

ژئوشیمی، پتروژنز و محیط زمین ساختی گرانیتوئید گیسور - شرق گناباد

عبدالصمد پورمحمد^۱، احمد احمدی خلجی^۲، مسعود همام^۳، زهرا طهماسبی^۴ و محمد ابراهیمی^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۲۴

چکیده

منطقه گیسور در شرق شهرستان گناباد قرار دارد و بخشی از شمال بلوک لوت محسوب می شود. سنگ های این منطقه شامل سنگ های گرانیتوئیدی و مجموعه دگرگونی دمای بالا - فشار پایین هستند. سنگ های گرانیتوئیدی از سه واحد گرانودیوریت، آنکلاو (دگرگونی و آذرین) و میکروگرانیت تشکیل شده اند. این سنگ ها در سری کالک آلکالن پتاسیم دار متوسط تا بالا قرار می گیرند و به طور ضعیفی پرآلومینوس و از نوع گرانیت I دمای پایین اند. الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت، غنی شدگی کمتر عناصر ناسازگار و آنومالی منفی منحصر به فرد نسبت به سایر عناصر در Ba، Ta، Nb، Sr، P، Ti و اما غنی شدگی قوی را در K، Rb و Th نشان می دهد. این الگوها در نمونه های گرانودیوریت، آنکلاو میکروگرانولار مافیک و تا حدودی میکروگرانیت با هم هماهنگی فوق العاده ای نشان می دهند. به علاوه، این نمونه ها چنین هماهنگی را با ترکیب متوسط پوسته بالایی، میانی و گری و ک ها دارند. آنومالی مثبت در Rb، Th، Sm و آنومالی منفی در Ba به طور برجسته ای مشخص کننده ترکیب پوسته ای است. بر پایه ادغام این الگوها با الگوی عناصر کمیاب پوسته بالایی و گری و ک ها و انطباق با کارهای آزمایشگاهی انجام یافته، گرانیتوئیدهای گیسور دارای منشأ بارز پوسته ای هستند. دمای تشکیل براساس دمای اشباع زیرین $748-790^{\circ}\text{C}$ برآورد شده است. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با داشتن ویژگی هایی از قبیل اشکال گرد شده و تخم مرغی و هاله اختلاطی در اطراف آنها، بافت دانه ریز، چشم های کوارتزی و پلاژیوکلازی، دارای بیوتیت تیغه ای و آپاتیت سوزنی، فازهای اکسیدی در بیوتیت و وجود روند سهمی شکل (هیبربولیک) بین آنکلاو و گرانودیوریت میزبان به همراه مطالعات ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب، فرآیندهای اختلاط/ آمیختگی (ذوب بخشی) را برای آنها نشان می دهد. الگوی عناصر کمیاب نشان دهنده ارتباط نمونه های گرانیتوئیدی گیسور با سیستم فرورانش است. تجزیه و تحلیل داده های آن براساس نسبت های لگاریتمی، محیط برخوردی را نشان می دهد و نمودارهای متمایز کننده تکنونیک - شیمیایی نیز محیط همزمان تا پس از برخورد را پیشنهاد می دهند که در ارتباط با برخورد بلوک افغان با بلوک لوت تفسیر می شود.

کلیدواژه ها: گرانودیوریت، میکروگرانیت، آنکلاو، منشأ پوسته ای، گیسور.

* نویسنده مسئول: احمد احمدی خلجی

E-mail: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

۱- پیش نوشتار

به صورت توده های بیضوی شکل هستند (شکل ۱). از جمله مطالعات انجام شده در این منطقه، مطالعات شرکت فرانسوی (B. R. G. M. (1992) است که ضمن مطالعات ژئوشیمیایی عناصر، بر روی زیرکن های موجود در گرانیت های گیسور با استفاده از روش U-Pb اقدام به سن سنجی نموده است. در محدوده نقشه های زمین شناسی نوده و گناباد (قائم، ۱۳۸۹؛ فوله، ۱۳۸۳)، کریم پور و همکاران (۱۳۸۸) نیز اقدام به سن سنجی توده های مونزونیتهی نجم آباد (۳۹/۹ میلیون سال) با استفاده از روش U-Pb زیرکن ها نموده اند. هامونی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی توده های گرانیتوئیدی رودگز پرداخته اند و با استفاده از نسبت های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (۰/۷۰۹۱۳۱) و نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه (۰/۵۱۲۰۹۵) نتیجه گرفته اند که ماگمای این گرانیتوئیدها از پوسته قاره ای منشأ گرفته است.

بر روی توده های گرانیتوئیدی گیسور مطالعات دقیق و منسجمی صورت نگرفته است و شناخت این توده و موقعیت تکنونوماگمایی آن کمک شایانی به شناخت ماگماتیسیم شمال بلوک لوت خواهد نمود. لذا در این پژوهش به بررسی ویژگی های صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی، پتروژنز و محیط زمین ساختی گرانیتوئیدهای گیسور پرداخته شده است.

۲- مواد و روش ها

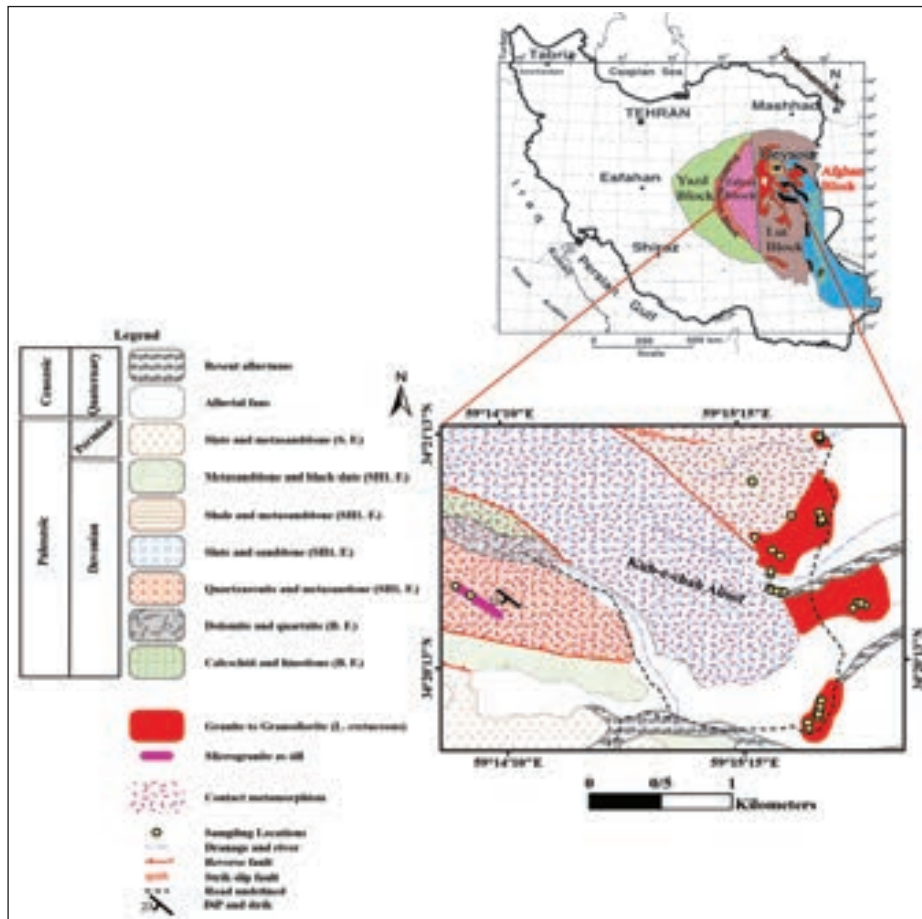
در راستای مطالعه واحدهای سنگی توده گرانیتوئیدی گیسور در ۵۷ ایستگاه نمونه برداری شد که ضمن مطالعه روابط صحرایی و سنگ شناسی از نمونه های برداشت شده تعداد ۵۲ مقطع نازک تهیه و در مطالعات سنگ نگاری استفاده شد. از میان نمونه های دستی برداشت شده تعداد ۱۶ نمونه (شامل ۱۰ نمونه گرانودیوریت،

در ارتباط با نحوه فعالیت های تکنونوماگمایی بلوک لوت نظریات گوناگونی ارائه شده است. برخی از محققین تأثیر زون فرورانش را رد کرده اند و این فعالیت ها را در ارتباط با رژیم تکنونیک کشتی نسبت داده اند (Nabavi, 1976; Samani and Ashtari, 1992). اما (Sacani et al. (2010) کمپلکس افیولیتی شرق ایران را که بین بلوک های قاره ای لوت و افغان قرار دارد بررسی نمودند و براساس داده های ژئوشیمیایی و فرآیندهای پتروژنز بر روی کمپلکس افیولیتی نهندان، نتیجه گیری کردند که فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نقش اساسی را بازی کرده است و به زیر بلوک افغان رفته است. از طرف دیگر (Eftekharijad (1981 براساس ویژگی های روسبگذاری، ماگماتیسیم، دگرگونی و دگرشکلی، پیشنهاد می کند که ماگماتیسیم در شمال منطقه لوت نتیجه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر بلوک لوت است. به علاوه (Berberian (1983 نشان داد که سنگ های آذرین در این بلوک کالک آلکالن هستند. اما به تازگی در پژوهش های انجام شده براساس داده های جدید عناصر کمیاب و ژئوشیمی ایزوتوپی گرانیتوئیدهای بلوک لوت و شواهد ساختاری، فرورانش دو سویه نامتقارن به زیر هر دو بلوک لوت و افغان با سرعت های متفاوت پوسته اقیانوسی در نظر گرفته شده است (Arjmandzadeh et al., 2011).

توده گرانیتوئیدی گیسور در ۵۸ کیلومتری شرق شهرستان گناباد قرار دارد و بخشی از ناحیه شمالی پهنه ساختاری بلوک لوت به شمار می آید (Nabavi, 1976). این محدوده قسمتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نوده (قائم، ۱۳۸۹) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد (فوله، ۱۳۸۳) به مختصات طول جغرافیایی $34^{\circ} 16' 00''$ تا $34^{\circ} 14' 00''$ شرقی و عرض جغرافیایی $50^{\circ} 19' 15''$ تا $34^{\circ} 21' 15''$ شمالی است (شکل ۱). توده های گرانیتوئیدی گیسور در راستای شمال شرقی - جنوب غربی قرار دارند و

ژئوشیمیایی خام با استفاده از نرم‌افزار IgRoCs (Verma et al., 2013) انجام شد. مجموع نتایج تجزیه شیمی مرتبط با این توده نفوذی در جدول ۱ ارائه شده است. پس از انجام تصحیحات لازم، نتایج تجزیه شیمی به کمک نرم‌افزارهای GCDKit (Janoušek et al., 2006) و CGDK (Qiu et al., 2013) پردازش شدند و مبنای تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

۴ نمونه آنکلاو و ۲ نمونه میکروگرانیت) برای مطالعات ژئوشیمیایی انتخاب و پس از خردایش برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ACME ونکوور کانادا فرستاده شدند و عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS تجزیه شده‌اند. تصحیحات لازم مانند حذف L.O.I. و تصحیح مقادیر اکسیدهای آهن (Middlemost, 1989) بر روی داده‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی نوده قائمی، (۱۳۸۹) با کمی تغییرات. علائم استفاده شده در راهنمای نقشه شامل: B.F.=سازند بهرام، SH1.F.=سازند شیشو ۱، و S.F.=سازند سردر است.

