

پترولوژی و شیمی کانی‌های گرانیتوئیدهای اچستان (جنوب محلات، استان مرکزی)

سید محسن طباطبایی‌منش*، اکرم‌السادات میرلوحی و مهری موحدی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

گرانیتوئیدهای اچستان در حدود ۶۰ کیلومتری جنوب محلات در استان مرکزی و در پهنه سنندج- سیرجان واقع شده‌اند. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی گرانیتوئیدهای مزبور از نوع آکالی‌فلدسپار گرانیت، گرانیت (سینوگرانیت و مونزوگرانیت) و گرانودیوریت هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل فلدسپارهای آکالن از نوع ارتوکلاز و میکروکلین، پلاژیوکلاز از نوع آلبیت و الیگوکلاز، کوارتز، مسکوویت، بیوتیت، تورمالین، زیرکن، آپاتیت، گارنت، کانی‌های کدر، روتیل و کلریت هستند. توده مذکور در بسیاری از قسمت‌ها دارای حالت برگوارگی است که نشان‌دهنده وقوع میلونیتی شدن این توده است. مطالعات ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت ساب‌آکالن (کالک‌آکالن)، سرشت پرآلومینوس و S بودن گرانیتوئیدهای مورد مطالعه است. بر اساس نمودارهای به‌هنگار شده (عنکبوتی)، منبع این سنگ‌ها پوسته بالایی بوده، از لحاظ ژئوتکتونیک در جایگاه هم‌زمان با برخورد قرار دارد. با توجه به نوع گرانیتوئیدها و مطالعات ژئوشیمیایی و حضور سنگ‌های دگرگونی در منطقه، احتمالاً این گرانیتوئیدها از ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها ایجاد شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: اچستان، استان مرکزی، پتروگرافی، پترولوژی، زون سنندج- سیرجان، گرانیتوئید

مقدمه

فعالیت‌های ماگمایی به‌صورت توده‌های نفوذی و خروجی از اواخر مزوزوییک تا اوائل سنوزوییک در این منطقه ادامه داشته است. از توده‌های نفوذی موجود در این پهنه به باتولیت الوند، بروجرد، الیگودرز و نفوذی‌های مناطق جنوبی سنندج- سیرجان می‌توان اشاره کرد که تشکیل آن‌ها را به قبل از کرتاسه (Thiele et al., 1968)، بعد از

در پهنه سنندج- سیرجان، پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین ساخت، پی در پی و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی رخ داده‌اند. این زون از جمله نا آرام‌ترین و به بیان دیگر پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران است (آقاباتی، ۱۳۸۵).

کرتاسه (Braud and Bellon, 1974) و یا کرتاسه بالایی - پالئوسن (درویش زاده، ۱۳۸۲؛ آقانباتی، ۱۳۸۵) نسبت می دهند.

توده نفوذی اچستان، یکی دیگر از نفوذی های موجود در پهنه سنج - سیرجان است. این منطقه در گذشته توسط پژوهشگران متعددی از جمله Thiele و همکاران (۱۹۶۸) در راستای تهیه نقشه چهار گوش گلپایگان، صبا (۱۳۷۸) از دیدگاه زمین ساختی و رشیدنژاد (۱۳۸۱) از دیدگاه تعیین سن ایزوتوپی بررسی شده است.

هدف از ارائه این مقاله بررسی پتروژئولوژی، شیمی کانی، محیط تکتونیکی و شناخت ماهیت ماگماتیسم توده گرانیته اچستان است. شناخت این توده در این بخش از پهنه سنج - سیرجان، می تواند گام مؤثری در شناخت هر چه بهتر رویدادهای مربوط به این بخش از پوسته ایران باشد.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

گرانیتهای اچستان در محدوده بین طولهای جغرافیایی $50^{\circ}24'$ و $50^{\circ}28'$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $33^{\circ}40'$ و $33^{\circ}37'$ شمالی در فاصله ۶۰ کیلومتری شهرستان محلات و ۲۲۰ کیلومتری شمال غرب اصفهان و در پهنه سنج - سیرجان واقع شده اند. منطقه مورد مطالعه را مجموعه ای از سنگهای دگرگونی شامل اسلیت، فیلیت، کلریت شیسیت، مسکوویت شیسیت، بیوتیت شیسیت، گارنت شیسیت، مرمر، اسکارن، آمفیبولیت، هورنفلس و متاولکانیک تشکیل می دهد که توسط توده های نفوذی مختلف از جمله توده نفوذی مورد نظر (احتمالاً در اواخر کرتاسه - پالئوسن) قطع شده اند (شکل ۱). بر اساس فسیل کنودونت که در کالک شیسیت های متبلور پهنه سنج - سیرجان در

سنگهای دگرگونی شمال گلپایگان به دست آمده و همچنین، با توجه به فسیل آکریتاژ که از اسلیت های های دگرگونی شمال گلپایگان به دست آمده است، سنگهای دگرگونی گلپایگان متعلق به پرکامبرین نمی توانند باشند (شریفی، ۱۳۷۶) و بنابراین، توده های نفوذی شمال گلپایگان که سنگهای دگرگونی فوق را قطع کرده اند، قطعاً نمی توانند به پرکامبرین متعلق باشند. طباطبایی منش و شریفی (۱۳۸۰) سن جایگزینی توده های نفوذی گلپایگان - شرق خمین را اواخر مزوزویک می دانند.

بر اساس مطالعات سن سنجی (Rashidnejad Omran, 2002)، شیسیت های سبز این ناحیه به سن $(9/2 \pm 10.9)$ به بخش فوقانی کرتاسه زیرین (آپتین - آلبین) متعلق هستند و سن گارنت - میکاشیسیت ها و سنگهای پلیتی دگرگون شده حاجی قارا (± 0.92) $10.8/29$ به بخش فوقانی کرتاسه زیرین (آلبین) تعیین شده است (Moritz et al., 2006).

همچنین سن میلونیت - گرانیتهای شمال ورزنه با استفاده از سن سنجی رادیومتری (روش $^{40}\text{Ar}-^{40}\text{K}$) 9 ± 60 Ma (Rashidnejad Omran, 2002) که احتمالاً سن آخرین واقعه دگرگونی در منطقه است.

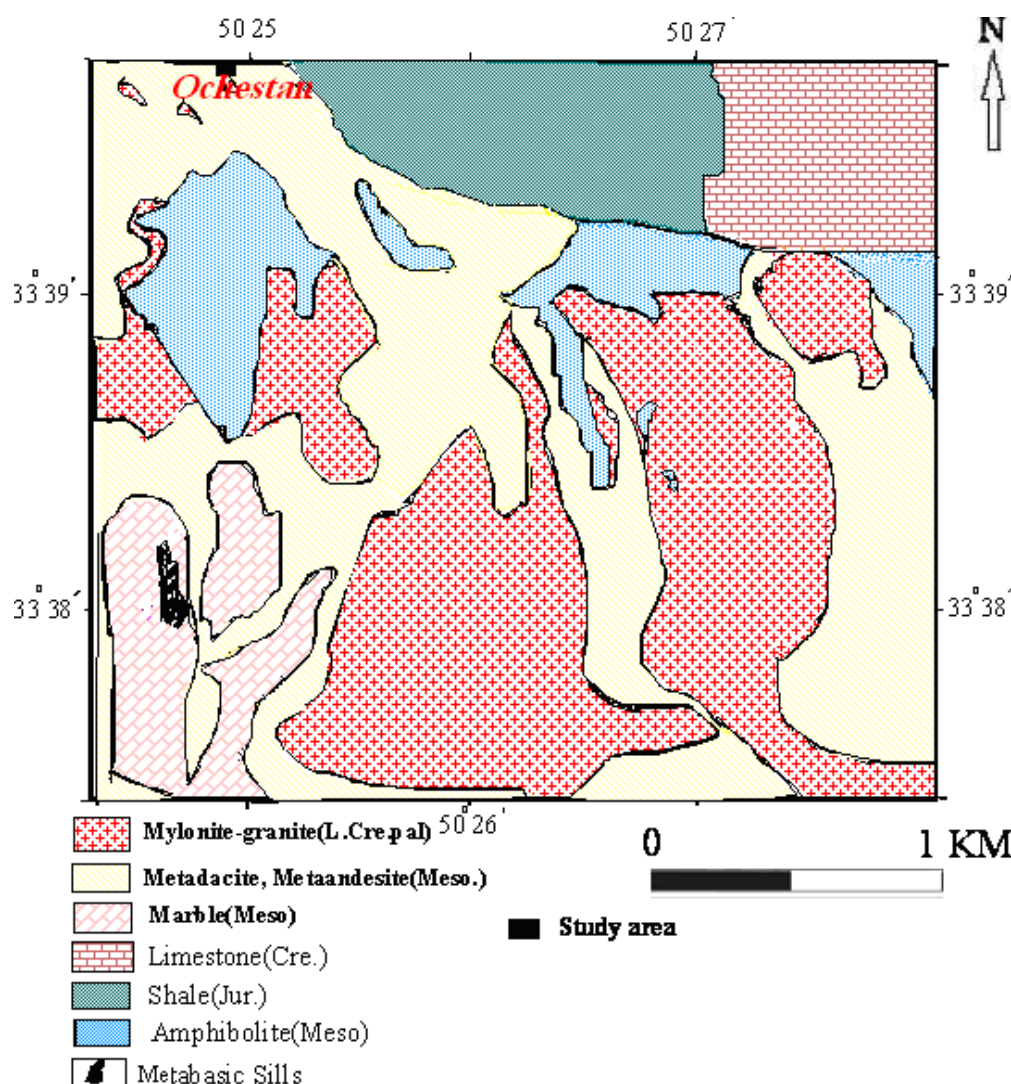
در شمال، جنوب و غرب منطقه مورد مطالعه به ترتیب شهرستان های محلات، گلپایگان و خمین قرار دارند. برای رسیدن به منطقه مورد مطالعه ابتدا باید در حدود ۳۴ کیلومتر جاده آسفالت گلپایگان به سمت خمین، سپس حدود ۲۸ کیلومتر جاده آسفالت خمین - محلات را تا روستای حسین آباد و جلماجرد (جاده خاکی) طی نمود و پس از حدود پنج کیلومتر می توان به مزرعه اچستان دسترسی پیدا کرد.

روش انجام پژوهش

به منظور مطالعه توده نفوذی مورد نظر علاوه بر مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، تعدادی از نمونه‌های سنگی که نسبت به بقیه نمونه‌ها سالم‌تر بودند برای انجام آنالیز شیمیایی به روش‌های ICP-MS، ICP-ES و XRF انتخاب شد. این آنالیزها به ترتیب در آزمایشگاه‌های ALS Chemex در کانادا و آزمایشگاه کان پژوه در تهران (با استفاده از دستگاه Philips 2400 و قرص فشرده) انجام گرفت. برای تمایز بین میزان FeO و

Fe₂O₃ از نمودار Middlemost (۱۹۸۷) استفاده

شد. نتایج این آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین، برای پی بردن به نوع و ترکیب کانی‌ها، تعدادی از آن‌ها در آزمایشگاه EPMA دانشگاه دولتی مسکو، توسط دستگاه میکروپروپ JEOL مدل JXA-8800 (WDS)، با شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و شدت جریان ۱۲ nA میکروپروپ شدند (جدول ۲). در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم افزارهای Mineral Spreadsheets، Minpet و Mineral structural formulae استفاده شد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (شریفی، ۱۳۸۶)

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی مورد بررسی (اکسیدها بر حسب Wt % و سایر عناصر بر حسب ppm) هستند. نمونه‌های ستاره‌دار (*) به روش ICP و بقیه به روش XRF آنالیز شده‌اند.

