Petrology, geochemistry and origin of Gapdan Granites (South east of Zahadan)

Habib Biabangard * and Sharareh Noori
Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract
The Gapdan granitoid is located in the southwestern margin of Zahedan granitoid and in the Sistan suture zone. The granitoid under study is composed of granite, monzogranite, granodiorite, pegmatite and diorite. These rocks consist mainly quartz, plagioclase, orthoclase, biotite and hornblende with granular and pegmatite textures. This pluton has intersected by andesitic to dacitic dykes with similar mineralogy with those of the Gapdan granitoid, but they have microlitic and microlitic porphyry textures indicating their formation at a shallow depth and sub-volcanic conditions. The Gapdan granitoid is characterized by metapelitic enclaves with dark-colored and irregular edges with their host pluton and are often enriched in quartz and mica minerals and usually granular texture. Geochemical studies show that the study rocks have calcalkaline to low alkaline magmatic series and metaluminous, I type, LREE and LILE enrichment and depleted in HREE and HFSE. These geochemical characteristics share with those of continental arcs. The amount of Nb / Ce (ave. 0.27) and Nb / La (ave. 0.58) ratios indicate the effect of crustal on the evolution of the Gapdan granite. Tectono magmatic diagrams show the Gapdan granitoid rocks related to syncollision to low post collision environments. According to geochemical data, the study granitoid rocks possibly originated by the rising residual melts from partial melting of oceanic crust (Neo-Tethys) during the collision between the Lut and the Sistan blocks (particularly the Sistan oceanic crust and the mantle wedge overlying it). The continental crust (Flysch and greywake metamorphosed deposit) has been affected the contamination of magma and its formation in post collisional tectonic regimes. Therefore, the Gapdan granitoid may be considered as a hybrid granite type.

Key words: Gapdan granitoid, Sistan suture zone, Calcalkaline, flysch zone of East Iran, Zahaden

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

سنگ‌شناسی، سال نهم، شماره سی و چهارم، تابستان ۱۳۹۷، صفحه ۵۹-۸۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۲۲

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)

حبیب بیابانگرد * و شراره نوری
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

توده گرانیتوییدی کوه گپدان در حاشیه شمال‌باختری گرانیتوییدی زاهدان، در پهنه زمین‌درز سیستان برونزد دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده از گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، پگماتیت و دیوریت است. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند از کانی‌های سازندۀ این سنگ‌ها هستند و بیشتر این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای و پگماتیتی دارند. این توده با دایک‌هایی قطع شده است که ترکیب آندزیتی و داسیتی دارند و کانی‌شناسی‌شان همانند توده است؛ اما بافت آنها میکرولیتی و میکرولیتیک پورفیری است. این بافت‌ها نشان‌دهندۀ پیدایش آنها در ژرفای کم و شرایط نیمه‌آتشفشانی‌اند. در گرانیتویید گپدان، انکلاوهای متاپلیتی تیره‌رنگی دیده می‌شوند که حاشیه آنها با توده نامشخص است. بیشتر این انکلاوها سرشار از کانی‌های میکایی و کوارتز هستند و معمولاً بافت دانه‌ای دارند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهندۀ سرشت کالک‌آلکالن تا اندکی مایل به آلکالن و متاآلومین، خاستگاه I، غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی آنها از HREE و HFSE هستند. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی از ویژگی‌های آشکارِ کمان‌های قاره‌ای هستند. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La با مقدارهای ۰/۲۷ و ۰/۵۸، نشان‌دهندۀ تأثیر پوسته در تکامل سنگ‌های گرانیتی کوه‌گپدان است. نمودارهای تکتونوماگمایی نشان می‌دهند سنگ‌های گرانیتوییدی گپدان وابسته به محیط‌های همزمان با برخورد تا اندکی مایل به پس از برخوردند. برپایۀ همۀ ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوییدی گپدان، پیدایش این توده احتمالاً پیامد بالاآمدن مذاب‌های بجامانده از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس هنگام برخورد بلوک لوت به بلوک سیستان (به‌ویژه پوسته اقیانوسی فرورفته سیستان و گوۀ گوشته روی آن) بوده و تأثیر پوسته قاره‌ای (ته‌نشست‌های فلیشی و گری‌وک‌های دگرگون‌شده) در آلایش ماگمای آن تأثیرگذار بوده است و این توده در رژیم‌های زمین‌ساختی پس از برخورد پدید آمده است. پس شاید بتوان گرانیت کوه گپدان را از نوع گرانیت‌های دورگه (هیبریدی) دانست.

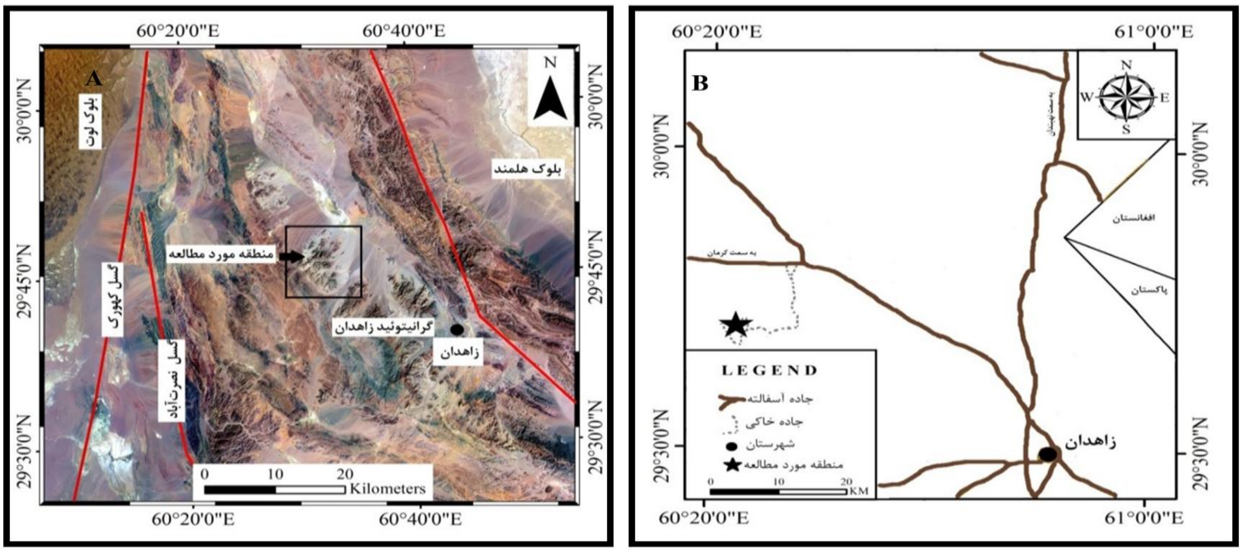
واژه‌های کلیدی: گرانیت گپدان، زمین‌درز سیستان، کالک‌آلکالن، فلیش خاور ایران، زاهدان

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

مقدمه

پژوهشگران بسیاری از دیرباز به بررسی سنگ‌های گرانیتی پرداخته‌اند. این سنگ‌ها بخش بزرگی از سنگ‌های پوسته قاره‌ای را دربر می‌گیرند (Lameyre and Bowden,1982) و معمولاً به‌صورت باتولیت و استوک یافت می‌شوند. گرانیت‌ها معمولاً کانی‌شناسی ساده‌ای دارند و بیشتر آنها از کانی‌های پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز ساخته شده‌اند (Barbarin, 1999). گرانیت‌ها از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی (Martin and Piwinskii, 1972; Pitcher, 1983)، شیمی عنصرهای اصلی (de la Roche *et al*., 1980; Debon and Lefort, 1983)، سرشت انکلاوها، دارابودن کانی‌های فرعی و رده‌بندی زایشی (Frost *et al*., 2001) بررسی می‌شوند. برپایهٔ پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما (پهنهٔ تکتونوماگمایی)، گرانیت‌ها در دو گروه I و S جای می‌گیرند (Chappell and White, 1974; Clarke, 1992). گرانیت‌های تیپ S به فراوانی گرانیت تیپ I نیستند؛ اما در بسیاری از نقاط جهان گزارش شده‌اند (Schermaier *et al*., 1997; Healy *et al*., 2004). سنگ‌های گرانیتی نوع S معمولاً پرآلومین و گرانیت‌های نوع I بیشتر متاآلومین‌اند (Pitcher, 1983; Shand, 1943).

توده گرانیتوییدی گپدان بخشی از شمال‌باختری گرانیتوویید زاهدان را دربر می‌گیرد (شکل ۱- A). از دیدگاه جغرافیایی، این توده در ۲۵کیلومتری شمال‌باختری زاهدان و میان طول‌های جغرافیایی شمالی '۶۰°۲۴ تا '۶۰°۲۰ و عرض‌های جغرافیایی خاوری '۲۹°۴۲ تا '۲۰°۴۰ جای گرفته است. جاده آسفالته زاهدان- بم بهترین راه دسترسی به آن است که پس از سپری‌کردی مسافت ۲۰ کیلومتر و سپس ۸ کیلومترجاده خاکی به‌سوی جنوب می‌توان به توده گپدان دست یافت (شکل ۱- B).



شکل ۱- A) موقعیت منطقه گپدان در پهنه زمین‌درز سیستان (جنوب‌خاوری ایران) روی تصویرهای ماهواره‌ای +ETM؛ B) راه‌های دسترسی به منطقه

تا کنون بررسی زمین‌شناسی روی توده گپدان انجام نشده است و تنها Behrouzi (۱۹۹۳) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان از آن یاد کرده است. پژوهشِ پیش رو از نخستین بررسی‌های سنگ‌شناسی روی این توده است که در آن ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و خاستگاه توده آورده شده‌اند؛ هرچند پیش از این، دربارهٔ توده گرانیتوویید زاهدان بررسی‌های گسترده‌ای بیشتر روی سنگ‌شناسی دایک‌های درون توده

و جنس آنها، ترکیب شیمیایی کانی‌ها، دما- و فشارسنجی، سن‌سنجی، دگریختی و بررسی‌های مغناطیسی انجام شده است (مانند بررسی‌های: Tirrul *et al*., 1983; Hosseini, 2002; Sadeghian, 2004; Kashtagar, 2004; Boomeri *et al*., 2005; Rezaei Kahakhaee, 2006; Kananian *et al*., 2006; Sadeghian and Valizadeh, 2007; Kashtagar and Nazari, 2007; Ghasemi *et al*., 2008; Saravani and Rezaii, 2011; Mohammadi *et al*., 2016; Rezaei Kahakhaee *et al*., 2017).