جدول ۱- نتایج آنالیز ICP-MS نمونه‌های منطقه گیسور. مقادیر داده‌های اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد وزنی (wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب قسمت در میلیون (ppm) است. آهن دو و سه براساس روش (Middlemost (1989) محاسبه شده‌اند.

sample	Granites										Enclaves				Microgranites	
	GG1	GG5	GG9	GG17	GG26	GG33	GG39	GG41	GG2/2	GG22/2	GG8	GG10	GG2/1	GG22/1	CH1-7	CH1-9
SiO ₂	68.72	71.02	70.33	70.66	69.58	71.22	71.12	70.16	70.51	71.06	65.19	67.85	68.67	69.62	68.30	68.24
TiO ₂	0.45	0.32	0.30	0.30	0.29	0.30	0.30	0.28	0.31	0.33	0.60	0.47	0.40	0.34	0.41	0.39
Al ₂ O ₃	16.08	15.18	15.61	15.26	16.06	15.27	15.30	15.94	15.62	15.40	16.90	16.28	16.17	15.79	16.08	15.99
Fe ₂ O ₃	1.03	0.85	0.80	0.87	0.90	0.79	0.83	0.82	0.85	0.88	1.32	1.10	0.86	0.88	0.83	0.88
FeO	2.58	1.69	1.60	1.74	1.79	1.58	1.65	1.63	1.71	1.77	3.31	2.74	2.14	1.77	2.07	2.21
MnO	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.09	0.08	0.06	0.05	0.05	0.06
MgO	1.67	1.15	1.01	0.98	0.94	1.05	1.05	0.93	1.04	1.16	2.05	1.67	1.31	1.31	1.88	1.80
CaO	3.40	1.96	2.13	1.79	2.10	1.62	1.73	2.35	1.90	1.52	3.72	3.46	2.49	2.19	3.30	3.24
Na ₂ O	3.97	3.31	3.36	3.12	3.53	3.40	3.29	3.75	3.15	3.89	4.09	4.22	3.57	3.21	3.78	3.74
K ₂ O	1.75	4.26	4.55	5.02	4.52	4.39	4.48	3.89	4.63	3.69	2.21	1.85	4.06	4.62	3.17	3.31
P ₂ O ₅	0.27	0.21	0.24	0.21	0.22	0.31	0.21	0.19	0.22	0.24	0.53	0.29	0.28	0.24	0.13	0.13
SUM	99.99	100	99.98	100	99.99	99.98	100.01	99.99	99.99	100	100.01	100.01	100.01	99.99	100	99.99

	Granites										Enclaves				Microgranites	
Q_NORM	28.41	29.30	27.12	27.67	25.46	29.63	29.31	26.71	28.56	29.07	21.52	25.58	24.66	26.29	23.51	23.28
Or_NORM	10.36	25.17	26.91	29.69	26.74	25.96	26.47	22.98	27.38	21.83	13.04	10.91	23.97	27.32	18.75	19.57
Ab_NORM	33.55	27.97	28.42	26.37	29.87	28.78	27.80	31.71	26.65	32.89	34.61	35.70	30.18	27.14	32.01	31.64
An_NORM	15.16	8.32	9.01	7.47	8.96	5.98	7.19	10.40	7.97	5.93	14.99	15.23	10.54	9.46	15.48	15.21
C_NORM	2.11	2.08	1.86	1.95	2.07	2.73	2.41	1.76	2.50	2.83	2.28	1.76	2.05	2.04	0.75	0.69
HyM_NORM	4.16	2.85	2.52	2.45	2.35	2.62	2.62	2.32	2.58	2.89	5.12	4.17	3.27	3.27	4.69	4.49
HyF_NORM	3.28	1.97	1.87	2.07	2.18	1.85	1.94	1.95	2.01	2.09	4.16	3.50	2.69	2.06	2.53	2.80
Mt_NORM	1.50	1.23	1.16	1.26	1.30	1.15	1.20	1.18	1.24	1.28	1.92	1.59	1.24	1.28	1.20	1.28
Il_NORM	0.85	0.62	0.58	0.58	0.56	0.58	0.58	0.54	0.60	0.62	1.13	0.89	0.75	0.64	0.77	0.74
Ap_NORM	0.61	0.49	0.56	0.49	0.52	0.73	0.49	0.45	0.52	0.57	1.22	0.68	0.64	0.50	0.31	0.31
SUM_NORM	100	100	100.01	100	100.01	100.01	100.01	100	100.01	100	99.99	100.01	99.99	100	100	100.01
La	53.1	52.8	49.3	50.8	55.2	44.1	49.9	50.6	51.3	51.8	101.6	56.6	61.2	46.3	36.3	35.8
Ce	88.3	90.2	81.5	86.1	91.2	75.6	83.1	86.3	87.7	87.8	175.4	95.4	103.3	78.0	61.6	61.4
Pr	9.27	9.10	8.38	8.65	9.27	7.78	8.51	8.65	8.75	8.72	17.67	9.65	10.23	7.99	6.32	6.21
Nd	31.1	30.9	27.7	28.4	30.6	25.9	28.5	28.5	29.0	28.8	59.6	31.5	33.3	26.5	22.1	20.9
Sm	5.47	4.81	4.60	4.57	4.67	4.29	4.54	4.54	4.58	4.76	10.32	5.38	5.41	4.43	3.05	3.07
Eu	0.75	0.94	0.91	0.96	1.05	0.86	0.94	0.95	0.87	0.82	0.96	0.68	0.80	1.00	0.90	0.87
Gd	4.31	3.55	3.37	3.36	3.45	3.21	3.26	3.47	3.44	3.42	8.34	4.16	4.25	3.13	2.15	2.01
Tb	0.62	0.46	0.43	0.41	0.42	0.43	0.42	0.44	0.43	0.45	1.18	0.59	0.58	0.40	0.25	0.25
Dy	3.10	2.31	2.25	2.10	2.13	2.17	2.09	2.16	2.19	2.36	6.22	2.97	2.68	2.08	1.35	1.26
Ho	0.58	0.38	0.39	0.35	0.38	0.37	0.35	0.38	0.35	0.40	1.11	0.54	0.52	0.36	0.24	0.22
Er	1.71	1.17	1.10	1.00	1.07	1.06	1.02	1.12	0.98	1.16	2.81	1.48	1.40	0.93	0.64	0.69
Tm	0.23	0.16	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.16	0.42	0.21	0.21	0.14	0.10	0.10
Yb	1.49	1.04	0.98	0.87	0.97	1.00	0.94	1.02	0.86	1.06	2.49	1.35	1.25	1.00	0.69	0.64
Lu	0.21	0.14	0.15	0.13	0.14	0.14	0.14	0.18	0.14	0.15	0.35	0.19	0.19	0.13	0.11	0.09
Ba	277	515	612	682	739	575	581	435	548	376	372	136	646	628	1204	1210
Be	5	6	11	8	2	8	21	14	3	11	2	15	8	6	2	5
Co	7.5	5.4	4.7	4.7	4.4	4.8	4.8	4.6	4.8	5.4	9.6	7.7	6.0	5.5	6.0	6.4
Ga	19.6	18.9	19.2	18.3	18.9	18.6	18.4	19.3	18.7	19.2	23.6	20.8	19.5	19.1	21.7	21.9
Hf	3.5	3.6	3.1	3.1	3.3	3.3	3.2	3.1	3.1	3.4	4.6	3.4	3.7	3.0	3.2	3.5
Nb	24.3	22.1	21.3	20.9	20.8	21.1	20.5	22.7	21.8	23.2	38.0	27.5	26.7	18.6	4.2	4.3
Ni	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	23	22
Rb	191.7	236.0	255.1	245.7	237.8	240.1	243.8	221.9	241.0	225.4	253.6	211.6	248.9	221.2	99.1	103.7
Sc	7	5	5	5	5	5	5	5	5	5	9	7	6	5	7	7
Sr	309.0	383.5	361.0	348.1	435.0	359.5	358.1	357.0	301.3	375.0	346.0	246.5	287.7	385.4	1402.3	1381.2
Ta	2.0	1.8	2.1	1.8	2.1	2.2	2.1	2.5	1.8	2.2	2.0	1.8	2.2	1.5	0.3	0.3
Th	20.9	25.8	23.3	22.3	24.7	20.2	22.5	23.7	22.9	24.5	32.6	21.9	25.7	19.5	13.2	12.4
U	4.0	3.9	3.5	3.2	4.0	3.7	3.6	3.8	3.9	3.5	5.7	3.7	5.1	2.4	3.3	3.8
V	50	27	27	26	24	23	26	27	28	31	73	54	37	31	57	55
Y	16.7	11.6	11.1	10.4	11.3	11.3	10.6	11.8	11.0	12.1	30.7	15.6	15.3	10.4	6.8	6.8
Zr	145.8	132.5	105.0	113.9	124.2	121.0	113.1	118.7	116.9	121.8	192.8	134.0	149.9	120.1	115.8	116.5
La _n /Yb _n	24.03	34.23	33.92	39.37	38.37	29.73	35.79	33.45	40.22	32.95	27.51	28.27	33.01	31.22	35.47	37.71
La _n /Sm _n	6.11	6.90	6.74	6.99	7.44	6.47	6.91	7.01	7.05	6.85	6.19	6.62	7.12	6.57	7.49	7.34
Gd _n /Yb _n	2.33	2.75	2.77	3.12	2.87	2.59	2.80	2.75	3.23	2.60	2.70	2.49	2.74	2.53	2.51	2.53
*Eu/Eu	0.472	0.6952	0.71	0.749	0.8	0.708	0.747	0.731	0.67	0.62	0.316	0.439	0.51	0.82	1.074	1.07
A/CNK (ASI)	1.10	1.12	1.09	1.10	1.11	1.15	1.14	1.09	1.14	1.17	1.06	1.07	1.09	1.11	1.03	1.02
Mg#	32.24	31.83	30.35	28.09	26.61	31.44	30.53	28.23	29.49	31.15	31.35	31.01	31.07	33.86	40.11	37.49

۳- زمین‌شناسی

دیده می‌شود. در درون این توده گرانیتوئیدی، دو نوع آنکلاو دگرگونی (بیوتیت شلیست) و آذرین (MME) براساس نظر (Didier and Barbarin 1991) دیده می‌شود. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک دارای تغییراتی در شکل و حجم خود و ملانوکرات هستند. آنها عمدتاً در مرکز توده تمرکز دارند به ویژه در جنوبی‌ترین بخش مجموعه گرانیتوئیدی تمرکز بیشتری مشاهده می‌شود. هرچند در سراسر توده نفوذی حضور دارند. در حاشیه توده، آثاری از این آنکلاوها دیده نمی‌شود. اندازه آنکلاوها از کمتر از ۱ Cm تا کمی بیش از ۵۰ Cm متغیر است. آنها دارای اشکال متفاوتی از کروی، بیضی، پهن شده، تخم مرغی، خنجری شکل و مثلثی گوشه‌دار هستند (شکل ۲- الف). مجموعه کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز چشمی و انبوه‌های بیوتیت در آنها مشخص است (شکل ۲- ب). در اطراف برخی از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک یک هاله اختلاطی (واکنشی) مشاهده می‌شود (شکل ۲- پ). آنکلاوهای دگرگونی کم تعداد و دارای شیب‌توزیه واضح و مشخص هستند. این آنکلاوها در حاشیه توده پر تعداد و دارای گوشه‌ها و زوایای زیاد در حالی که در مرکز توده گوشه‌ها و زوایا را از دست داده‌اند (شکل های ۲- ت و ث) که احتمالاً به هنگام جایگیری و جایگزینی توده گرانیتوئیدی در آن وارد شده‌اند (Kumar et al., 2004). در نمونه دستی میکروگرانیت‌ها (شکل ۲- ج) دارای بلورهای پلاژیوکلاز اپیدوتی شده متمایل به رنگ سبز هستند.

توده گرانیتوئیدی گیسور دارای طیف ترکیبی محدودی شامل بیوتیت‌گرانیت (گرانودیوریت)، گرانیت و رگه‌های پگماتیتمی کم پهنا و کم تعداد است. با این حال، ترکیب سنگی چیره این توده گرانیتوئیدی، گرانودیوریت است. همچنین حضور آنکلاوهای دگرگونی (بیوتیت شلیست) و آذرین (میکروگرانولار مافیک (MME) (Didier and Barbarin, 1991) (کوارتز دیوریت (گرانودیوریت) تا بیوتیت گرانیت)) از ویژگی‌های آن است. در مجموعه دگرگونی این منطقه، توده میکروگرانیتی به صورت سیل در امتداد شمال غرب- جنوب شرق و با ضخامت ۱-۱/۵ m نفوذ کرده است (شکل های ۱ و ۲- ج). توده گرانیتوئیدی گیسور با استفاده از روش U-Pb که بر روی زیرکن‌های موجود در آن انجام شده است سنی حدود 127 ± 9 میلیون سال (کرتاسه زیرین) را نشان می‌دهد (B. R. G. M., 1992). این توده به داخل رسوبات پالئوزوئیک (دوئین) نفوذ کرده است (قائمی، ۱۳۸۹) و آنها را تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار داده است. آنکلاوهای میکروگرانولار که در زمینه گرانودیوریت قرار دارند قدیمی‌تر از این توده هستند و سیل میکروگرانیتی نیز با توجه به اینکه در میان مجموعه دگرگونی قرار دارد از این مجموعه جوان‌تر است به طوری که توانسته است در مجاورت بلافاصل آن سبب رشد گارنت شود.