Sample No.	1-10 ⁺	1-7 ⁺	13	4	4-1	6	9	1	10	5-1
Rock Type	AfGr	Gr	AfGr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Grd	Gr
SiO ₂	78.9	74.5	74.5	73.79	73.02	72.22	71.78	71.66	71.18	67.34
TiO ₂	0.17	0.24	0.245	0.004	0.293	0.23	0.338	0.24	0.151	0.392
Al ₂ O ₃	11.55	13.15	15.17	15.25	15.2	14.53	14.26	14.51	16.79	15.01
Fe ₂ O ₃ *	0.99	1.5	1.04	0.69	2.06	1.82	2	1.06	1.21	3.18
MnO	0.02	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05
MgO	0.11	0.4	1.31	0.009	1.031	0.445	0.603	0.864	0.404	1.184
CaO	0.78	0.69	0.76	0.95	0.83	1	1.1	0.3	1.57	1.34
Na ₂ O	6.42	4.01	5.582	3.209	3.164	2.069	2.608	3.17	4.541	2.581
K ₂ O	0.1	4.31	1.11	5.04	4.28	5.51	5.92	6.45	2.91	4.35
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.97	0.123	0.112	0.11	0.123	0.043	0.085	0.216
LOI	1.09	0.58	0.186	0.935	0.01	2.066	3.882	1.693	1.159	4.367
Total	100.14	99.44	100.905	100.015	100.033	100.032	102.644	100.015	100.024	100.025
Ba	69	1045	110	365	637	624	876	2071	639	232
Rb	2.4	103.5	44	179	126	192	188	66	78	253
Sr	77.3	90.4	122	115	114	68	102	66	543	121
Y	32.6	28.4	40	59	47	63	64	44	11	60
Zr	106	138	196	31	169	139	170	211	73	172
Nb	8	9.4	11	33	13	10	14	10	3	20
Th	18.75	15.25	18	12	3	9	13	12	0	3
Pb	28	8	0	34	3	9	0	0	13	18
Ga	12.1	17.9	20	22	20	16	20	17	18	19
Zn	6	14	13	14	19	19	16	16	36	42
Cu	25	12	8	9	9	3	6	8	4	5
Ni	6	6	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
V	5	16	21	10	30	18	22	16	20	40
Cr	10	10	151	103	155	0	133	100	98	103
Hf	3.6	4.3	11	3	10	9	12	14	12	10
Co	1.7	2.2	1	1	2	3	4	1	0	5
W	1	2	0	1	0	1	0	0	0	11
Cs	0.14	0.86	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
La	3.4	20.5	28	5	5	1	15	41	0	14
Ce	7.9	41.5	48	0	1	15	18	84	0	0
Nd	n.d	n.d	29	5	9	11	25	30	0	8
Ta	0.8	0.8								
U	2.37	1.93								
Sn	1	2								
Mo	2	2								
Pr	0.98	4.52								
Nd	4.3	16								
Sm	1.51	3.74								
Eu	0.35	0.74								
Gd	2.48	4.14								
Tb	0.63	0.74								
Dy	4.59	4.52								
Ho	1.08	0.96								
Er	3.34	2.85								
Tm	0.52	0.42								
Yb	3.23	2.61								
Lu	0.45	0.38								
Na ₂ O+K ₂ O	6.52	8.32	6.692	8.249	7.444	7.579	8.528	9.62	7.451	6.931
CaO/Na ₂ O	0.12	0.17	0.13	0.29	0.26	0.4	0.42	0.09	0.34	0.51
ASI	1.01	1.1	1.37	1.31	1.43	1.41	1.21	1.16	1.39	1.47
Q- par.r	40.83	34.11	37.81	36.38	38.89	40.34	33.84	28.56	31.98	37.90
ANOR- par.	80.33	11.79	32.86	11.79	11.68	12.08	12.31	4.29	30.55	17.22
Corundum	0	0.66	3.66	3.2	4.18	3.63	1.93	1.75	4.43	4.28

L.O.I = Loss on ignition; n. d = not determined; AfGr= Alkali-feldspar Granite, Gr= Granite, Grd= Granodiorite

جدول ۲- نتایج آنالیزهای میکروپروب برخی کانی‌های موجود در گرانیتویدهای منطقه مورد مطالعه به‌همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختمانی آن‌ها

Sample No.	V16-32	V16-31	V16-30	V-16-05	V-16-04	O9-8-6	O9-8-5	O9-8-2	V16-3	V16-2	V16-1	O-9-8-4	O-9-8-3	V-16-25	V-16-27	V-16-26	O9-8-03
Mineral Type	Grt (Rim)	Grt	Grt (core)	Tur	Tur	Chl	chl	Chl	Mica	Mica	Mica	Mica	Mica	K-F	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	36.39	36.73	36.74	32.80	33.32	26.36	26.06	26.62	44.58	46.36	44.57	44.38	45.10	65.80	68.49	64.99	66.68
TiO ₂	0.00	0.39	0.00	1.58	1.50	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.95	2.49	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.32	20.65	20.34	32.92	34.94	20.45	19.97	18.49	34.05	27.88	37.17	34.08	29.55	18.69	20.50	23.05	20.70
FeO*	11.22	11.70	6.74	16.41	13.89	22.87	23.41	27.79	3.91	5.45	2.15	2.83	3.65	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	29.02	28.47	33.11	0.00	0.49	0.00	0.00	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
MgO	0.51	0.78	0.27	0.71	0.60	17.00	17.01	14.09	0.00	2.29	0.00	0.88	1.79				
CaO	1.37	1.37	1.93	0.87	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	3.73	1.52
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	1.86	1.80	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00	0.38	0.56	0.18	0.56	11.10	9.63	10.67
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.16	10.72	11.48	10.94	10.94	11.26	16.03	0.00	0.12	0.22
Total	98.83	100.09	99.14	87.28	87.50	86.68	86.45	88.17	93.64	93.46	95.21	94.62	94.02	101.51	101.08	101.52	99.79
O#	24.00	24.00	24.00	24.50	24.50	28.00	28.00	28.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	6.03	6.01	6.07	5.59	5.58	5.54	5.51	5.68	6.14	6.48	5.98	6.04	6.23	3.00	2.96	2.82	2.93
Ti	0.00	0.05	0.00	0.20	0.19	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.10	0.26				
Al	3.97	3.98	3.96	6.61	6.89	5.06	4.98	4.66	5.52	4.60	5.88	5.47	4.81	1.00	1.04	1.18	1.07
Al ^{IV}						2.46	2.49	2.32	1.86	1.52	2.02	1.96	1.77				
Al ^{VI}						2.60	2.49	2.34	3.66	3.08	3.86	3.51	3.04				
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Fe ⁺²	1.56	1.60	0.93	2.34	1.94	4.02	4.14	4.91	0.45	0.64	0.24	0.32	0.42				
Mg	0.13	0.19	0.07	0.18	0.15	5.32	5.36	4.49	0.00	0.48	0.00	0.18	0.37				
Mn	4.08	3.94	4.63	0.00	0.07	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ca	0.24	0.24	0.34	0.16	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.17	0.07
Na	0.00	0.00	0.00	0.61	0.58	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.10	0.15	0.05	0.05	0.93	0.81	0.91
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	1.88	2.05	1.87	1.90	1.98	0.93	0.00	0.01	0.01
Total	16.00	16.00	16.00	15.72	15.58	19.93	20.00	19.91	14.09	14.24	14.07	14.15	14.12	5.00	4.98	4.99	4.99
Almandine	25.93	26.79	15.60														
Andradite	0.00	0.00	0.00														
Grossular	4.06	4.02	5.71														
Pyrope	2.10	3.18	1.12														
Spessartine	67.91	66.02	77.56														
Uvarovite	0.00	0.00	0.00														
Ripidolite						*	*										
Brunsvigite								*									
Schorlite				*	*												
Muscovite									*	*	*	*	*				
Albite														5.00	95.30	81.80	91.50
Anorthite														0.00	4.70	17.50	7.30
Orthose														95.00	0.00	0.70	1.20

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

در بررسی‌های صحرایی، بیشتر گرانیتویدهای مورد بررسی متوسط تا درشت‌بلور هستند و در اغلب موارد ظاهری روشن و سفید دارند. در برخی موارد درشت‌بلورهای فلدسپار آلکالن، کوارتز و پولک‌های مسکوویت به‌خوبی در نمونه دستی قابل تشخیص هستند. این گرانیتویدهاها از لحاظ حضور درصد کانی‌های تیره فقیر هستند که ویژگی شاخصی برای این گرانیتویدها محسوب شده، باعث کاهش ضریب رنگی آن‌ها شده است. تورمالین و بیوتیت (که میزان آن بسیار کم‌تر از

درصد تورمالین است) از جمله کانی‌های مافیکی هستند که در نمونه دستی قابل تشخیص هستند. بر اساس پایین بودن درصد کانی‌های مافیک موجود در این سنگ‌ها می‌توان آن‌ها را لویکوگرانیت نامید (معین‌وزیری و احمدی، ۱۳۸۰). در شکل ۲ ارتباط لوکوگرانیت‌ها و نحوه قرارگیری آن‌ها نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه نشان داده شده است. تبدیل بافت‌های شیستی به بافت‌های هورنفلسی، وجود زبانه‌هایی از توده نفوذی در سنگ میزبان، معرف مرز دگرگونی مجاورتی و گسله نبودن آن است. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی،

گرانیتوئیدهای مزبور از نوع آلكالی فلدسپار گرانیت، گرانیت (سینوگرانیت و مونزوگرانیت) و گرانودیوریت هستند که گرانیت‌ها بیشترین حجم توده نفوذی را به خود اختصاص داده‌اند. همچنین ترکیب نمونه‌ها در نمودار نورماتو LeMaitre و Streckeisen (۱۹۷۹)

به صورت ذکر شده است (شکل ۳). آلكالی فلدسپار گرانیت‌ها و گرانیت‌های روشن بیشترین حجم توده نفوذی را به خود اختصاص داده، دارای کانی‌شناسی مشابهی هستند و تفاوت در درصد کانی‌ها و بافت، مبنای طبقه‌بندی آن‌ها است.

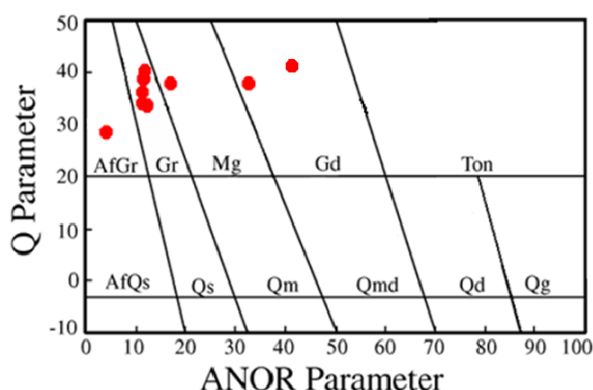
(الف)



(ب)



شکل ۲- الف) و ب) نمایی از لوکوگرانیت‌ها و نحوه قرارگیری آن‌ها نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه



شکل ۳- موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی ارائه شده توسط Streckeisen و LeMaitre (۱۹۷۹)، محاسبه Q parameter و ANOR parameter در جدول ۱ آمده است.

$[ANOR\ parameter = [An / (An + Or)] \times 100$ و $Q\ parameter = [Q / (Q + Ab + Or + An)] \times 100$. AfGr- alkali-feldspar granite, Gr- granite, Mg- monzogranite, Gd- granodiorite, Ton- tonalite, AfQs- alkali-feldspar-quartz syenite, Qs- quartz syenite, Qm- gabbro]

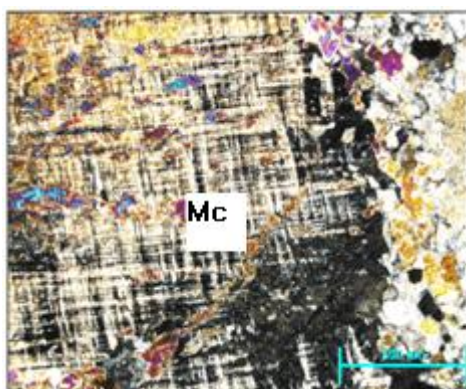
کلریت، آپاتیت زیرکن، روتیل و کانی کدر از کانی‌های فرعی آن‌ها به حساب می‌آیند. از میان کانی‌های موجود علاوه بر کوارتز، ارتوکلازها از فراوان‌ترین کانی‌ها بوده که به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند.

ترکیب عمده کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپارهای آلكالن (ارتوکلاز و میکروکلین) (شکل ۴- الف)، پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز) (شکل ۴- الف) است که جزو کانی‌های اصلی بوده، بیوتیت، مسکوویت، تورمالین، گارنت،

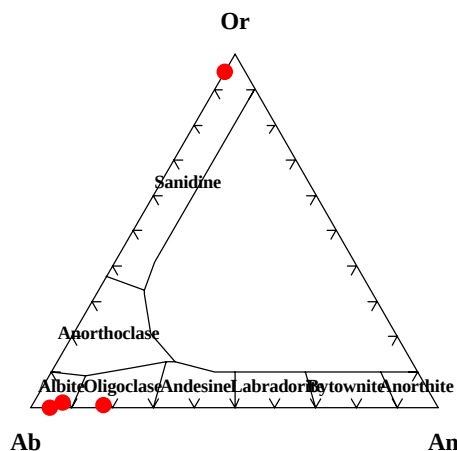
در هیچ یک از آن‌ها حالت منطقه‌بندی دیده نمی‌شود. بیوتیت‌ها نیز از جمله کانی‌های شکل‌داری هستند که گاه همراه با مسکوویت‌ها حالت تجمعی و جهت‌یافته به خود گرفته‌اند. بیوتیت‌ها گاهی به‌طور کامل یا ناقص به کلریت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند.