روش پژوهش

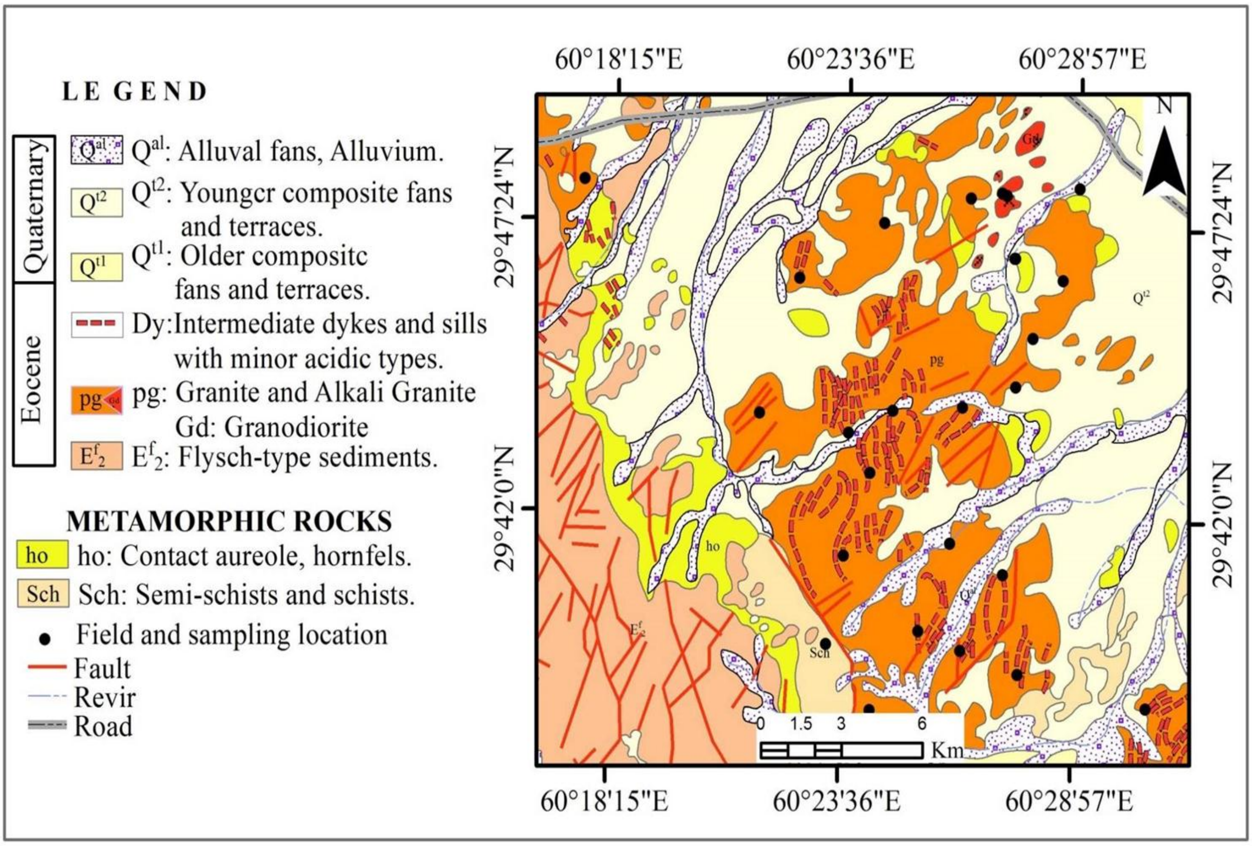
با انجام چند دوره بررسی‌های صحرایی از واحدهای گوناگون سازندهٔ گرانیتویید گپدان، شمار ۸۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. سپس از میان آنها، ۱۴ نمونه برگزیده و برای انجام تجزیهٔ شیمیایی به آزمایشگاه زرآزمای ماهان در کرمان فرستاده شدند. عنصرهای اصلی با روش XRF و عنصرهای فرعی و خاکی نادر با روش ICP-MS تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از این تجزیه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. در تفسیر داده‌ها و رسم نمودارها، نرم‌افزارهای CorelDraw و GCDkit به‌کار برده شدند. نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با نرم‌افزار ArcGIS رسم شده است.

جدول ۱- داده‌های خام تجزیهٔ شیمیایی به روش‌های XRF (برپایهٔ درصد وزنی) و ICP-MS (برپایهٔ ppm) برای نمونه‌های سنگی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) (نمونه تکراری با ستاره نشان داده شده است؛ G: گرانیت؛ GD: گرانودیوریت؛ Di: دیوریت؛ MDi: مونزودیوریت)

Sample No.	MDi-4	MDi-11	MDi-33	Di-31	Di-23	Di-35	GD-19	GD-29	GD-24	GD-10	G-27*	G-6	G-27	G-5
SiO_2	48.19	48.64	49.52	50.46	53.1	55.03	63.69	63.94	66.66	69.71	72.41	72.82	72.87	75.49
Al_2O_3	16.42	14.62	16.42	15.57	12.91	17.94	15.52	15.79	15.01	15.34	11.59	13.78	11.33	12.71
CaO	6.13	7.21	7.05	7.50	6.59	5.86	3.74	3.70	3.09	3.07	7.38	2.12	7.68	0.70
Fe_2O_3	9.11	8.14	8.16	7.71	8.20	6.73	5.74	5.66	4.37	2.44	3.69	1.61	3.73	0.59
K_2O	2.37	1.43	1.41	1.86	1.22	2.79	3.08	3.16	4.15	2.93	0.35	4.01	0.16	7.38
MgO	6.85	9.97	8.08	7.72	10.06	3.43	3.49	3.35	2.49	1.22	1.82	0.74	1.87	0.25
MnO	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.10	0.08	0.06	0.23	0.04	0.24	0.01
Na_2O	4.30	3.43	4.66	4.72	3.46	3.62	2.57	2.53	2.27	4.09	0.69	3.69	0.67	2.25
P_2O_5	0.51	0.19	0.37	0.50	0.15	0.19	0.14	0.14	0.17	0.10	0.12	0.05	0.12	0.03
TiO_2	1.96	0.93	1.21	1.28	1.42	0.98	0.65	0.65	0.52	0.36	0.58	0.23	0.56	0.06
LOI	3.19	4.69	2.79	2.29	2.53	3.08	1.17	0.87	1.05	0.58	0.81	0.82	0.44	0.36
Ba	721	451	522	766	364	444	390	362	542	459	70	247	76	642
Ce	58	35	55	70	27	39	51	50	57	44	42	30	40	38
Co	26.5	31	26.8	25.1	31.2	14.9	14.6	14.1	10.7	5.5	10.3	3.6	10.7	1.5
Cr	819	394	171	181	388	22	113	98	71	40	140	16	139	23
Cs	1.5	1.1	2.2	0.9	1	9.1	13.7	14.9	10.5	9.7	1.2	10.3	0.5	5.7
Dy	4.31	3.42	4.8	4.52	4.09	5.02	4.14	4.6	4.74	3.17	5.39	4.41	5.06	2.48
Er	2.22	1.94	2.71	2.35	2.27	2.98	1.97	2.25	2.28	1.92	3.27	2.99	3.01	1.27
Eu	1.95	1.03	1.72	2.15	1.23	1.56	1.05	1.18	1.21	0.64	1.23	0.53	1.16	0.69
Gd	4.92	3.12	4.87	5.52	3.85	4.7	4.54	4.91	5.72	3.03	5.29	3.22	4.8	2.58
Hf	2.42	2.46	3.19	3.79	2.75	3.57	0.62	0.62	0.59	0.73	0.73	0.83	0.72	0.78
La	29	13	22	35	11	17	25	25	28	23	23	16	23	18
Lu	0.23	0.23	0.29	0.26	0.26	0.34	0.22	0.23	0.22	0.23	0.38	0.44	0.35	0.17
Nb	23.5	8.7	20.8	24.2	10.4	10.5	13.6	14.6	11.5	12	9.3	9.3	8.1	2.2
Nd	32.6	16.4	29.8	39.9	14.8	24.8	27.5	29.8	35.4	17.8	29.7	14.6	27.2	16.8
Ni	80	188	135	129	276	6	91	89	67	19	47	12	54	5
Pb	4	3	1	4	5	6	12	12	20	15	3	21	4	101
Pr	5.22	0.64	4.67	7.79	0.14	3.04	4.42	4.88	6.17	1.81	4.58	0.69	3.95	1.42
Rb	75	61	73	56	54	231	172	184	184	140	21	165	10	221
Sc	17.6	21.9	18.1	17.3	18.4	17.9	13.8	12.9	9.5	5.1	8	3.6	7.8	0.6
Sm	5.96	3.19	5.32	7.08	3.64	5.03	5.45	5.77	6.9	3.33	5.78	3.27	5.25	3.43
Sr	1019.7	478.1	532.3	759.6	226.9	378.2	182.9	173	178.8	250.7	210.8	181.7	248.1	185.3
Ta	1.44	0.84	1.24	1.39	0.88	0.92	1.13	1.02	0.97	1.18	0.64	1.2	0.73	0.44
Tb	0.71	0.53	0.75	0.75	0.65	0.77	0.69	0.74	0.82	0.5	0.82	0.63	0.76	0.44
Te	0.66	0.56	0.41	0.56	0.48	0.23	0.1	0.18	0.17	0.1	0.33	0.1	0.19	0.1
Th	3.86	4.15	4.37	8.19	3.42	6.24	12.43	12.43	18.87	20.21	10.13	22.21	8.93	12.81
Tm	0.32	0.3	0.38	0.33	0.33	0.42	0.28	0.31	0.32	0.29	0.47	0.49	0.42	0.21
U	1.1	0.8	0.98	1.6	0.7	1.1	1.2	1	0.99	2.4	1.2	4	1	1.4
V	140	133	124	114	114	114	84	82	65	30	50	18	49	8
Y	17.5	14.9	17.4	16.7	15.8	17.8	16.9	17	17	17.2	21.6	24.3	21.2	11.5
Yb	2	1.8	2.1	1.8	1.8	2.1	1.5	1.5	1.2	1.4	2.5	3.6	2.5	0.3
Zr	69	70	89	124	67	81	6	5	5	7	5	8	5	8

جایگاه زمین‌شناسی کوه گپدان

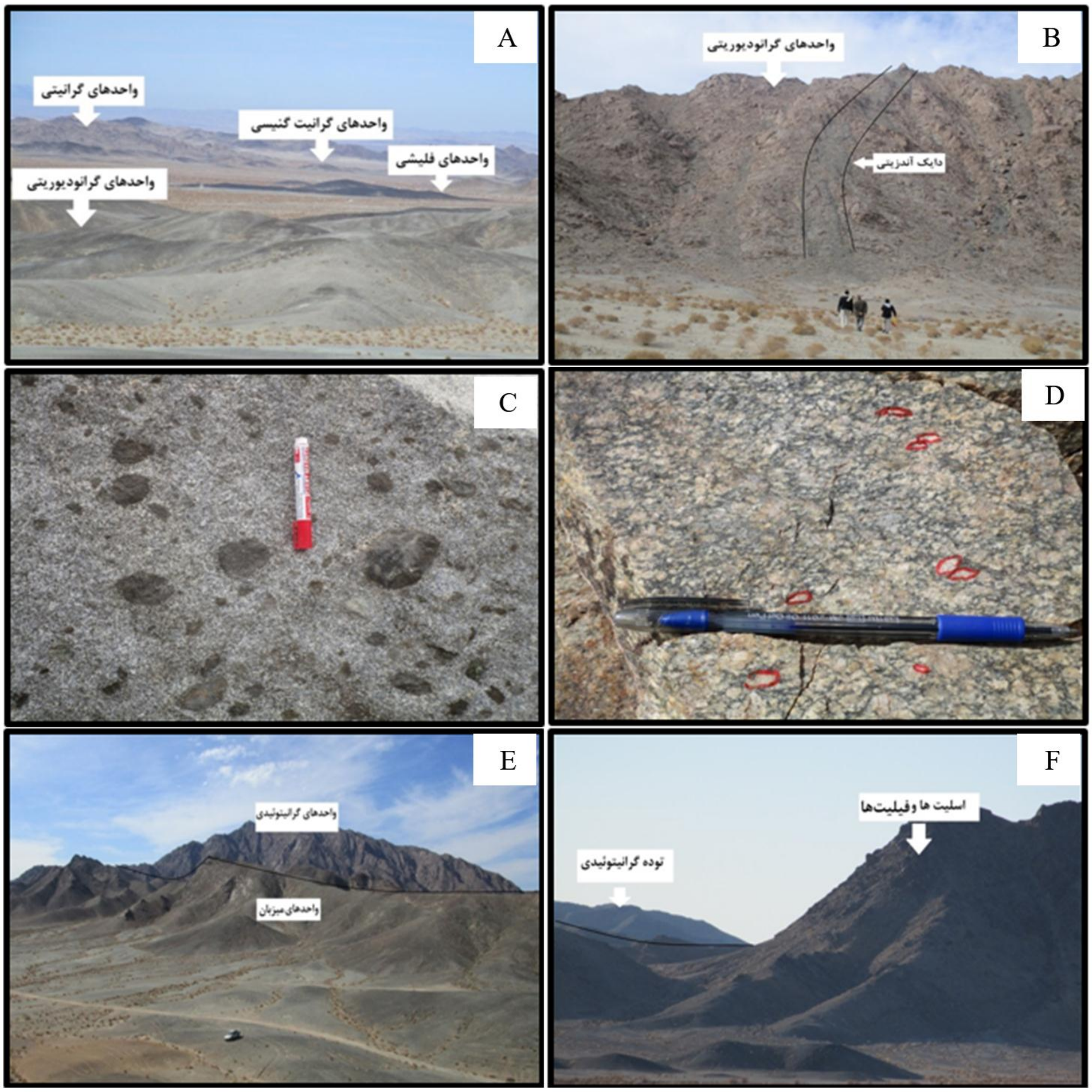
برپایهٔ بررسی‌های صحرایی، تصویرهای ماهواره‌ای و نقشهٔ زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان (Behrouzi, 1993)، نقشه زمین‌شناسی از منطقه کوه گپدان با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ در نرم‌افزار GIS رسم شد (شکل ۲). واحدهای منطقه دربردارندهٔ سنگ‌های گوناگون رسوبی با رخساره فلیشی (ائوسن) هستند که با تودهٔ گرانیتوییدی گپدان (الیگو- میوسن) قطع شده‌اند. فیلیت، اسلیت، متاسندستون، میکاشیست و آهک‌های متبلور از سنگ‌های دگرگونی در منطقه‌اند. در این مجموعه‌ها دایک‌هایِ با طیف آندزیتی تا داسیتی جایگزین شده‌اند (شکل ۳).