۳-۱. مشاهدات صحرایی

بر پایه مشاهدات صحرایی ترکیب اصلی توده گیسور، گرانودیوریت دانه متوسط تا دانه درشت است. بیوتیت به صورت منفرد و انبوهه، کوارتز و مگنتیت در آن



شکل ۲- الف) آنکلاوهای گردشده، ب) آنکلاو میکروگرانولار مافیک دارای چشم‌هایی از کوارتز و پلاژیوکلاز و انبوهه بیوتیت (همان آنکلاو در الف)، پ) آنکلاو میکروگرانولار مافیک؛ دارای حاشیه اختلاطی است. ضمن اینکه مرز آن با توده اصلی مضرسی و کنگره‌های است، ت و ث) آنکلاوهای دگرگونی به ترتیب در حاشیه و مرکز توده، ج) نفوذ توده میکروگرانیت به صورت سیل در میان مجموعه دگرگونی.

۳-۲. پتروگرافی

بسیار کم مسکوویت (در امتداد شکستگی‌های پلاژیوکلاز به صورت ثانویه) هستند. پلاژیوکلاز که بارزترین کانی گرانودیوریت‌ها است دارای ماکل پلی‌سینتیک نازک، منطقه‌بندی نوسانی و دارای ادخال‌های متفاوتی از کانی‌های زیرکن، بیوتیت و کوارتز است. در بعضی موارد پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتیک نازک با تجزیه‌شدگی اندک

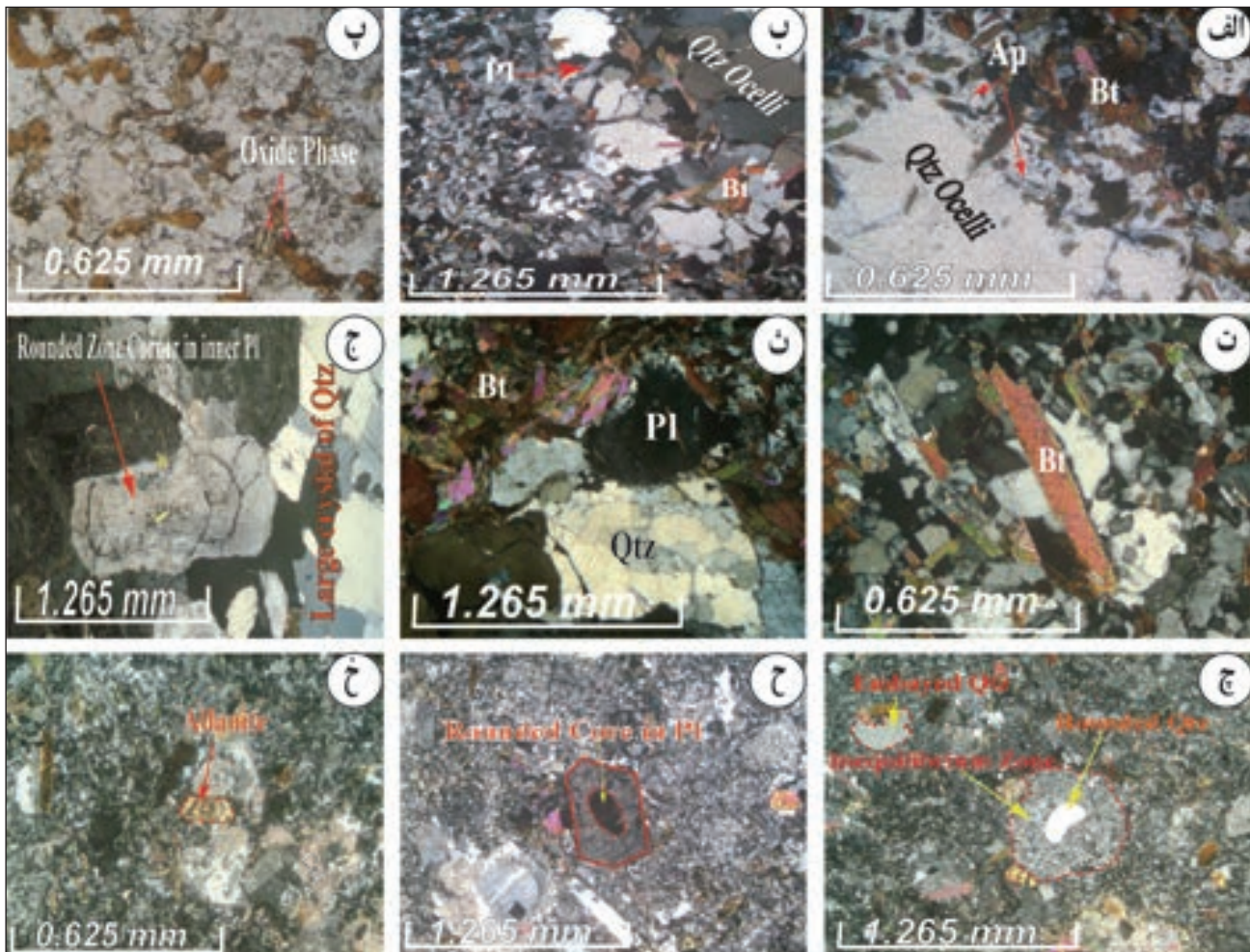
کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌ها عبارتند از: پلاژیوکلاز (اولیگوکلاز-آندزین) (%vol ۳۰-۴۰)، کوارتز (%vol ۲۵-۳۰)، فلدسپار پتاسیم‌دار (%vol ۱۰-۲۵) و بیوتیت (%vol ۱۵-۲۰). کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، مگنتیت و مقادیر

می شوند (شکل ۳-پ). زمینه این آنکلاوها علاوه بر بیوتیت دارای پلاژیوکلاز با منطقه بندی نوسانی، سوزن های پر تعداد آپاتیت و کوارتز است. بیوتیت به حالت تیغه ای است (شکل ۳-ت). مرز بین آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و توده گرانودیوریتی کنگره ای شده است و گاهی این حالت از بین رفته و بلورهای فلدسپار به درون آنکلاو نفوذ کرده اند (شکل ۳-ث) که در واقع این حالت محصول تبادلات ژئوشیمیایی در مرز بین آنکلاو و مذاب میزبان آن در زمان تبلور سنگ میزبان است. کوارتز بین بلوری نیست بلکه به صورت بلورهای درشتی رشد نموده است (شکل ۳-ج).

میکروگرانیت دارای بافت پورفیری با خمیره ی ریز بلور است. فنوکریست های آن عبارتند از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت. کانی های فرعی آن شامل آلانیت و سوزن های آپاتیت همراه با کانی های ثانویه اپیدوت و کلسیت هستند. مرز بلورهای کوارتز در برخی موارد خلیجی شکل و گاهی صاف است، اما در اطراف آنها هاله ای نامتعادل دیده می شود (شکل ۳-چ). پلاژیوکلازها دارای هسته های گرد شده و یا بیضی شکل هستند که در اطراف آنها فاز دوم بلور پلاژیوکلاز متبلور شده است. حواشی هسته های گرد شده پلاژیوکلاز، صاف است (شکل ۳-ح). آلانیت خودشکل و با منطقه بندی نوسانی دیده می شود و در نور معمولی، چند رنگی زرد تا قهوه ای دارد (شکل ۳-خ).

در امتداد خطوط ماکل و پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتیک ضخیم با تجزیه شدگی زیاد در مجاورت هم دیده می شوند که احتمالاً ناشی از آمیختگی است. همچنین کوارتزهایی با حالت خوردگی به صورت انکلوژیون در پلاژیوکلاز وجود دارد که احتمالاً ضمن نشان دادن آمیختگی، بیانگر ذوب بخشی نیز باشند. پتاسیم فلدسپار نیز از نوع ارتوز است و بیشتر با بافت پرتیتی شناخته می شود. پلاژیوکلاز بیشتر از حاشیه سریستی و یا سوسوریتی (کلسیت + اپیدوت) شده است. بافت های میرمکتی، پوئی کیلیتیک و میکروگرافیکی در گرانودیوریت ها مشاهده می شوند. آنکلاوهای دگرگونی دارای کانی های بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. کانی های بیوتیت و مسکوویت با پشت سر هم قرار گرفتن سبب ایجاد شیستوزیته در سنگ شده اند.

آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک که ترکیب آن از کوارتز دیوریت (گرانودیوریت) تا بیوتیت گرانیت است، دارای بافت ریزدانه تا پورفیری با خمیره ریزبلور و چشم هایی بزرگ از تجمعات کوارتز و پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتیک نازک و منطقه بندی نوسانی هستند. این چشم ها به وسیله بلورهای بیوتیت احاطه شده اند که چنین بافتی آناستوموسینگ نامیده می شود (شکل ۳-الف) و بلورهای پلاژیوکلاز به درون چشم های کوارتزی نفوذ نموده اند (شکل ۳-ب). فازهای اکسیدی در امتداد رخ ها و در حواشی بیوتیت موجود در زمینه آنکلاو، دیده

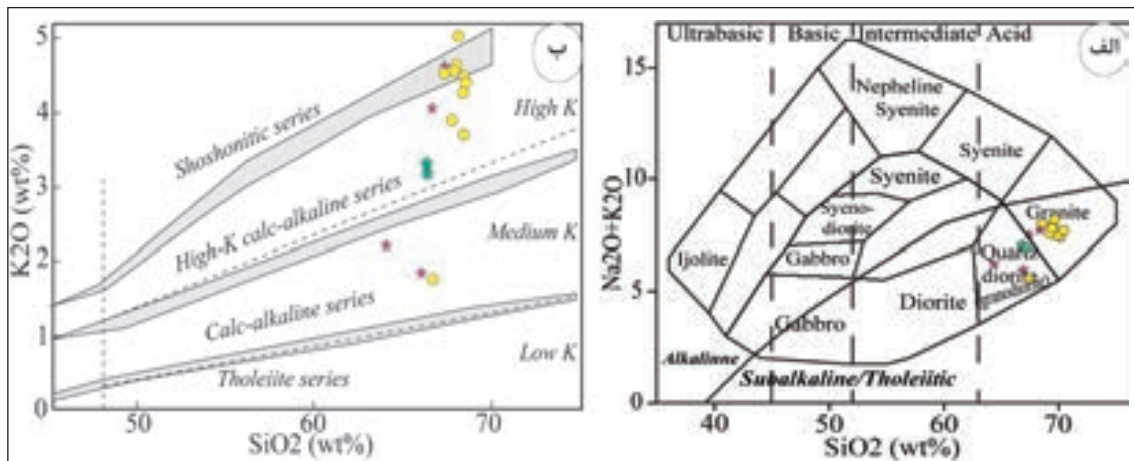


شکل ۳- الف) حضور آپاتیت در حاشیه چشم کوارتزی در آنکلاو میکروگرانولار، ب) نفوذ پلاژیوکلاز به چشم کوارتزی در آنکلاو میکروگرانولار، پ) فاز اکسیدی آزاد شده از بیوتیت، ت) بیوتیت تیغه ای در درون آنکلاو GG10 در جدول ۱، ث) نفوذ بلورهای پلاژیوکلاز و مجموعه کوارتزی به درون آنکلاو میکروگرانولار مافیک، ج) گوشه های پلاژیوکلاز در درون گرانودیوریت گرد شده است. در سمت راست این تصویر بلورهای درشت کوارتز مشاهده می شوند. چ) حضور کوارتز خلیجی در گوشه سمت چپ و بالا، کوارتز با حواشی صاف در مرکز که حاشیای نامتعادل آن را فرا گرفته است که در میکروگرانیت دیده می شود، ح) هسته پلاژیوکلاز گرد شده با حاشیه ای صاف، در میکروگرانیت، خ) کانی منطقه بندی دار و خودشکل آلانیت در میکروگرانیت.

