

## پتروولوژی توده گرانیتوئیدی روستای ملاطالب (شمال الیگودرز) شمال غرب اصفهان، طبیعت I پرآلومینه حرارت پایین

مهین منصوری اصفهانی<sup>۱</sup>\* و محمود خلیلی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

مجموعه توده گرانیتوئیدی روستای ملاطالب در شمال الیگودرز، شمال غرب اصفهان و در پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد. سنگ‌های این توده متشکل از گرانودیوریت، تونالیت و به میزان ناچیز دیوریت است که به درون شیل‌ها و اسلیت‌های متعلق به ژوراسیک (لیاس-دوگر) نفوذ کرده‌اند. کانی‌های اصلی و فرعی این توده را کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، تورمالین، آندالوزیت، گارنت، آپاتیت و زیرکن تشکیل می‌دهد. از جمله ویژگی‌های پترولوژیکی این توده می‌توان به کاهش میزان  $P_2O_5$  نسبت به افزایش  $SiO_2$ ، مقدار ضریب اشباع‌شدگی آلومین ( $ASI=1-1.1$ )، روند افزایشی Zr نسبت به  $SiO_2$ ، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها و دمای تشکیل توده (۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد) اشاره کرد که از جمله ویژگی‌های بارز گرانیت‌های با طبیعت I پرآلومینه متوسط حرارت پایین است. روند نزولی  $TiO_2$ ،  $Al_2O_3$  و Eu نسبت به اندیس لارسن و نیز کاهش نسبت K/Rb در برابر Rb می‌تواند نشانه پدیده تفریق کریستالی پلاژیوکلاز در نمونه‌های گرانیتوئید ملاطالب باشد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب به هنجار شده به کندریت نشانگر غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE به دلیل درجه ذوب بخشی پایین و یا خاستگاه نسبتاً غنی از عناصر آلکالی سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش است. این غنی‌شدگی می‌تواند در اثر پدیده آلودگی ماگما توسط پوسته نیز حاصل شود. همچنین، غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) و تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) بیانگر ماگماتیسم در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی و نیز تشکیل توده مورد پژوهش در محیط قوس‌های آتشفشانی (VAG) است.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید نوع I، پرآلومینه، گرانیت دما پایین، ملاطالب، الیگودرز، پهنه سنندج-سیرجان

### مقدمه

ویژگی‌های شیمیایی و کانی‌شناسی به دو گروه اصلی با طبیعت I و S تقسیم می‌شود و خاستگاه این دو نوع گرانیت را به ترتیب به ذوب بخشی

توده‌های گرانیتی جنوب شرق استرالیا بر اساس نظر Chappell و White (۱۹۷۴) و بر پایه

آمده‌اند.

زمین‌شناسی و رخدادهای تکتونیکی توده گرانیتوئیدی ملاطالب واقع در شمال الیگودرز و گرانیت‌های پیرامون آن توسط بعضی پژوهشگران بررسی شده است. Thiele و همکاران (۱۹۶۸) سن این توده را که به درون شیل‌ها، اسلیت‌ها و فیلیت‌های ژوراسیک نفوذ کرده به کرتاسه نسبت می‌دهند. Aghanabati (۲۰۰۴) گرانیت‌های الیگودرز را با گرانیت‌های الوند همدان مقایسه نموده و سن پالئوسن را برای آنها در نظر گرفته است. Moazzen و همکاران (۲۰۰۴) معتقدند که گرانیتوئید ملاطالب دارای طبیعت S و متعلق به خاستگاه تکتونیکی همزمان با برخورد صفحات قاره‌ای Afro-Arabian و ایران مرکزی بوده است. Abdellahi (۲۰۰۶) توده گرانیتوئیدی ملاطالب را از نوع I و S و نیز خاستگاه تکتونیکی آنها را به ترتیب در ارتباط با کمان قاره‌ای و همزمان با برخورد قاره می‌داند. به عقیده Rajaieh و همکاران (۲۰۱۰) توده گرانیتوئیدی دهنو واقع در ۲۰ کیلومتری جنوب‌شرق توده گرانیتوئیدی ملاطالب، دارای طبیعت کالک‌آلکالن و پرآلومینه است و با خاستگاه قوس آتشفشانی در جریان فرآیند اختلاط بین ماگمای بازیگ و مواد مذاب بالای پوسته (supracrustal melts) و طی پدیده فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی شکل گرفته است. Esna-ashari و همکاران (۲۰۱۲) معتقدند که گرانیتوئیدهای الیگودرز مانند توده‌های گرانیتوئیدی دهنو، بروجرد و الوند دارای طبیعت I بوده و در ارتباط با خاستگاه کمان قاره‌ای است و سن تشکیل آنها را متعلق به ژوراسیک میانی ( $165 \pm 5 \text{ Ma}$ ) و در ارتباط با فرآیند فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته ایران مرکزی می‌دانند. Mansouri Esfahani و Khalili (۲۰۱۴) تورمالین‌ها و گارنت‌های توده‌های

سنگ‌های آذرین بخش‌های زیرین پوسته و رسوبی‌های درون پوسته‌ای نسبت می‌دهند. Chappell (۲۰۱۰) همچنین، گرانیت‌های نوع I کمر بند چین‌خورده پالئوزوئیک شرق استرالیا را بر اساس وجود و یا فقدان زیرکن و نیز رفتار شیمیایی Zr در مقابل  $\text{SiO}_2$  به دو گروه گرانیت‌های حرارت بالا و حرارت پایین تقسیم نمود. به اعتقاد او گرانیت‌های حرارت بالا از ماگمای کاملاً مذاب ناشی می‌شود که از نظر میزان Zr تحت اشباع است؛ بنابراین، فاقد بلورهای زیرکن به ارث برده شده است. این کانی صرفاً در مذاب‌های فلسیک‌تر به حد اشباع می‌رسد. این گروه از گرانیت‌ها در حرارت بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و بیشتر در جریان فرآیند تفریق کریستالی تشکیل می‌شود و به طور عمده مشابه تونالیت‌های کمر بند چین‌خورده کردیلرایی است. در حالی که ویژگی بارز گرانیت‌های I حرارت پایین حضور زیرکن به ارث برده شده است و Zr در ماگما و مواد مذاب در حد اشباع وجود دارد. این گرانیت‌ها از ماگمایی که به طور کامل مذاب نیست و در حرارت کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد در جریان فرآیند ذوب بخشی سنگ‌های منشأ با ترکیب کوارتز و فلدسپاتیک مانند تونالیت‌ها است تشکیل می‌شود و بیشتر مشابه گرانودیوریت‌های کمر بند چین‌خورده کالدونین است. این نوع گرانیت‌ها گاهی با گرانیت‌های نوع S که در حرارت پایین تشکیل می‌شود همراه‌اند. Chappell و همکاران (۲۰۱۲) طبیعت توده‌های گرانیتی جنوب‌غرب استرالیا را بازنگری کردند و بر این باور شدند که در حدود نیمی از گرانیت‌های نوع I در استرالیا که دارای سرشت پرآلومینه است باید دارای طبیعت I حرارت پایین باشد و شاید در ابتدای مرحله ذوب بخشی سنگ‌های متآلومینه در حرارت نزدیک به نقطه مینیمم ذوب به وجود

جغرافیایی  $36^{\circ} 49'$  تا  $37^{\circ} 49'$  شرقی) در شمال غرب اصفهان در نزدیکی روستایی به همین نام در استان لرستان و در بخش جنوبی پهنه سندرچ-سیرجان رخنمون دارد. این توده با وسعت ۲۵ تا ۳۰ کیلومتر مربع به صورت چندین توده نفوذی کوچک، سنگ‌های ژوراسیک (لیاس-دوگر) را قطع نموده و هاله دگرگونی با رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس را تشکیل داده است (شکل‌های ۱ و ۲-A). همچنین، می‌توان به رگه‌ها و توده‌های پگماتیتهی منطقه اشاره نمود که با گرانودیوریت‌ها در ارتباط است. این رگه‌ها غالباً دارای راستای شمالی-جنوبی بوده و شامل: کوارتز، فلدسپار و تورمالین است. تورمالین‌ها غالباً در ابعاد ۲ تا بیش از ۱۰ سانتی‌متر در فرم تیغه‌ای، ستونی و گاهی خورشیدی نمایان است (شکل ۲-B). توده گرانیتوئیدی ملاطالب دارای آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در ابعاد چند سانتی‌متر تا حدود یک متر به رنگ خاکستری تیره و به شکل‌های بیضوی، مدور و به صورت برجسته گاهی مسطح با مرز شارپ با گرانیت میزبان نمایان است (شکل ۲-C). بلورهای مستطیل شکل آندالوزیت در ابعاد گوناگون و بیشتر درشت‌دانه در تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲-D).