بیشتر کوارتزها بی‌شکل با خاموشی موجی بوده، معمولاً بین کانی‌ها رشد کرده‌اند. مگاکریست‌های میکروکلین از دیگر فلدسپارهای آلکالن موجود هستند که دارای ماکل تارتان هستند (شکل ۴-ب). می‌توان از پلاژیوکلازها به‌عنوان شکل‌دارترین کانی‌های موجود نام برد که

(ب)



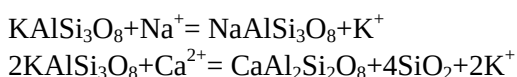
(الف)



شکل ۴-الف) فلدسپارهای موجود در گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در نمودار An-Or-Ab (Deer et al., 1991) داده‌ها از جدول ۲، ب) ماکل تارتان در میکروکلین (علایم اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است)

- بافت‌های دگرشکلی که بیانگر وجود استرس و فشار هستند. مانند بافت میلونیتی (شکل ۵).
- بافت میرمکیتی از هم‌رشدی ریزمقیاس کرمی یا انگشتی شکل کوارتز در زمینه‌ای از یک تک بلور پلاژیوکلاز که از حاشیه به سمت مرکز رشد نموده ایجاد شده است.

در تشکیل میرمکیت محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار به‌صورت زیر با فلدسپار پتاسیک می‌توانند واکنش داده، سبب تشکیل میرمکیت شوند (Shelley, 1993).



در اینجا باید گفت که بافت‌های پرتیتی و میرمکیتی می‌توانند بر اثر اعمال استرس و نیروهای تکتونیکی

از لحاظ فابریکی و بافتی، گرانیتوئیدهای منطقه دارای دو گونه بافت هستند: (الف) بافت‌های اولیه که شامل بافت‌های گرانیتی و پویی کیلیتیکی هستند؛ (ب) بافت‌های ثانویه، که بر اساس تقسیم‌بندی Shelley (۱۹۹۳) به شرح زیر قابل مشاهده هستند:

- بافت‌هایی که در زمان سرد شدن حاصل شده اما تغییر اساسی و عمده‌ای در کانی‌شناسی آن‌ها به‌وجود نیامده است. مانند هم‌رشدی پرتیتی و یا تشکیل میرمکیت؛

- بافت‌هایی که بر اثر دگرسانی و فعالیت‌های گرمایی جدیدتر ایجاد شده و تغییراتی در کانی‌های اصلی به‌وجود آورده‌اند. مانند کلریتی شدن، سریسیتی شدن و کائولینیتی شدن؛

ترکیب ارتوز خالص و آلبیت خالص باشد. گرانیتوئیدهای اچستان در بسیاری از قسمت‌ها دارای برگوارگی و خردشدگی هستند که در نگاه اول شبیه گنایس‌های چشمی هستند. Thiele و همکاران (۱۹۶۸) در نقشه چهار گوش گلپایگان این توده را به‌عنوان گنایس معرفی نموده‌اند اما بررسی‌های اخیر حاکی از میلونیتی شدن گرانیتوئیدها و تبدیل آن‌ها به میلونیت گرانیت است. در این سنگ‌ها فابریک‌های S-C قابل تشخیص هستند (شکل ۵).

جهت‌دار نیز تشکیل شوند (Hibbard, 1995; Vernon, 2004). با توجه به فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی احتمال تشکیل میرمکیت طبق نظر Hibbard (۱۹۹۵) در این منطقه وجود دارد. به اعتقاد Hibbard (۱۹۹۵)، تشکیل میرمکیت یکی از نشانه‌های حضور مذاب در حین دگرشکلی است و تشکیل آن را در هم‌یافتی آن با ماگمای در حال تبلور نهایی یا ماگمای آبدار می‌دانند. همچنین پر شدن شکستگی‌های فلدسپار پتاسیم توسط آلبیت می‌تواند عامل ایجاد پرتیت با توجه به وجود



شکل ۵- الف) فابریک‌های چین‌خورده، ب) فابریک چشمی در میلونیت گرانیت‌های منطقه با فابریک S-C، ج) شکستگی و برش در کانی‌ها که بعداً توسط کوارتز پر شده‌اند. خاموشی موجی کانی‌های بر اثر استرس در تصویر دیده می‌شود، د) شواهد دگرریختی در مقیاس میکروسکوپی در یک پلاژیوکلاز. خمیدگی و جابه‌جایی ماکل‌ها نسبت به هم نشان‌دهنده اعمال نیرویی جهت‌دار بر گرانیت‌ها پس از تبلور کامل است، ه) خمیدگی مسکوویت.

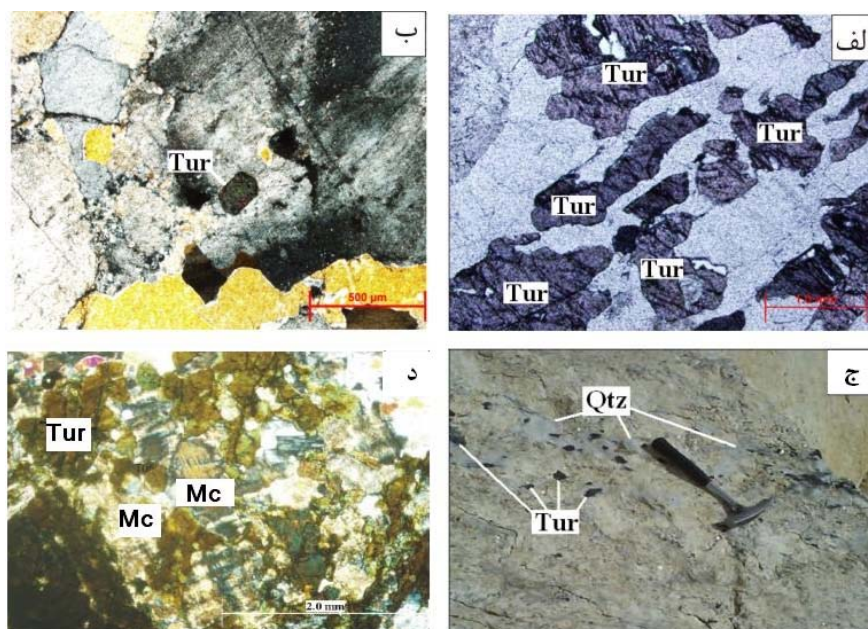
همه گرانیتوئیدهای مورد مطالعه دارای دو بافت اولیه (گرانیتی و پویی‌کیلیتیکی) هستند. کم‌ترین سهم اختصاصی بافت‌ها در گرانیتوئیدهای منطقه متعلق به بافت میرمکیت است که در گرانیت‌ها (سینوگرانیت و مونزوگرانیت‌ها) دیده می‌شود. بافت ثانویه پرتیت در دو نوع گرانیت مذکور و نیز در آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها به چشم می‌خورد. دگرسانی‌های کلریتی، سریسیتی و کائولینیتی و نیز بافت میلونیتی در بیشتر نمونه‌ها به‌صورت کم و بیش مشاهده می‌شود.

بر اساس مطالعات پتروگرافی متنوع‌ترین کانی فرومنیزین موجود در این سنگ‌ها تورمالین است. در این بررسی‌ها سه گونه از این کانی به‌صورت اولیه، ثانویه و حد واسط به شرح زیر شناسایی شدند.

تورمالین‌های اولیه آن‌هایی هستند که در مطالعات صحرایی و میکروسکوپی حالتی جهت‌یافته از خود به نمایش گذاشته‌اند و در هنگام تبلور و انجماد ماگما که

با تحمل استرس حاصل از نیرویی جهت‌دار توسط ماگما همراه بوده (پدیده میلونیتی شدن) متبلور شده‌اند (شکل ۶-الف). در ضمن، شکل‌دار بودن برخی از این تورمالین‌ها بیانگر تشکیل آن‌ها در مراحل اولیه و قبل از شکل‌گیری کوارتز است که می‌تواند ماگمایی بودن آن را تایید نماید (شکل ۶-ب). وجود چنین تورمالین‌هایی در گرانیت‌ها نشانه بارز غنی بودن منشأ آن گرانیت از B است (London and Manning, 1995).

دسته دوم تورمالین‌ها آن‌هایی هستند که در مراحل بعد از تبلور ماگما و در مراحل هیدروترمالی و تحت‌تأثیر نفوذ محلول‌های سرشار از بر در این سنگ‌ها به‌وجود آمده‌اند و گاه به‌صورت رگه و رگچه، همراه با رگه‌های کوارتزی دیده می‌شوند. گسترش این نوع از تورمالین‌ها به‌ویژه در حاشیه توده نفوذی بیشتر از مرکز توده است (شکل ۶-ج).

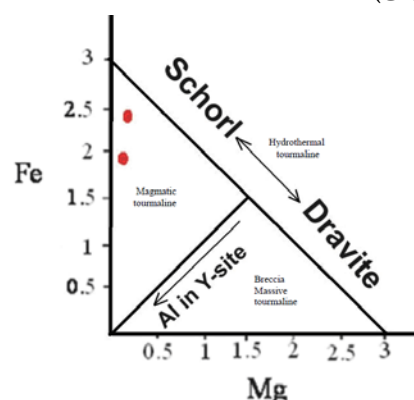


شکل ۶- تصاویری از گونه‌های متفاوت تورمالین در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه: الف) تورمالین‌های جهت‌یافته، ب) تورمالین کاملاً شکل‌دار (تورمالین‌های اولیه)، ج) پدیده تورمالین زایی در گرانیتوئیدهای منطقه که با رگه‌های کوارتزی همراه هستند (تورمالین هیدروترمالی)، د) تشکیل تورمالین روی فلدسپارها (تورمالین ماگمایی - هیدروترمال).

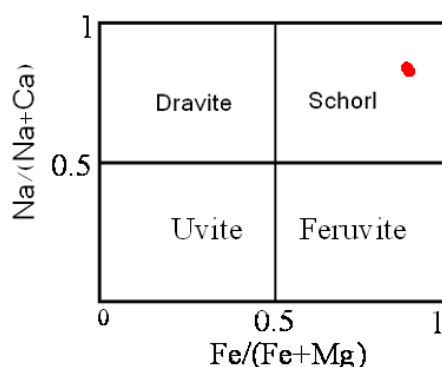
طبق نظریه Trumbull و Chaussidon (۱۹۹۹) نوع سومی از تورمالین‌ها نیز وجود دارد که در واقع حد واسطه ماگمایی و هیدروترمال هستند. نام بردگان تشکیل تورمالین روی فلدسپارها و نیز وجود رگچه‌های ریز تورمالین در سنگ را از نشانه‌های حد واسطه بودن

این کانی می‌دانند (شکل ۶-د). شایان ذکر است که در آنالیزهای محدود موجود (جدول ۲)، بر اساس فزونی آهن نسبت به منیزیم و تقسیم‌بندی‌های Deer و همکاران (۱۹۹۶)، و نیز نمودار ۷-الف، تورمالین‌ها از نوع شورل و ماگمایی (شکل ۷-ب) هستند.