شکل .Error! No text of specified style in document– نقشه زمین‌شناسی منطقه گپدان (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان و رسم‌شده در محیط نرم‌افزار GIS به مقیاس ۱:۲۰۰۰۰)

گرانیت، گرانودیوریت، گرانیت میلونیتی (شکل ۳- A)، دایک‌های آندزیتی و داسیتی از واحدهای گرانیتوییدی کوه گپدان‌اند. گرانیت‌ها بیشترین گسترش را دارند و ریخت‌شناسی خشن و مرتفع نشان می‌دهند. این سنگ‌ها درون مجموعه فلیشی برونزد یافته‌اند. گرانودیوریت‌ها با گسترش کم و در بخش شمال‌خاوری کوه گپدان جای دارند. این سنگ‌ها ریخت‌شناسی خشنی به‌صورت قله‌های کم‌ابیش بلند دارند و با دایک‌های آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۳- B). در این سنگ‌ها، انکلاوهای متاپلیتی دیده می‌شوند (شکل ۳- C). بیشتر این انکلاوها شکل و حاشیه‌های نامشخصی دارند و به‌رنگ تیره و سرشار از

کـــانی‌هـــای میکـــایی و کـــوارتز دیـــده مـــی‌شـــوند. در برخی نمونه‌های آنها فلدسپار نیز دیده می‌شود.



شکل ۳- A) نمایی از ارتباط واحدها در کوه گپدان (دید رو به جنوب‌باختری)؛ B) واحدهای گرانودیوریتی کوه گپدان و دایک‌های آندزیتی درون آن (دید رو به جنوب‌باختری)؛ C) انکلاوهای تیره رنگ (معمولاً متاپلیتی) درون واحدهای گرانیتی؛ D) ساختار میلونیتی در گرانیت میلونیتی‌شده کوه گپدان؛ E) مرز فلیش‌ها با واحدهای گرانیتوییدی گپدان (دید رو به باختر)؛ F) نمایی از واحدهای اسلیت و فیلیت منطقه کوه گپدان (دید رو به خاور)

بیشتر انکلاوها بافت گرانولار دارند. توده گرانیتی بیشتر در حواشی، میلونیتی شده و ساختار میلونیتی پیدا کرده است (شکل ۳- D). لایه‌های روشن از کانی‌های کوارتز و فلدسپار و لایه‌های تیره از کانی‌های فرومنیزیم (به‌ویژه بیوتیت) ساخته شده‌اند. واحدهای میزبان توده گرانیتی گپدان بیشتر رخساره فلیشی و ترکیب سنگ‌شناسی شیل و سیلتستون دارند (شکل۳- E). این واحدها در مرز سنگ‌های گرانیتوییدی، دچار دگرگونی همبری درجه ضعیفی شده و به اسلیت و فیلیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳- F).

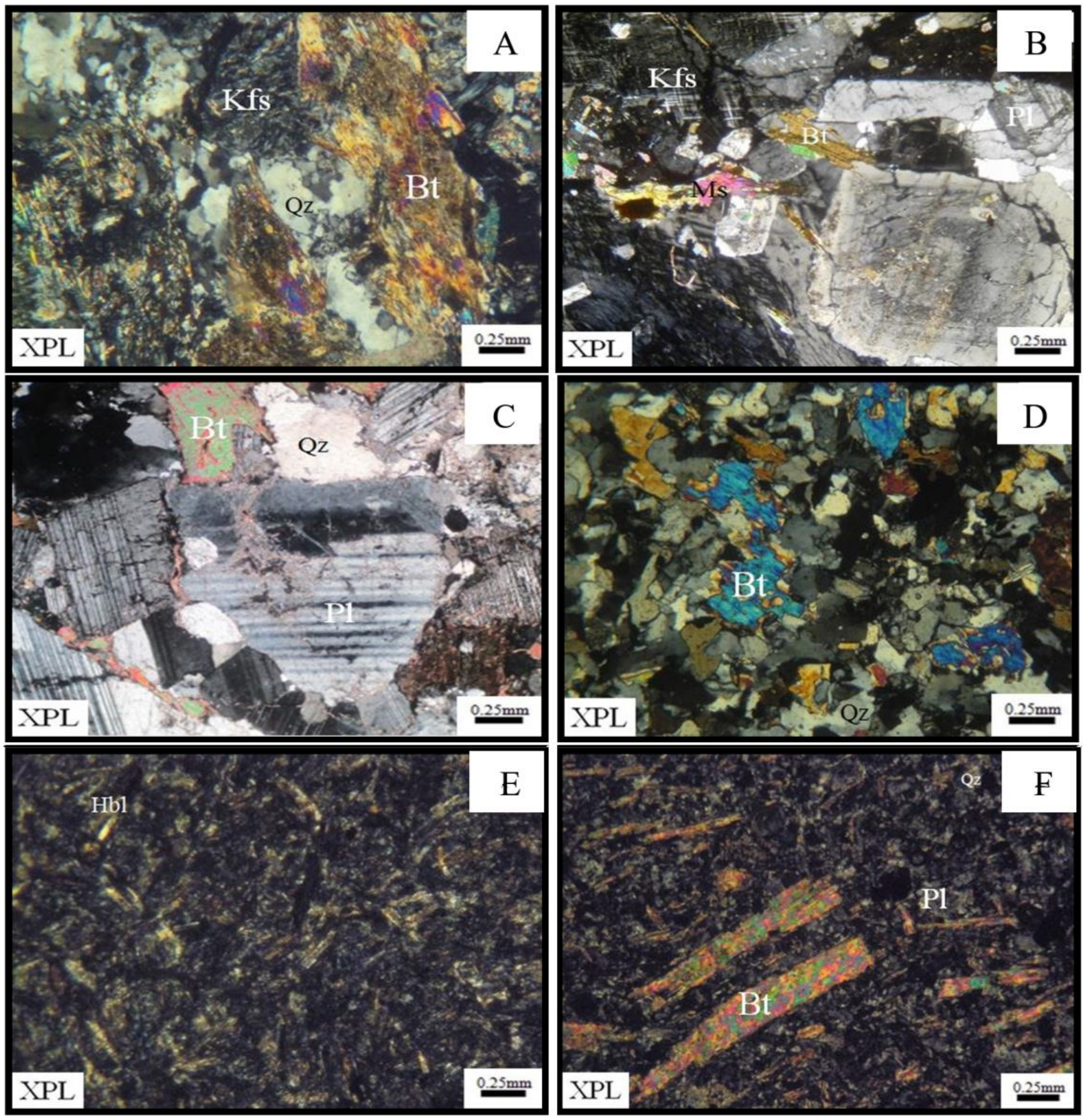
سنگ‌نگاری

برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری، گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت، دیوریت و دایک‌ها با ترکیب

آندزیتی تا داسیتی از سنگ‌های سازندۀ گرانیتوییـد گپـدان هسـتند و از کـانی‌هـای ارتـوکلاز، کـوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت ساخته شده‌اند.

گرانیت‌های معمولی (مونزوگرانیت): این سـنگ‌ها فراوان‌ترین حجم سنگ‌های گرانیتـی کـوه گپـدان را دربـر مـی‌گیرنـد و بافـت‌هـای دانـه‌ای، گرافیکـی، کرمی‌شکل و پگماتیتی دارند. کانی‌های سـازندۀ آنهـا در مقطع‌های میکروسکوپی عبارتند از:

- کوارتز: این کانی از کـانی‌هـای اصـلی سـازندۀ ایـن سنگ‌ها به‌شمار می‌رود (۲۵ تا ۳۰ درصدحجمی). از دیدگاه اندازه، میانگین اندازۀ آن نزدیک به ۰/۵ تا ۲ میلیمتر است و به‌صورت بی‌شکل و پرکننـده فضاهای خالی در میان کانی‌های دیگر رشد کـرده است (شکل ۴- A).



شـکل **.Error! No text of specified style in document**۴- گزیـده‌ای از تصـویرهای میکروسـکوپی واحـدهای مونزوگرانیـت و گرانودیوریـت گپـدان (شمال‌باختری زاهدان): A) بلورهای آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت و کوارتز؛ B) بلورهای درشت پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، مسـکوویت و بیوتیـت؛ C) بلورهـای کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت؛ D) بلورهای بیوتیت، هورنبلنـد و کـوارتز؛ E) بافـت میکرولیتـی در دایـک‌هـای آنـدزیتی؛ F) بلورهـای درشـت بیوتیـت در دایک‌های آندزیتی (همه تصویرها در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند؛ در همه تصویرهای میکروسکوپی، نام اختصاری کـانی‌هـا از

Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است)

- پلاژیوکلاز: این کانی مهم‌ترین فلدسپار سازندهٔ سنگ‌هاست (۳۰ تا ۳۵ درصدحجمی) که به‌صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک و در اندازه‌هایی نزدیک به ۰/۳ تا ۲ میلیمتر دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، این کانی تجزیه و با سریسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده است. همچنین، در برخی نمونه‌ها به‌صورت پراکنده، این کانی میانبارهایی از مسکوویت و زیرکن دارد (شکل ۴- B).
- ارتوکلاز و میکروکلین: ارتوکلاز به‌صورت بی‌شکل و شکل‌دار، در اندازه‌های ۰/۸ تا ۲ میلیمتر و با میانگین درصدحجمی برابربا ۳۵ تا ۴۰ از کانی‌های سازندهٔ این سنگ است (شکل ۴- B).
- بیوتیت: مهم‌ترین کانی تیره در این سنگ‌ها (۱۰ تا ۱۵ درصدحجمی) است که به‌صورت صفحه‌ای با چندرنگی قهوه‌ای و ساختار نواری در میان کانی‌های دیگر رشد کرده است (شکل‌های ۴- C و ۴- D).

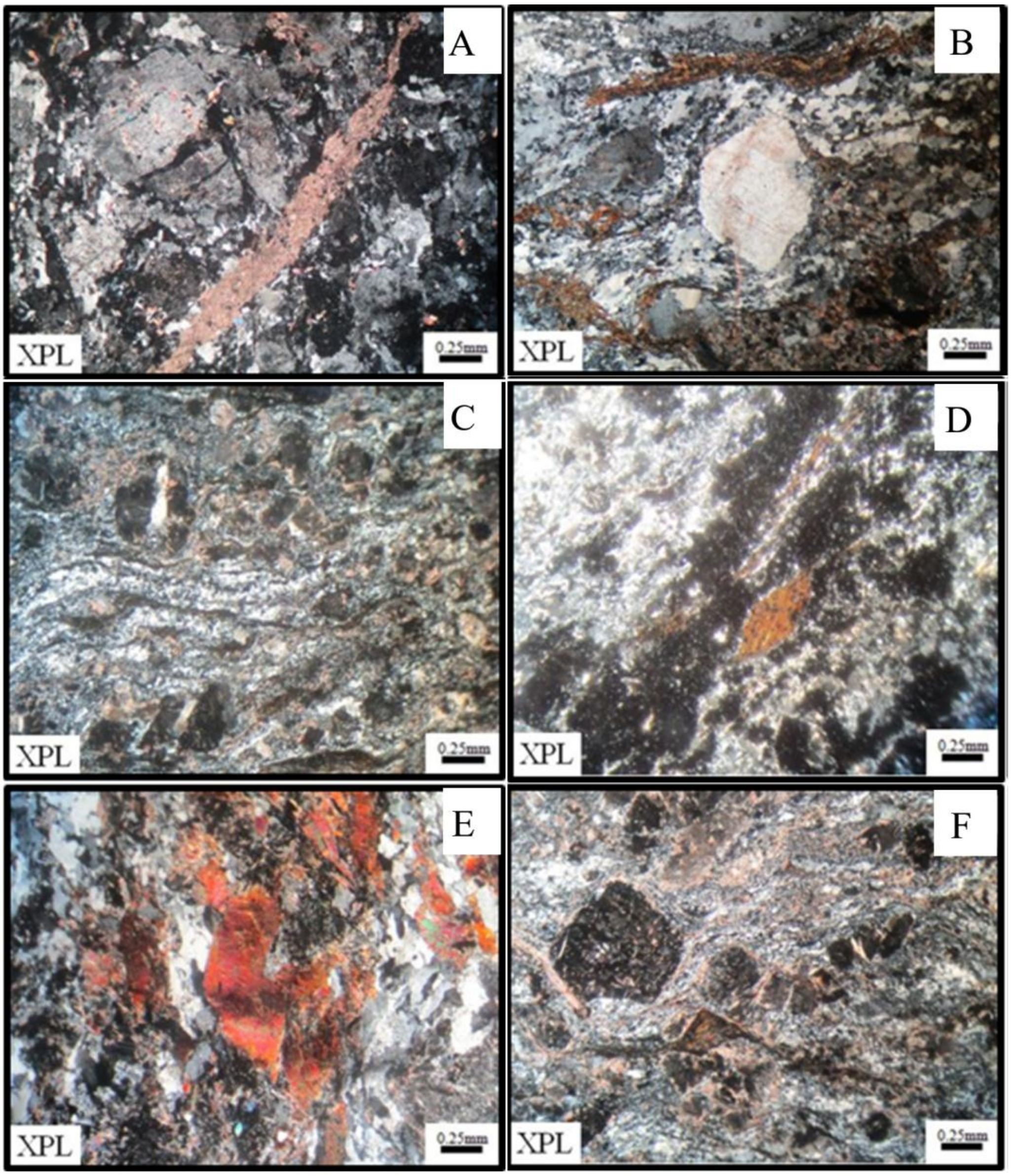
گرانودیوریت‌ها: گسترش این سنگ‌ها و اعضای وابسته به آنها (مانند: دیوریت، مونزونیت‌ها و دایک‌ها) کمتر از گرانیت‌هاست. ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌های سنگ‌های گرانودیوریتی کوه گپدان به این شرح است:

- کوارتز: به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار (۲۰ تا ۲۵ درصدحجمی) و تا اندازهٔ ۱/۵ میلیمتر دیده می‌شود.
- پلاژیوکلاز: این کانی به‌صورت شکل‌دار تا بی‌شکل (۴۰ تا ۴۵ دزصدحجمی) و شکل‌های شکسته‌شده با ماکل پلی‌سینتتیک حداکثر تا اندازه ۲ میلیمتر در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود.
- ارتوکلاز: این کانی به‌صورت کدر، شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌هایی تا ۱ میلیمتر (۱۵ تا ۲۰ درصدحجمی) در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود.
- هورنبلند و بیوتیت: این کانی‌ها بیشتر به‌صورت شکل‌های کشیده تا بی‌شکل با رخ مشخص و در اندازه‌های از ۰/۱ تا ۲ میلیمتر (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) هستند.
- مسکوویت: به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و پراکنده در میان کانی‌های دیگر رشد کرده و کانی ثانویه است.

دایک‌ها: دایک‌های درون سنگ‌های گرانیتوییدی کوه گپدان سرشت حد واسط و ترکیب آندزیتی، بیوتیت آندزیت و داسیتی دارند. در مقطع‌های میکروسکوپی آنها، کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند دیده می‌شوند.

پلاژیوکلاز: این کانی میانگین درصدحجمی ۵۵ تا ۶۵ از کانی‌های سازندهٔ این سنگ‌ها را به‌خود اختصاص داده است. این کانی به دو صورت درشت‌بلور با ماکل‌های پلی‌سینتتیک، منطقه‌بندی و بافت غربالی و ریزبلور درون خمیره سنگ دیده می‌شوند و بافت میکرولیتی را در این سنگ‌ها پدید آورده است (شکل ۴- E). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز گاه تجزیه و با کلسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند.

- کوارتز: به‌صورت دانه‌ریز و بی‌شکل در زمینه و نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر و گاه در مقطع‌های میکروسکوپی، با بافت خلیجی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود.
- هورنبلند: این کانی با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصدحجمی و در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۸ میلیمتر است.
- بیوتیت: این کانی به‌صورت درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار صفحه‌ای، با اندازه تا ۱/۵ میلیمتر در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۴- F). در برخی نمونه‌ها این کانی تجزیه و با کلریت جایگزین شده است.



شکل ۵- گزیده‌ای از تصویرهای میکروسکوپی گرانیت‌های میلونیتی کوه گپدان: A) ساختار ساب‌ماگمایی در بلورهای پلاژیوکلاز؛ B) ساختار هسته و پوشش در بلورهای پلاژیوکلاز؛ C) رشد بلورهای کوارتز و بافت برگوارگی در بلورهای پلاژیوکلاز؛ D) ساختار چشمی بلورهای بیوتیت؛ E) ساختار C- شکل در بلورهای بیوتیت؛ F) ساختار S- شکل در بلورهای بیوتیت (همه تصویرها در نور پلاریزه متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند)

گرانیت‌های میلونیتی: کانی‌های ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت از کانی‌های سازندهٔ این سنگ‌ها هستند.

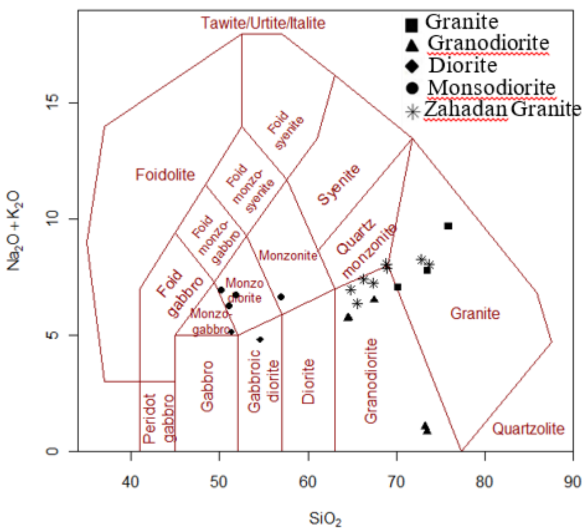
- پلاژیوکلازها: در برخی نمونه‌ها، در بلورهای این کانی پدیدهٔ پس از مرحلهٔ ماگمایی (Post magmatic) دیده می‌شود (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵- A). در پی افزایش تنش، شکستگی‌هایی در این کانی‌ها پدید آمده‌اند که با کانی‌های ثانویه (مانند: کوارتز، کلسیت و سریسیت) پرشده‌اند. در برخی نمونه‌ها، این کانی، به‌صورت ساختار هسته - پوشش دیده می‌شود (شکل ۵- B) و در اثر

فعالیت‌های زمین‌ساختی، کانی‌های موجود خردشده و به‌صورت هم‌مرکز در گرداگرد بلورهای درشت پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. در پی تنش کششی، در برخی نمونه‌ها، یک دسته شکستگی موازی در بلورهای پلاژیوکلاز پدید آمده است که با سیلیس ثانویه پرشده است. در برخی نمونه‌ها، این شکستگی‌ها در این کانی‌ها برگوارگی (فولیاسیون) پدید آورده‌اند (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵- C).

- بیوتیت: در برخی نمونه‌ها، تأثیر تنش فشارشی به بلورهای کانی بیوتیت، سبب حرکت جریانی این کانی در سطوح رخ و پیدایش بافت چشمی در این کانی‌ها شده است (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵- D). اعمال دو جهت تنش با زاویه کمتر از ۹۰ درجه بر بلورهای کانی بیوتیت، سبب حرکت جریان بلورهای این کانی در میان سطح‌های رخ و پیدایش ساختار C- شکل در بلورهای این کانی شده است (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵- E). اعمال چند جهت تنش بر بلورهای کانی بیوتیت سبب حرکت جریان بلورهای این کانی در میان سطح‌های رخ و پیدایش ساختار S- شکل در بلورهای این کانی شده است (Passchier and Trouw, 1996؛ شکل ۵- F). ساختارهای یادشده نشان می‌دهند توده گرانیتی گپدان دچار فرایندهای دگریختی با راستاهای تنش مختلف در چندین مرحله شده است. همچنین، بافت‌های نواری، چشمی و کاتاکلاستیک در گرانیت‌های میلونیتی توده که پیامد فعالیت‌های زمین‌ساختی پس از جایگیری آن هستند، نشان از زمین‌ساخت فعال منطقه دارند.

زمین‌شیمی

در نمودار رده‌بندی Cox و همکاران (۱۹۷۹)، Le Bas و همکاران (۱۹۸۶) و Middlemost (۱۹۹۴) که به‌نام نمودار TAS شناخته می‌شود، سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت جای گرفته‌اند (شکل ۶).

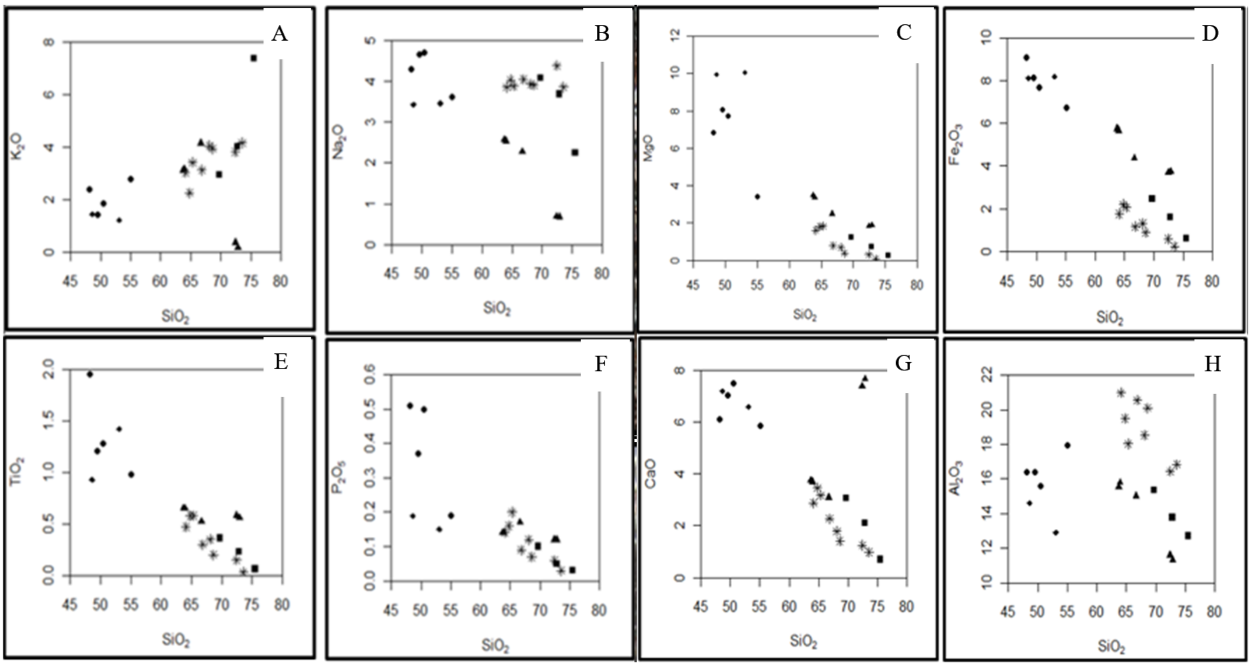


شکل ۶- جایگاه سنگ‌های کوه گپدان در نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین (Middlemost, 1985) (در همه نمودارهای زمین‌شیمیایی از نشانه‌های به‌کاررفته در این شکل بهره گرفته شده است)