### روش انجام پژوهش

پس از بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری از توده گرانیتوئیدی بررسی شده مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2-Olympus انجام شد. ۱۸ نمونه نسبتاً سالم (۱۱ نمونه از توده گرانیتوئیدی ملاطالب و ۷ نمونه آنکلاوها) با روش XRF و ۴ نمونه (تونالیت و گرانودیوریت) با روش ICP-MS با دستگاه طیف‌سنج مدل SCIEX ELAN 250 تجزیه شد

گرانیتوئیدی ملاطالب را بررسی نموده، معتقدند خاستگاه تورمالین‌ها در ارتباط متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های همزیست با فاز اشباع از آلومینیم است. همچنین، گارنت‌های مورد بحث دارای ویژگی‌های دگرگونی درجه بالا است که می‌تواند به عنوان فاز پسمانده از یک ماگمای در حال تبلور ظاهر شده باشد.

از آنجا که توده گرانیتی مورد پژوهش بعضی از ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی گرانیت نوع I حرارت پایین را نشان می‌دهد بر آن شدیم تا در این پژوهش به مطالعه بیشتر و دقیق‌تر این توده بپردازیم تا بر پایه داده‌های حاصل، به توان به طبیعت و خاستگاه آن بهتر پی برد.

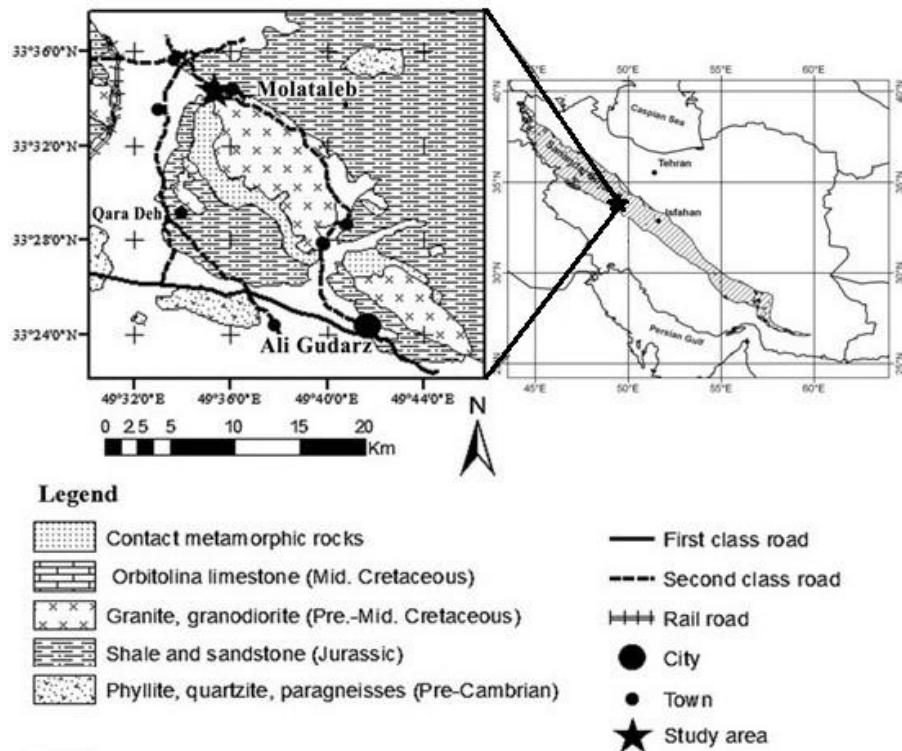
### زمین‌شناسی منطقه

پهنه سندرچ-سیرجان که یکی از پویاترین پهنه‌های زمین‌ساختی ایران به شمار می‌رود به لحاظ حجم وسیعی از توده‌های ماگمایی و گسترش فرآیندهای دگرگونی از پیچیدگی‌های تکتونیکی خاصی برخوردار است. بارزترین رخداد دگرشکلی و دگرگونی آن در ارتباط با پدیده باز و بسته شدن اقیانوس تیس جوان است که در طول دوران مزوزوئیک واقع شده است (Ghasemi and Talbot, 2005). توده‌های گرانیتوئیدی متعددی در این پهنه برونزد دارد که بیشتر طبیعت کالک‌آلکان، نوع I و دارای خاستگاه قوس قاره‌ای است (Sepahi and Athari, 2006) و بسیاری از توده‌های نفوذی این پهنه متعلق به ژوراسیک تا پالئوسن است (Shahbazi et al., 2010). این قوس ماگمایی مربوط به فرورانش پوسته اقیانوسی ثنوتیس به زیر پهنه سندرچ-سیرجان است.

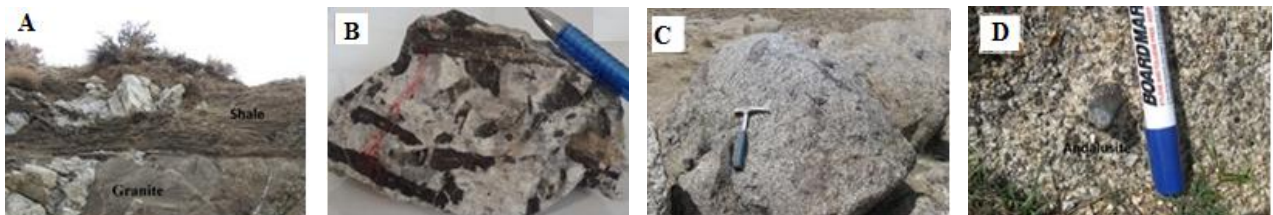
توده نفوذی ملاطالب (عرض‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 33'$  تا  $31^{\circ} 33'$  شمالی و طول‌های

تحلیل شیمیایی شد. این کار با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kv، باریکه جریان ۲۰ nA و با قطر باریکه‌ای برابر با ۲ μm انجام شد و از نرم‌افزارهای Newpet و GCDkit برای ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی بهره گرفته شد. نتایج داده‌های شیمیایی در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده است. در پژوهش حاضر همچنین، از بعضی از تحلیل‌های شیمیایی Abdellahi (۲۰۰۶) استفاده شد که در جدول‌های مربوطه مشخص شده است.

که ابتدا نمونه‌ها توسط هاون آگات پودر و سپس ۳/۵ گرم از آنها مورد آزمایش قرار گرفت. حد آشکارسازی غلظت برای عناصر اصلی به میزان ۰/۱ تا ۰/۱ درصد وزنی و برای عناصر کمیاب ۱۰ ppm و استانداردهای استفاده شده BCR-P، MON-01 و GMP-01 است. همچنین، ۱۵ نقطه از نمونه‌های بیوتیت‌های سنگ‌های بررسی شده با استفاده از دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی Cameca SX50 در دانشگاه اوکلاهما آمریکا



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه ملاطالب برگرفته از Thiele و همکاران (۱۹۶۸)



شکل ۲- A) ارتباط توده گرانیت و لایه‌های شیل و توده‌های سیلیسی و نفوذ رگه‌های سیلیسی به درون توده گرانیتوئیدی؛ B) بلورهای تیغه‌ای تورمالین به رنگ تیره و بلورهای سفید رنگ کوارتز؛ C) آنکلاوهای بیضوی و مدور میکروگرانولار مافییک؛ D) بلور مستطیلی شکل و درشت‌دانه آندالوزیت در متن گرانیت

جدول ۱- نتایج تحلیل شیمیایی انواع سنگ‌های منطقه ملاطالب با روش XRF و ICP-MS. بعضی از عناصر نادر که با علامت \* مشخص شده‌اند با روش ICP-MS تحلیل شده‌اند.  $Fe_2O_3^*$  به عنوان آهن کل است.