(الف)



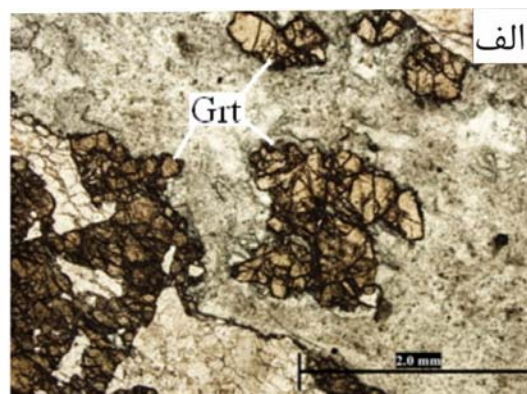
(ب)



شکل ۷-الف) ترکیب شیمیایی تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار Trumbull و Chaussidon (۱۹۹۹)، (ب) موقعیت نمونه‌های تورمالین‌های مورد بررسی در نمودار Fe در برابر Mg (London and Mannin, 1995)

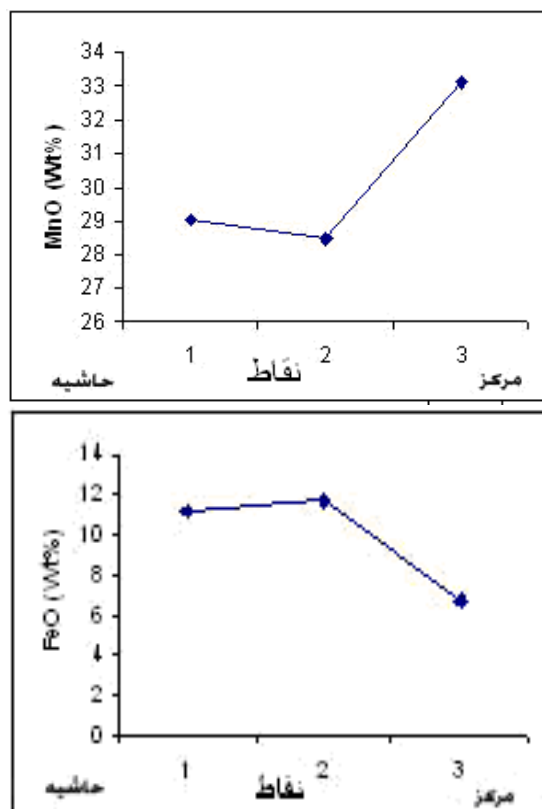
گارنت در بررسی‌های صحرایی و نمونه دستی به صورت کانی‌هایی دانه درشت در گرانیتوئیدها دیده می‌شوند که از فراوانی کمی نیز برخوردار هستند. فراوانی این کانی از حاشیه توده نفوذی به سمت مرکز آن روند کاهشی از خود نشان می‌دهد. رنگ گارنت‌ها در

نمونه دستی قهوه‌ای روشن مایل به کرم بوده، در نور عادی به صورت قهوه‌ای کم رنگ با برجستگی بالا، بی شکل تا شکل دار (به صورت چند ضلعی با مرزهای واضح و صاف)، بدون واکنش با کانی‌های مجاور دیده می‌شود (شکل ۸).



شکل ۸-الف) تصویر میکروسکوپی از گارنت گزنومورف در کنار ارتوز کائولینیتی شده (PPL)، (ب) تصویری از مگاکریست گارنت با حالت کشیده شده در یک نمونه دستی.

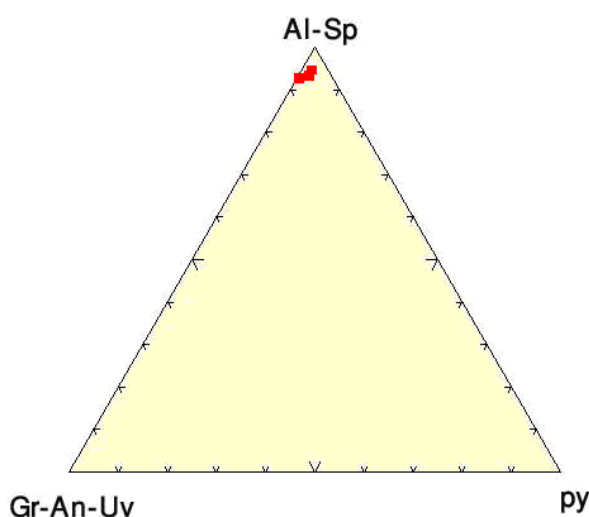
واحدهای گرانیتوئیدی به این صورت تفسیر نموده‌اند که میزانی از Mn و Fe سنگ‌های دیواره می‌توانند بر اثر آلاینش ماگمایی با این سنگ‌ها، وارد مذاب شده و شرایط را برای تبلور گارنت ایجاد نمایند.



شکل ۱۰- نتایج تغییرات درصد وزنی اکسیدهای FeO, MnO از حاشیه به سمت مرکز بلورمحور.

با توجه به قدرت بالای تبلور گارنت، این کانی از وارد شدن عناصری مانند Na, K و اجزا فرار به بخش مرزی بین ماگما و سنگ دیواره جلوگیری می‌کند و تبلور این اجزا را به تأخیر می‌اندازد. تبلور گارنت تا تخلیه نقاط مرزی از Mn و Fe ادامه می‌یابد و پس از این مرحله سایر فازها، مانند کوارتز، آلبیت و میکا هسته‌زایی انجام داده و متبلور می‌شوند. در نتیجه تشکیل این گونه کانی‌ها در لایه‌های گارنت‌دار مربوط

بر اساس نمودار سه تایی (اسپسارتین+آلماندین)، (گروسولار+آندرادیت+وارویت) و (پیروپ) گارنت‌ها مورد مطالعه به سری اسپسارتین (Al_2Mn_3) $(SiO_4)_3$ و آلماندین (Al_2Fe_3) $(SiO_4)_3$ ، با فزونی و برتری اسپسارتین، تعلق دارند (شکل ۹). نتایج آنالیز مایکروپروب گارنت‌ها به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر مبنای ۲۴ اکسیژن، در جدول ۲ آورده شده است.

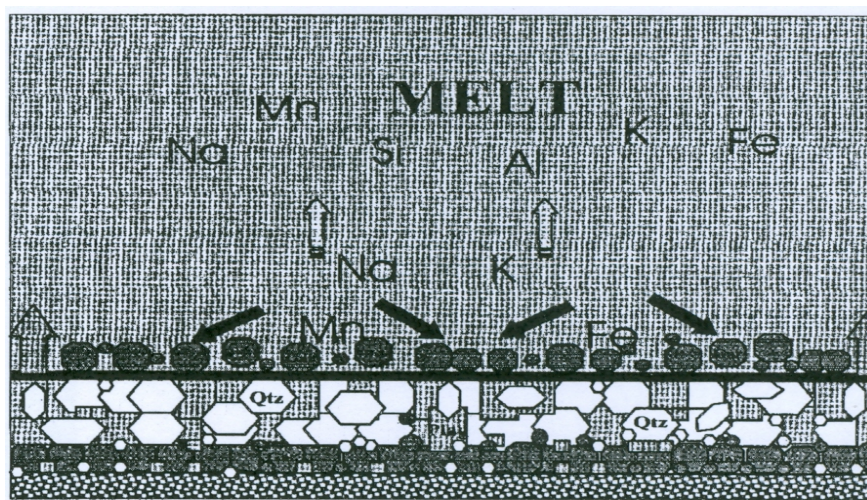


شکل ۹- ترکیب بلورهای گارنت در گرانیتوئیدهای اچستان (کلن و همکاران، ۱۹۶۵).

نیم‌رخ میکروسوندی در یک نمونه از گارنت‌های مورد مطالعه بیانگر تغییر در میزان Mn و Fe است. این تغییرات به صورت روند افزایشی در میزان Mn و روند کاهشی در میزان Fe از سمت حاشیه به سمت مرکز گارنت است. این روند به وضوح بیانگر رخداد منطقه‌بندی شیمیایی است (شکل ۱۰). Webber و همکاران (۱۹۹۹)، در رابطه با تشکیل گارنت در حاشیه توده‌های گرانیتوئیدی از عنوانی به نام پیشانی تبلور استفاده کرده‌اند. آن‌ها تشکیل گارنت را در مرزهای

مقدار کمی تورمالین می‌شود (شکل ۱۱). از آنجایی که بیشتر گارنت‌های مشاهده شده در منطقه مورد بحث در حاشیه توده نفوذی تمرکز داشته و نوع آن‌ها نیز اسپسارتین - آلماندین به همراه تورمالین‌ها است، احتمالاً گارنت‌های مورد بررسی (مطابق با نظریه Webber و همکاران، ۱۹۹۹) بر اثر آلیش ماگمایی با سنگ‌های مجاور توده و ورود مقادیری از Mn و Fe به مذاب در بخش پیشانی تبلور توده گرانیتوئیدی ایجاد شده‌اند.

به فاز تأخیری تبلور است. بنابراین در نهایت، در بخش مربوط به پیشانی تبلور در واحدهای گرانیتوئیدی، تجمع گارنت غنی از اسپسارتین $\text{Al}_2\text{Mn}_3[\text{SiO}_4]_3$ و آلماندین $\text{Al}_2\text{Fe}_3[\text{SiO}_4]_3$ را خواهیم داشت. Webber و همکاران (۱۹۹۹)، تشکیل تورمالین در این نواحی را مانند ایجاد گارنت، به دگرگونی مجاورتی نسبت می‌دهند و معتقدند که اشباع Mn و Fe در منطقه پیشانی تبلور منجر به هسته‌بندی و تبلور گارنت با

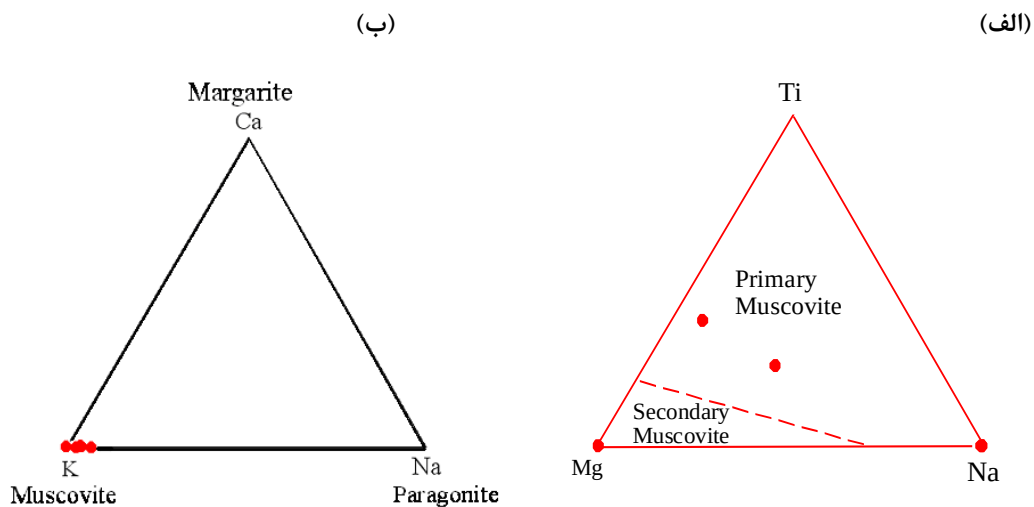


شکل ۱۱- تبلور گارنت در لایه مرزی، در مجاورت سنگ‌های دیواره توده‌های گرانیتوئیدی Webber و همکاران (۱۹۹۹)

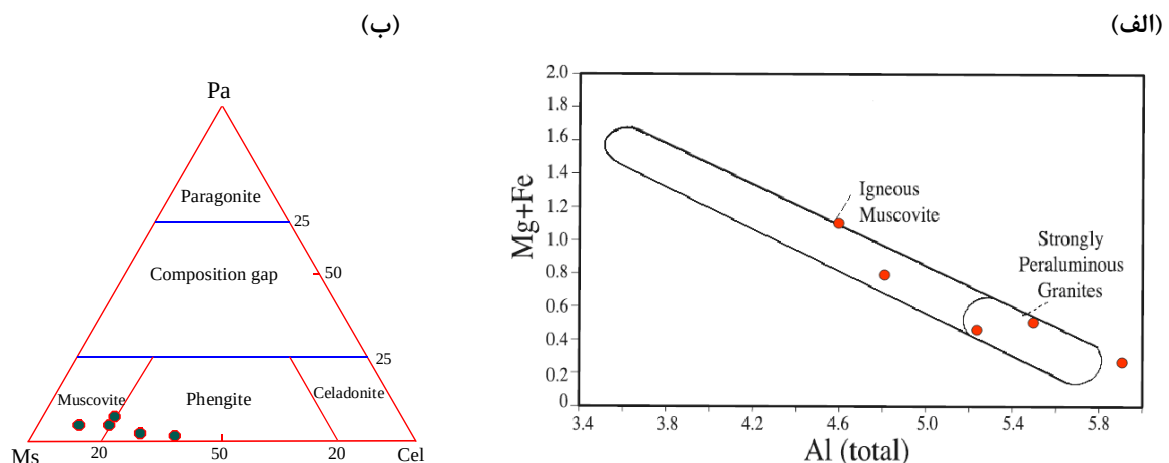
در حال حاضر آلیش ماگمایی بهترین گزینه در مورد تفسیر این کانی است.

از کانی‌های دیگر موجود در نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه میکاها هستند که برای مطالعه روی آن‌ها آنالیز نقطه‌ای انجام شد. نتایج این آنالیز به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. به منظور پی بردن به نوع میکاهای سفید موجود، از نمودار سه‌تایی ارائه شده توسط Feenstra (۱۹۹۶) استفاده شد (شکل ۱۲- الف). همان‌گونه که در شکل مشخص است، میکاها به سمت قطب پتاسیم‌دار گرایش پیدا کرده و در واقع از نوع مسکوویت هستند.