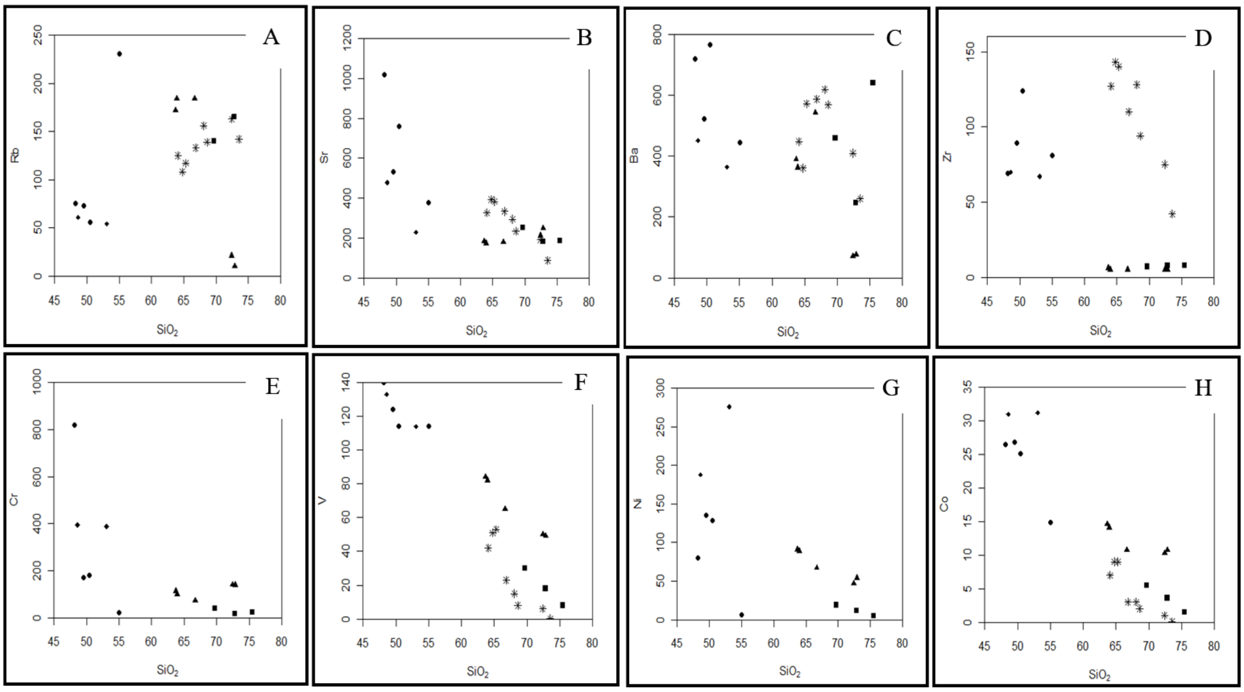
به‌علت پیوسته‌بودن ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، در همه نمودارهایِ هارکرِ عنصرهای اصلی (شکل ۷) و عنصرهای فرعی (شکل ۸)، به‌علت دامنه کم تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ‌های بررسی‌شده، عنصرهای اصلی روند پیوسته و نزدیک به‌هم را نشان می‌دهند. روند پیوسته تغییرات اکسیدهای اصلی گواهی بر تحولات شیمیایی ماگما دانسته می‌شود. در حقیقت، میانگین این تغییر و تحولات، روند تحولی بخش‌های گوناگون ماگما را نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

سنگ‌های گرانیتوییدی کوه گپدان از سری کالک‌آلکالن هستند و روندی تفریقی به‌سوی

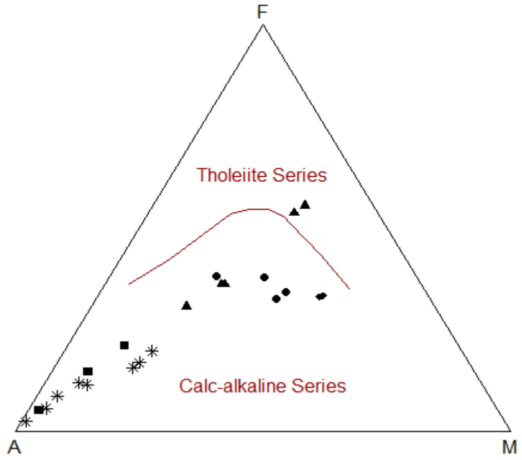
سنگ‌های غنی‌ترِ آلکالن را نشان می‌دهند. شماری از نمونه‌های گرانودیوریتی به‌علت دگرسانی و یا آلایش پوسته‌ای در محدوده سنگ‌های توله‌ایتی جای گرفته‌اند (شکل ۹).



شکل ۷- نمودارهای هارکر عنصرهای اصلی (Harker, 1909) برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)



شکل ۸- نمودارهای هارکر عنصرهای فرعی و کمیاب برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)

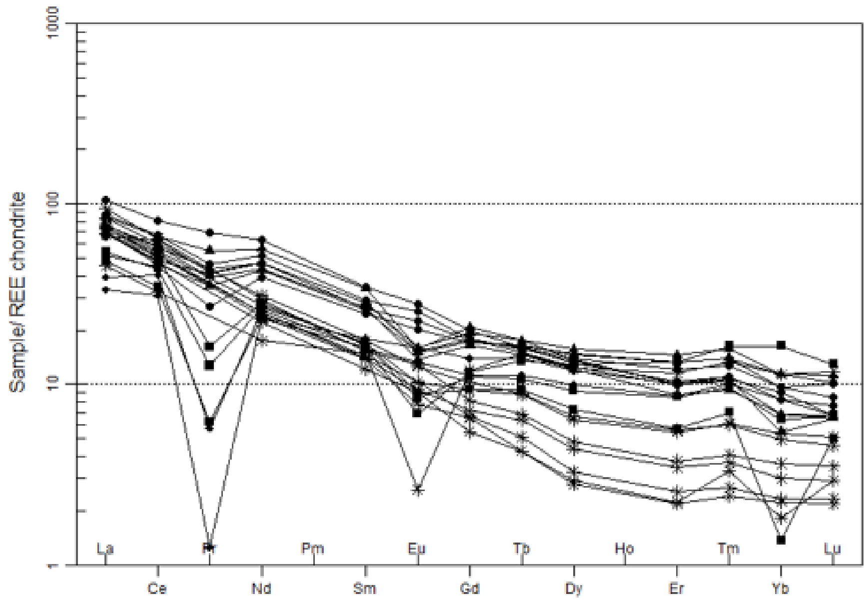


شکل ۹- سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) روی نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)

نمودارهای عنکبوتی برای بررسی تغییر تحولات ماگمایی مادر نسبت به ماگمای اولیه و نزدیکی ژنتیکی آنها اهمیت بالایی دارند. ترتیب عنصرها در نمودارهای عنکبوتی برپایهٔ تحرک و افزایش ناسازگاری آنهاست. عنصرهای با تحرک بالا در بخش چپ و عنصرهای با تحرک کمتر در بخش راست نمودار جای گرفته‌اند و ازاین‌رو، برپایهٔ ناسازگاری از راست به چپ مرتب می‌شوند (Rollinson, 1993). الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده دربرابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) در شکل ۱۰ آورده شده است.

در این نمودار موازی‌بودن الگوی تغییر ترکیب سنگ‌های منطقه، سازوکار پیدایش آنها و خاستگاه‌گرفتن از یک ماگما را نشان می‌دهد. در این نمودار، غنی‌شدگیِ بیشتر در عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE؛ مانند: La، Pr، Nd و Pm) و غنی‌شدگیِ کمتر در عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE؛ مانند: Ho، Er، Tm، Yb و Lu) دیده می‌شود که این از ویژگی‌های بارز ماگماهای کالک‌آلکالن است (Gill, 1981).

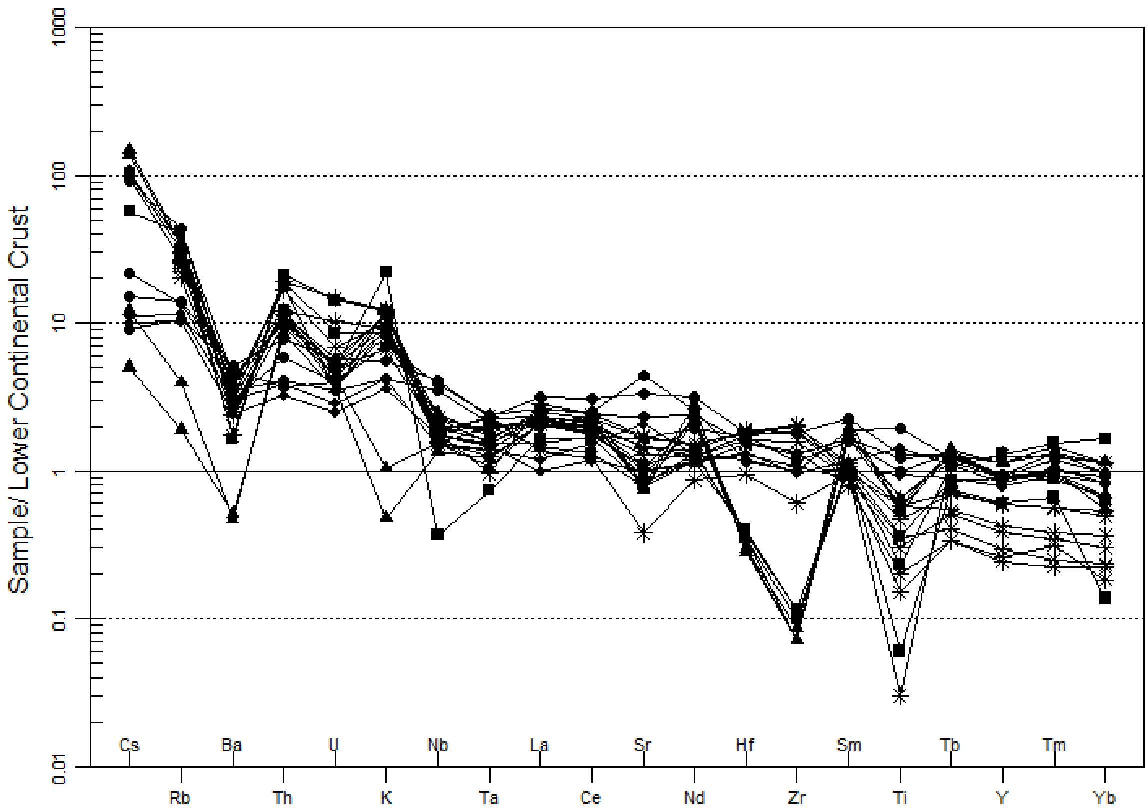
مقدار Eu با بود یا نبود پلاژیوکلاز کنترل می‌شود (Taylor and McLennan, 1985). پس خارج‌شدن فلدسپار از مذاب فلسیک از راه تبلوربخشی (تبلور جزء به جزء) یا ذوب‌بخشی سنگی که فلدسپار در خاستگاه آن به‌جای مانده است، بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب را به‌دنبال دارد (Rollinson,1993; Djouka-Fonkwe *et al.*, 2008).



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده دربرابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)

آنومالی Eu به فوگاسیته اکسیژن و جدایش پلاژیوکلاز از مذاب بستگی دارد (Wilson, 1989). احتمالاً آنومالی منفی و مثبت Eu در برخی نمونه‌ها پیامد خروج یا افزایش این عنصر توسط پلاژیوکلاز در فازهای پیشین تبلور است (شکل ۱۰). در برخی نمونه‌ها، برخی عنصرهای خاکی کمیاب (مانند: Yb و Pr) آنومالی منفی دارند (شکل ۱۰) که این پدیده احتمالاً پیامد به‌جای‌ماندن این عنصرها در فازهای دیرگداز (مانند: ایلمنیت، مونازیت و اسفن) است.

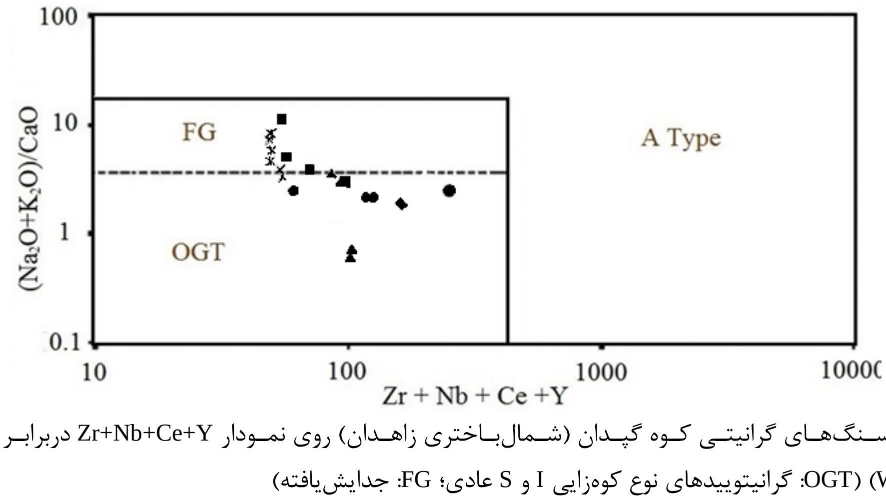
به‌دلیل ضریب توزیع بالای HREEها در گارنت، در بیشتر موارد، الگوی شیب‌دار عنصرهای خاکی نادر را پیامد گارنت به‌جامانده در خاستگاه می‌دانند (Dostal *et al.*, 2003)؛ اما در حقیقت، الگوی شیب‌دار REE همیشه نیازمند گارنت‌داربودن خاستگاه نیست. در صورت نبود گارنت در خاستگاه الگوی شیب‌دار چه‌بسا پیامد وجود آن در رسوب‌های در حال ذوب باشد (Avanzinelli *et al.*, 2009). بلکه گاه نیز عامل متاسوماتیسم از جایی خاستگاه گرفته است (برای نمونه، گوشتهٔ ژرف یا رسوب‌های فرورونده) که گارنت فاز به‌جامانده در آنجاست (Wilson, 1989). نمودارهای عنکبوتی عنصرهای فرعی بهنجارشده دربرابر ترکیب پوستهٔ زیرین قاره‌ای (Taylor and McLennan., 1995) در شکل ۱۱ آورده شده‌اند.