Rocks	Dioritic Rocks		Tonalitic Rocks							
	Diorite	Dioritic Enclaves	Tonalite				Tonalitic Enclaves			
No.	5 MT	6MT	7MT	8MT	9MT	10MT	11MT	12MT	13MT	14MT
(wt %)										
SiO <sub>2</sub>	56.57	55.97	58.80	61.08	61.75	62.42	57.83	58.06	59.37	60.00
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.80	0.79	0.76	0.94	1.11	0.93	0.89	0.79	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.88	17.74	17.47	17.07	16.47	15.87	17.13	16.36	16.74	15.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.98	8.72	7.85	6.71	6.87	7.05	7.71	8.55	7.47	8.18
MnO	0.17	0.17	0.14	0.12	0.12	0.122	0.16	0.17	0.15	0.16
MgO	4.25	4.23	3.46	2.68	2.60	2.52	3.83	3.54	3.58	3.46
CaO	7.14	7.04	6.25	5.36	4.82	4.27	5.08	3.47	5.11	5.38
Na <sub>2</sub> O	1.54	1.52	1.95	2.35	2.30	2.24	1.48	1.76	1.71	1.58
K <sub>2</sub> O	1.86	1.85	1.86	1.86	2.10	2.33	2.54	3.51	2.47	2.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.15	0.14	0.12	0.13	0.14	0.13	0.17	0.14	0.12
LOI	0.64	1.22	1.25	1.29	1.33	1.36	2.45	2.88	1.95	1.89
Total	100	99.41	99.96	99.40	99.43	99.43	99.27	99.36	99.48	99.79
A/CNK (mol)	1.02	1.003	1.05	1.09	1.1	1.1	1.1	1.3	1.1	1.1
(ppm)										
V	175	161	154	134	58	146	174	78	138	147
Cr	111	99	90	70	101	131	110	51	89	322
Ni	19	20	20	21	12	22	17	13	21	26
Ba	228	285	25	275*	252	205	229	218*	281*	197
Sr	162	141	154	147*	146	94	159	95*	197*	70
Rb	78	102	91	104*	114	223	76	244*	79.8*	234
Nb	7.9	9.8	9.3	10.72*	10.4	9.3	8.6	19.15*	10.7*	8.1
Y	19	21	21	22*	21	25	19	31*	18*	13
Zr	78	146	105	133*	142	121	78	148*	169*	100
Cs	3	7	4.45	5.91*	5	21	5	17.56*	4.59*	12
Ta	-	-	0.73	0.74*	-	-	-	1.51*	0.75*	-
Th	4	7	6.93	9.86*	13.52	6	5	59.74*	14.12*	3
U	1	2	1.79	1.59*	1	2	1	3.11*	2.36*	1
Pb	15	13	15.38	15.76	11.88	8	16	13.39*	18.75*	8
Sc	32	27	26	20	23	26	33	16	28	30
Ce	51	58	55.89	82	53.89	47	49	179.8*	82.08*	38
K/Rb	0.03	0.015	0.017	0.015	0.011	0.008	0.03	0.009	0.03	0.008
Ba/Rb	2.92	2.79	2.79	2.64	0.91	1.47	3.01	3.52	0.84	0.89
Sr/Rb	2.07	1.38	1.69	1.41	0.42	0.74	2.09	2.47	0.29	0.39
Larsen,s DI	4.22	4.27	7.40	10.57	11.55	12.53	7.27	10.91	9.23	8.93

ادامه جدول ۱- ...

Rocks	Granodioritic Rocks							
	Granodiorite				Granodioritic Enclaves			
No.	15MT	16MT	17MT	18MT	19MT	20MT	21MT	22 MT
(wt %)								
SiO <sub>2</sub>	65.75	66.04	66.68	67.06	67.30	67.61	58.70	59.43
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.59	0.65	0.55	0.60	0.64	0.56	1.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.58	15.5	14.94	15.17	14.90	14.34	15.08	16.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5.30	4.90	4.89	4.52	4.89	5.22	10.41	8.67
MnO	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.10	0.19	0.13
MgO	1.77	1.60	1.72	1.44	1.55	1.66	4.35	2.55
CaO	3.49	3.32	3.29	3.15	2.59	3.03	2.62	2.36
Na <sub>2</sub> O	2.55	2.52	2.52	2.48	2.33	2.18	1.11	2.56
K <sub>2</sub> O	2.93	3.10	3.15	3.28	3.33	3.37	4.38	3.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.14	0.15	0.14	0.12	0.18	0.11	0.12

ادامه جدول ۱- ...

Rocks	Granodioritic Rocks							
	Granodiorite						Granodioritic Enclaves	
No.	15MT	16MT	17MT	18MT	19MT	20MT	21MT	22 MT
LOI	0.61	1.37	1.05	1.18	1.41	0.88	2.34	2.67
Total	99.85	99.17	99.13	99.05	99.11	99.21	99.85	99.76
A/CNK (mol)	1.08	1.07	1.05	1.05	1.08	1.07	1.48	1.35
(ppm)								
V	58	70	63	82	75	68	116	141
Cr	101	78	73	55	50	44	66	80
Ni	12	11	10	11	9.50	8	14	25
Ba	252	308	297	364*	353	342	295	317
Sr	146	130	131	114*	115	116	184	92
Rb	114	131	125	147.4*	142	137	83	277
Nb	10.4	10.9	10.25	11.35*	10.2	10.1	10.2	32.0
Y	21	23.2	25.5	25.35*	27.7	30	21	41
Zr	142	153	150	165*	161	157	192	205
Cs	5	5.78	6	6.56*	6.78	7	4	22
Ta	-	-	-	0.93*	-	-	-	-
Th	13.59*	13.1	11.76	13	11.5	10	14	136
U	1	1.2	1.50	1.43*	1.72	2	2	6
Pb	13	19.05	18	25.10*	24.10	23	17	14
Sc	28	22	20	16	15.50	15	22	23
Ce	58	69	61	70.40*	72	64	87	407
K/Rb	0.03	0.025	0.024	0.02	0.024	0.02	0.03	0.01
Ba/Rb	2.21	2.46	2.49	2.35	2.48	2.38	3.55	1.14
Sr/Rb	1.28	0.77	0.85	0.99	0.81	1.05	2.22	0.33
Larsen,s DI	17.51	18.70	18.49	19.87	20.0	19.17	10.56	13.85

جدول ۲- نتایج تحلیل شیمیایی عناصر نادر خاکی سنگ‌های منطقه ملاطالب با ترکیب تونالیت و گرانودیوریت با روش ICP-MS

Rocks	Tonalitic Rocks			Granodiorite
	Tonalite	Tonalitic Enclaves		
No.	8 MT	12 MT	13 MT	18 MT
La (ppm)	29.45	90.09	39.70	33.80
Ce	60.78	179.77	82.08	70.40
Pr	6.89	18.96	9.20	7.98
Nd	25.91	65.68	33.73	29.79
Sm	5.34	12.5	6.46	6.36
Eu	1.19	0.94	1.32	1.07
Gd	4.69	10.0	5.11	5.47
Tb	0.76	1.40	0.72	0.89
Dy	4.49	7.19	3.92	5.04
Ho	0.88	1.25	0.79	0.97
Er	2.35	3.02	1.90	2.59
Tm	0.33	0.40	0.27	0.37
Yb	2.07	2.40	1.67	2.34
Lu	0.31	0.37	0.28	0.36
La/Yb	14.23	23.77	38.50	14.08
ΣREE	145.44	393.97	187.15	167.43
ΣLREE/ΣHREE	8.16	14.14	11.77	8.29

جدول ۳- نتایج تحلیل ریزپردازش بیوتیت‌های نمونه‌های توده گرانیتوئیدی ملاطالب بر اساس ۲۲ اکسیژن. شماره نمونه‌هایی که با علامت \* مشخص شده‌اند برگرفته از Abdellahi (۲۰۰۶) است.

Rocks	Granodiorites									Tonalites			Diorites		
	Samples	BG-1*	BG-2	BG-3	BG-4*	BG-5	BG-6	BG-7	BG-8	BG-9*	BT-1	BT-2	BT-3*	BD-1	BD-2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.44	18.41	18.33	18.7	18.44	18.60	17.95	17.96	18.04	16.24	16.04	36.87	36.66	36.73	36.63
TiO <sub>2</sub>	1.61	1.61	1.61	1.43	1.48	1.45	2.66	2.61	2.58	2.75	2.79	15.78	15.16	15.80	16.15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.10	0.09	2.88	3.02	2.62	2.30
FeO	18.34	18.35	18.35	18.51	20.10	20.03	20.4	18.83	18.72	19.21	19.26	0.09	0.06	0.03	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.6	3.74	4.6	4.59	2.77	2.95	2.90	4.60	4.89	4.74	4.74	19.19	19.80	19.51	19.48
MgO	7.97	7.94	7.94	8.04	8.01	7.96	7.52	7.49	7.47	0.24	0.21	4.73	4.79	4.77	4.74
MnO	0.36	0.35	0.36	0.37	0.33	0.35	0.42	0.40	0.41	9.71	9.69	0.22	0.27	0.25	0.21
CaO	0.04	0.09	0.06	0.1	0.11	0.11	0.05	0.025	0.03	0.02	0.03	9.84	10.32	10.11	10.1
Na <sub>2</sub> O	0	0.02	0.01	0	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.07	0.03	0.04	0.04	0.01
K <sub>2</sub> O	9.29	8.92	9.11	9.02	8.76	8.91	9.17	9.26	9.27	9.37	9.50	0.05	0.06	0.06	0.05
Total	95.59	94.49	95.03	95.58	94.48	94.73	95.89	96.42	96.9	99.30	99.26	9.58	9.43	9.36	9.46
Si	5.15	5.11	5.14	5.11	5.12	5.1	5.12	5.13	5.14	5.38	5.40	99.24	99.58	99.27	99.15
Aliv	2.85	2.89	2.86	2.89	2.88	2.9	2.88	2.87	2.86	2.61	2.60	5.41	5.38	5.40	5.4
Alvi	0.36	0.36	0.35	0.37	0.37	0.37	0.25	0.25	0.26	0.18	0.17	2.60	2.59	2.60	2.6
Ti	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.16	0.15	0.15	0.30	0.31	0.13	0.03	0.12	0.18
Cr	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.32	0.33	0.29	0.25
Fe <sup>2+</sup>	2.75	2.83	2.77	2.78	2.88	2.88	2.88	2.81	2.80	2.35	2.36	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.21	0.16	0.21	0.03	0.12	0.04	0.13	0.21	0.22	0.22	0.22	2.36	2.43	2.39	2.39
Mg	0.92	0.93	0.92	0.94	0.94	0.93	0.87	0.87	0.86	2.12	2.12	0.22	0.22	0.22	0.22
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	2.15	2.26	2.21	2.2
Ca	0	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.003	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03
Na	0	0.00	0.00	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
K	0.92	0.90	0.91	0.90	0.88	0.89	0.91	0.92	0.914	1.75	1.78	0.01	0.02	0.02	0.01
Fe/Fe+Mg	0.66	0.67	0.67	0.65	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.54	0.55	1.79	1.76	1.75	1.77
Total	13.93	13.30	13.61	13.13	13.31	13.24	13.23	13.23	13.24	14.98	15.00	0.55	0.54	0.54	0.54