بر اساس نظر Yuan و همکاران (۲۰۰۹) گارنت‌هایی که در فشار نسبتاً بالا ایجاد می‌شوند نسبت به آن‌هایی که در محیط‌های سطحی‌تر تشکیل می‌شوند از نظر Ca غنی و از نظر Mn فقیر هستند و در واقع در شرایط ماگمایی و عمق زیاد تشکیل می‌شوند که در مورد گارنت‌های این منطقه برعکس است. پس می‌توان نتیجه گرفت که گارنت‌های مورد مطالعه ماگمایی نیستند. از طرف دیگر آن‌ها رستیت نیز نیستند، چون از نظر Mg فقیر هستند. با توجه به ترکیب این گارنت‌ها، زینوکریست بودن یا آلیشی بودن آن‌ها مطرح می‌شود، اما به دلیل نبود وجود گارنت در سنگ دگرگونی مجاور،



شکل ۱۲- الف) موقعیت ترکیب شیمیایی میکاهای مورد مطالعه در نمودار Feenstra (۱۹۹۶)، ب) موقعیت میکاهای مورد بررسی در نمودار Miller و همکاران (۱۹۸۱)



شکل ۱۳- الف) ترکیب شیمیایی مسکوویت‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار ارائه شده توسط Zane و Rizzo (۱۹۹۹)، ب) ترکیب میکاهای مورد بررسی در نمودار مثلی پاراگونیت- مسکوویت- سلادونیت

مسکوویت‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Miller و همکاران (۱۹۸۱) نشان داده شده است. در گرانیته‌ها، وجود مسکوویت‌های اولیه که نمونه‌ای از کانی‌های آلومینیم‌دار هستند نشانه‌ای از گرانیته‌های پرآلومین مسکوویت‌دار (MPG) است (Clark, 1981). از لحاظ ترکیب شیمیایی، این گروه از گرانیته‌ها غنی از آلومینیم و فقیر از آهن و منیزیم هستند (Zane and Rizzo, 1999).

مسکوویت در سنگ‌های گرانیتی به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارد. مسکوویت‌های اولیه آن‌هایی هستند که به‌طور مستقیم از ماگمای گرانیتی متبلور می‌شوند در صورتی که مسکوویت‌های ثانویه از تجزیه و تبدیل شدن کانی‌های دیگر در جریان فرایندهای هیدروترمالی در شرایط ساب‌سولیدوسی ایجاد می‌شوند (Miller et al., 1981). در شکل (شکل ۱۲- ب)

ژئوشیمی

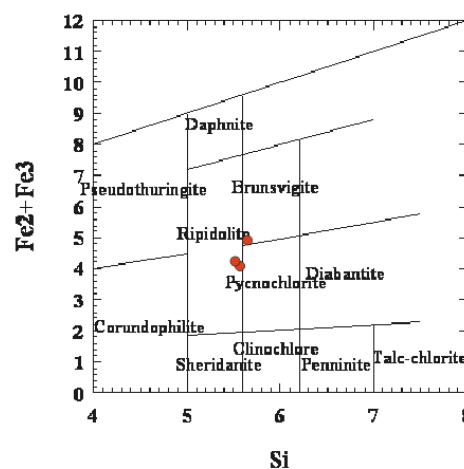
یکی از مفیدترین راه‌ها برای تفسیر پتروژنتیک توده‌های نفوذی، بهره‌گیری از داده‌های ژئوشیمیایی و بررسی تغییرات و نسبت‌های عناصر اصلی و کمیاب در این توده‌هاست. همان‌گونه که در جدول ۱ مشاهده می‌شود میزان SiO_2 در گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه بین ۶۷ تا ۷۸ درصد در نوسان است. در نمودار مجموع آلکالی در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) این نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن (شکل ۱۵- الف) و در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) که برای تفکیک سری‌های کالک‌آلکالن از تولیتی هستند در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۵- ب).

بر اساس نمودار SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ غالب (Frost *et al.*, 2001; Frost and Frost, 2008) نمونه‌ها در محدوده آلکالی‌کلیک-کلیک‌آلکالی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶). میزان $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ همان ضریب MALI است که اختصاری از عبارت Modified alkali-lime index است. این ضریب با میزان سیلیس هم‌خوانی دارد، به‌طوری‌که با افزایش میزان سیلیس، ضریب MALI نیز افزایش می‌یابد.

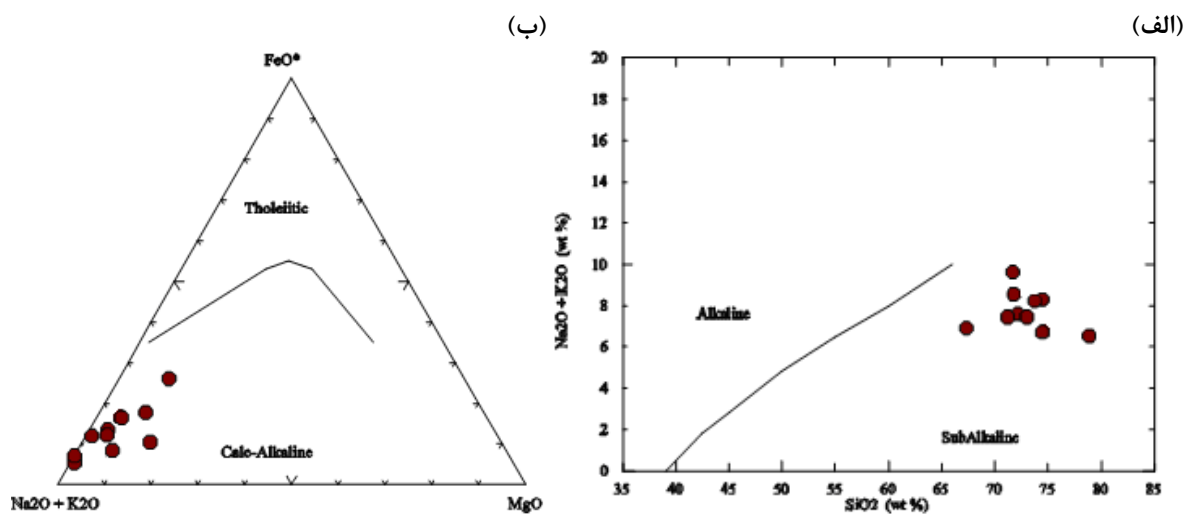
قرارگیری نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در نمودار A/CNK در برابر SiO_2 مطرح شده توسط Chappell و White (۱۹۷۴ و ۲۰۰۱) حاکی از تعلق این سنگ‌ها به گرانیت‌های تیپ S و نیز پیرآلومین بودن آن‌هاست (شکل ۱۷- الف). همچنین بر اساس نمودار ارائه شده توسط Moghazi و همکاران (۲۰۰۴) که بر اساس $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در برابر $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ است اغلب نمونه‌ها در قسمت گرانیت‌های شدیداً پیرآلومینوس یا Strongly Peraluminous granite (SPG) تصویر شده‌اند (شکل ۱۷- ب).

(1999) و این صفت در واقع تاییدی بر ویژگی پیرآلومین بودن آن‌هاست (شکل ۱۳- الف). نمودار مثلثی پاراگونیت-مسکوویت-سلادونیت از نمودارهای مورد استفاده دیگر برای تعیین نوع میکاهای مورد بررسی است (شکل ۱۳- ب). در این نمودار ترکیب میکاها به دو صورت مسکوویت و فنزیت است. در نمودارهای ۱۲- ب و ۱۳- الف به دلیل متالومینوس تا پیرآلومینوس بودن سنگ‌ها ترکیب میکاها پراکندگی نشان می‌دهد.

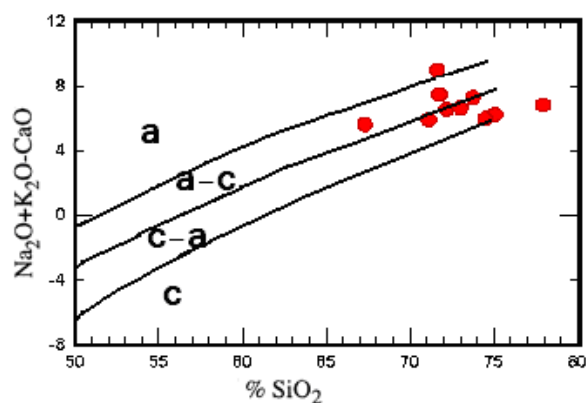
آثار دگرسانی ناقص بر روی تعدادی از اندک کانی‌های فرومنیزین موجود در این سنگ‌ها با تشکیل کلریت نمایان است. ترکیب کلریت‌ها می‌تواند در تفسیر ترکیب کانی‌های اولیه و یا نقش سیالات موثر باشد. نتایج آنالیز مایکروپروب کلریت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها که بر اساس ۲۸ اکسیژن صورت گرفته، در جدول ۲ آورده شده‌اند. برای تعیین نوع کلریت‌های موجود در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، از نمودار Deer و همکاران (۱۹۹۶) استفاده شد (شکل ۱۴). همان‌طوری‌که مشخص است این کلریت‌ها متعلق به سری برانسوئیت و ریپیدولیت بوده، بر اساس ترکیب شیمیایی و با توجه به مقدار آهن نسبتاً بالا، عمدتاً از دگرسانی بیوتیت‌ها حاصل شده‌اند.



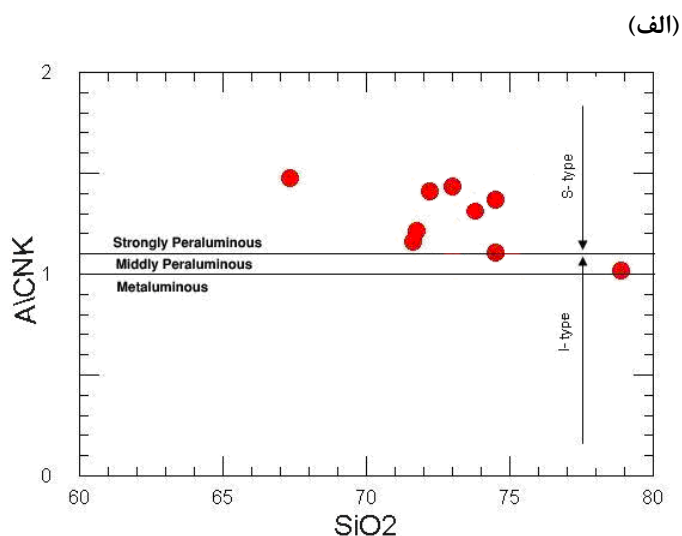
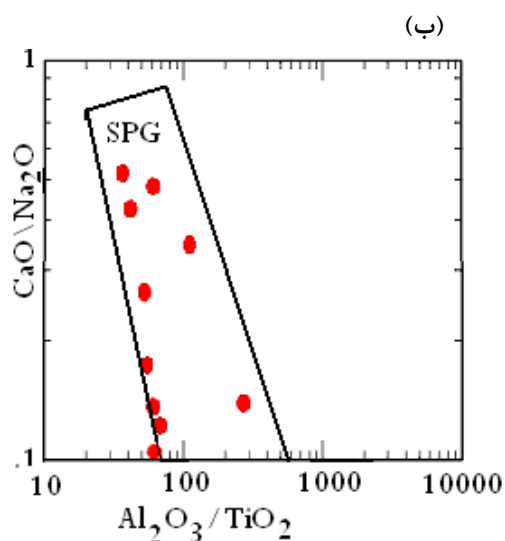
شکل ۱۴- ترکیب کلریت‌های موجود در گرانیتوئیدهای مورد بحث در نمودار Deer و همکاران (۱۹۹۶)



شکل ۱۵- تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در نمودارهای: الف) Baragar و Irvine، (۱۹۷۱)، ب) موقعیت نمونه هادر نمودار AFM



شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌ها در نمودار SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Frost et al., 2001)
[a= Alkalic, a-c= Alkalic- Calcic, c-a= Calcic- Alkalic, c= Calcic]



شکل ۱۷- الف) بررسی تیپ و شاخص آلومین در گرانیتوئیدهای اچستان با استفاده از نمودار Chappell و White (۱۹۷۴)، ب) بررسی شاخص آلومین در گرانیتوئیدهای اچستان با استفاده از نمودار Moghazi و همکاران (۲۰۰۴)

مسکوکویت گرانیت‌های پرآلومین اغلب همراه با سنگ‌های دگرگونی و میگماتیت‌ها هستند که گاهی تحت تأثیر میلونیتی شدن نیز واقع می‌شوند (Tingyu *et al.*, 1995). بالا بودن ضریب اشباعی آلومین در بیشتر موارد (بیشتر از ۱/۱)، دامنه تغییرات SiO_2 (بیش از ۶۵ درصد)، همراهی آن‌ها با سنگ‌های دگرگونی، ضریب رنگی پایین نمونه‌ها، نبود هورنبلند و اسفن، حضور گارنت (آلماندین) و آپاتیت به صورت بلورهای مستقل (نه به صورت ادخال در کانی‌های دیگر) و نیز حضور کانی‌های سرشار از آلومینیم مانند مگاکریست‌های مسکوکویت از دلایل دیگر S بودن گرانیت‌های مورد مطالعه است (Chappell and White, 1992).