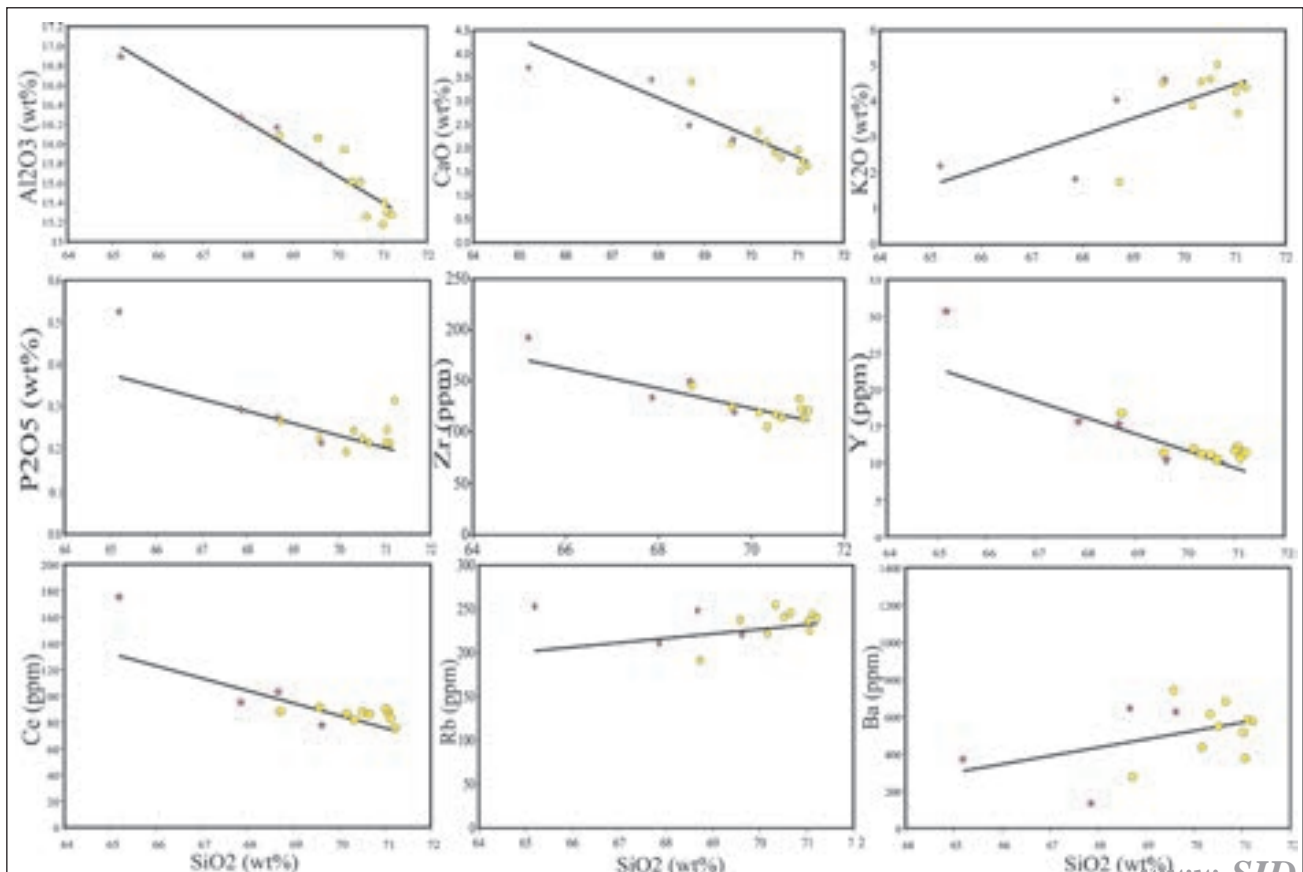
۴- ژئوشیمی

Ba و Rb، بقیه با SiO_2 تطابق منفی نشان می‌دهند و مجموعه نمونه‌های آنکلاو و توده گرانیتوئیدی از لحاظ اکسیدهای نظیر FeO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 ، K_2O ، CaO ، Al_2O_3 و P_2O_5 هر دو روی یک خط مستقیم قرار می‌گیرند (شکل ۵) که این خط مستقیم، خط اختلاط نامیده می‌شود (Anne and Bouchez, 2011). در این نمودارها با افزایش SiO_2 مقدار K_2O افزایش و مقدار CaO کاهش می‌یابد، به اعتقاد DePaolo and Farmer (1984) گرانیتوئیدهای غنی از K_2O و فقیر از CaO غالباً دارای ترکیب پوسته‌ای هستند.

در این نمودار، محدوده آلکالن توسط خطی از محدوده ساب آلکالن جدا شده و نمونه‌های مورد مطالعه، همگی در محدوده ساب آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۴- الف). همچنین با توجه به نمودار شکل ۴- ب می‌توان نتیجه گرفت که توده گرانیتوئیدی گیسور دارای سرشت ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم‌دار متوسط تا بالا است. همه نمونه‌های توده نفوذی گیسور، در نمودارهای دوتایی از نوع $\% \text{Oxide} = f(\% \text{SiO}_2)$ یا نمودارهای هار کر متغیرهای اکسیدی عناصر اصلی به استثنای K_2O و عناصر ناسازگار



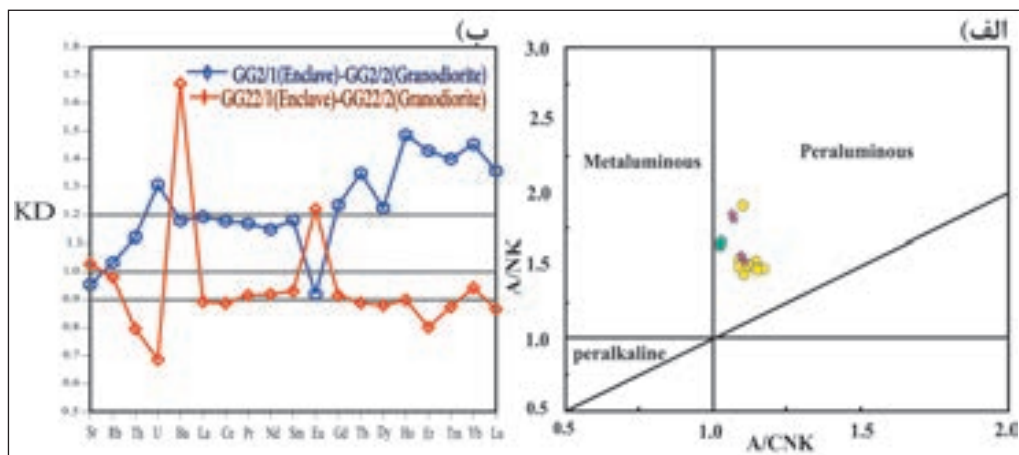
شکل ۴- الف) نمودار مجموع آلکالی‌ها در مقابل سیلیس؛ همه نمونه‌ها ساب آلکالن و در محدوده‌های گرانیت و گرانودیوریت قرار دارند، ب) نمودار SiO_2 در مقابل K_2O (نشانه‌های استفاده شده در نمودارها عبارتند از: گرانیتوئید ●، آنکلاو میکرو گرانولار مافیک ★، میکرو گرانیت ▲).



شکل ۵- نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل سیلیس؛ به استثنای نمودارهای Rb، K_2O و Ba بقیه نمودارها تطابق منفی نشان می‌دهند. علامت مشابه شکل ۴ است.

پلاژیوکلاز متمرکز می‌شود (سازگار) و رویدیم در فاز مایع باقی می‌ماند (ناسازگار) در نتیجه به تدریج نسبت Rb/Sr ماگمای باقیمانده در خلال تبلور بخشی بالا می‌رود. بنابراین با افزایش درجه تفریق، سری‌های سنگ‌های آذرین تفریق یافته حاوی نسبت Rb/Sr بالاتری خواهند شد (Faure, 1977). همان‌طور که در بالا اشاره شد نسبت اخیر، در نمونه‌های گیسور کمتر از ۱ است و نشان دهنده بیشتر بودن میزان Sr نسبت به Rb در آن‌ها است. ضرایب توزیع $(Kd = \frac{C_{Element (Enclave)}}{C_{Element (Granodiorite background)}})$ عناصر خاکی نادر و عناصر کمیاب (LILE) در زوج نمونه‌های GG2/1-GG2/2 و آن، به شرح شکل ۶-ب، نشان می‌دهد که آنکلاوها و زمینه آنها به ویژه در دو عنصر Sr و Rb به تعادل رسیده‌اند. این بررسی‌ها نشان می‌دهد که ضرایب توزیع با اندازه آنکلاوها در ارتباط است. آنکلاو GG2/1، قطری در حدود ۱۰ Cm و آنکلاو GG2/2، قطری در حدود ۲۶ Cm دارد، و هرچه اندازه آنکلاوها بزرگ‌تر باشد به خط تعادلی ۱ نزدیک‌تر است.

نسبت $[Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)]$ توسط Shand (1949) شاخص اشباع آلومینیم (ASI) نامیده شده است که همان A/CNK (Clarke, 1981) است. شاخص اشباع آلومینیم (ASI) نمونه‌های گرانودیوریتی گیسور در محدوده‌ای از ۱/۰۹ تا ۱/۱۷ و برای آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از ۱/۰۶ تا ۱/۰۹ و برای میکروگرانیت از ۱/۰۲ تا ۱/۰۳ متغیر است که بالاترین حد برای گرانیت‌های نوع I هستند (شکل ۶-الف). از طرفی کروندوم نورماتیو نیز برای همه نمونه‌ها بیش از صفر است (جدول ۱)، بنابراین به‌طور ضعیفی در رده پراآلمینوس قرار می‌گیرند. عدد منیزیم ($\neq Mg$) برای گرانودیوریت‌ها کمی پایین‌تر از آنکلاوهای میکروگرانولار است، $(G_{(host)}: 26.61-32.24; E_{(MMEs)}: 33.01-33.86; Microgranites: 37.49-40.11)$. نسبت Rb/Sr (شاخص تفریق، Faure, 1977) برای گرانودیوریت از ۰/۵۵ تا ۰/۸ و برای آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از ۰/۵۷ تا ۰/۸۷ و برای میکروگرانیت از ۰/۰۷ تا ۰/۰۸ متغیر است. این شاخص نشان می‌دهد که طی تبلور بخشی در ماگما، استرانسیم در



شکل ۶ - الف) نمودار شاخص اشباع آلومینیم، ب) ضرایب توزیع عناصر REE در زوج نمونه‌های آنکلاو MME و گرانودیوریت میزبان آن.

بخشی یا یک منشأ غنی شده از عناصر LREE را نشان می‌دهد. غلظت‌های HREE نسبت به کندریت، احتمالاً نشانه آن است که گارنت در منشأ حضور داشته است (Rollinson, 2002). با توجه به فلسیک بودن مجموعه گرانیتویدی، علت فقیرشدگی HREE می‌تواند در ارتباط با حضور زیرکن باشد (Rollinson, 2002). اما در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های میکروگرانیت تفاوت‌های کوچکی مشاهده می‌شود. در این الگو Sr آنومالی مثبت نسبت به دیگر الگوها نشان می‌دهد که احتمالاً ناشی از اجزای افزوده شده به منشأ مذاب به وسیله سیالات زون فروانش باشد. کاهش مقدار LREE در میکروگرانیت نسبت به گرانودیوریت و آنکلاو احتمالاً به علت فراوانی آپاتیت در ترکیب گرانودیوریت و آنکلاو است (Rollinson, 2002).

الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های گرانودیوریتی و آنکلاوها (شکل ۷-الف)، آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهد در حالی که این الگو برای میکروگرانیت آنومالی مثبت Eu را در پی دارد (نسبت Eu/Eu^* برای نمونه‌های گرانودیوریتی در دامنه‌ی ۰/۸۰-۰/۴۷ و برای آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از ۰/۳۲ تا ۰/۸۲ و برای نمونه‌های میکروگرانیت برابر ۱/۰۷ است). هر دو سنگ میزبان گرانودیوریتی و آنکلاو میکروگرانولار مافیک نسبت Eu/Eu^* و نیز فراوانی Sr پایینی دارند که نشانه تفریق پلاژیوکلاز است (Erkul and Erkul, 2012). همان‌طور که

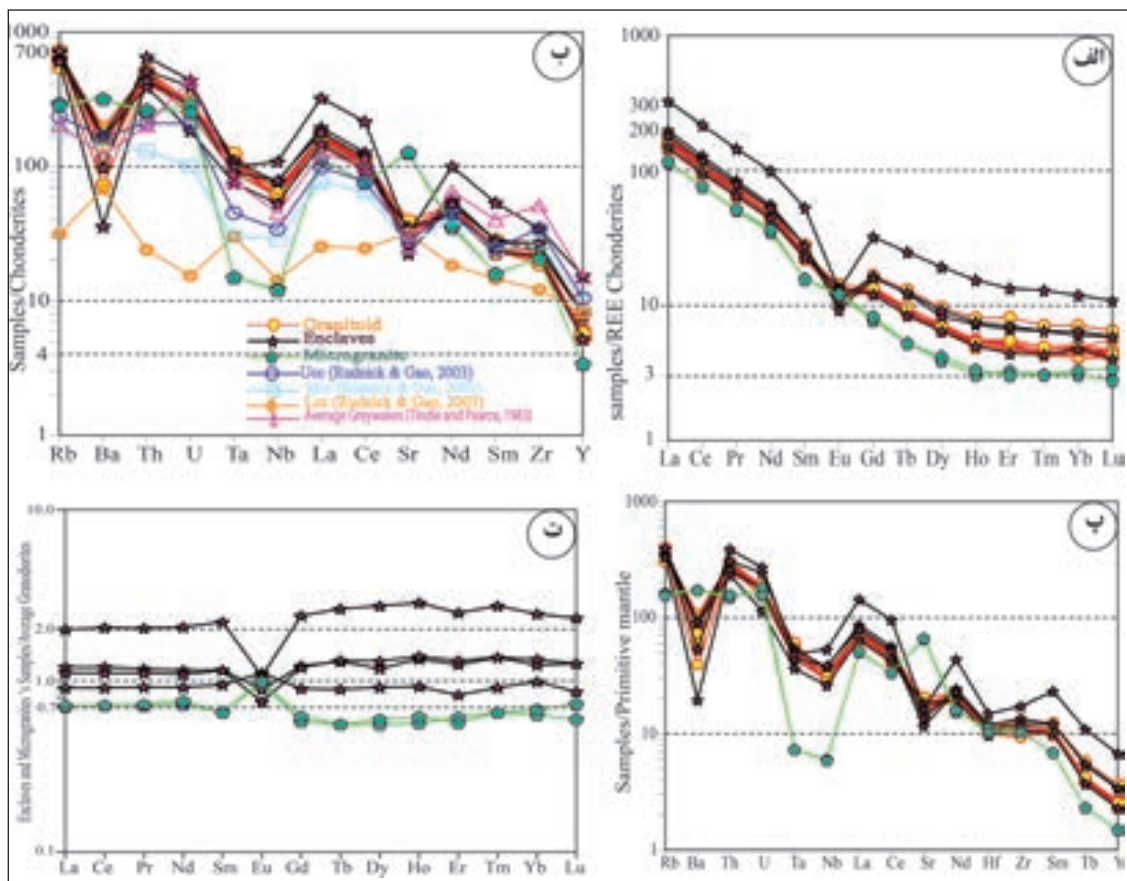
علت افزایش ضریب توزیع Ba و Eu در آنکلاو GG2/1 را می‌توان به حضور چند چشم پلاژیوکلازی در نمونه اخیر دانست. نسبت La_n/Yb_n برای گرانودیوریت از ۲۴/۰۳ تا ۴۰/۲۲ و برای آنکلاو میکروگرانولار مافیک از ۲۷/۵۱ تا ۳۳/۰۱ و برای میکروگرانیت از ۳۵/۴۷ تا ۳۷/۷۱ تغییر می‌کند. نسبت La_n/Sm_n برای گرانودیوریت از ۶/۴۷ تا ۷/۴۴ و برای آنکلاو میکروگرانولار مافیک از ۶/۱۹ تا ۷/۱۲ و برای میکروگرانیت از ۷/۳۴ تا ۷/۴۹ متغیر است. نسبت Gd_n/Yb_n برای گرانودیوریت از ۲/۳۳ تا ۳/۲۳ و برای آنکلاو میکروگرانولار مافیک از ۲/۴۹ تا ۲/۷۴ و برای میکروگرانیت از ۲/۵۱ تا ۲/۵۳ تغییر می‌کند. این نسبت‌ها درجه تفکیک بالای REE را در این نمونه‌ها نشان می‌دهد، به عبارت دیگر بین LREEs و HREEs تفکیک بالایی وجود دارد. با توجه به نسبت La_n/Sm_n تفکیک بالایی نیز بین LREEs برقرار است. همچنین به علت نزدیکی نسبت Gd_n/Yb_n به الگوی HREEs، الگوی تقریباً پهن و مسطح است (شکل ۷-الف).

الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های گرانودیوریت گیسور (شکل ۷-ب)، غنی‌شدگی کمتر عناصر ناسازگار و آنومالی منفی منحصر به فرد نسبت به سایر عناصر در Ba و Ta, Nb, Sr, P, Ti اما غنی‌شدگی قوی را در K, Rb و Th نشان می‌دهد. آنومالی منفی Sr احتمالاً نتیجه‌ی تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در فشار پایین است (Wilson, 2007). غلظت‌های نسبتاً بالای LREE، درجات کم ذوب

مقادیری سافیرین به دست آمد که احتمالاً در ارتباط با حضور سیالات فلئوئوردار (Moine et al., 1998) است. این سیالات منشأ پوسته‌ای دارند به طوری که ذوب رسوبات دگرگونی بیوتیت‌دار در سطوح عمیق‌تر ممکن است چنین سیالاتی را در گرانیت‌ها فراهم سازد (Moine et al., 1998). همچنان که در شکل ۷-ب دیده می‌شود ترکیب متوسط پوسته پایینی (Rudnick and Gao, 2003) با نمونه‌های سنگی منطقه گیسور هم‌خوانی ندارد. در شکل ۷-ت نمونه‌های آنکلاو میکروگرانولار مافیک و میکروگرانیت به متوسط نمونه‌های گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه بهنجار شده‌اند. همان‌طور که دیده می‌شود این نمونه‌ها به‌طور شگفت‌آوری در نزدیکی خط ۱ قرار گرفته‌اند. بنابراین چنین هم‌خوانی بالایی می‌تواند موید منشأ بودن آنها باشد.

کاهش مقدار Ba به وسیله تبلور فلدسپار پتاسیم‌دار، کاهش مقادیر Sr و Eu به علت تبلور فلدسپارها و افزایش Rb با حضور بیوتیت فراوان در نمونه‌ها توضیح داده می‌شود (Fourcade and Allegre, 1981). مقدار Rb در نمونه‌های گرانیتوئیدی کمی بیش از ۷۰۰ برابر کندریت است.

Vidal et al. (1982) اظهار داشته است آنومالی Eu وابسته به فراوانی Rb است. در گرانودیوریت و آنکلاو مقدار Rb زیاد است اما در میکروگرانیت تقریباً به نصف مقدار آن دو کاهش می‌یابد. همان‌طور که در شکل ۷-ب دیده می‌شود نمونه‌های گرانودیوریت، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و تا حدودی میکروگرانیت با هم هماهنگی فوق‌العاده‌ای نشان می‌دهند. از طرف دیگر، این نمونه‌ها چنین هماهنگی را با ترکیب متوسط پوسته بالایی و میانی (Rudnick and Gao, 2003) و گری‌وک‌ها (Tindle and Pearce, 1983) دارند. این سازگاری منجر به این پیشنهاد می‌شود که الگوهای REE نمونه‌های سنگی منطقه گیسور منعکس کننده متوسط ترکیب پوسته بالایی (UCC)، میانی (MCC) و گری‌وک‌ها هستند. ترکیب پوسته بالایی و گری‌وک‌ها همپوشانی قابل ملاحظه‌ای دارند، ترکیب پوسته میانی نیز از همان روند تبعیت نموده و با همپوشانی کمی از روند آن‌ها پیروی می‌کند. آنومالی‌های مثبت در Rb، Th، Sm و آنومالی منفی در Ba (شکل ۷-پ) به‌طور برجسته‌ای منعکس کننده ترکیب پوسته‌ای است (Silva et al., 2000). در نمونه GG9 در هنگام خردایش و فرآیند آماده‌سازی

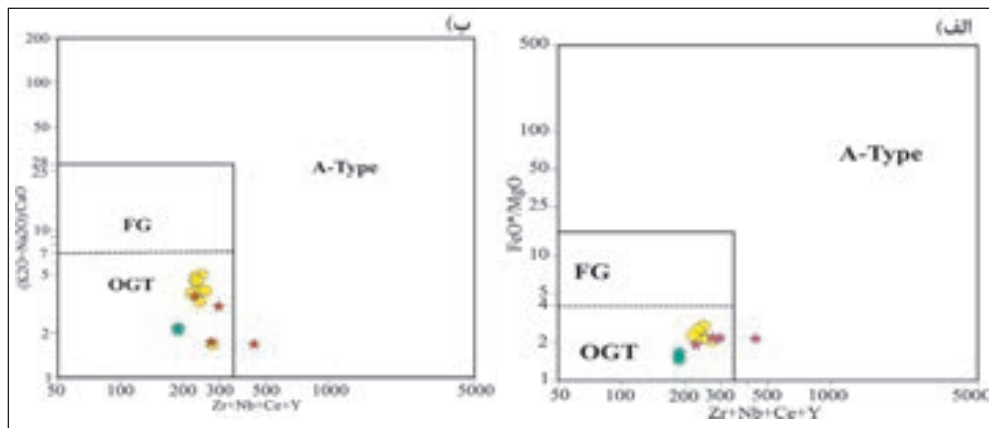


شکل ۷-الف) نمونه‌های سنگی گیسور نسبت به REE کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند، ب) نمونه‌های سنگی گیسور، ترکیب متوسط پوسته بالایی (UCC)، میانی (MCC) و پایینی (LCC) (Rudnick and Gao, 2003) و ترکیب متوسط گری‌وک‌ها (Tindle and Pearce, 1983) به کندریت بهنجار شده‌اند، پ) نمونه‌ها به گوشته اولیه (McDonough et al., 1991) بهنجار شده‌اند. ت) نمونه‌های سنگی آنکلاو و میکروگرانیت نسبت به گرانودیوریت‌های مورد مطالعه بهنجار شده‌اند.

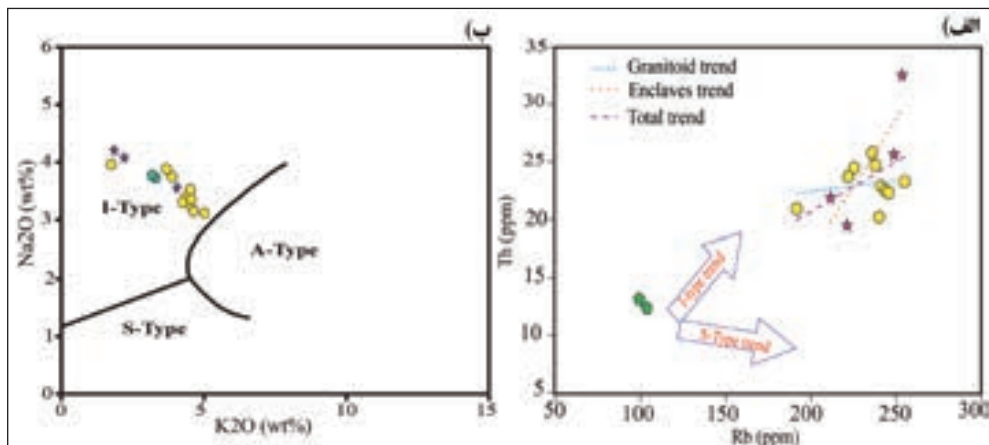
۵- نوع گرانیت

در شکل ۵، روند مربوط به گرانیت‌های نوع I را نشان می‌دهد. بنابراین نمونه‌های توده نفوذی گیسور در روند گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند. همچنین با توجه به حضور مگنتیت و آلانیت در ترکیب آن، در سری گرانیت‌های اکسیدان (نوع I) قرار دارد. کانی‌های پرآلومینوس (نظیر کانی‌های آلومینوسیلیکات، گارنت و کوردیریت) که ویژگی شاخص گرانیت‌های نوع S است (Chappell and White, 2001) در توده نفوذی گیسور وجود ندارد اما در سنگ‌های مجموعه دگرگونی در حاشیه توده گرانیتوئیدی گیسور، بلورهای آندالوزیت، گارنت و سیلیمانیت وجود دارد. از طرفی دیگر وجود مسکوویت به عنوان یکی از کانی‌های شاخص گرانیت نوع S در نظر گرفته می‌شود. در گرانیتوئیدهای گیسور مسکوویت فقط در شکستگی‌ها و محل‌های تجزیه کانی‌هایی مانند پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود بنابراین آنها ثانویه هستند، همچنین در جدول ۲ مقدار ASI برای حضور مسکوویت بین ۲/۵-۲ است و از آنجایی که مقدار ASI برای این گرانیتوئیدها کمتر از آن است بنابراین مسکوویت به صورت اولیه نمی‌تواند در گرانیتوئیدهای گیسور وجود داشته باشند. لذا با توجه به عدم حضور کانی‌های پرآلومینوس و مسکوویت اولیه در این توده، وجود آلانیت و مگنتیت و تطبیق مشخصات صحرایی و پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نشانگر آن است که این توده نفوذی متعلق به نوع S نیست.