## سنگ‌نگاری

مشابه سنگ میزبان است. این سنگ‌ها از نوع آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) و دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و زیرکن است.

### توصیف کانی‌شناختی

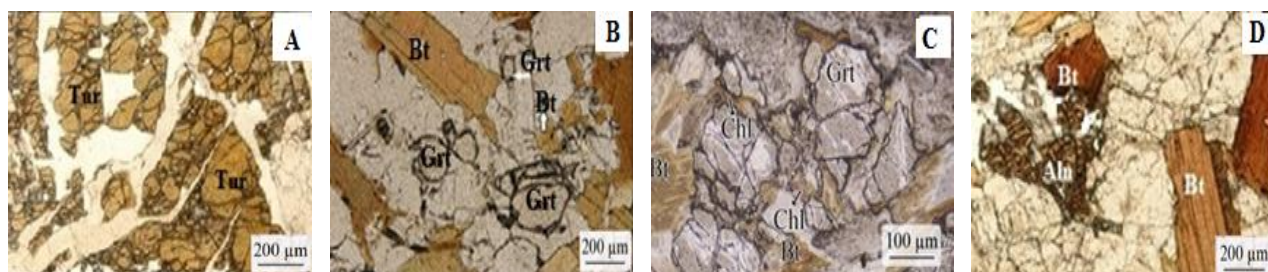
کوارتز به صورت پی‌شکل در ابعاد ریز تا بسیار درشت با خاموشی موجی که گاهی موجب تشکیل بافت‌های کنسرتال و پورفیروئید شده، در گرانودیوریت و تونالیت‌ها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بیشتر با ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی یافت می‌شود. پدیده منطقه‌بندی معمولاً می‌تواند بیانگر عدم تعادل مذاب و کانی و نیز ناشی از تغییرات فشار و یا بخار آب باشد (Hawkins *et al.*, 1994). ترکیب پلاژیوکلازها در گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها اولیگوکلاز و در دیوریت‌ها آن‌دزین است

توده گرانیتوئیدی ملاطالب بیشتر از سنگ آذرین اسیدی تا حدواسط به رنگ خاکستری به ترتیب وفور گرانودیوریت، تونالیت و دیوریت (به میزان ناچیز) تشکیل شده است. کانی‌های اصلی و فرعی گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، تورمالین، آندالوزیت، آپاتیت، زیرکن و گارنت (در گرانودیوریت‌ها) است و از کانی‌های ثانویه می‌توان از کلریت، اپیدوت و سریسیت نام برد. کانی‌های اصلی دیوریت‌ها را پلاژیوکلاز حدواسط (بر اساس خواص نوری دارای ترکیب آن‌دزین)، آمفیبول، و به میزان اندک بیوتیت تشکیل می‌دهد. از انواع بافت‌های بررسی شده می‌توان گرانولار، پورفیروئید، غربالی، میرمیکت، کنسرتال و ساروجی را نام برد. سنگ‌شناسی آنکلاوهای توده گرانیتوئیدی ملاطالب که در هر سه نوع سنگ گرانیتوئیدی یافت می‌شود

در ابعاد درشت تا دانه ریز، خرد شده و دارای شکستگی است که این شکستگی‌ها توسط کانی‌های بیوتیت و مسکویت پُر شده‌اند. گارنت‌های بررسی شده بیشتر در کنار دو کانی اخیر و گاهی به همراه تورمالین یافت می‌شود (شکل ۳-۲). بعضی از گارنت‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۳). آندالوزیت به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار، درشت‌دانه در ابعاد حدود چند سانتی‌متر در گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها به چشم می‌خورد که گاهی به سرسیت تبدیل شده است. زیرکن شکل دار تا بی‌شکل گاهی به صورت ادخال در بیوتیت با پدیده متممکت شده دیده می‌شود. آپاتیت در ابعاد ریز در شکل‌های شش وجهی در مقاطع عرضی و نیز به صورت سوزنی و دوکی ظریف در مقطع طولی، گاهی به صورت ادخال درون بیوتیت‌ها و فلدسپارها وجود دارد. آلانیت‌های ثانویه در همراهی با بیوتیت‌ها فقط در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۴). آلانیت اولیه غالباً با بلورهای مونازیت در تعادل بوده و به صورت بلورهای شکل دار بیشتر در انواع گرانیتهای متالومینه و به ویژه در گرانیتهایی که اپیدوت ماگمایی دارد در فرم متممکت و در بلورهای آمفیبول و اپیدوت یافت می‌شود. حضور آلانیت‌های ثانویه در گرانیتهای پرآلومینه بسیار متداول است (Bea, 1996).

(Abdellahi, 2006) که گاهی طی پدیده دگرسانی به اپیدوت و سرسیت تبدیل شده‌اند. ارتوکلاز نیمه‌شکل دار بیشتر به صورت فلدسپار پتاسیک و میکروکلین در گرانودیوریت‌ها و به ندرت در تونالیت‌ها دیده می‌شود. کانی‌های فرعی عبارتند از: بیوتیت با ترکیب سیدروفیلیت (Abdellahi, 2006) به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل با چند رنگی زرد تا قهوه‌ای در گرانودیوریت‌ها بیش از تونالیت‌ها و دیوریت‌های منطقه بررسی شده یافت می‌شود. خمیدگی ورقه‌های بعضی از بیوتیت‌ها که در اثر نیروهای فشاری حاصل شده پدیده کینگ باند را آشکار می‌سازد. پاره‌ای از بیوتیت‌های بی‌شکل در تونالیت‌ها و دیوریت‌ها از تجزیه آمفیبول‌ها و کلریت در اثر دگرسانی بیوتیت‌ها حاصل شده است. آمفیبول با ترکیب هورنبلند-آکتینولیت (Abdellahi, 2006) به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار با چند رنگی سبز کم‌رنگ تا سبز مایل به قهوه‌ای با ترکیب ترمولیت، آکتینولیت و گاهی هورنبلند در کنار بیوتیت مشاهده می‌شود. تورمالین با ترکیب دراویت (Abdellahi, 2006) در ابعاد درشت تا متوسط در مقطع طولی بدون شکل ولی در مقاطع عرضی گاهی مثلثی با گوشه‌های گرد شده و نیمه شکل دار و چند رنگی قهوه‌ای تا سبز و گاهی به رنگ آبی دیده می‌شود (شکل ۳-۵).