ژئوشیمی عناصر نادر

یکی از کاربردهای عناصر نادر در حل مسائل زمین‌شناسی، استفاده از آن‌ها برای تعیین منشأ و ژنز مجموعه‌های سنگی است. نسبت این عناصر در طی دگرگونی و دگرسانی تغییر نمی‌کند. از نمودارهای مورد استفاده در این مورد، نمودارهای چند عنصری به‌هنگار شده (نمودارهای عنکبوتی) است. در این نمودارها علاوه بر عناصر نادر خاکی، عناصر کمیاب دیگری نیز اضافه شده‌اند. این نمودارها امکان مقایسه با هر ترکیب دیگر که معمولاً استاندارد است را فراهم می‌سازند و انحراف از ترکیب اولیه را اندازه می‌گیرند (Rollinson, 1993).

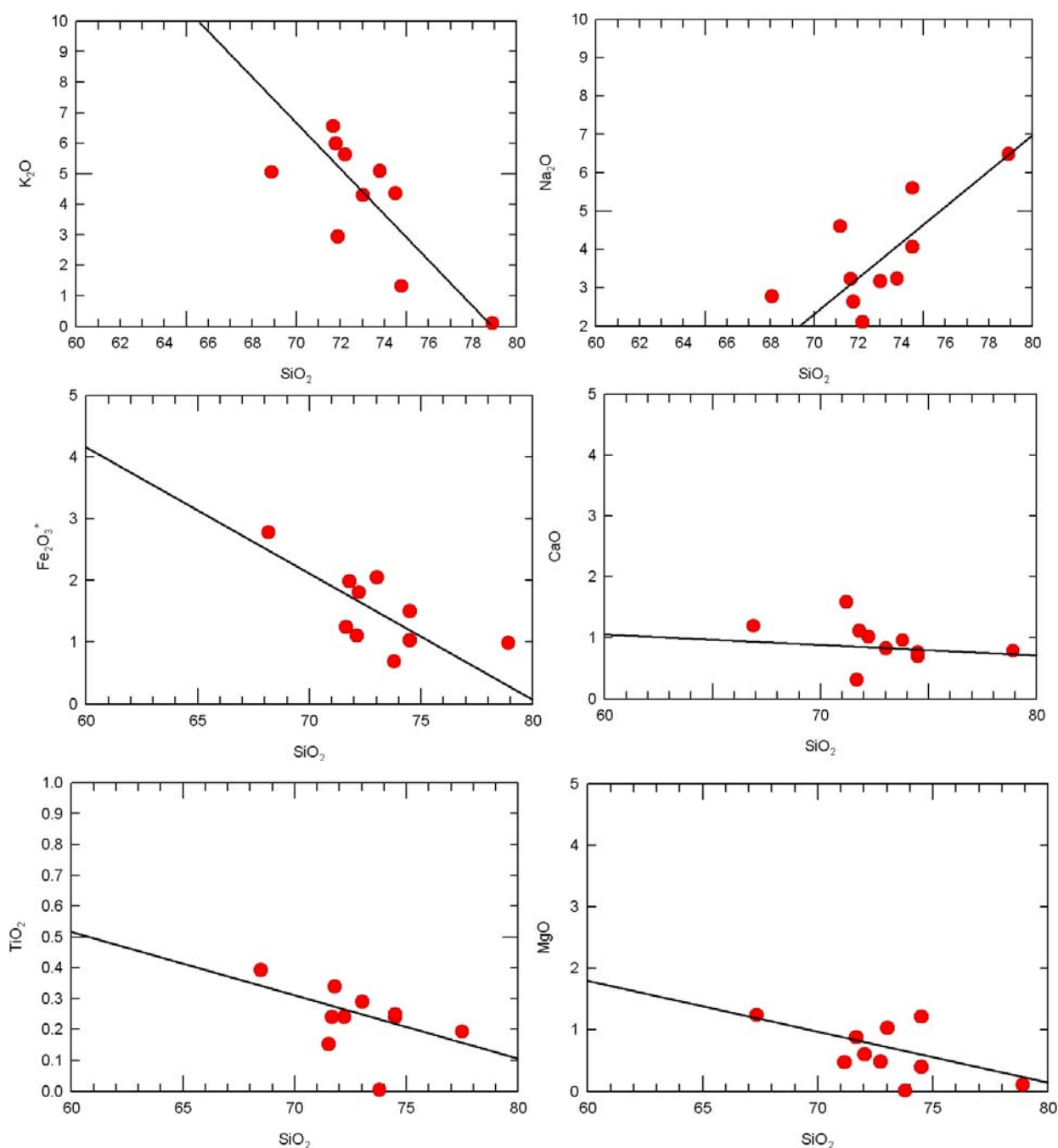
در شکل ۱۹ نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۱۹-الف)، میانگین پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985) (شکل ۱۹-ب)، پوسته زیرین (Weaver and Tarney, 1984) (شکل ۱۹-ج) و پوسته بالایی (Taylor and McLennan, 1981) (شکل ۱۹-د) به‌هنگار شده‌اند.

بررسی رفتار اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس

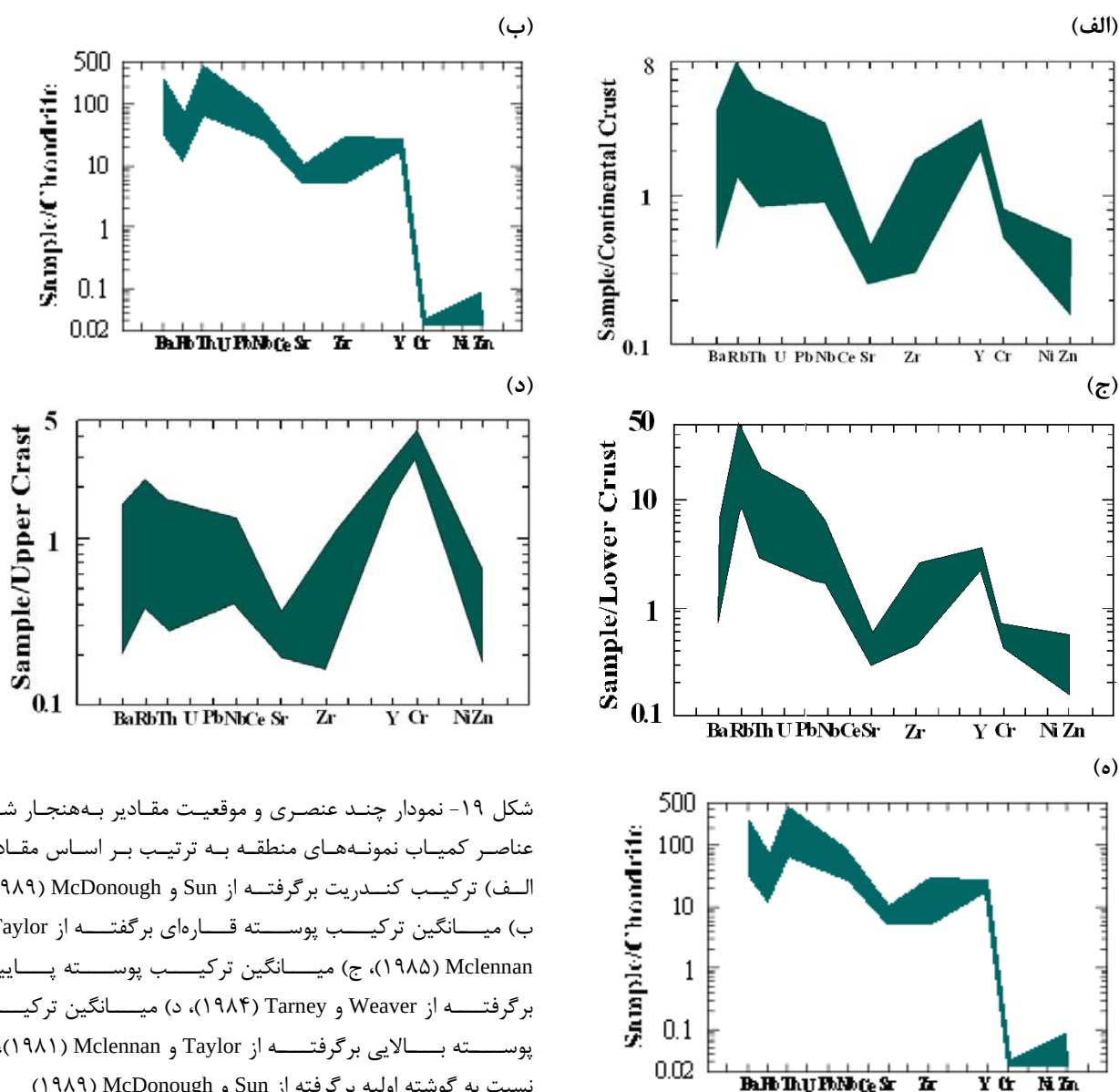
با استفاده از ترسیم نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس فرایندهای تفریق و اختلاط ماگمایی را می‌توان بررسی کرد. تغییراتی که در میزان عناصر اصلی حین تفریق ماگما رخ می‌دهد شامل افزایش در میزان Na_2O ، K_2O و SiO_2 و کاهش در میزان فراوانی MgO ، CaO ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و FeO است. بررسی نمودارهای هارکر نشان دهنده روند عادی و طبیعی در میزان اکسیدهای Na_2O ، CaO ، MgO ، Al_2O_3 و TiO_2 کل در حین تفریق است اما بر خلاف انتظار K_2O روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۱۸). به‌طور کلی گفته می‌شود کاهش میزان Al_2O_3 و CaO بیانگر تبلور فلدسپارها و تبلور کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت دلیلی بر روند نزولی عناصری مانند MgO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و MnO در برابر سیلیس است. دلیل صعودی بودن روند Na_2O در برابر سیلیس

غنی‌شدگی کمتری دارند شد. فقیر بودن نمونه‌های سنگی از عناصر HFS و شیب منفی روندها از نشانه‌های ماهیت کالک‌آلکان بودن ماگمای سازنده گرانیتوئیدهای مورد مطالعه است.

در یک نگاه با توجه به شکل‌های ترسیمی می‌توان متوجه غنی‌شدگی بیشتر عناصر با شعاع یونی بالا و قدرت میدان پایین (LILE) نسبت به عناصر با محدوده قدرت بالا (HFSE) که



شکل ۱۸- نمودارهای دو متغیره تغییرات عناصر اصلی گرانیتوئیدهای اچستان در برابر سیلیس که بیانگر فرایندهای تفریق مذاب- بلور است.