گرانیتوئیدها معمولاً به انواع S، I، و A تقسیم می‌شوند (King et al., 1997; Chappell and White, 2001; Bonin, 2007). نوع A دارای کانی‌های آلکانلن مافیک (مانند آردفودزونیت، پیروکسن) و از HFSEs غنی شده است (King et al., 1997) که در نمونه‌های توده نفوذی گیسور مشاهده نمی‌شود. همچنین مقدار Zr نسبت به FeO^*/MgO در آنها پایین است که با گرانیت‌های نوع A ناسازگار است (Eby, 1990). علاوه بر این، نمونه‌های توده نفوذی گیسور در محدوده گرانیت‌های تفریق نیافته (شکل ۸) قرار می‌گیرند. بنابراین، این توده نفوذی نمی‌تواند به عنوان گرانیت نوع A باشد. فقط یکی از نمونه‌های آنکلاو میکروگرانولار مافیک (GG_g) در محدوده گرانیت نوع A قرار گرفته است که احتمالاً در ارتباط با حضور زیرکن در آن است (Eby, 1990). همچنین در نمودار شکل ۹-ب تمام نمونه‌های گرانیتوئید گیسور در محدوده گرانیت نوع I قرار می‌گیرند. توده نفوذی گیسور دارای $SiO_2=65.19-71.22wt\%$ ، کالک آلکانلن و کمی پرآلومینوس ($A/CNK=1.0-1.17$) است (شکل ۶-الف). نمودار شکل ۹-الف رابطه Rb را با Th نشان می‌دهد که مشابه گرانیت‌های نوع I در کمر بند چین خورده لاخلان (LFB) استریالیاست (Chappell, 1999). نمودار شکل ۹-ب نیز جهت تفکیک انواع گرانیت‌های I، S، و A استفاده می‌شود که حاکی از نوع I بودن توده نفوذی گیسور است. همچنین نمودار SiO_2 در مقابل P_2O_5



شکل ۸- الف و ب) در مقابل FeO^*/MgO و $(K_2O+Na_2O)/CaO$ برای گرانیت‌های نوع A و همچنین محدوده‌های گرانیت‌های فلسیک تفریق یافته (FG) و انواع گرانیت‌های I، M، S تفریق نیافته (OGT) (برگرفته از Whalen et al., 1987)



شکل ۹- الف) نمودارهای تغییرات Rb در مقابل Th (Chappell, 1999; Li et al., 2007)، ب) نمودار K_2O در مقابل Na_2O (Collins et al., 1982).

جدول ۲- رابطه بین ASI و کانی‌های مختلف (Zen, 1986).

minerals	ASI
Biotite	1-1.5
K-Feldspar	1.0
Plagioclase	1.0
Muscovite	2-2.5
Hornblende	0.33-0.7
Clinopyroxene	0-0.1
Quartz	indeterminate

آندالوزیت، سیلیمانیت، کاردیریت و گارنت هستند و نیز دارای کانی‌های باقیمانده از آب‌زدایی بیوتیت نیستند. علاوه بر این، دارای آنومالی‌های مثبت Rb و Th هستند (شکل‌های ۷-ب و پ) بنابراین آنها رستیت نیستند (Silva et al., 2000). از طرفی شواهد زیر برپایه مشاهدات در مقیاس مژوسکوپی (صحرائی)، میکروسکوپی (پتروگرافی) و ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب فرآیندهای اختلاط/ آمیختگی (ذوب بخشی) را پیشنهاد می‌دهد: (۱) اشکال گردشده و تخم مرغی در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (شکل ۲-الف)؛ (Barbarin and Didier, 1992; ۲) آنکلاوها دانه‌ریزتر از سنگ‌های گرانیتوئید میزبان هستند (شکل ۳)؛ (Barbarin and Didier, 1992; ۳) وجود هاله اختلاطی بین آنکلاو میکروگرانولار مافیک و سنگ‌های میزبان (شکل ۲-ب)؛ (۴) نفوذ کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و کوارتز از سمت ماگمای گرانیتوئیدی میزبان به آنکلاو میکروگرانولار مافیک که به طور قوی پیشنهاد می‌کند که آنکلاوها به صورت گلبول‌های ماگمایی در ماگمای گرانیتوئیدی میزبان آمیخته شده‌اند (شکل ۳-ث)؛ (Silva et al., 2000)؛ (۵) وجود چشم‌های کوارتزی و پلاژیوکلازی در آنکلاوها پیشنهاد می‌دهند که آنها به طور مکانیکی از ماگمای گرانیتوئیدی میزبان به آنکلاو میکروگرانولار مافیک انتقال یافته‌اند (شکل ۳-الف و ب)؛ (Silva et al., 2000)؛ (۶) حضور بیوتیت‌های تیغه‌ای به علت شرایط عدم تعادل حرارتی (شکل ۳-ت)؛ (Hibbard, 1995)؛ (۷) حضور آپاتیت‌های سوزنی به صورت ادخال در بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز که غالباً سوزن‌های آپاتیت به طور بخشی به وسیله بیوتیت، پلاژیوکلاز یا کوارتز فرا گرفته شده‌اند (شکل ۳-الف)؛ (Tindle and Pearce, 1983)؛ و حضور بیوتیت‌هایی که در حاشیه و در رخ‌های آنها فازهای اکسیدی دیده می‌شود (شکل ۳-پ)؛ (Tindle and Pearce, 1983)؛ (۸) نمونه‌های سنگ میزبان و آنکلاو میکروگرانولار مافیک با همدیگر یک روند سهمی شکل (هیپربولیک) در نمودارهای Zr/Y و Hf/Y در برابر La نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۰-الف و ب)؛ (Vogel, 1982)؛ (۹) نمونه‌های سنگ میزبان و آنکلاوها در نمودارهای شکل ۵ بر روی خط اختلاط قرار دارند.

بدین ترتیب یک منشأ ماگمایی ساده حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای نسبت به فعل و انفعال چندگانه بین ماگماهای گوشته و پوسته ترجیح داده می‌شود (شکل ۷-ب). آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک کوچک هستند و معمولاً تا چند ده سانتی‌متر قطر دارند و برای تبادلات شیمیایی و متاسوماتیک مستعد هستند (Waight et al., 2001). این استعداد به وسیله مقدار عناصر متحرک/آلکالی (مثلاً Rb و Sr) آنکلاو میکروگرانولار مافیک پشتیبانی می‌شود زیرا کاملاً مشابه غلظت این عناصر در سنگ میزبان آنها است، در حالی که مقدار عناصر نامتحرک متغیر است (شکل ۶-ب)؛ (Holden et al., 1991). براساس الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (شکل ۷-ب) و شواهد ذکر شده در بالا، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در مدل اختلاط دارای سهم پوسته‌ای هستند و به علت تبادل انتشاری بین ماگماهای همزیست در زمان سردشدگی، آنها ترکیبات ماگمای مافیک اولیه خود را حفظ

تغییرات Zr برای نمونه‌های توده نفوذی گیسور در برابر SiO_2 یک روند ساده است و با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد که با اشباع شدگی زیرکن در ماگما سازگار است (شکل ۵). این تغییرات با گرانیت‌های نوع I دما پایین مجموعه Cobargo مطابقت می‌کند (White and Chappell, 2004). علاوه بر این، شواهد زیر آنها را از نوع دما بالا تفکیک می‌نماید: (۱) گرانیت‌های دما بالا ممکن است در صحرا، ارتباط نزدیکی با گابروها و توده‌های مافیک داشته باشند و دارای بلورهای خودشکل هورنبلند و تیتانیت و نیز دارای تعداد کمتری آنکلاو مافیک هستند (White and Chappell, 2004) در حالی که در درون و یا اطراف توده گرانیتوئیدی گیسور، هیچ نوع توده مافیکی وجود نداشته، در آن بلورهای هورنبلند و تیتانیت دیده نمی‌شود و همچنین تعداد آنکلاوهای مافیک زیاد است. همان‌طور که (White and Chappell, 2004) اشاره می‌کنند بین فراوانی آنکلاوهای مافیک و شاخص رنگ سنگ میزبان ارتباط نزدیکی وجود دارد. در توده نفوذی گیسور هر جایی که آنکلاوهای مافیک فراوان‌ترند رنگ سنگ میزبان تیره‌تر می‌شود. (۲) عدم حضور سنگ‌های کوموله‌ای در میان آنها (Chappell et al., 2004). (۳) کوارتز در گرانیت‌های دما بالا به صورت بین بلوری رشد می‌کند در حالی که در انواع دما پایین به صورت بلورهای درشت، رشد می‌نماید. بررسی‌های پتروگرافی در نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور نشان می‌دهد که رشد بلورهای کوارتز با نوع دما پایین سازگار است (شکل ۳-ج). (۴) دماهای محاسبه شده بر حسب اشباع زیرکن (Watson and Harrison, 1983) برای نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور (۷۹۰-۷۴۸ درجه سانتی‌گراد) منطبق بر این دما در گرانیت‌های نوع I دما پایین در کمر بند چین خورده لاخلان (LFB) است (۸۰۰-۷۲۰ درجه سانتی‌گراد)؛ (White and Chappell, 2004). بنابراین بر پایه نتایج کانی‌شناسی و ژئوشیمی، توده نفوذی گیسور می‌تواند به صورت یک گرانیت نوع I دما پائین کمتر تفریق یافته تفسیر شود.

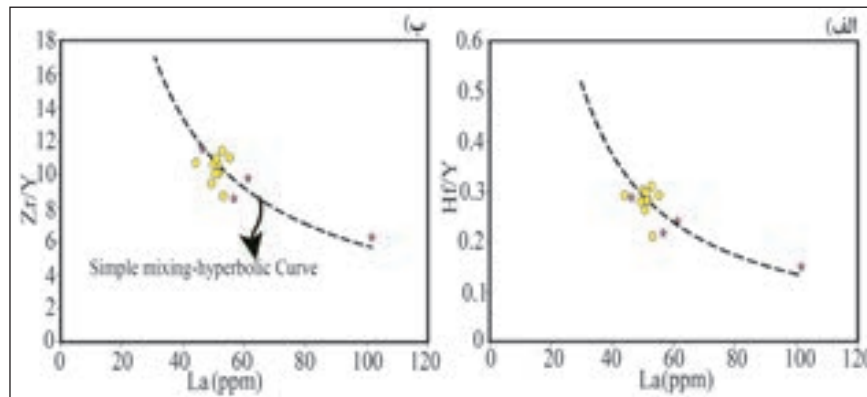
عدم وجود برخی کانی‌های شاخص گرانیت‌های نوع I در گرانیتوئیدهای گیسور در ارتباط با میزان ASI است. Zen (1986) رابطه‌ی بین ASI و حضور کانی‌های مختلف را در گرانیت‌های نوع I بررسی کرده است (جدول ۲). بر این اساس در توده نفوذی گیسور کانی‌های بیوتیت، فلدسپار پتاسیم‌دار، پلاژیوکلاز و کوارتز قابل مشاهده‌اند و مسکوویت اولیه در آن دیده نمی‌شود و با توجه به نمودار شکل ۶-الف مقدار ASI بین ۱/۰۲ تا ۱/۱۷ است.

