based on geological of Iran classification is located at the junction of the eastern part of Lut and Sistan suture zone. This pluton is composed of a small mass number such as stocks with the general trend northwest - southeast that interrupted flysch series and outcrop to Shemshak formation? Main body of pluton is diorite and granodiorite composition. Plagioclase, quartz, alkali feldspar, hornblende and biotite minerals are principal minerals in this pluton. Surme granitoid is Calc- alkaline, metaluminous to peraluminous and I type. Presence of Hornblende, Biotite and absent of Muscovite minerals and geochemical data shows that Surme granitoid have I type granite. These plutons have enriched in light rare earth elements (LREE) and depleted in heavy rare earth elements (HREE) with similar patterns. These characteristics have indicates they are similar magma origin. According to the tectonic discrimination diagrams Surme granitoid has related to the active continental crust. Predominantly in the field of mantle- derived arc magmas (normal Calc-alkaline rocks). Variations of Th/Yb and Ta/Yb ratios indicate that granitoids unites formation from single magma that have been belonging to enriched subduction zone.

**Keywords:** Continental margin, Surme granitoid, Nehbandan, Lut block