شکل ۱۹- نمودار چند عنصری و موقعیت مقادیر به‌هنجار شده عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه به ترتیب بر اساس مقادیر: (الف) ترکیب کندریت برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹)، (ب) میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای برگرفته از Taylor و McLennan (۱۹۸۵)، (ج) میانگین ترکیب پوسته پایینی برگرفته از Weaver و Tarney (۱۹۸۴)، (د) میانگین ترکیب پوسته بالایی برگرفته از Taylor و McLennan (۱۹۸۱)، (ه) نسبت به گوشته اولیه برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹)

همان گونه که مشخص است نمونه‌های مورد مطالعه بیشترین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی را در شکل ۱۹- الف (به‌هنجار شده نسبت کندریت) نشان می‌دهند که دامنه تغییرات آن از ۰/۰۲ تا ۵۰۰ ppm است. نموداری که در آن نمونه‌ها نسبت به پوسته بالایی به‌هنجار شده‌اند (شکل ۱۹- د) کم‌ترین میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی را نشان می‌دهد (بین ۰/۱ تا ۵ ppm) که بر نزدیکی ترکیب نمونه‌ها به ترکیب پوسته بالایی و منشأ گرانیتوئیدهای اچستان دلالت دارد. همچنین آنومالی

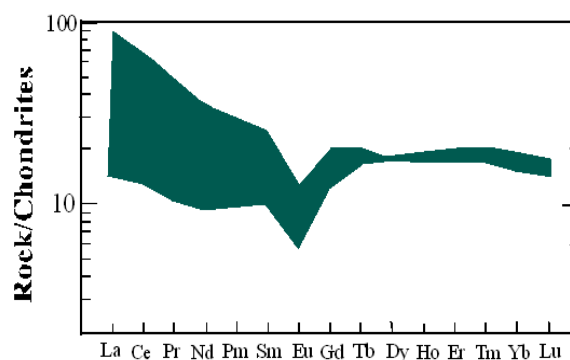
همان گونه که در شکل ۱۹ مشاهده می‌شود عناصر Sr و Ba در نمودارهای چند عنصری دارای آنومالی منفی بوده که تبلور کانی‌های پتاسیم‌دار به‌ویژه فلدسپار آلکالن برای عناصر Ba و نیز تبلور کانی‌های کلسیم و پتاسیم‌دار به‌ویژه پلاژیوکلاز برای Sr می‌تواند دلیلی بر آنومالی منفی این عناصر باشد. هرچند که این دو عنصر جزو عناصر متحرک محسوب می‌شوند و شاید این صفت یکی دیگر از دلایل آنومالی منفی آن‌ها باشد. در نگاه کلی، در بین چهار نمودار عنکبوتی ترسیم شده

جایگاه تکتونیکی

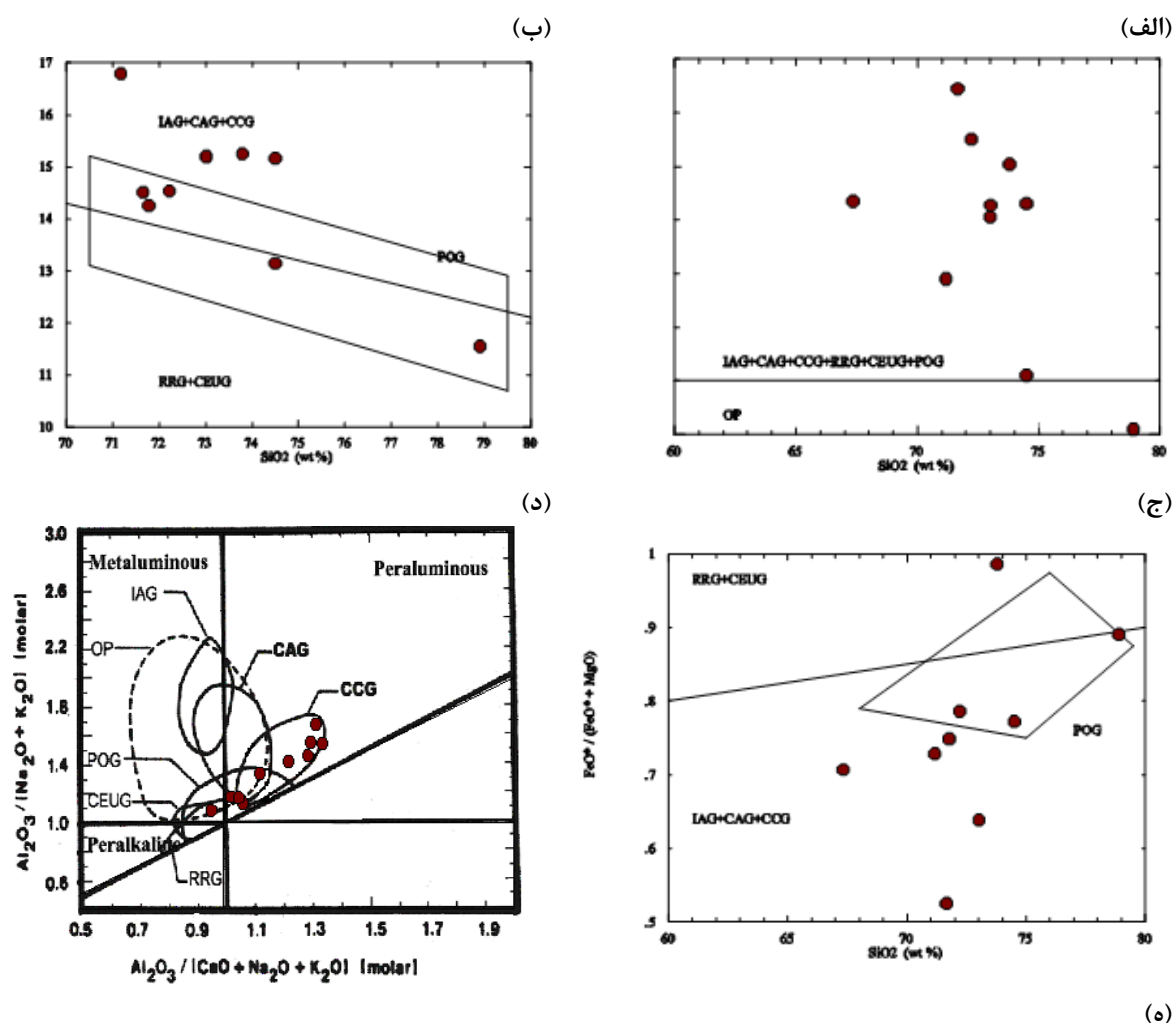
با تصویر کردن داده‌های حاصل از آنالیز شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای مختلف ژئوتکتونیکی سعی شد تا حد امکان جایگاه تکتونیکی این گرانیتوئیدها مشخص شود. از اولین نمودارهای مورد استفاده، نمودار K_2O در برابر سیلیس است (Maniar and Piccoli, 1989) که به صورت درصد وزنی است. با استفاده از این نمودار می‌توان پلاژیوگرانیت‌ها (OP) را از سایر گرانیتوئیدها جدا کرد. همان‌گونه که در (شکل ۲۲-الف) ملاحظه می‌شود به جز یک نمونه، بیشتر نمونه‌ها در محدوده $CCG+ RRG+ IAG+ CAG+ POG+ CEUG$ قرار گرفته‌اند. بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نیز بیانگر نبود افیولیت و پلاژیوگرانیت‌های وابسته به آن در منطقه است. در مراحل بعدی برای تمایز بین گروه‌های $CCG+ RRG+ IAG+ CAG+ POG+ CEUG$ از نمودارهای درصد وزنی Al_2O_3 در برابر سیلیس و نیز FeO^t/FeO^t+MgO در برابر سیلیس از Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) استفاده شد. با توجه به نمودارهای مذکور بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو ترکیبی گروه $(CCG+ IAG+ CAG+ POG)$ و (گرانیتوئیدهای کوه‌زایی) تصویر شده‌اند (شکل‌های ۲۲-ب و ۲۲-ج). برای آگاهی دقیق از جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای اچستان از نمودار مولی نسبت مقیادیر $Al_2O_3/Na_2O+CaO+K_2O$ در برابر Al_2O_3/Na_2O+K_2O (Maniar and Piccoli, 1989)، (شکل ۲۲-د) و نمودار R_2-R_1 (Batchelor and Bowden, 1985) (شکل ۲۲-ه) استفاده شد. همان‌طوری که در شکل مذکور مشاهده می‌شود غالب نمونه‌های سنگی مربوط به منطقه مورد مطالعه در محدوده CCG واقع شده‌اند که در واقع همان گرانیت‌های زون برخورد قاره‌ای و هم‌زمان با برخورد حاصل از برخورد قاره به قاره هستند.

مثبت کروم و نیکل از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S است (Raymond, 2002). همان‌طوری که در شکل ۲۰ مشخص است، نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سبک و سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی در LREE بیشتر به نظر می‌رسد که می‌تواند به دلیل تفریق زیرکن باشد (Rollinson, 1993). حضور ماگما در مراحل اولیه ذوب‌بخشی یا مراحل آخر تبلور تفریقی در مذاب این سنگ‌ها از دیگر دلایل غنی‌شدگی LREE می‌تواند باشد. از کانی‌های حاضر در گرانیت‌ها، تورمالین‌ها عامل غنی‌شدگی LREE است.

آنومالی Eu در نمودار ترسیم شده به وضوح مشخص است. مقدار Eu به طور اساسی توسط فلدسپارها (به‌ویژه در ماگمای گرانیتی) کنترل می‌شود. در ماگمای گرانیتی Eu^{+2} با پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن سازگار است، به‌طوری که تفریق آن‌ها از مذاب گرانیتی یا بر جای ماندن آن‌ها در منشأ، موجب تشکیل آنومالی منفی Eu خواهد شد (Rollinson, 1993; Henderson, 1984). البته باید نقش فوگاسیته اکسیژن در آنومالی Eu را نیز در نظر گرفت.



شکل ۲۰- نمودار به‌هنگار شده نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نسبت به کندریت (مقادیر ارائه شده توسط Sun و McDonough (۱۹۸۹))



شکل ۲۲- تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه : الف) نمودار درصد وزنی K_2O در برابر سیلیس از Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) برای تفکیک پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP) از سایر گرانیت‌های منطقه، ب) در نمودار Al_2O_3 در برابر سیلیس از Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کوهزایی (IAG+ CAG+ CCG) و POG تصویر شده‌اند، ج) در نمودار $FeO^*/(FeO+MgO)$ در برابر سیلیس از Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) بیشتر نمونه‌ها در POG و در (IAG+ CAG+ CCG) تصویر شده‌اند، د) بر اساس نمودار مولی A/CNK در برابر A/NK از Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) اغلب گرانیت‌های اچستان از نوع هم‌زمان با برخورد هستند، ه) بر اساس نمودار کاتیونی $R2-R1$ از Bowden و Batchelor (۱۹۸۵) گرانیتوئیدها بیشتر از نوع هم‌زمان با برخورد هستند.

آقانباتی (۱۳۸۵) معتقد است که عامل تشکیل برخی از توده‌های گرانیتوئیدی واقع در زون سنندج-سیرجان حاصل برخورد دو صفحه عربی با صفحه ایران است و Sheikholeslami و همکاران (۲۰۰۸) زمان بسته شدن تئیس جوان و برخورد دو قاره را مزوزوییک بالایی-سنوزوییک (کرتاسه بالایی-پالئوسن) می‌دانند. بنابراین، از آنجایی که گرانیتوئیدهای منطقه از نوع هم‌زمان با برخورد واقع در زون سنندج-سیرجان هستند می‌توان تشکیل آن‌ها را به طریق ذکر شده عنوان کرد.

علاوه بر شواهد ژئوشیمیایی، شواهد پتروگرافی و صحرایی نیز به حضور فشاری جهت‌دار قبل از سخت شدن کامل گرانیتوئیدها و وقوع رخداد میلونیت‌زاسیون اشاره دارد. بررسی میزان آلومینیم موجود در گرانیتوئیدها و ارتباط میزان آن‌ها (آلومینیم) با محیط تکتونیکی نیز نشانی از محیط برخورد است. بررسی‌ها نشان می‌دهند انواع گرانیتوئیدها از لحاظ میزان آلومینیم موجود در آن‌ها که شامل گروه‌های فوق آلومینیم، متاآلومینیم و فوق‌آلکال هستند در محیط‌های تکتونیکی مختلفی ایجاد می‌شوند، به‌طوری که گرانیت‌های فوق آلومینیم در مناطق برخورد قاره‌ای، گرانیتوئیدهای متاآلومینیم با مناطق برخورد اقیانوس-قاره یا اقیانوس-اقیانوس و فوق‌آلکال با مناطق کششی پوسته‌ای مرتبط هستند (Clark, 1992). با استفاده از نمودار Chappell و White (۱۹۹۲)، نیز معتقدند که گرانیت‌های نوع S از نوع پراآلومین بوده، در زون برخورد قاره‌ای دیده می‌شوند و منشأ آن‌ها در نتیجه ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای است. همچنین، وجود چنین گرانیتوئیدهایی با این ویژگی‌ها، با گرانیتوئیدهای نوع MPG (گرانیتوئیدهای پراآلومین مسکوویت‌دار Barbarin (۱۹۹۹) برابری می‌کند.

همان‌گونه که در شکل ۲۲-د ملاحظه می‌شود گرانیتوئیدهای اچستان از نوع پراآلومینوس بوده، بر اساس نظر Clark (۱۹۹۲) و Chappell و White (۱۹۹۲) محیط تکتونیکی آن از نوع برخورد قاره به قاره (CCG) است.

شایان ذکر است که موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای اطراف منطقه مورد مطالعه (گرانیتوئیدهای سعیدآباد و اسفاجرد) نیز با موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای اچستان مطابقت داشته و از نوع برخورد قاره به قاره (CCG) هستند (Sharifi et al., 2007).