گارنت با ترکیب آلماندین (Mansouri Esfahani and Khalili, 2014) بیشتر بدون شکل



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی در نور PPL: (A) بلورهای بی‌شکل تورمالین؛ (B) بلورهای بی‌شکل گارنت در کنار بیوتیت؛ (C) ارتباط گارنت با بیوتیت و دگرسانی گارنت به کلریت؛ (D) ارتباط بیوتیت و بلورهای بی‌شکل آلانیت (علایم اختصاری در تصاویر میکروسکوپی بر اساس Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)



## ژئوشیمی و پتروژنز گرانیتوئید منطقه

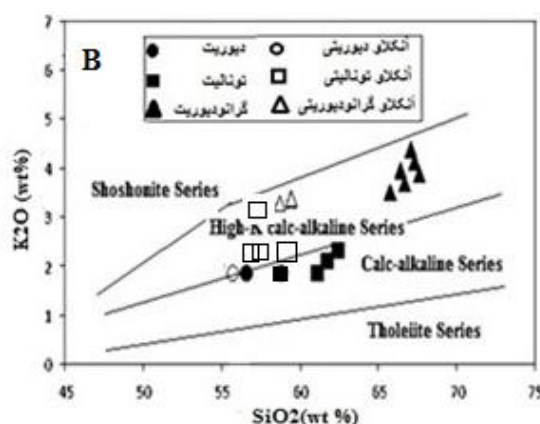
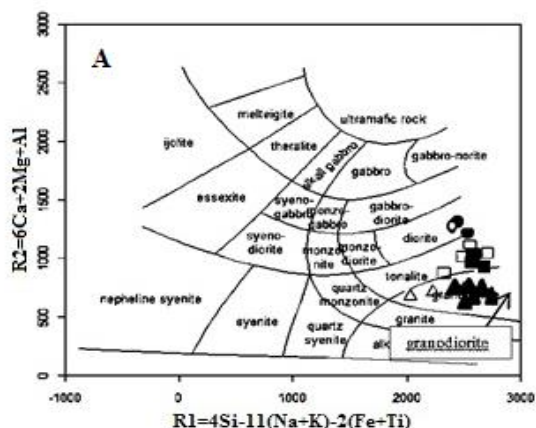
سنگ‌های منطقه ملاطالب در نمودار R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) به ترتیب وفور در گستره‌های گرانودیوریت، تونالیت و دیوریت قرار می‌گیرد. آنکلاوها نیز در این نمودار ترکیب شیمیایی مشابهی با سنگ‌های میزبان خود نشان می‌دهد (شکل ۴-۱). همچنین، در نمودار  $K_2O$  نسبت به  $SiO_2$  سنگ‌ها دارای طبیعت کالک‌آلکان پتاسیک متوسط تا بالا است (Rickwood, 1989) (شکل ۴-۲).

در نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نسبت به اندیس لارسن ( $DI=1/3SiO_2+Na_2O$ ) که به منظور پی بردن به ارتباط ژنتیکی سنگ‌های منطقه تحت پژوهش انجام شده است (شکل ۵) دریافت می‌شود که با افزایش این اندیس،  $Na_2O$  و  $K_2O$  روند افزایشی و  $CaO$ ،  $Al_2O_3$ ،  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$  و  $TiO_2$  روند کاهشی نشان می‌دهد. بررسی این نمودارها به روند عادی و طبیعی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ملاطالب در میزان این اکسیدها در حین تفریق ماگمایی اشاره دارد. همچنین،  $Ba$ ،  $Nb$ ،  $Rb$  و  $Y$  نیز با افزایش اندیس لارسن افزایش و  $Sr$  و  $Cr$  کاهش می‌یابد.

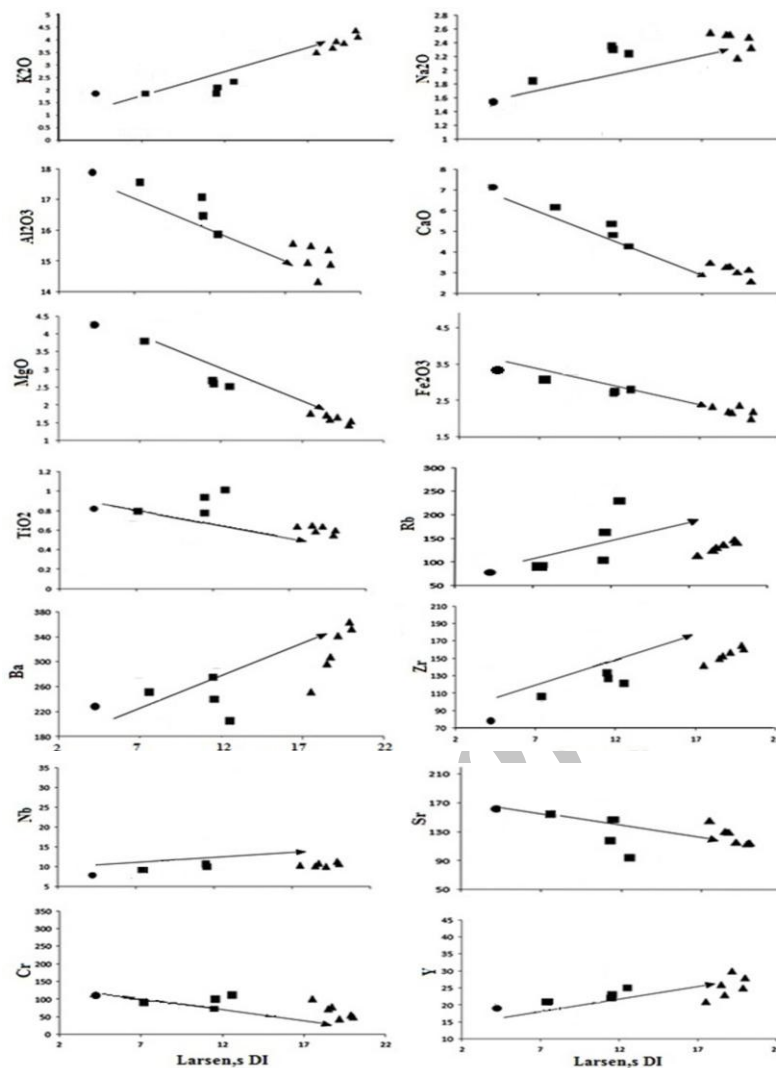
با توجه به تنوع سنگ‌های منطقه (دیوریت تا

گرانودیوریت) تأثیرگذاری پدیده تفریق ماگمایی در تشکیل این سنگ‌ها در نمودارهای هارکر و نیز نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  به خوبی آشکار است (شکل ۶). کاهش میزان  $P_2O_5$  گرانیتوئیدهای منطقه ملاطالب در مقابل افزایش  $SiO_2$  با روند گرانیت‌های با طبیعت I همخوانی دارد (Chappell and White, 1992) (شکل ۷).

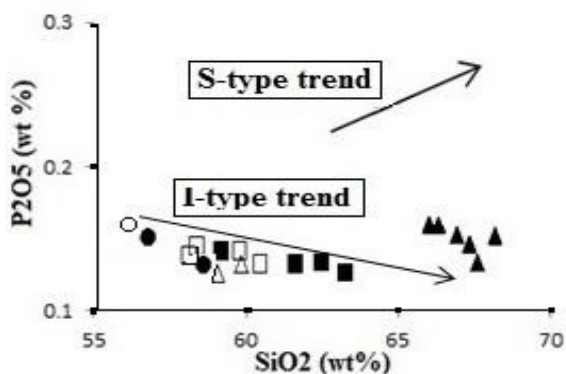
از آنجا که Villaseca و همکاران (۲۰۰۹) معتقدند که بیوتیت اولیه تنها کانی مافیک متداول بسیاری از توده‌های پلوتونیک به ویژه گرانیت‌های با طبیعت I به شمار می‌رود بنابراین، به منظور تشخیص و تفکیک انواع بیوتیت‌های توده گرانیتوئید ملاطالب نمودار  $10 * TiO_2$  و  $MgO+MnO+FeO$  استفاده شد (شکل ۸-۱) و جدول ۳. بر این اساس، دو محدوده برای بیوتیت‌ها در تونالیت‌ها و نیز با تعادل مجدد در گرانودیوریت‌ها مشخص شد. در نمودار  $Al_2O_3$  برابر  $MgO$  بیوتیت‌ها در قلمرو گرانیت‌های نوع I ترسیم شد (شکل ۸-۲) (Nachit *et al.*, 1985)؛ همچنین، نمونه‌های بررسی شده در نمودار چند کاتیونی در محدوده پرآلمینه متوسط قرار می‌گیرد (شکل ۹) (Villaseca *et al.*, 1998).



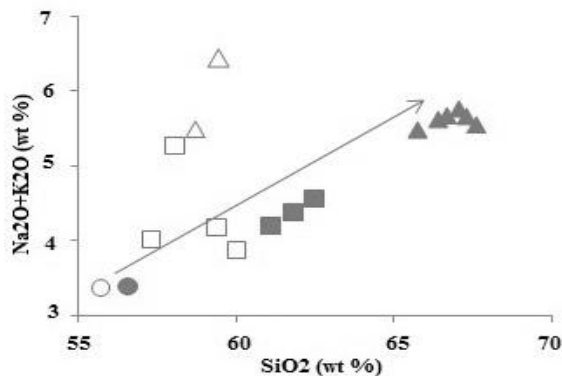
شکل ۴-۱) موقعیت سنگ‌شناختی نمونه‌های گرانیتوئیدی ملاطالب در نمودار R2-R1 (De La Roche *et al.*, 1980) (B) پراکندگی نمونه‌های بررسی شده در سری‌های کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیک بالا در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Rickwood, 1989).



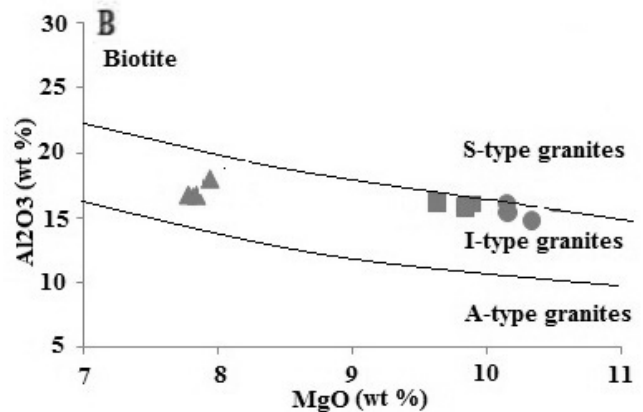
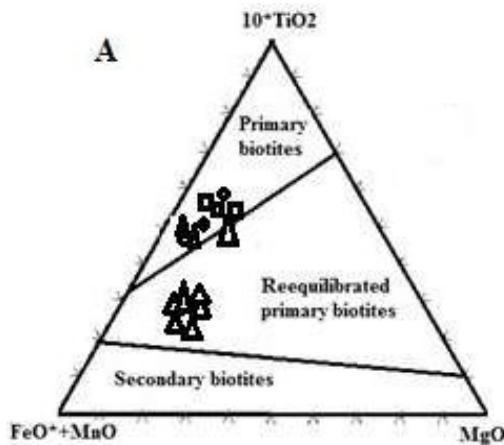
شکل ۵- موقعیت نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر اندیس لارسن (DI) (نشانه‌ها مشابه شکل ۴).



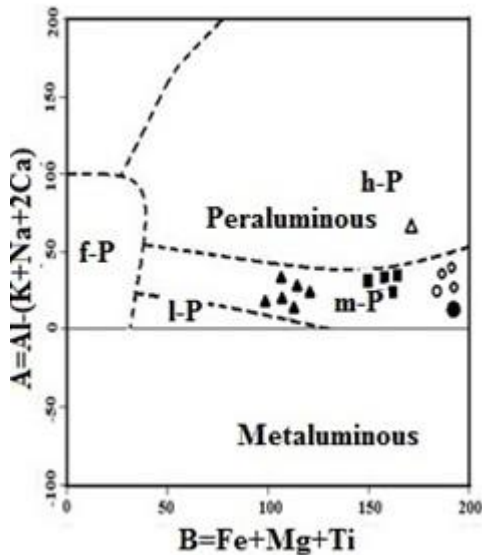
شکل ۷- روند کاهشی نمونه‌های بررسی شده در نمودار  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$  (Chappell and White, 1992).



شکل ۶- روند افزایشی نمونه‌های بررسی شده در نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  که نشانگر پدیده تفریق ماگمایی است.



شکل ۸-۸) تفکیک بیوتیت‌های سنگ میزبان گرانیتوئید منطقه ملاطالب در نمودار  $10^*TiO_2-FeO^*+MnO-MgO$  (کلیه نمونه‌های استفاده شده مربوط به سنگ میزبان است و نمونه‌های آنکلاوها آورده نشده‌اند)؛ B) نمایش موقعیت بیوتیت‌های اولیه سنگ میزبان در نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $MgO$  در محدوده گرانیت‌های نوع I (Nachit *et al.*, 1985؛ Abdel-Rahman, 1994) (نشانه‌ها مشابه شکل ۴ است).



شکل ۹- پراکندگی نمونه‌های منطقه در قلمرو پرآلومینه متوسط در نمودار چند کاتیونی تغییر یافته (Villaseca *et al.*, 1998). I-P (گرانیتوئیدهای کم پرآلومینه)؛ m-P (متوسط پرآلومینه)؛ h-P (به شدت پرآلومینه)؛ f-P (به شدت فلسیک). (نشانه‌ها مشابه شکل ۴ است).

طبیعت متآلومینه نسبت می‌دهند، در حالی که نوع حرارت پایین در شرایط ذوب بخشی تشکیل شده و بیشتر دارای سرشت پرآلومینه است. تغییرات مقادیر عناصری چون: Sr، Rb، Ba و Sr، تغییرات تحول ماگمایی (پدیده‌های تفریق کریستالی یا ذوب بخشی) می‌تواند مفید باشد (Hanson, 1989). معمولاً تهی‌شدگی  $Al_2O_3$ ، Ba، Sr، Eu و  $TiO_2$  نسبت به  $SiO_2$  در گرانیت‌ها می‌تواند ناشی از تفریق کریستالی کانی‌هایی از قبیل: فلدسپار آلکالی، پلاژیوکلاز، بیوتیت، تیتانیت

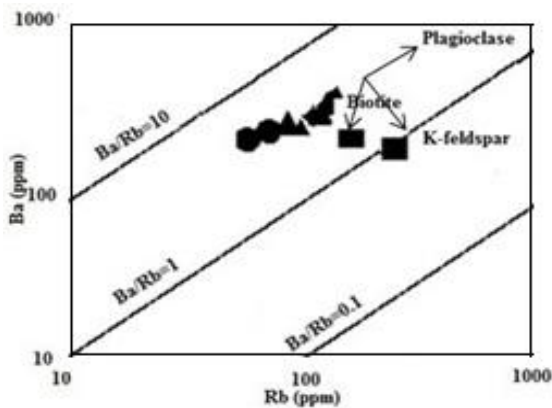
بیشتر نمونه‌های بررسی شده با دارا بودن مقادیر مولار A/CNK ۱ تا ۱/۳ (جدول ۱) دارای طبیعت I و پرآلومینه است که می‌تواند بیانگر شرکت مقادیر بالای مواد متشکله پوسته‌ای در خاستگاه گرانیت‌های مورد بحث باشد (Chappell *et al.*, 2012). بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و شیمیایی، Chappell و همکاران (۲۰۰۴) دو نوع گرانیت با طبیعت I حرارت بالا و پایین را گزارش کرده‌اند. تشکیل گرانیت‌های با طبیعت I حرارت بالا را به فرآیند تفریق کریستالی و بیشتر با

2007). همچنین، الگوی عناصر نادر خاکی و کمیاب در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (Tompson, 1982) برای نمونه‌های بررسی شده در شکل ۱۴ بیانگر میزان بالای عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILES) مانند: Ba, Ce, K, La, Rb و Th از ویژگی‌های بارز گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی است (Castillo *et al.*, 2006). غنی‌شدگی این عناصر به دلیل تحرک و ورود آنها به سیال آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرو رونده به گوه گشته‌ای است. محتوای پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند: Nb, P, Ti و Zr که به دلیل عدم تحرک این عناصر در فاز سیال است بیانگر ماگماتیسم در ارتباط با فرورانش است. بر این اساس، میزان بالای K, Rb و Th و مقادیر پایین P, Sr و Ti در توده گرانیتوئیدی ملاطالب به فرآیند ذوب بخشی پوسته و تأثیر آلودگی ماگما توسط پوسته فوقانی در جریان تکوین ماگما اشاره دارد (Chappell and White, 1992). این آرایش به لحاظ تحرک زیاد عناصر K, Rb و Th است که می‌تواند تابعی از رفتار فاز سیال در منطقه فرورانش باشد و این عناصر در پوسته قاره‌ای تمرکز یابد و موجب آلودگی شود. Harris و Inger (۱۹۹۲) معتقدند که تهی‌شدگی عناصر Nb و Sr و نیز میزان مثبت Th و La در نمودار عنکبوتی از ویژگی‌های گرانیتوئید کالک‌آلکان کمان است که می‌تواند از ذوب بخشی پوسته تحتانی ناشی شده باشد. تهی‌شدگی P, Ti و Sr نیز بیانگر تفریق کریستالی کانی‌های تیتانیت، آپاتیت و پلاژیوکلاز است. به عبارت دیگر، علت کاهش Ti وجود کانی‌های تیتان دار نظیر: تیتانیت و ایلمنیت، کاهش P به لحاظ فراوانی فاز آپاتیت و تهی‌شدگی Sr به علت جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارها است (Wilson, 1989) (شکل ۱۴).