شکل ۱۱- نمودارهای عنکبوتی عنصرهای فرعی بهنجارشده دربرابر ترکیب پوستهٔ زیرین (Taylor and McLennan, 1995) برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان

برپایهٔ این نمودار، در سنگ‌های نفوذی و دایک‌های منطقه، عنصرهای K، Cs و Sr دربرابر پوستهٔ زیرین قاره‌ای غنی‌شدگی و عنصرهای Zr، Ba، Ti، و Yb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عنصرهای با شدت میدان الکتریکی کم (LILE؛ مانند: Th، Rb، La، K و Ce) و تهی‌شدگی عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE؛ مانند: Nb، Ti، Hf و Zr) از ویژگی بارز کمان‌های مرتبط با فرورانش مرز قاره‌ای فعال هستند (Hawkesworth *et al.*, 1991; Khan *et al.*, 1993; Castillo *et al.*, 2006). هرچند برخی پژوهشگران، تهی‌شدگی Nb، Ti و Zr را به فرایندهای تهی‌شدگی پیشین در سنگ‌های گوشته نیز وابسته دانسته‌اند (Gust *et al.*, 1977; Woodhead *et al.*, 1993). مقدار کم Ti و Nb نشانهٔ به‌جای‌ماندن این عنصرها در خاستگاه، هنگام ذوب و نشان‌دهندهٔ حضور فازهای دیگر دارای این عنصرها (مانند: روتیل، ایلیمنیت، آمفیبول پاراگازیتی تیتان‌دار، اسفن و آپاتیت) در پوستهٔ اقیانوسی فرورونده و یا گوهٔ گوشته‌ای ذوب‌نشده است (Tatsumi *et al.*, 1986; Keppler, 1996). غنی‌شدگی اندک Sr پیامد وجود مقداری پتاسیم‌فلدسپار در این نمونه‌هاست (Martin, 1999). غنی‌شدگی پتاسیم (K) و سزیم (Cs) پیامد وجود آلکالی‌فلدسپار در نمونه‌های منطقه است. غنی‌شدگی و تهی‌شدگی Sr به مقدار پلاژیوکلاز بستگی دارد؛ زیرا این عنصر همراه با پلاژیوکلاز از محیط خارج می‌شود (Martin, 1999). ازاین‌رو، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی استرانسیم به مقدار و نوع فلدسپارهای نمونه‌های بررسی‌شده بستگی دارد (شکل ۱۱).

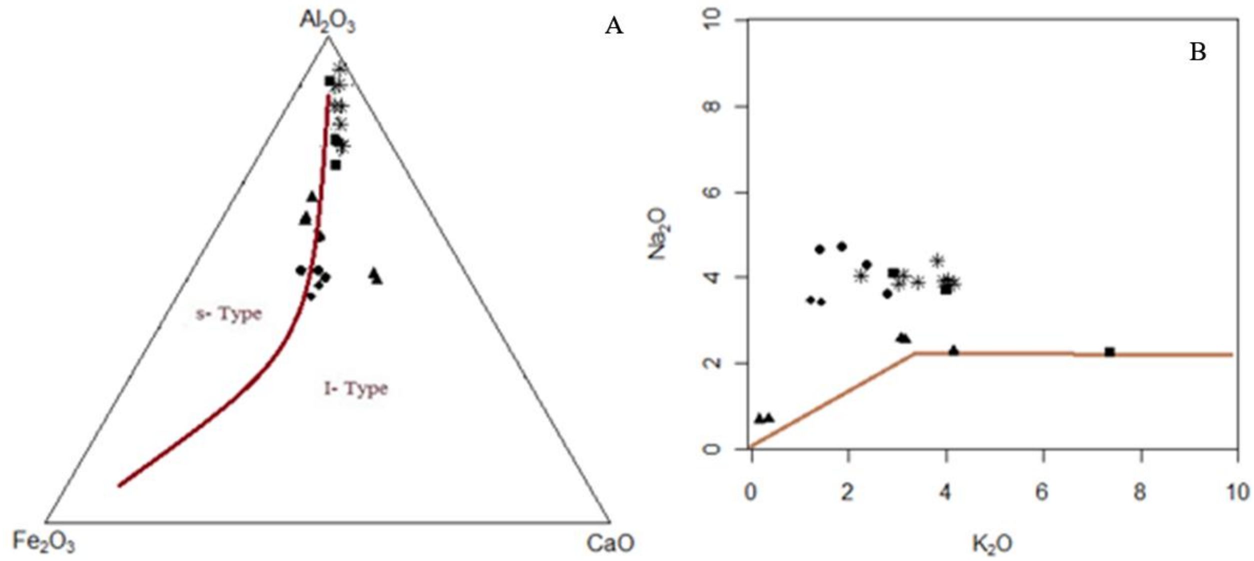
در نمودار Zr+Nb+Ce+Y دربرابر $(Na_2O+K_2O)/CaO$ برای تفکیک گرانیتوییدها (شکل ۱۲)، نمونه‌های منطقه در محدوده I و S و در هر دو بخش OGT و FG جای گرفته‌اند.



شکل ۱۲- جایگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) روی نمودار Zr+Nb+Ce+Y دربرابر $(Na_2O+K_2O)/CaO$ (Whalen *et al.*, 1987) (OGT: گرانیتوییدهای نوع کوه‌زایی I و S عادی؛ FG: جدایش‌یافته)

برپایهٔ نمودارهای K_2O دربرابر Na_2O و AFC در شکل‌های ۱۳- A و ۱۳- B، بیشتر نمونه‌ها در محدودهٔ I و شمار اندکی در محدودهٔ S جای گرفته‌اند. گاه این تمایل نیز می‌تواند پیامد تفریق سری I به سری S باشد. ازاین‌رو، گمان می‌رود، گرانیت‌های این منطقه از نوع I

هستند، اما احتمالاً حضور بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی و پدیده ذوب رسوب‌های فلیشی سرشت گرانیت‌های منطقه را به S تغییر داده است. ازاین‌رو، گمان می‌رود گرانیت‌های کوه گپدان نیز همانند توده زرگلی (Kashtagar, 2004)، از نوع دورگه (هیبریدی) باشند.

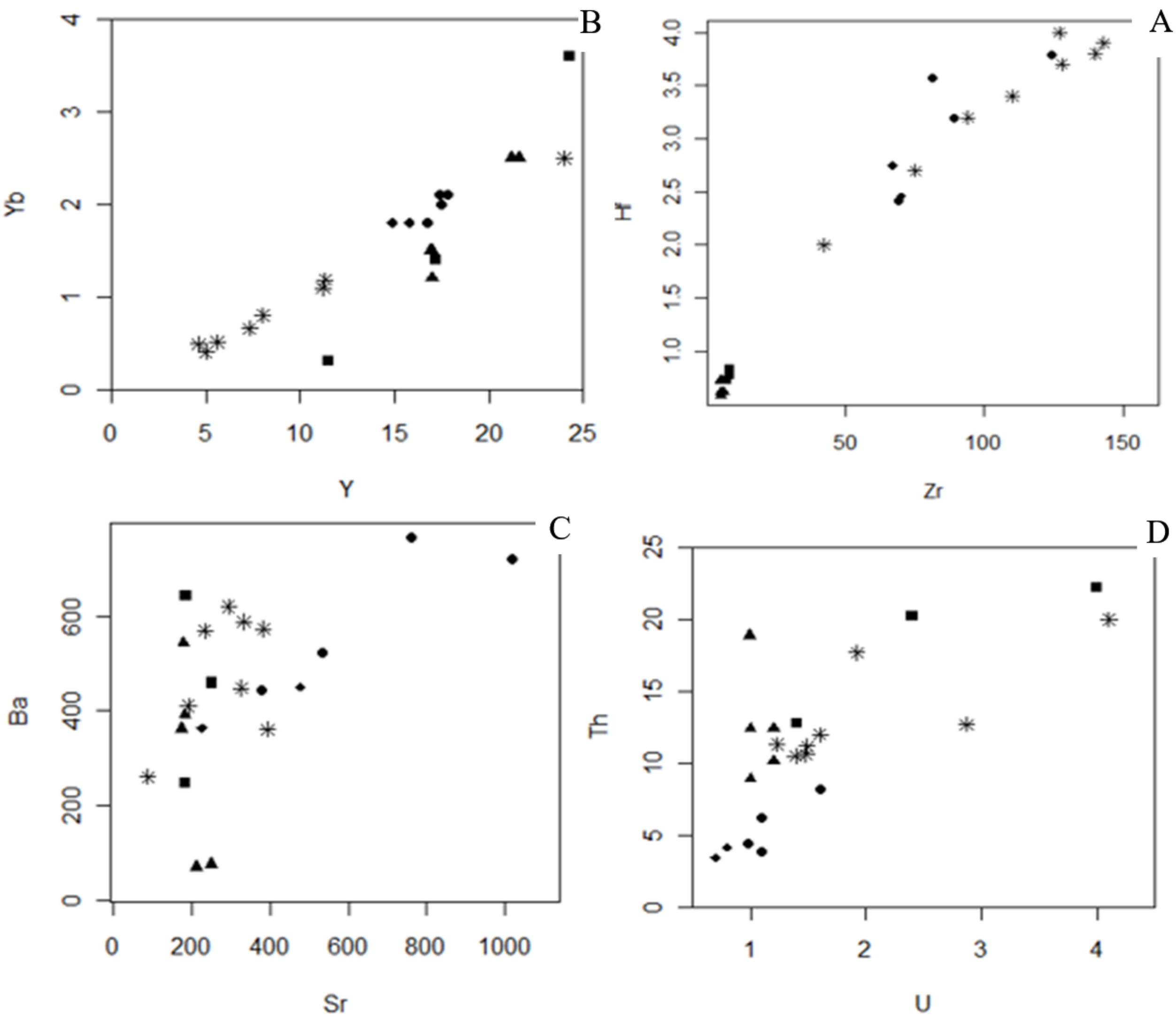


شکل ۱۳- جایگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) در: A) نمودار AFC (Chappell and White, 1979)؛ B) نمودار K_2O دربرابر Na_2O (Chappell *et al.*, 1998)

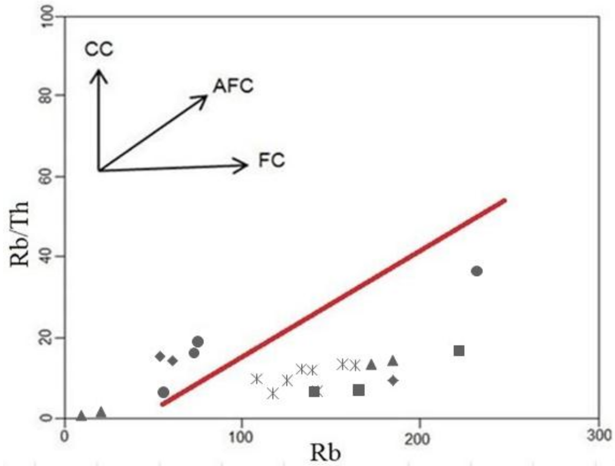
برای بررسی روابط خویشاوندی نمونه‌های منطقه، نمودارهای عنصرهای ناسازگار دربرابر عنصرهای ناسازگار به‌کار برده شدند (شکل ۱۴). اگر نمونه‌ها در نمودارِ دو عنصرِ ناسازگار دربرابر هم روند خطی مثبت داشته باشند و این روند خطی مثبت از مبداء مختصات بگذرد، فرایند اصلی ارتباط‌دهنده این سنگ‌ها جدایش بلوری است وگرنه، فرایند اصلیِ ارتباط‌دهنده ذوب‌بخشی خواهد بود (Rogers *et al.*, 1984). همان‌گونه‌که در شکل ۱۴نشان داده شده است، بیشتر نمونه‌ها روندی خطی صعودی دارند که از مبدا مختصات می‌گذرد. پس فرایند جدایش بلوری در تحولات ماگمایی منطقه نقش داشته است.