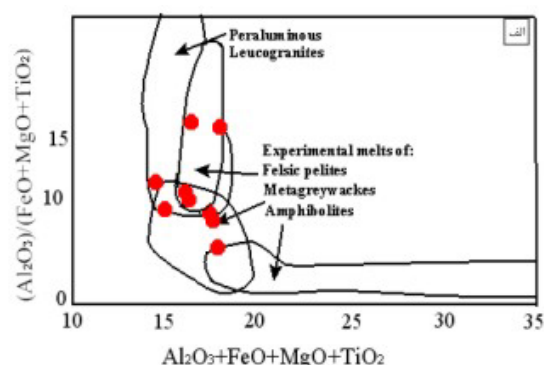
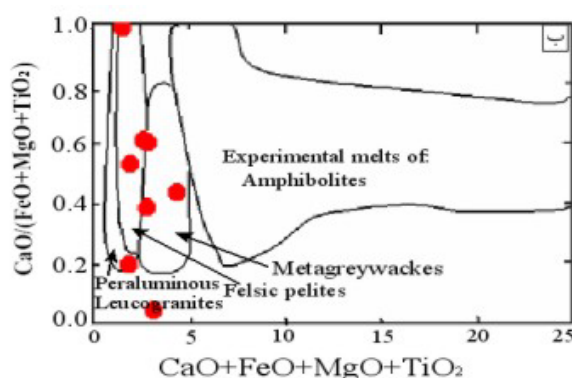
پتروژنز

گرانیتوئیدهای نوع S حاصل ذوب بخشی رسوبات پوسته‌ای هستند. برای تعیین سنگ منشأ مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی، Patino Douce (۱۹۹۹) نمودارهایی ارائه کرده است که محدوده‌های موجود در این نمودارها شامل پلیت‌های فلسیکی، متاگریوک‌ها و آمفیبولیت‌ها هستند که گرانیت‌ها می‌توانند از ذوب‌بخشی آن‌ها حاصل شوند. همان‌طوری که در نمودارهای شکل ۲۳ مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده لویکوگرانیت‌ها و مذاب‌های حاصل از پلیت‌های فلسیکی تصویر شده‌اند.

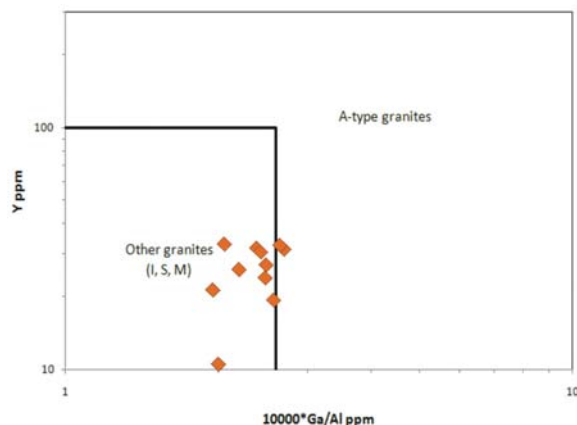
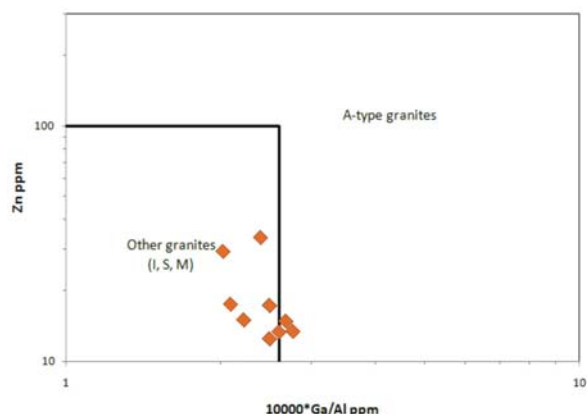
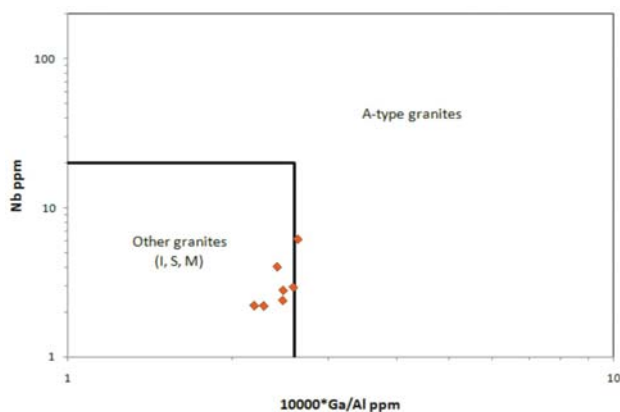
Sylvester (۱۹۹۸) معتقد است که نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در مذاب‌های گرانیتی مشتق شده از سنگ‌های پلیتی که غنی از رس و فقیر از پلاژیوکلاز (کمتر از ۵ درصد) هستند نسبت به سنگ‌های نشات گرفته از سنگ‌های پسامیتی (گریوک‌ها) که فقیر از رس و غنی از پلاژیوکلاز (بیشتر از ۲۵ درصد) هستند متفاوت هستند. این نسبت در مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی کمتر از ۰/۳ و در مذاب‌های مشتق

HFSE مثل Nb، Y و Zn ترسیم شده برای تفکیک گرانیت‌های تیپ A از سایر گرانیت‌ها (S و I) هستند (شکل ۲۴). در این نمودارها نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس عناصر Nb، Y و Zn تصویر شده‌اند و A-type نبودن آن‌ها محرز می‌شود.

شده از سنگ‌های گریوکی بیشتر از ۰/۳ است. با توجه به آنالیز داده‌ها که در جدول ۱ ارائه شده و همچنین محل قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در نمودار شکل ۲۳، نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در این سنگ‌ها کمتر از ۰/۳ است. نمودارهای ارائه شده توسط Whalen و همکاران (۱۹۸۷) که برحسب برخی اکسیدها و نیز عناصر



شکل ۲۳- نمودارهای تشخیص سنگ منشأ سنگ‌های حاصل از ذوب بخشی از Patino Douce (۱۹۹۹). بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار در قلمرو لوکوگرانیت‌ها و در واقع در محدوده سنگ‌های حاصل از ذوب بخشی پلیت‌های فلسیکی واقع شده‌اند.



شکل ۲۴- نمودارهای $10000 \text{ Ga}/\text{Al}$ برحسب عناصر HFSE که بیشتر نمونه‌ها در محدوده S و I قرار گرفته‌اند (Whalen et al., 1987)

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند که توده گرانیتوئیدی اچستان دارای ترکیب سنگ‌شناسی آلکالی‌فلدسپار گرانیت، گرانیت و به‌طور محدود گرانودیوریت بوده که بر اساس درصد کانی‌های فرومنیزین، در رده لویکوگرانیت‌ها قرار می‌گیرند. در بخش‌هایی، این سنگ‌ها حالت برگوارگی و فابریک‌های جهت‌دار نمایش می‌دهند که حاکی از متاثر شدن آن‌ها توسط حرکات برشی و میلونیتی است. شواهد ژئوشیمیایی و پترولوژی بر ماهیت کالک‌آلکالن و شدیداً پرآلومین بودن این سنگ‌ها دلالت دارد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از حمایت‌های تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان، راهنمایی‌های آقای دکتر شریفی و همچنین همکاری خانم دکتر الگا پارفنوا از دانشگاه دولتی مسکو در انجام آنالیزهای میکروپروب سپاسگزاری می‌کنند.

منابع

- آقاباتی، ع. (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم). انتشارات امیرکبیر، تهران.
- رشیدنژاد عمران، ن. (۱۳۸۱) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های متاولکانوسیدیمتری و پلوتونیک منطقه موله (جنوب دلیجان) با نگرشی ویژه به خاستگاه کانی سازی طلا. پایان‌نامه دکتري. دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- شریفی، م. (۱۳۸۶) بررسی ماگماتیسم آلکالن در شمال گلپایگان. پایان‌نامه دکتري، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- صبا، ع. ا. (۱۳۷۸) تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی هم‌زمان با دگرشکلی در شمال ورزنه (شمال خاور گلپایگان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- معین‌وزیری، ح. و احمدی، ع. (۱۳۸۰) پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین. دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Braud, J. and Bellon, H. (1974) Données nouvelles sur le domaine métamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan; nature, age et interpretation des series métamorphiques et des intrusions évolution structural. *Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris*.
- 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. (2001) Two contrasting Granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Chapplell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S- type granites in the Lachelan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.

- Clark, D. B. (1992) Granitoid rock. Chapman and Hall, London.
- Clarke, D. B. (1981) Peraluminous granites. *The Canadian Mineralogist* 19: 1-2.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An interduction to the rock-forming minerals. Longman, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1996) An Introduction to the Rook-forming mineral. John Wiley and Sons, New York.
- Feenstra, A. (1996) An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and f paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations. *Journal of Petrology* 37: 201-233.
- Frost, B. R. and Frost, C. D. (2008) A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 49: 1955-1969.
- 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.
- Henderson, P. (1984) Raer earth element geochemistry. Elsevier Science Publishers.
- Hibbard, M. J. (1995) Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, New Jersey.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- London, D. and Manning, D. (1995) Chemical variation and Significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 90: 495-519.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, *Journal of Geological Society of American* 101: 635-642.
- Middlemost, E. A. K. (1987) Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology. Longman, London.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J. and Dollase, W. A (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *The Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Moghazi, A. M., Hhassanen, M. A., Mohamed, F. M. and Ali, S. (2004) Late Neoproterozoic strongly peraluminous leucogranite, South Eastren Desert, Egypt-petrogenesis and geodynamic significance. *Mineralogy and Petrology* 81: 19-41.
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B. S. (2006) Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, western Iran: A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen. *Economic Geology* 101: 1497-1524.
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about therelative contributions of crust and mantle to the origins of graniticmagmas? 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.
- Rashidnejad Omran, N. (2002) Petrology and geochemistry of the volcano-sedimentary and plutonic rocks of the south of the Delijan, concentration on gold mineralization. Unpublished doctoral dissertation, Tarbiat Moddares University, Tehran, Iran.
- Raymond, L. A. (2002) Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks. 2nd edition, McGraw-Hill Companies, Inc., New York.
- Rollinson, H. (1993) Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.

- Sharifi, M., Safaei, H., Noorbehsht, I. and Ahmadian, J. (2007) Classification of granitoids from the Golpaayegan area on the basis of the tectonic setting. *Journal of Applied Sciences* 7(22): 3420-3430.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Hashem Emami, M. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 31: 504-521.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classificathon, textures, microstructures and mineral preferred-orientathons*. Chapman and Hall, London.
- Streckeisen, A. L. and LeMaitre, R. W. (1979) A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch for Mineralogie Abhandlungen* 136: 169-206.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special publication 42: 313-345.
- Sylvester, P. J. (1998) Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rock. *Philosophical Transaction Royal Society A* 301: 381-399.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Thiele, O., Alavi-Naini, M., Assefi, R., Hushmand-Zadeh, A., Seyed-Emami, K. and Zahedi, M. (1968) Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map 1:250000, Geological quadrangle N. E7. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Tingyu, C., Guiying, S., Yupeng, Y. and Huilan, C. (1995) Peraluminous granites of East Tethys and their implication in Gondwana dispersion and Asian accretion. *Journal of Asian Earth Sciences* 11: 243-251.
- Trumbull, R. B. and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology* 153: 125-137.
- Vernon, R., H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Weaver B. and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-577.
- Webber, K., Simmons, W., Falster, A. and Foord, E. (1999) Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego Country, California. *American Mineralogist* 84: 708-717.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wilde, S., Li, X., Liu, X., Long, X., Xia, X., Ye, K. and Li, J. (2009) Garnet-bearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH zone. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 98: 1489-1510.
- Zane, A. and Rizzo, G. (1999) The compositional space of muscovite in granitic rocks. *The Canadian Mineralogist* 37: 1229-1238.

Petrology and mineral chemistry of Ochestan granitoids (south of Mahallat, Markazi province)

Seyed Mohsen Tabatabaieianesh *, Akram sadat Mirlohi and Mehri Movahedi

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Ochestan granitoids are located 60 Km South of Mahallat in Markazi province and in Sanandaj-Sirjan zone. Based on petrographic studies, these rocks are alkali feldspar-granite, granite (syenogranite and monzogranite) and granodiorite. Alkali feldspar (orthoclase and microcline), plagioclase (albite and oligoclase), quartz and muscovite are present as the major minerals and tourmaline, biotite, zircon, garnet, apatite, opaque minerals, rutile and chlorite as the secondary ones. Foliation is found in many parts of the pluton indicating mylonitization process. Geochemical studies show sub-alkaline (calc-alkaline), peraluminous and S-Type for the granitoid studied. According to spider diagrams, upper crust is considered as the magma source, and syncollision as the geotectonic setting. Partial melting of metapelites can be assumed as a source of magma generation in regard to the type of granitoids, geochemical data and metamorphic rocks exposing in this area.

Key words: Petrography, Petrology, Granitoid, Sanandaj-Sirjan zone, Ochestan, Markazi province

* tabataba@sci.ui.ac.ir