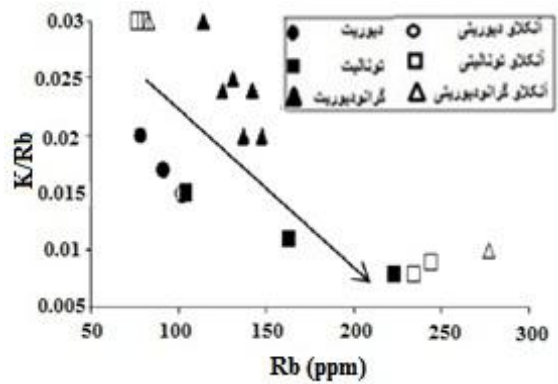
و زیرکن باشد (Tatar and Boztug, 2005) به گونه‌ای که مقادیر  $\text{TiO}_2$ , Sr, Eu,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  گرانیتوئید ملاطالب نسبت به اندیس لارسن در نمودارهای هارکر روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۵) که می‌تواند به پدیده تفریق کریستالی اشاره داشته باشد. همچنین، کاهش میزان نسبت K/Rb در برابر Rb در نمونه‌های مورد بحث بیانگر تأثیر پدیده تفریق کریستالی است (شکل ۱۰). آنومالی منفی Eu و Sr (شکل‌های ۱۳ و ۱۴) و نیز روند نمونه‌های گرانیتوئیدی ملاطالب در نمودار Ba نسبت به Rb (شکل ۱۱) آشکارا تفریق کریستالی پلاژیوکلازها را بیان می‌دارد.

روابط بافتی گارنت‌های بررسی شده (شکل ۳- B و C) نشانه آن است که این کانی فاز پسمانده سنگ منشأ است که در جریان فرآیند ذوب بخشی درجه پایین برجما مانده است. نسبت بالای La/Yb ( میانگین = ۲۲/۶۵) در نمونه‌های گرانیتوئیدی (جدول ۲) نیز به درجه پایین ذوب بخشی و شرکت HREE در ساختار گارنت اشاره دارد. در تأیید درجه پایین ذوب بخشی از نمودار Sr برابر Rb (Xu *et al.*, 2007) استفاده شد. به پراکندگی نمونه‌ها در این نمودار توجه شود (شکل ۱۲).

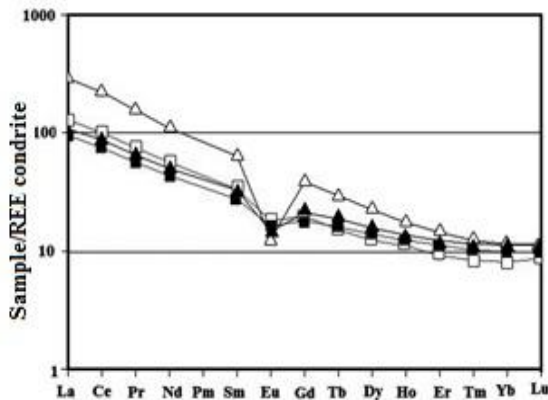
الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) برای نمونه‌های بررسی شده در شکل ۱۳ آورده شده است. آنومالی منفی Eu می‌تواند ناشی از تبلور پلاژیوکلاز باشد. محتوای به نسبت بالای LREE در قیاس با HREE را می‌توان به درجه ذوب بخشی پایین و یا خاستگاه به نسبت غنی از عناصر آلکالی سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش نسبت داد (Parada *et al.*, 1999). آلودگی ماگما توسط پوسته نیز می‌تواند این غنی‌شدگی را موجب شود (Almedia *et al.*,



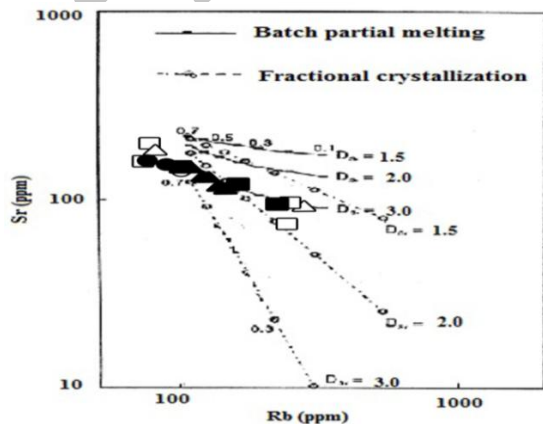
شکل ۱۱- روند نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه در نمودار Ba در برابر Rb در راستای بردار تفریق کریستالی پلاژیوکلاز است. بردارهای تبلور بخشی پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم با استفاده از تفریق rayleigh محاسبه شده‌اند (Moghazi, 1999) (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۰ است)



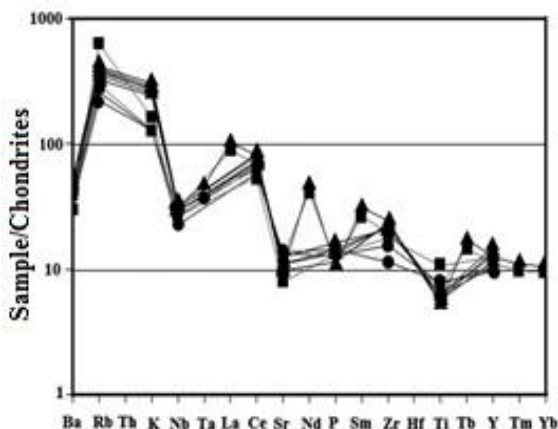
شکل ۱۰- روند کاهش نمونه‌های منطقه در نمودار K/Rb در برابر Rb که بیانگر تأثیر پدیده تفریق کریستالی در تشکیل توده گرانیتوئید ملاطالب است.



شکل ۱۳- فراوانی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های گرانیتوئید ملاطالب نسبت به کندریت بهنجار شده با استفاده از داده‌های Boynton (۱۹۸۴) (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۰ است).



شکل ۱۲- تمرکز نمونه‌های منطقه بر روی منحنی ذوب بخشی در نمودار Sr در برابر Rb (Xu et al., 2007). (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۰ است).



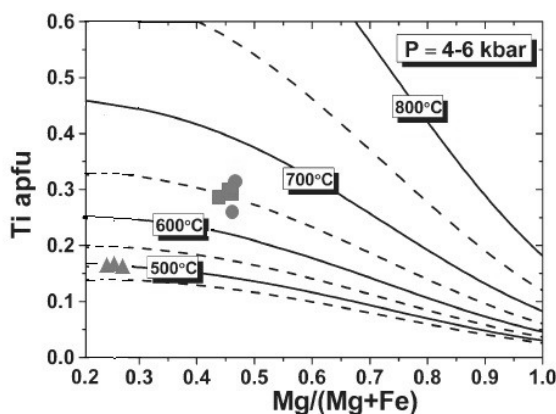
شکل ۱۴- فراوانی عناصر نادر خاکی و کمیاب در نمونه‌های گرانیتوئید ملاطالب نسبت به کندریت بهنجار شده با استفاده از داده‌های Tompson (۱۹۸۲) (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۰ است).

## محیط تکتونیکی منطقه

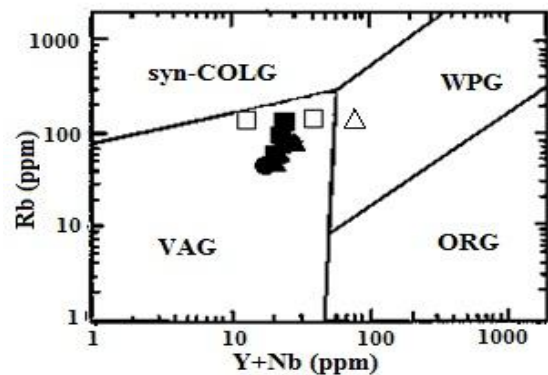
به منظور تعیین خاستگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی از نمودار Rb در برابر Y+Nb استفاده شد و نمونه‌های منطقه بررسی شده در محدوده تکتونیکی (volcanic arc granite) کمان‌های آتشفشانی واقع می‌شود (Pearce *et al.*, 1984). آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک غالباً در گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان حاشیه‌های قاره‌ای و یا محیط‌های قوس‌های آتشفشانی تشکیل می‌شود (Barbarin and Didier, 1992). این محیط تکتونیکی آشکارا توسط آنکلاوهای مورد بحث در قلمرو کمان آتشفشانی نشان داده شده است. قرارگیری یک نمونه آنکلاو با ترکیب گرانودیوریت

در میدان گرانیت‌های درون قاره‌ای (WPG) به لحاظ وجود فازهای فرومینیزین و نیز کانی‌های فرعی مانند آپاتیت است (Rollinson, 1993) (شکل ۱۵). به منظور تخمین درجه حرارت تشکیل توده گرانیتوئیدی ملاطالب با استفاده از نمونه‌های بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی از نمودار Ti نسبت به  $Mg/(Mg+Fe)$  که در ارتباط با دمای تبلور بیوتیت است استفاده شد (Henry *et al.*, 2005) (جدول ۳).

بر این اساس، دمای تشکیل دیوریت‌ها و تونالیت‌ها در محدوده حرارتی نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتیگراد و گرانودیوریت‌ها در حدود ۵۰۰ درجه سانتیگراد است (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- پراکندگی بیوتیت‌های کلیه نمونه‌های گرانیتوئید ملاطالب در محدوده حرارتی زیر ۷۰۰ درجه سانتیگراد (Henry *et al.*, 2005) (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۰ است).



شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید ملاطالب بر روی نمودار تفکیک‌کننده محیط‌های تکتونیکی (Pearce *et al.*, 1984) (نشانه‌ها مشابه شکل ۱۰ است).

## نتیجه‌گیری

بالا، میزان ASI بیشتر بین ۱ تا ۱/۳ و همچنین، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تونالیت‌ها و  $P_2O_5$  نسبت به  $SiO_2$  مؤید طبیعت I گرانیتوئید ملاطالب است. با توجه به روند افزایشی Zr نسبت به  $SiO_2$  یا به عبارتی اندیس لارسن، که می‌تواند به دلیل وجود کانی زیرکن به ارث برده شده باشد. دمای تشکیل توده گرانیتوئیدی ملاطالب با استفاده از بیوتیت‌های اولیه ماگمایی، درجه حرارتی کمتر از ۷۰۰ درجه

توده گرانیتوئیدی ملاطالب به ترتیب وفور دارای ترکیبی از گرانودیوریت، تونالیت و به میزان ناچیز دیوریت است. کانی‌های اصلی و فرعی آنها بیشتر شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، تورمالین، آندالوزیت، آپاتیت، زیرکن و گارنت است و بافت غالب آنها نیز گرانولار است. ترکیب شیمیایی این توده از نوع پتاسیک متوسط تا

نسبت غنی از عناصر آلکالی سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش است. این غنی‌شدگی می‌تواند در اثر آلودگی ماگما توسط پوسته حاصل شود. همچنین، محتوای بالای عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ بیانگر تشکیل توده ملاطالب در محیط قوس‌های آتشفشانی و تهی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر با شدت میدان بالا گویای ماگماتیسم در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته ایران مرکزی است.

### سپاسگزاری

نگارندگان از سرکار خانم مهندس صدیقه حیدری به خاطر در اختیار گذاشتن نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی مربوط به منطقه ملاطالب سپاسگزاری می‌نمایند.

سانتیگراد (۷۰۰-۵۰۰) را بیان می‌دارد. بر اساس این ویژگی‌ها توده گرانیتوئیدی ملاطالب را می‌توان در شمار گرانیت‌های نوع I با طبیعت پرآلومینه متوسط حرارت پایین قرار داد. روند نزولی  $Al_2O_3$ ، Sr، Eu و  $TiO_2$  نسبت به اندیس لارسن و نیز کاهش میزان نسبت K/Rb در برابر Rb نشان از پدیده تفریق کریستالی در تشکیل و تکامل گرانیتوئید ملاطالب دارد و آنومالی منفی Sr و Eu این پدیده را به تفریق کریستالی پلاژیوکلاز نسبت می‌دهد. همچنین، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک مبین اختلاط دو ماگمای مافیک و فلسیک در منطقه ملاطالب است. الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت نشانگر غنی‌شدگی نمونه‌های گرانیتوئیدی از LREE نسبت به HREE به دلیل درجه ذوب بخشی پایین و یا خاستگاه به

### منابع

- Abdellahi, S. (2006) Petrological investigation of the intrusive body in Molataleb village (north of Aligudarz) Sanandaj-Sirjan zone. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35(2): 525-541.
- Aghanabati, S. A. (2004) Geological Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Almedia, M. E., Macambria, M. J. B. and Oliveria, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high K-alkaline and S-type granitoid rocks from southern Roromia, Brazil: orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana shield. *Precambrian Research* 155: 69-97.
- Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83: 145-153.
- Bea, F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths, implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* 57: 521-552.
- Boynnton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. 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. (2010) High and low- temperature granites. In: *Granites and Associated Metallogensis of the Ishihara Symposium*, Macquarie Australia.
- 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., Bryant, C. J. and Wyborn, D. (2012) Peraluminous I-type granites. *Lithos* 153: 142-153.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. and Wyborn, D. (2004) Low-and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 95: 125-140.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Vali-Zadeh, M., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A. A. (2012) Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligudarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 43: 11-22.
- 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.
- Hanson, G. N. (1989) An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: *Geochemistry of Mineralogy of Rare Earth Elements* (Eds. Lipin, B. R. and McKay, G. A) *Review in Mineralogy* 21: 79-97.
- Harris, N. B. W. and Inger, S. (1992) Trace element modeling of polite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 46-56.
- Hawkins, J., Parson, L., Allan, J., Bryan, W. B. and Pearce, T. H. (1994) Plagioclase zoning in selected lavas from holes 834B, 839B, and 841B1. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 135: 543-556.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Mansouri Esfahani, M. and Khalili, M. (2014) Mineralogy and mineral-chemistry of tourmaline and garnet from Molataleb village granitoid (north of Aligudarz) NW of Isfahan. *Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy* 22(1): 139-148.
- Moazzen, M., Moayyed, M., Modjarrad, M. and Darvishi, M. (2004) Azna granitoid as an example of syn-collision S-type granitization in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie* 11: 489-507.
- Moghazi, A. M. (1999) Magma source and evolution of Late Neoproterozoic granitoids in the Gabal El-Urf area, Eastern Desert, Egypt: geochemical and Sr-Nd isotopic constraints. *Geological Magazine* 136: 285-300.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. and Carron, J. P. (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences* 301(11): 813-818.
- Parada, M. A., Nystrom J. O. and Levi, B. (1999) Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos* 46: 505-521.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Rajaieh, M., Khalili, M. and Richards, I. (2010) The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Dehno Complex, Sanandaj-Sirjan belt, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 24-36.



- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Addison Wesley. Longman, Harlow.
- 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., Siebel, W., Poumoafee, 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.
- Tatar, I. and Boztug, D. (2005) The syn-collisional Danaciobasi biotite leucogranite derived from the crustal thickening in central Anatolia (Kirikkale), Turkey. *Geological Journal* 40: 571-591.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed-Emami, K. and Zahedi, M. (1968) Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1:250000, No. E7, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Tompson, R. N. (1982) British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V. (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intra continental orogenic belts. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 89: 113-119.
- Villaseca, C., Bellido, F., Preze-Soba, C. and Billstrom, K. (2009) Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. *Mineralogy and Petrology* 96: 197-211.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Uwin Hyman Publication, Boston.
- Xu, C., Huang, Z., Qi, L., Fu, P., Liu, C., Li, E. and Gung, T. (2007) Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 737-750.

## **Petrology of the Molataleb village granitoid (North of Aligudarz), NW of Isfahan, low temperature peraluminous I-type**

**Mahin Mansouri Esfahani <sup>1\*</sup> and Mahmoud Khalili <sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### **Abstract**

The Molataleb granitoid lies in the Sanandaj-Sirjan Zone and composed of granodiorites, tonalites and minor diorites which intruded into the Jurassic (Lias-Dogger) shales and slates. Quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, amphibole, tourmaline, andalusite, garnet, apatite and zircon are the major and minor minerals of these rocks. The essential petrological characteristics of the body are, the P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> content decreases versus the SiO<sub>2</sub> wt% increases, the content of aluminium saturation index (ASI= 1-1.1), the trend of increasing of Zr vs SiO<sub>2</sub>, the chemistry of biotites and the formation temperature of the body (500-700°C), all are the remarkable features of low temperature medium peraluminous I-type granites. The descending trend of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Eu and Zr against Larsen Index and also the decrease of K/Rb ratio versus Rb suggest fractional crystallization of plagioclase in the studied granitoid samples. The chondrite-normalized REE's diagrams display LREE's enrichment relative to HREE's. This can be owing to low degree partial melting or relatively enrichment of alkali elements in the source rocks associated with subduction zone. The alkali elements enrichment may be due to crustal contamination. Also, the high level of LILE's and the HFSE's depletion indicates that magmatism occurred in subduction of Neotethyan oceanic crust beneath Central Iranian microplate and the studied intrusive body is classified as volcanic arc granite (VAG).

**Key words:** I-type granitoid, Peraluminous, Low temperature granite, Molataleb, Aligudarz, Sanandaj-Sirjan Zone