برای شناسایی فرایندهای مؤثر بر جدایش بلوری، نمودار Rb دربرابر Rb/Th (Tchameni *et al.*, 2006) به‌کار برده شد. در این نمودار، نمونه‌های منطقه (شکل ۱۵) روند صعودی در جهت افزایش محورهای X و Y از خود نشان می‌دهند که نشان‌دهندهٔ جدایش بلوری همراه با پدیده هضم (AFC) است. ازاین‌رو، احتمالاً پدیده هضم و آلایش پوسته‌ای در تغییر و تحول سنگ‌های منطقه نقش داشته است.

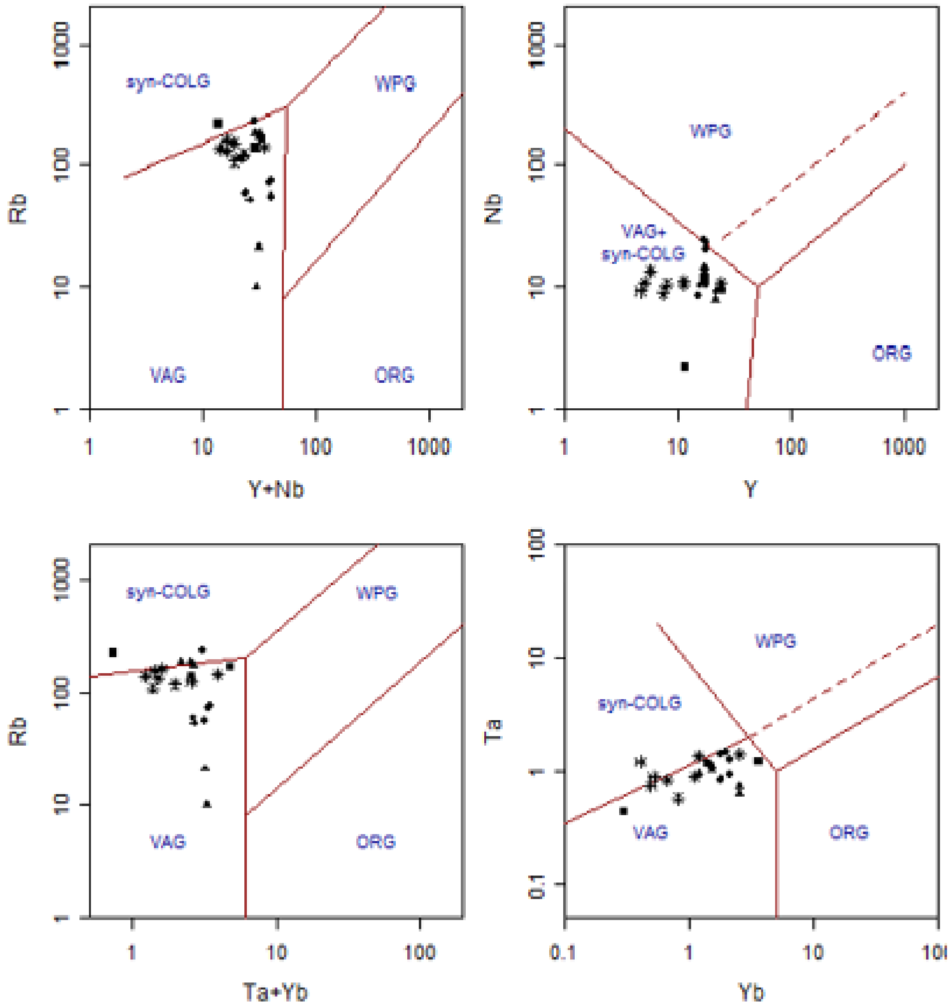
در نمودارهای شناسایی، پهنه‌های زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های گرانیتوییدی با به‌کارگیری عنصرهای کمیاب (Y، Ta، Yb و Rb) از یکدیگر بازشناخته می‌شوند (Pearce *et al.*, 1999). برپایهٔ این نمودارها، سنگ‌های کوه گپدان در محدودهٔ کمربند آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) جای گرفته‌اند (شکل ۱۶).



شکل ۱۴- نمودار تغییرات عنصرهای ناسازگار دربرابر ناسازگار برای سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان)



شکل ۱۵- سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) در نمودار تغییرات Rb دربرابر Rb/Th (نمودار پایه از Tchameni و همکاران، ۲۰۰۶)



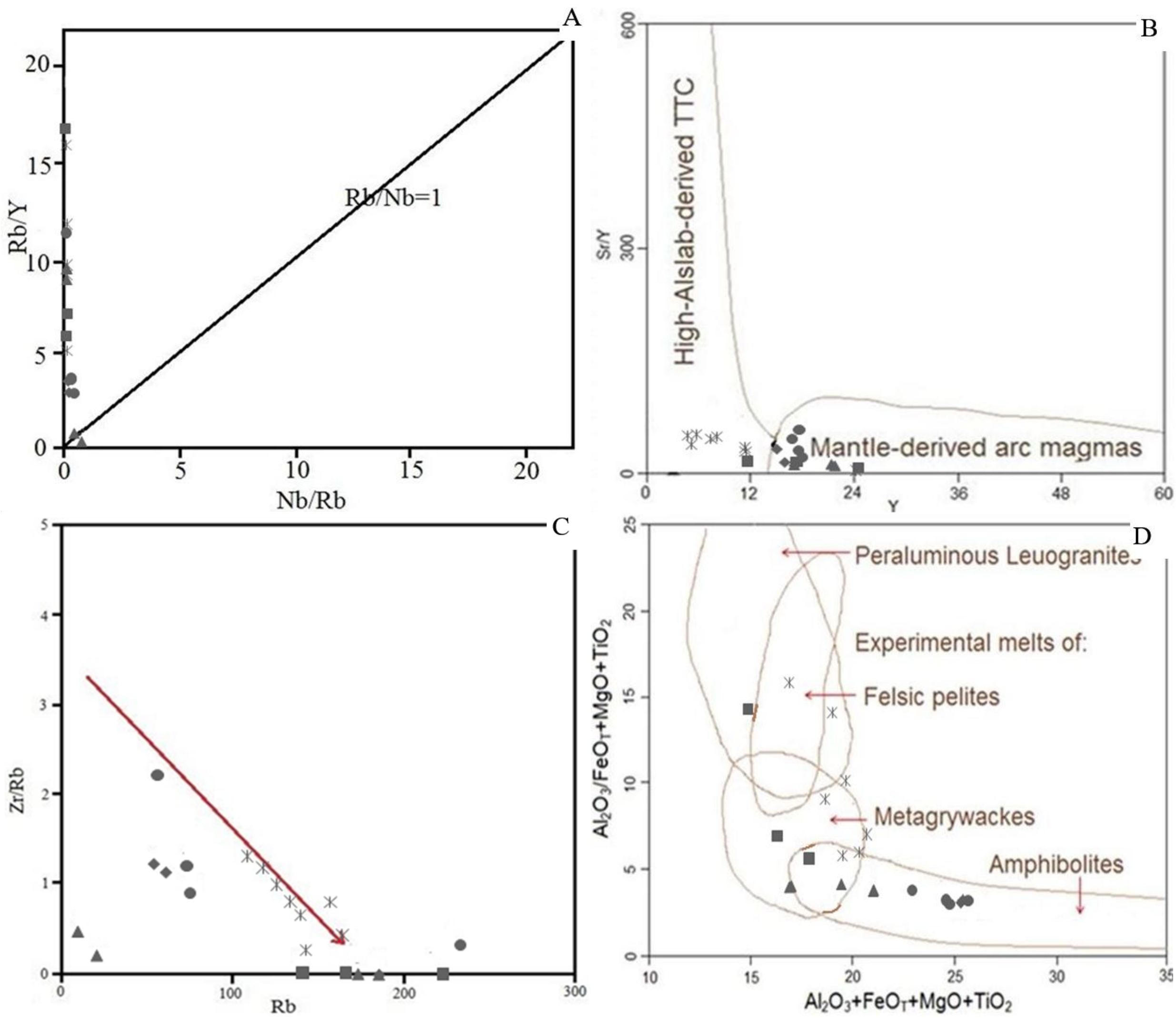
شکل ۱۶- جایگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) روی نمودارهای شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی (Pearce *et al*., 1984)

بحث

برپایهٔ ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان، نشان از تأثیر پوسته در تکامل ماگمای سازنده‌شان دارند. برخی از این ویژگی‌ها عبارتند از: وجود مقدار بالای آلومینیم در برخی داده‌های زمین‌شیمیایی و وجود انکلاوهای متاپلیتی در برخی نمونه‌ها. برای شناسایی خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای، نسبت عنصرهای خاکی نادر به‌کار برده می‌شود. این نسبت به‌ترتیب برای عنصرهای Nb/Ce و Nb/La در گوشته ۰/۳۹ و ۱/۰۱ (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته ۰/۲۳ و ۰/۴۶ (Weaver and Tarney, 1984) است. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La برای نمونه‌های این منطقه به‌ترتیب ۰/۲۷ و ۰/۵۸ است. این مقدارها نشان می‌دهند پوسته در پیدایش ماگمای سازندهٔ سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه نقش داشته است. نمودار Nb/Rb دربرابر Rb/Y (شکل ۱۷- A) که برای شناخت غنی‌شدگی با سیال‌ها در پهنه فرورانش و آلایش پوسته‌ای به‌کار می‌رود (Temel *et al*., 1998) نشان می‌دهد نمی‌توان اثر آلایش پوسته‌ای در

پیدایش ماگما سازنده سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان را نادیده گرفت. غنی‌شدگی سنگ‌ها از عنصرهای ناسازگار Th، K، Rb و La و تهی‌شدگی از عنصرهای Ti، Sr و Ba نشان‌دهندۀ ماگمایی با تأثیر مواد پوسته‌ای است (Taylor and McLennan, 1995; Thuy *et al*., 2004) و این وضعیت در سنگ‌های بررسی‌شده نیز به‌چشم می‌خورد. همچنین، فراوانی عنصرهای LILE (مانند: K، U، Th و Rb) و آنومالی منفی Ti حاصل ماگمایی با مشارکت پوسته قاره‌ای دانسته می‌شود (Chappell and White, 1992; Harri *et al*., 1989). در سنگ‌های این منطقه نیز اینچنین است. پس شاید غنی‌شدگی عنصرهای ناسازگار (مانند: Hf، Nd، K، Th، Rb) و تهی‌شدگی عنصرهای سازگار (مانند: Eu، Ba، Sr، P، Ti، Zr، Yو Sm) نشانۀ پیدایش ماگما از ذوب گوشته بالایی و دخالت پوسته قاره‌ای باشد. داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب Sr و Y برای تفسیر خاستگاه سنگ‌های آذرین به‌کار برده می‌شوند. در نمودار تغییرات Y دربرابر Sr/Y (شکل ۱۷- B)، نمونه‌های سنگی این منطقه در محدوده ماگماهایی با خاستگاه گوشته‌ای و به مقدار کم پوسته‌ای جای گرفته‌اند؛ اما بیشتر نمونه‌ها در محدوده گوشته‌ای جای دارند. در رژیم‌های کمان قاره‌ای، ماگمای گوشته‌ای و یا ماگمای پدیدآمده از مذاب ورقه اقیانوسیِ در حال فرورانش، اگر با سیال‌ها غنی‌سازی شود و یا در پی آلایش پوسته‌ای ترکیب آن تغییر کند، سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت،گرانودیوریت و گرانیت را پدید می‌آورد. این الگو به‌نام الگوی AFC شناخته می‌شود (De Paolo, 1981). نمودار Rb دربرابر Zr/Rb برای نشان‌دادن آلایش پوسته‌ای به‌کار می‌رود. روند کاهشی در این نمودار نشان‌دهندۀ آلایش پوسته‌ای است (Chappell and White, 1974). در نمودار Rb دربرابر Zr/Rb (شکل ۱۷- C)، سنگ‌های گرانیتوییدی این منطقه روند کاهشی دارند و این نکته نشان‌دهنده آلایش پوسته‌ای در آنهاست. بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهند ماگماهای متاآلومینوس از ذوب‌بخشی منابع سرشار از آمفیبولیت پدید می‌آیند (Whitney, 1989). برای به‌کارگیری اکسیدهای اصلی در رابطه با خاستگاه سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه، نمودار $Al_2O_3/FeO_t + MgO + TiO_2$ دربرابر $Al_2O_3/FeO_t + MgO + TiO_2$ (شکل ۱۷- D) به‌کار برده شد. این نمودار نشان‌دهندۀ مذاب‌های لوکوگرانیت پرآلومینوس، پلیتی، گری‌وکی و مذاب‌های پدیدآمده از ذوب آمفیبولیت است. در این نمودار، ماگمایی با خاستگاه آمفیبولیتی، ترکیبی همانندِ ماگماهای پدیدآمده از ذوب پوسته اقیانوسیِ در حال فرورانش و یا پدیدآمده از ذوب سنگ‌های بازیک از خود نشان می‌دهد. ماگماهای با خاستگاه لوکوگرانیت پرآلومینوس و گری‌وکی نیز ترکیبی همانندِ ماگماهای پدیدآمده از ذوب رسوب‌های آواری و رس‌ها و یا ترکیبی همانندِ ماگمای پدیدآمده از ذوب پوستۀ قاره‌ای (پوستۀ زیرین) از خود نشان می‌دهند. برپایۀ این نمودار، سنگ‌های این منطقه خاستگاه آمفیبولیتی نشان می‌دهند (شکل ۱۷- D). گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت و دیوریت از سنگ‌های گرانیتوییدی کوه گپدان هستند. ویژگی‌های سنگ‌شناختی (مانند: حضور کانی‌های هورنبلند و بیوتیت،، مسکوویت اندک) و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها نشان از وابستگی آنها به پهنه‌های فرورانش دارد که گویا در پی بالاآمدن مذاب‌های بجامانده از ذوب‌بخشی پوستۀ اقیانوسی

نئوتتیس هنگام برخورد بلوک لوت به بلوک سیستان و رژیم‌های زمین‌ساختی پس از آن پدید آمده‌اند. در پایان، ماگمای سازندۀ این سنگ‌ها با خاستگاه آمفیبولیتی پیامد ذوب و جدایش بلوری ماگمای پدیدآمده از پوستۀ اقیانوسی نئوتتیس و آلایش با سنگ‌های رسوبی بوده است. ازاین‌رو، شاید خاستگاه این تودۀ گرانیتی را بتوان هیبریدی دانست.



شکل ۱۷- سنگ‌های گرانیتی کوه گپدان (شمال‌باختری زاهدان) در: A) نمودار Nb/Rb دربرابر Rb/Y (Temel *et al.*, 1998)، برای تشخیص غنی‌شدگی سیال‌ها در پهنه‌های فورانش و آلودگی پوسته‌ای؛ B) نمودار خاستگاه سنگ‌های بررسی‌شده برپایۀ Y دربرابر Sr/Y (Martin, 1993)؛ C) نمودار Rb دربرابر Zr/Rb (De Paolo, 1981)؛ D) خاستگاه سنگ‌های منطقه برپایۀ نمودار پیشنهادیِ Magna و همکاران (۲۰۱۰)

نتیجه‌گیری

توده گرانیتوییدی کوه گپدان از دیدگاه سنگ‌شناسی، ترکیبی از مونزوگرانیت، پگماتیت، گرانودیوریت تا دیوریت دارد. از دیدگاه کانی‌شناسی، کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و میکروکلین، بیوتیت و هورنبلند از مهم‌ترین کانی‌های سازندۀ این سنگ‌ها هستند. بافت بیشترآنها دانه‌ای است؛ اما بافت‌های پگماتیتی، میکروگرانولار، گرافیکی و کرمی‌شکل را نیز می‌توان در آنها دید. توده گرانیتوییدی گپدان درون فلیش‌های ائوسن برونزد یافته است و در

محل برخورد با آنها دگرگونی‌های همبری ضعیفی را پدید آورده است. همچنین، این توده با گروهی از دایک‌هایی که بیشتر ترکیب آندزیتی دارند، قطع شده است. بیشتر این دایک‌ها بافت‌های میکرولیتی و میکرولیتیک پورفیری دارند که نشانهٔ پیدایش آنها در ژرفای کم و شرایط نیمه‌آتشفشانی است. برپایهٔ بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی‌های بیوتیت و هورنبلند در گروهی از سنگ‌های گرانیتوییدی کوه گپدان دیده می‌شوند که نشان می‌دهند همانند گرانیت زاهدان، ماگمای سازندهٔ این سنگ‌ها نیز ماگمایی آبدار و بیشتر از نوع I بوده است. ساختارهای C- و S- شکل در گرانیت‌های میلونیتی‌شدهٔ توده گرانیتوییدی گپدان، همراه با بافت‌های نواری، چشمی و کاتاکلاستیک نشان می‌دهد توده یادشده دچار فرایندهای دگریختی با راستاهای تنش گوناگون شده است. برپایهٔ بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها نیز همانند گرانیت زاهدان، گویا به پهنه‌های فرورانشی در مرز فعال قاره ای وابسته هستند. از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم، در گروه متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس جای می‌گیرند. برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب، سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه همانند گرانیت زاهدان سری ماگمایی کالک‌آلکالن هستند و احتمالاً جدایش بلوری ماگما و آلودگی پوسته‌ای سازوکارهای پیدایش سنگ‌های منطقه بوده‌اند. ازاین‌رو، شاید بتوان این گرانیت‌ها را از نوع هیبریدی دانست. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La با مقدار ۰/۲۷ و۰/۵۸ نشان‌دهندهٔ تأثیر پوسته در تکامل سنگ‌های گرانیتی کوه‌گپدان است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و تکتونوماگمایی نشان می‌دهند که پیدایش آنها احتمالاً با فرونشینی پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس و برخورد بلوک‌های لوت و سیستان مرتبط بوده است.

منابع

Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L. and Conticelli S. (2009) Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated politic vs. politic sediment recycling at destructive plate margine. Lithos 113(5):213-227.

Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46(1): 605-626.

Behrouzi, A. (1993) Geological map of Zahedan quadrangle (1:250000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Boomeri, M., Lashkaripour, G. and Gargich, M. (2005) F and Cl in biotites from Zahedan granitic rocks. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 13(3-4): 80-94 (in Persian).

Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2006) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. Lithos 9(4): 271-288.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite type. Pacific Geology 8(25):173-174.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1979) Two contrasting granite types. Pacific Geology 46(43): 234-863.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Scienes 8(83): 1-26.

Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D., White. A. J. R and Williams. I. S (1998) High and low Temperature I-type granites. Resource Geology 48: 225-236.

Clarke, D. B. (1992) Granitoid rocks. Chapman & Hall Publication, London, UK.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, UK.

De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. Earth Planetary Science Letters 53(2): 189-202.

Debon, F. and Lefort, P. (1983) A chemical mineralogical classification of common plutonic rock and association. Royal Society of Edinburg Transaction 73(4): 135-149.

de la Roche, H., Leterrier, J., Grad claude, P. and Marchrl, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams. Chemical Geology 29(4): 183-210.

Djouka-Fonkwe, M. L., Schulz, B., Schu, U., Tchouankoue, J. P. and Nzolang, C. (2008) Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. Journal of African Earth Sciences 50(5):148–167.

Dostal, J., Breitsprecher, K., Church, B. N., Thorkelson, D. and Hamilton, T. S. (2003) Eocene melting of Precambrian lithosphrric mantle: Analcime- bearing volcanic rocks from the Challis-Kamloops belt of south central British Columbia. Journal Volcanology and Geothermal Resarch 126(3): 303-326.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A Geochemical classification for granite rocks. Journal of Petrology (42): 2033-204.

Ghasemi, H., Sadeghian, M. and Khanalizadeh, A. (2008) Investigating mechanism and formation Zahedan granitoids in southeastern Iran. Earth Sciences Quarterly 551(4): 570-578 (in Persian).

Gill, J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin, Germany.

Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1977) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. The Canadian Mineralogist 35(2): 347-365.

Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methneu, London, UK.

Harri, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward M. P. and Ries, A. C.) 19(4): 67-81. Geological Society of London, UK.

Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and McDermott, F. (1991) Element fluxes associated with subduction related magmatism. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 335(3): 393-405.

Healy, B., Collins, W. J. and Richards, S. W. (2004) A hybrid origin for Lachlan S-type granites: The Murrmbidgee Batholith example. Lithos 78(8): 197-216.

Hosseini, M. R. (2002) Petrology and geochemistry of granitoids in southwest of Zahedan. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Aguide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8(5): 523-548.

Kananian, A., Rezaei Kahkhaee, M. and Ismaili, M. (2006) Geology and Tectonic setting of Lahkhashk, granodiorite, northwest of Zahedan, Iran. Journal of Earth Sciences 65(3): 126- 143 (in Persian).

Kashtagar, S. (2004) Petrology, geochemistry and structural analysis of Zargoli granites. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Kashtagar, S. and Nazari, M. (2007) Investigating deformation fabric and replacement mechanism of granites at the Northwest Zahedan (Kuh-e- Zargoli). Journal of Applied Geology 3(2): 129-143 (in Persian).

Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. Nature 380(4): 237-240

Khan, M. A., Jan, Q. M. and Weaver, B. L. (1993) Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra arc rift stages. In: Himalayan Tectonics (Eds. Treloar, P. J. and Searle, M. P.) 74(1):123–128. Geolgical Society London, UK.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. A. (1986) Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. Journal of Petrology 27(3): 745-750.

Lameyre, J. and Bowden, P. (1982) Plotonic rock types scries: discrimination of various granitoid scrics and related rocks. Journal of volcanology and geothermal research 14(4): 169.

Magna, T., Janousek, V., Kohot, M., Oberli, F. and Wiechert, U. (2010) Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium isotopes and possible link to Subduction-related origin of some A-type granites. Chemical Geology 274(4): 94-107.

Martin, H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean comparison with modern processes. Lithos 30(3): 373-388.

Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46(3): 411-429.

Martin, R. F. and Piwinskii, A. J. (1972) Magmatism and tectonic setting. Journal of Geophysics 77(1-2): 4966-75.

Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews 37(3-4): 215–224.

Middlemost, E. A. K. (1985) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews 37: 215-224.

Mohammadi, A. M., Burg, J. P., Bouilhol, P. and Ruh, J. (2016) U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, Southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. Lithos 248(5): 293–308.

Nakamura, N. (1974) Dedetermination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimca et Cosmochim Acta 38(5): 757- 775.

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1996) Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, US.

Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M. and Noble, S. R. (1999) Hf-Nd elements and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc basin systems, Journal of Petrology. 40 (11): 1579-1611.

Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: Marginal basin geology (Eds. Kokelaar, B. P. and Ho Weles, M. F.) Special Publications, 16(1):77-94. Geological Society of London, UK.

Pitcher, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. In: Mountain Building Processes (Ed. Hsu. K. J.) 19-40.

Rezaei Kahakhaee, M., M. Rahbar, R. and Ghasemi, M. (2017) Determination of Lakhshk granitoid age with U-Pb method on zircon and titanite minerals, East of Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 2(2):111 -122.

Rezaei Kahakhaee, M. (2006) Investigation of Petrogenesis and Tectonics Setting of Lakhshak Granitoid. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Rogers, G. and Hawkeswort, C. J. (1984) A geochemical traverse across the north Chilean Andes: evidence for crust generation from mantle wedge. Earth and planetary Science Letters 91(3-4): 271-285.

Rollinson, H. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, London, UK.

Sadeghian M. (2004) Magmatism, metallurgy and replacement mechanism of Zahedan granitoid. Ph.D. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Sadeghian, M. and Valizadeh, M. V. (2007) Mechanism of replacement Northern part of Zahedan Granitoid. Earth Sciences Quarterly 66(2): 134-159 (in Persian).

Saravani, F. and Rezaii, M. (2011) Investigation of mineral chemistry in Zargloli granitoid. M.Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Schermaier, A., Hauns Chmind, B. and Finger, F. (1997) Distribution of Variscan I and S-type granites in the eastern Alps: possible clue to unravel pre-Alpian basement structure. Tectonophysics 272(18): 315-333.

Shand, S. J. (1943) The Eruptive Rocks. 2nd Edition. John Wiley, New York, US.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, special publication 42(3-4): 313-345.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid plase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research 29(7): 293-310.

Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985)The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Carlton, Vic., Australia.

Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A. and Toteu, S. (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan–African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources geological setting. Journal of African Earth Sciences 44(6): 511-529.

Temel, A., Gundogdu, M. N. and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Resarech 85(4): 327–354.

Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T. V. (2004) Geochmical and isotopic constrains on the perogenesis of granitoids fom the Dalat zone, southern Vietnman. Journal of Asian Earth Scienes 23(4): 467-482.

Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan Suture Zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94(1):134-150.

Weaver, B. L. and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature 310(16): 575-577.

Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Contributions to Mineraloy and Petrology 95(4): 407-419.

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185–187.

Whitney, J. A. (1989) Origin and evolution of silicic magmas. Reviews in Economic Geology 4(3): 183-203.

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis. Unwin and Hyman, London, UK.

Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters 114(2): 491-504.