۶- منشأ آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک

آنکلاوهای میکروگرانولار که ویژگی‌های مشترک وسیعی در گرانودیوریت، مونزونیت، کوارتز دیوریت و سنگ‌های تونالیتی کالک آلکالین نوع I دارند؛ معمولاً به صورت تبلور مواد هم منشأ (مواد رستیتی یا باقیمانده؛ Chappell et al., 2000; Donaire et al., 2005) یا به صورت فرآیندهای اختلاط/ آمیختگی (ذوب بخشی) که در بردارنده ماگماهای مافیک و فلسیک است؛ (Barbarin and Didier, 1991)؛ (Barbarin, 2005) بررسی می‌شوند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک فاقد

چشم کوارتزی و پلاژیوکلازی در آن اختلاط یافتند و در ماگمای میزبان خود سرد شدند. در زمان سردشدگی؛ اختلاط/آمیختگی ماگما و انتشار شیمیایی، ترکیب اصلی آنکلاو میکروگرانولار مافیگ را تغییر داده است.

نکرده‌اند (Holden et al., 1991; Waight et al., 2001). تصور می‌شود که آنکلاوهای میکروگرانولار مافیگ قطعات رستی و یا متفاوت از سنگ میزبان نیستند. آنها احتمالاً در ماگمای میزبان به صورت گلبول‌هایی (مانند بیوتیت تیغه‌ای،

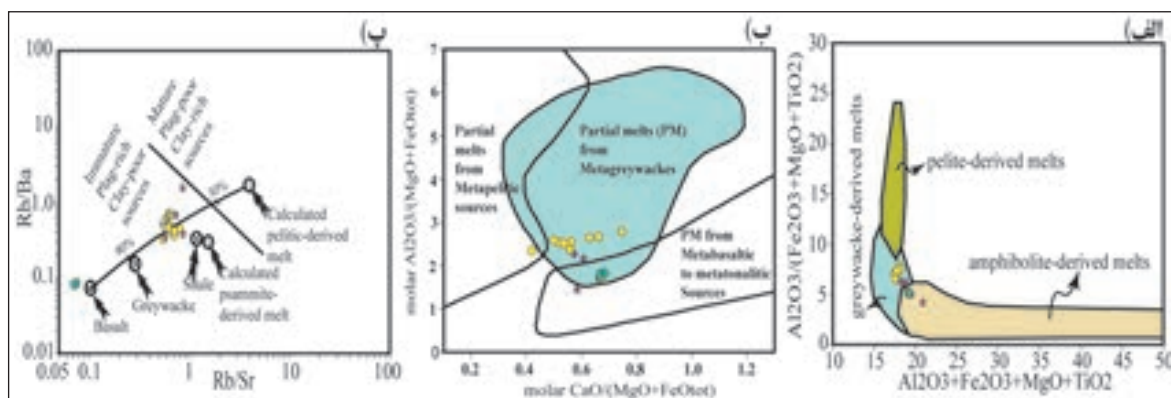


شکل ۱۰- نمودار روابط بین عنصری الف (Hf/Y-La)، ب (Zr/Y-La) برای سنگ میزبان و آنکلاو میکروگرانولار مافیگ.

۷- پتروژنز

(گرانودیوریت گیسور) احتمالاً از ذوب بخشی پوسته بالایی (گربوک‌ها) به همراه بخشی از پوسته پایینی حاصل شده‌اند (Rapp and Watson, 1995; Roberts and Clemens, 1993). همچنین مشخصه شیمیایی گرانیتوئید گیسور در شکل ۱۱-ب نشان می‌دهد که با منشأ متاگری وک‌ها سازگارتر است. اما آنکلاوهای میکروگرانولار مافیگ که ترکیب بیوتیت گرانیت تا گرانودیوریتی دارند به وسیله مقدار SiO_2 نسبتاً پایین‌تر، MgO (۲/۰۵-۱/۳۱) و $Mg\#$ (۳۳/۸۶-۳۱/۰۱) بالاتر نسبت به سنگ میزبان خود شناخته می‌شوند (جدول ۱) و برخی از آنها در محدوده ذوب بخشی آمفیبولیت (شکل ۱۱-الف) یا متابازالت تا متاتولیت (شکل ۱۱-ب) قرار می‌گیرد. بنابراین به نظر می‌رسد که آنها از ذوب بخشی پوسته بالایی و بخشی از پوسته پایینی منشأ گرفته‌اند. البته وجود آنومالی‌های منفی Nb و Ti در آنکلاوها احتمالاً با تبادلات شیمیایی بین تراوش‌های صورت گرفته از گوشته و ماگمای گرانیتی میزبان سازگار است (Rudnick and Gao, 2003). همه این داده‌ها از گرانیتوئید گیسور آشکار می‌سازد که آنها یک منشأ پوسته‌ای تقریباً خالص دارند ولی مولفه‌های مشتق شده‌ای از گوشته نیز می‌توانند نقش داشته باشند.

سنگ میزبان (گرانودیوریت)، کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا است (شکل ۴) و ترکیب آن از نوع I است. آنها از عناصر لیثوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر کمیاب سبک (LREE) غنی هستند و آنومالی‌های Ba، Ti و Nb منفی نشان می‌دهند (شکل ۷-ب و پ) و نیز به وسیله فراوانی عناصر ناسازگار (Rb، Th، U) شناخته می‌شوند (شکل ۷-ب و پ). این ویژگی‌های شیمیایی مشارکت مولفه‌های پوسته‌ای را در منشأ ماگما یا هضم سنگ‌های پوسته‌ای در زمان جایگیری نشان می‌دهد (Erkul and Erkul, 2012). در شکل ۷-ب الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور، با الگوی این عناصر در پوسته بالایی و میانی و گری وک‌ها همپوشانی دارد و همانطور که Silva et al. (2000) برای گوشته در نظر می‌گیرد مقادیر Y، Zr و Sm در نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور به مقادیر پوسته پایینی نزدیک است که می‌تواند نشان دهنده مشارکت کمتر ترکیبات پوسته پایینی علاوه بر ترکیبات پوسته بالایی، میانی و گربوک‌ها باشد. نمودار $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ در مقابل شکل ۱۱-الف $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$



شکل ۱۱- نمودارهای نشان دهنده منشأ. الف) نمودار $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ در مقابل $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ ، برای توضیح بیشتر به متن رجوع شود، ب) نمودار $molar Al_2O_3/(MgO+FeO)$ در مقابل $molar CaO/(MgO+FeO)$ محدوده‌های ترکیبی، از ذوب بخشی ترکیبات گوناگون در مطالعات آزمایشگاهی بدست آمده است (Patin'o Douce, 1996; Patin'o Douce and Beard, 1995 and 1996; Patin'o Douce and McCarthy, 1998)، پ) نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Ba منشأ فقیر از رس را برای نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور نشان می‌دهد.

ژئوشیمی نشان می‌دهند که توده گرانیتوئیدی نوع I دما پایین گیسور از سنگ‌هایی با منشأ کوارتز و فلدسپاری فقیر از رس مشتق شده‌اند.

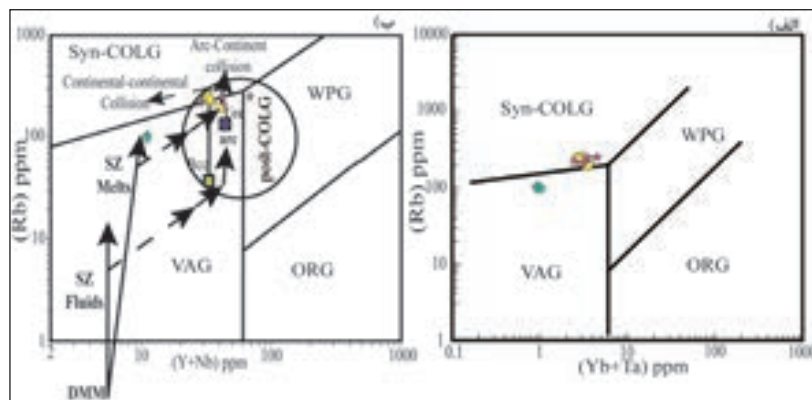
۸- موقعیت تکتونیکی

الگوی عناصر کمیاب (شکل های ۷- ب و پ) به وضوح، مشابه با سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش است (Wilson, 2007; Boniface and Mruma, 2012). در این الگو، Ba و Ta, Nb, P, Ti دارای آنومالی منفی هستند که نشان دهنده ارتباط نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور با سیستم فرورانش است. (Verma et al., 2013). برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های اسیدی سه دسته نمودار مبتنی بر تابع خطی (LDA) را پیشنهاد می‌دهد که در هر دسته پنج نمودار قرار دارد. این نمودارها محیط‌های تکتونیکی جزایر قوسی، قوس قاره‌ای، درون صفحه‌ای (ریف ت قاره‌ای و جزایر اقیانوسی را با هم) و موقعیت‌های برخوردی را از هم تشخیص می‌دهد. برای نمونه‌های گیسور از این روش استفاده شد. تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور براساس نسبت‌های لگاریتم عناصر اصلی (Verma et al., 2013)، نسبت‌های لگاریتم عناصر اصلی نامتحرک و عناصر کمیاب (Verma et al., 2013) و نسبت‌های لگاریتم عناصر نامتحرک کمیاب (Verma et al., 2013) به ترتیب ۵۷٪، ۵۸٪، ۷۱٪ و ۷۲٪ بوده و نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی برخوردی (Col) قرار می‌گیرند. علاوه بر این، نمونه‌ها در نمودارهای متمایز کننده تکتونیکی - شیمیایی (Y+Nb) در مقابل Rb (Pearce, 1996)، (Yb+Ta) در مقابل Rb (Pearce et al., 1984) در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند ولی با توجه به موقعیت آنها در نمودار (Y+Nb) در مقابل Rb می‌توان این نمونه‌ها را همزمان تا بعد از تکتونیک لحاظ نمود (شکل ۱۲). با توجه به نظریات فرورانش (Arjmandzadeh et al., 2011; Saccani et al., 2010; Eftekharnjad, 1981) می‌توان گرانیتوئیدهای گیسور را در ارتباط با سیستم برخوردی بلوک افغان با بلوک لوت تفسیر نمود.

ترسیم نمونه‌ها بر روی نمودار شکل ۱۲ در روی مرز محدوده‌ها قرار می‌گیرد. به اعتقاد (Robert and Clemens 1993) از نظر منطقی داده‌های عناصر کمیاب باید طبیعت مواد منشأ را انعکاس دهند. تأثیر منشأ بر روی عناصر کمیاب سنگ بیشتر از نقش فرآیندهای تکتونیکی است. محتوای Rb در نمونه‌های گرانیتوئیدی گیسور (شکل ۱۲- ب) بالاتر از ترکیب پوسته بالایی قرار دارد که در نتیجه افزایش ذوب پوسته‌ای است (Pearce, 1996) و نمونه‌های میکروگرانیت در امتداد مسیر تحول مذاب‌های ناشی از منطقه فرورانش است، همچنین در شکل ۷- پ که الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه را نشان می‌دهد نمونه‌های میکروگرانیت آنومالی‌های منفی قوی تری را در Ta, Nb و Ti نسبت به بقیه نمونه‌ها نشان می‌دهند. بنابراین آنها می‌توانند تحت تأثیر تراوش‌های گوشته‌ای قرار گرفته باشند.

اما شواهد پتروگرافی در شکل ۳ (کوارتز خلیجی، بیوتیت‌های تیغه‌ای، کوارتز با هاله نامتعادل، پلاژیوکلاز با هسته‌های گرد شده صاف و بافت غربالی در حاشیه آنها) نشان می‌دهد که فرآیند ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار در آنها مطرح است (Nelson and Montana, 1992). زیرا پلاژیوکلاز دارای هسته‌های صاف، گرد شده و بدون خوردگی است؛ بنابراین چنین بافتی در پلاژیوکلاز ناشی از تغییر ترکیب %An آن نیست (Shelley, 1992) بلکه در ارتباط با فرآیند ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار است.

ماگماهای گرانیت دما پایین دارای یک حداقل دمای ذوب هستند که معمولاً از H_2O اشباع نشده است و تا دماهای ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد تولید می‌شود و با شکستن مسکوویت (در صورت حضور) و بیوتیت مطابقت می‌کند. به علاوه دمای تبلور (T_z) که از دمای اشباع زیرکن قابل محاسبه است (Watson and Harrison, 1983; Fang et al., 2018) برای توده نفوذی گیسور محدوده‌ای از ۷۴۸ تا ۷۹۰ درجه سانتیگراد (گرانودیوریت: ۷۵۰ تا ۷۷۶، آنکلاو: ۷۶۲ تا ۷۹۰، میکروگرانیت: ۷۴۸ تا ۷۴۹ درجه سانتیگراد) است. علیرغم همپوشانی ترکیب پوسته بالایی، میانی و گری وک‌ها در شکل ۷- ب، در نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba نمونه‌های توده نفوذی گیسور در محدوده فقیر از رس قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- پ). بنابراین، نتایج



شکل ۱۲- نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی. الف) نمودار (Yb+Ta) در مقابل Rb (Pearce et al., 1984)، ب) نمودار (Y+Nb) در مقابل Rb (Pearce, 1996).

۹- نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی گیسور دارای طیف ترکیبی محدودی شامل بیوتیت گرانیت (گرانودیوریت)، گرانیت و رگه‌های پگماتیتمی کم پهنا و کم تعداد است. ترکیب سنگی چیره این توده گرانیتوئیدی، گرانودیوریت است و حاوی آنکلاوهای دگرگونی (بیوتیت شیبست) و آذرین (میکروگرانولارمافیک (MME) با ترکیب دیوریت (گرانودیوریت) تا بیوتیت گرانیت) است. کانی‌های اصلی این توده عبارتند

از پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار پتاسیم دار و بیوتیت. تلفیق مشاهدات صحرائی و پتروگرافی با داده‌های ژئوشیمی گرانیتوئیدها و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک مرتبط با آنها نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی گیسور از نوع گرانیت‌های I دمای پایین کم تفریق یافته با سرشت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا و به طور ضعیفی پرآلومینوس است. همچنین این شواهد نشان می‌دهند که نمونه‌های آنکلاو

متعلق به مناطق فرورانش بوده و محیط تکتونیکی از نوع برخوردی همزمان تا بعد از تکتونیک را نشان می دهند که با برخورد بلوک افغان با بلوک لوت مطابقت دارد.

میکروگرانولار مافیک و میکروگرانیت مافیک و فلسیک تحت تأثیر تعادل شیمیایی و تبادل انتشاری به هنگام سردشدگی تغییر کرده اند و آنها از ذوب بخشی پوسته بالایی و بخشی از پوسته پایینی منشأ گرفته اند. از نظر محیط تکتونیکی این سنگ ها

کتابنگاری

- فوله، ا.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 قائمی، ف.، ۱۳۸۹- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نوده، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 کریم پور، م. ح. و مرادی، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی گرانودیوریت و مونزونیت های شرق نجم آباد (گناباد)، هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه بو علی سینا همدان.
 هامونی، س. ج.، کریم پور، م. ح.، ملک زاده شفاوردی، آ. و حاجی میرزا جان، ح.، ۱۳۹۲- زمین شناسی، کانی سازی، ژئوشیمی و پترولوژی توده های نفوذی منطقه اکتشافی رودگر جنوب شرق گناباد، مجله پترولوژی، سال چهارم، شماره پانزدهم، صص ۹۶ تا ۷۷.

References

- Anne, N. and Bouchez, J. L., 2011- Petrology, Structure, Geological setting and Mettallogeeny. Oxford university press, 349p.
 Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M., 2011- Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran. Journal of Economic Geology, V. 3, p. 1-14.
 B. R.G. M., 1992- Explanatory text of the Gonabad Quadrangle map 1:250000. Geological survey of Iran. p.166.
 Barbarin, B. and Didier, J., 1992- Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, V. 83(1), p. 145- 153.
 Barbarin, B., 2005- Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin and relations with the hosts. Lithos, V. 80, p. 155-177.
 Berberian, M., 1983- Continental deformation on the Iranian Plateau, G. S. I. No. 52.
 Boniface, N. and Mruma, A. H., 2012- Structural analysis, metamorphism, and geochemistry of the Archean granitoids-greenstones of the Sukumaland Greenstone Belt around Geita Hills, Northern Tanzania. Natural Science, V. 4(8), p. 526-535.
 Bonin, B., 2007- A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, V. 97(1-2), p. 1-29.
 Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P.(ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, p. 63-114.
 Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, V. 48, p. 489-99.
 Chappell, B. W., 1999- Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos V.46, P.535-551.
 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, V. 95, p. 125-140.
 Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S., Wyborn, D. and Wyborn, L.A.I., 2000- Lachlan Fold Belt granites revisited: high and low-temperature granites and their implications. Australian Journal of Earth Sciences, V. 47, p. 123-38.
 Clarke, D. B., 1981- The mineralogy of peraluminous granites: a review. Canadian Mineralogist, V. 19, p. 3-17.
 Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. 1982- Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 80, p. 189-200.
 DePaolo, D. J. and Farmer, G. L., 1984- Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the western United States. Philosophical Transactions of the Royal Society A, V. 310, p. 743-753.
 Didier, J. and Barbarin, B., 1991- The different types of enclaves in granites nomenclature. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and granite petrology: Developments in Petrology. Elsevier, p. 19-24.
 Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. and Duthou, J. L., 2005- Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 149, p. 247-265.
 Eby, G. N., 1990- The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, V. 26, p. 115-134.
 Eftekharnjad, J., 1981- Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. Journal of Iranian Petroleum Society, V. 82, p. 19-28 (in Persian).
 Erkul, S. T. and Erkul, F., 2012- Magma interaction processes in syn-extensional granitoids: The Tertiary Menderes Metamorphic Core Complex, western Turkey. Lithos, V. 142-143, p. 16-33
 Fang, Y., Zhang, Y. H., Zhang S. T., Cao, H.W., Zou, H. and Dong, J. H., 2018- Early Cretaceous I-type granites in the Tengchong terrane: New constraints on the late Mesozoic tectonic evolution of southwestern China. Geoscience Frontiers, V. 9, p. 459-470.
 Faure G., 1977- Principles of isotope geology. Wiley International Edition, 589 p.
 Fourcade, S. and Allegre, C. J., 1981- Trace Elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyr6n6es, France). Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 76, p. 177 1-95.
 Hibbard, M. J., 1995- Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, p. 587.
 Holden, P., Halliday, A. N., Stephens, W. E. and Henney, P. J., 1991- Chemical and isotopic evidence for major mass-transfer between mafic enclaves and felsic magma. Chemical Geology, V. 92, p. 135-152.
 Janoušek, V., Farrow, C. M. and Erban, V., 2006- Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry, introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology, V. 47(6), p. 1255-1259.

- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M., 1997- Characterization and origin of the aluminous A-type granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, V. 38, p. 371–91.
- Kumar, S., Rino, V. and Pal, A. B., 2004- Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves, central India. *Gondwana Research*, V. 7(2), p. 539-548.
- Li, X. H., Li, W. X. and Li, Z. X., 2007- On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China. *Chinese Science Bulletin* V. 52, p.1873–1885.
- McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E. and Hofmann, A. W., 1991- K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth 's mantle. *Cosmochimica et Cosmochemica Acta*, V. 56, p. 1001-1012.
- Middlemost, E. A. 1989- Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of Volcanic Rocks. *Chemical Geology*, V. 77, p. 19-26.
- Moine, B., Ramambazafy, A., Rakotondrazafy, M., Ravolomiandrinarivo, B., Cuney, M. and de Parseval, P., 1998- The role of flour-rich fluids in the formation of the thorianite and sapphire deposits from SE Madagascar. *Goldschmidt Conference Toulouse*.
- Nabavi, M. H., 1976- An introduction to the geology of Iran. *Geological Survey of Iran*. 109 p.
- Nelson, S. T. and Montana, A., 1992- Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, V. 77, p. 1242-1249.
- Patinõ Douce, A. E. and Beard, J. S., 1995- Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, V. 36, p. 707–738.
- Patinõ Douce, A. E. and Beard, J. S., 1996- Effects of P, f_{O2} and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology*, V. 37, p. 999–1024.
- Patinõ Douce, A. E. and McCarthy, T. C., 1998- Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B.R., Liou, J.G. -Eds., *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Petrology and Structural Geology*, Vol. 10. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 27–55.
- Patinõ Douce, A. E., 1996- Effects of pressure and H₂O content on the composition of primary crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, V. 87, p. 11–21.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, V. 4, p. 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B.W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the Tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, V. 4, p. 956-983.
- Qiu, J. T., Song, W. J., Jiang, C. X.; Wu, H. D. and Raymond, M., 2013- CGDK: An extensible CoreIDRAW VBA program for geological drafting. *Computers and Geosciences*, V. 51, p. 34-48.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*, v. 36, p. 891–931.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D., 1993- Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, V. 21, p. 825–828.
- Rollinson, H., 2002- Using geochemical data evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited, 380p.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*. Elsevier, p. 1–64.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. A., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, V. 117(1-4), p. 209-228.
- Samani, B. and Ashtari, Sh., 1992- Geological evolution of Sistan and Baluchestan area. *Journal of earth sciences. Geological Survey of Iran*. No4.
- Shand, S. J., 1949- *Eruptive Rocks*. New York: Jone wiley and Sons, 488p.
- Shelley, D., 1992- *Igneous and metamorphic rocks under the Microscope. Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientations*. London (Chapman and Hall), 445p.
- Silva, M. M. V. G., Neiva, A. M. R. and Whitehouse, M. J., 2000- Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal. *Lithos*, V. 50, p. 153-170 .
- Tindle, A. G. and Pearce, J. A., 1983- Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autholiths and xenoliths. *Lithos*, V. 16, p. 185-202.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., Verma, S. K. and Agrawal, S., 2013- Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos*, V. 168, p. 113–123.
- Vidal, Ph., Cocherie, A. and Le Fort, P., 1982- Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochimica et Casmochimica Acta*, V. 46, p. 2279-2292.
- Vogel, T. A., 1982- Magma mixing in the acidic–basic complex of Ardnamurchan: implications on the evolution of shallow magma chambers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 79, p. 411-423.
- Waight, T. E., Maas, R. and Nicholls, I.A., 2001- Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Lithos*, V. 56, p. 165–186.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M., 1983- Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 64, p. 295–304.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987- A-Type Granites - Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 95(4), p.407-419.
- White, A. J. R. and Chappell, B.W., 2004- Petrographic discrimination of low- and high temperature I-type granites. *Resource Geology*, V. 54, p. 215–226.
- Wilson, M., 2007- *Igneous Petrogenesis—A Global Tectonic Approach*. Published by Springer, 480p.
- Zen, E-an, 1986- Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, V. 27, p. 1095–1117.

Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Geysour granitoid, East Gonabad

A. S. Pourmohammad¹, A. Ahmadi Khalaji^{2*}, M. Homam³, Z. Tahmasbi² and M. Ebrahimi⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2018 September 10

Accepted: 2018 April 13

Abstract

Geysour area is located in the east of Gonabad city and is part of the north of the Lut Block. The rocks in this area include granitoid rocks and high temperature – low pressure metamorphic rocks. Granitoid rocks are composed of granodiorite, enclave (metamorphic and igneous) and microgranites. These rocks belong to medium to high potassium calc-alkaline series, low temperature I type granite and are poorly peraluminous. The Chondrite-normalized REE patterns show that the rocks are enriched incompatible elements, with negative anomalies in Nb, Ta, Sr, P, Ti and Ba and strong enrichment in Rb, K and Th. These patterns are in perfect harmony in granodiorite, microgranular enclave (MME) and microgranite specimens. This harmony also has in upper, middle continental crust and greywackes. Positive anomalies in Rb, Th, Sm and negative anomalies in Ba are prominent in the composition of the crust. Based on the integration of these patterns with the pattern of upper continental crust (UCC) elements and greywackes and adaptation to laboratory work, the Geysour granitoid originated from crustal materials and a little mantle component. The temperature of granitoid formation was estimated based on the Zircon saturation temperature of 748-790 °C. Microgranular enclaves have rounded and oval shapes, mixed areole around them, fine grained texture, quartz and plagioclase eyes, bladed biotite, needled apatite, oxide phases in biotite, and the presence of a simple mixed – hyperbolic curve between MME and granodiorite. Field, petrography and geochemistry of the major and rare earth elements data suggest mixing/ mingling (partial melting) processes for the origin of enclaves and the rare earth elements patterns indicates the relationship between Geysour granitoid with the subduction system. Analysing its data, based on logarithmic ratios, show collision tectonic environment. Also, the tectonic-chemical distinctive diagrams suggest a syn-collision to post-collision tectonic type that is interpreted in connection with the collision of the Afghan Block with the Lut Block.

Keywords: Granodiorites, Micro-granite, Enclave, Crustal origin, Geysour.

For Persian Version see pages 137 to 150

*Corresponding author: A. Ahmadi Khalaji; E-mail: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir