

## **Petrology and geochemistry of intrusive rocks at Khanchay-Aliabad region (Tarom sub-zone, East of Zanjan)**

**Arefeh Saeedi, Mir Ali Asghar Mokhtari \* and Hossein Kouhestani**  
Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

### **Abstract**

Khanchay-Aliabad area as a part of Tarom magmatic belt contains some shallow depth intrusions which are intruded the Eocene volcanic- sedimentary rocks and have very close association with Cu mineralization. The Eocene volcanic- sedimentary rocks include alternation of basalt, basaltic andesite and andesite, various kinds of tuff, tuffaceous sandstone, sandstone, siltstone and occasionally shale. Petrographical studies demonstrate that intrusions are pyroxene quartz monzonite and olivine gabbro in composition. The Khanchay pyroxene quartz monzonite have porphyritic to porphyroidic, hetero-granular to sericitic, ophitic and sub- ophitic textures and composed of plagioclase, clinopyroxene, hornblende, quartz, K-feldspar and biotite. The Aliabad pyroxene quartz monzonite shows porphyritic to porphyroidic textures composing of plagioclase, clinopyroxene and hornblende in the quartz- feldspatic matrix. The Khanchay olivine gabbro is characterized by the presence of coarse grained granular, ophitic and sub- ophitic textures as well as the occurrence of plagioclase, clinopyroxene and olivine. Geochemical studies indicate that the Khanchay- Aliabad pyroxene quartz monzonitic intrusions have SiO<sub>2</sub> content varying from 59.58 to 61.34 %. These intrusions have high- K calc- alkaline nature and are classified as I-type metaluminous granitoids. Their similar patterns on spider diagrams are indication of genetic relation of these intrusions. On these diagrams LILEs (Ba, K, Th and Pb) enrichment along with negative anomalies of HFSEs (Nb and Ti) are observed. Moreover, the Chondrite normalized REE patterns demonstrate LREE enrichment with high ratio of LREE/HREE and La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> ratio ranging from 3.08 to 3.72. The overall field investigation, petrological and geochemical studies as well as tectonic setting discrimination diagrams confirm that the Khanchay- Aliabad high-K intrusions were formed from a subduction related metasomatized lithospheric mantle in a post-collisional setting.

**Key words:** Petrology, Geochemistry, Granitoid, Khanchay- Aliabad, Tarom, Zanjan

\* amokhtari@znu.ac.ir

## سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد (زیرپهنه طارم، خاور زنجان)

عارفه سعیدی، میر علی‌اصغر مختاری\* و حسین کوهستانی  
۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

### چکیده

منطقه خان‌چای - علی‌آباد بخشی از کمربند ماگمایی طارم بوده و دربرگیرنده شماری توده‌های نفوذی کم ژرفاست که درون سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی آئوسن نفوذ کرده‌اند و همراهی نزدیکی با کانه‌زایی مس دارند. واحدهای آتشفشانی - رسوبی آئوسن دربرگیرنده تنوایی از گدازه‌های بازالتی، آندزیت‌بازالتی و آندزیت، انواع توف، ماسه‌سنگ توفی، ماسه‌سنگ سیلت‌سنگ و گاه شیل هستند. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان‌دهنده ترکیب پیروکسن کوارتزومونونیت و الیوین‌گابروبی برای این توده‌های نفوذی است. توده پیروکسن کوارتزومونونیت خان‌چای بافت‌های پورفیری تا پورفیرویدی، هتروگرانولار تا سری‌ایتی، افیتیک و ساب‌افیتیک، با کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، هورنبلند، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت دارد. توده پیروکسن کوارتزومونونیت علی‌آباد بافت پورفیری تا پورفیرویدی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و هورنبلند در زمینه کوارتز - فلدسپاری دارد. توده الیوین‌گابروی خان‌چای بافت‌های گرانولار دانه‌درشت، افیتیک و ساب‌افیتیک دارد و دربردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیوین است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده اینست که در توده‌های پیروکسن کوارتزومونونیتی خان‌چای - علی‌آباد،  $\text{SiO}_2$  برابر  $61/34 - 59/58$  درصد وزنی است. این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکان پتاسیم بالا دارند و در گروه گرانیت‌های نوع I متاآلومین هستند. در نمودارهای بهنجار شده عنصرهای کمیاب، الگوی این توده‌ها همانند است و این نکته نشان‌دهنده وابستگی ژنتیکی آنهاست. این نمودارها الگوی غنی از LILE همراه با بی‌هنجاری منفی از عنصرهای HFSE نشان می‌دهند. الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت نشان‌دهنده الگوی کمابیش پرشیب و غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE و نسبت  $\text{La}_n/\text{Yb}_n$  برابر  $3/08 - 3/72$  است. مجموعه اطلاعات به‌دست‌آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی، زمین‌شیمی و نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی نشان می‌دهند توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد در ارتباط با گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و غنی‌شده مرتبط با پهنه فرورانش بوده و در پهنه زمین‌ساختی پسابر خورده پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، گرانیتوئید، خان‌چای - علی‌آباد، طارم، زنجان

\* amokhtari@znu.ac.ir

## مقدمه

منطقه خان‌چای - علی‌آباد در ۳۰ کیلومتری خاور زنگان بوده و بخشی از پهنه البرز - آذربایجان (Nabavi, 1976) در زیرپهنه طارم - هشتجین (Hajalilou, 1999; Aghanabati, 2004; Ghorbani, 2013) است. همانند بسیاری از بخش‌های پهنه البرز - آذربایجان، در این منطقه نیز در پی عملکرد فاز کوهزایی آلپی، سنگ‌های آذرین بیرونی، نیمه‌نفوذی و نفوذی فراوانی از ائوسن تا لیگوسن پدید آمده‌اند که ارتباط فضایی و مکانی نزدیکی با کانه‌زایی‌های فلزی آهن، مس و طلا دارند. تا کنون بررسی‌های فراوانی روی کانه‌زایی‌های فلزی در بخش‌های گوناگون زیرپهنه طارم - هشتجین و نیز روی سنگ‌های آتشفشانی این زیرپهنه در برخی بخش‌ها انجام شده است (Rahmani et al., 2004; Mehrabi et al., 2009; Khanmohammadi et al., 2010; Bazargani Guilani and Parchekani, 2010; Ghasemi Syani, 2014; Nabatian et al., 2014a; Hosseinzadeh et al., 2015; Esmaeli et al., 2015; Sadri Esfanjani et al., 2015; Atashnama, 2016; Hosseinzadeh et al., 2016; Mehrabi et al., 2016)؛ اما توده‌های نفوذی آن کمتر بررسی شده‌اند. بررسی‌های اندک انجام‌شده روی توده‌های نفوذی (Moayyed, 2001; Naderi, 2011; Nazari Nia et al., 2014; Nabatian et al., 2014b; Aghazadeh et al., 2015) نیز بیشتر به بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوییدی بزرگ همراه با کانه‌زایی‌های آهن در این زیرپهنه پرداخته‌اند؛ اما به توده‌های نفوذی کوچک که همراهی نزدیکی با کانه‌زایی‌های مس دارند، توجه نکرده‌اند. در پیرامون روستاهای خان‌چای و علی‌آباد،

رخنمون‌های کوچکی از توده‌های نیمه‌نفوذی با ترکیب کانی‌شناسی پیروکسن کوارتزومونونیت و البوین‌گابرو دیده می‌شوند. با اینکه این توده‌ها و کانه‌زایی مس منطقه ارتباط فضایی نزدیکی دارند، اما تا کنون بررسی علمی دقیقی روی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی آنها انجام نشده است. از این‌رو، در این نوشتار، ویژگی‌های سنگ‌شناختی، زمین‌شیمیایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازنده توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد بررسی شده‌اند. این بررسی‌ها در شناسایی ارتباط کانه‌زایی‌های مس منطقه با توده‌های نفوذی اهمیت دارد. گفتنی است که تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ زنگان (Stöcklin and Eftekharnazhad, 1969) و ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم (Amini, 2000) و همچنین، فعالیت‌های اکتشافی و پژوهشی (Kouhestani and Mokhtari, 2013; Saiedi, 2014; Mokhtari et al., 2016) روی کانی‌سازی مس در این منطقه از بررسی‌های پیشین در این منطقه هستند.

## روش انجام پژوهش

این پژوهش شامل دو بخش است: بررسی‌های صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی. بررسی‌های صحرایی دربرگیرنده شناسایی فازهای مختلف توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد، وابستگی آنها با یکدیگر و نمونه‌گیری از آنها برای بررسی‌های آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، افزون‌بر انجام بررسی‌های صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، بیش از ۵۰ نمونه برداشت شد و از میان آنها شمار ۳۲ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی تهیه شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۱۲ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌های مربوط به فازهای مختلف

توده‌های نفوذی برگزیده و برای ارزیابی مقدار  
 عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به  
 روش‌های XRF و ICP-MS در شرکت کیمیا  
 پژوه البرز اصفهان، فرستاده شدند (جدول ۱).

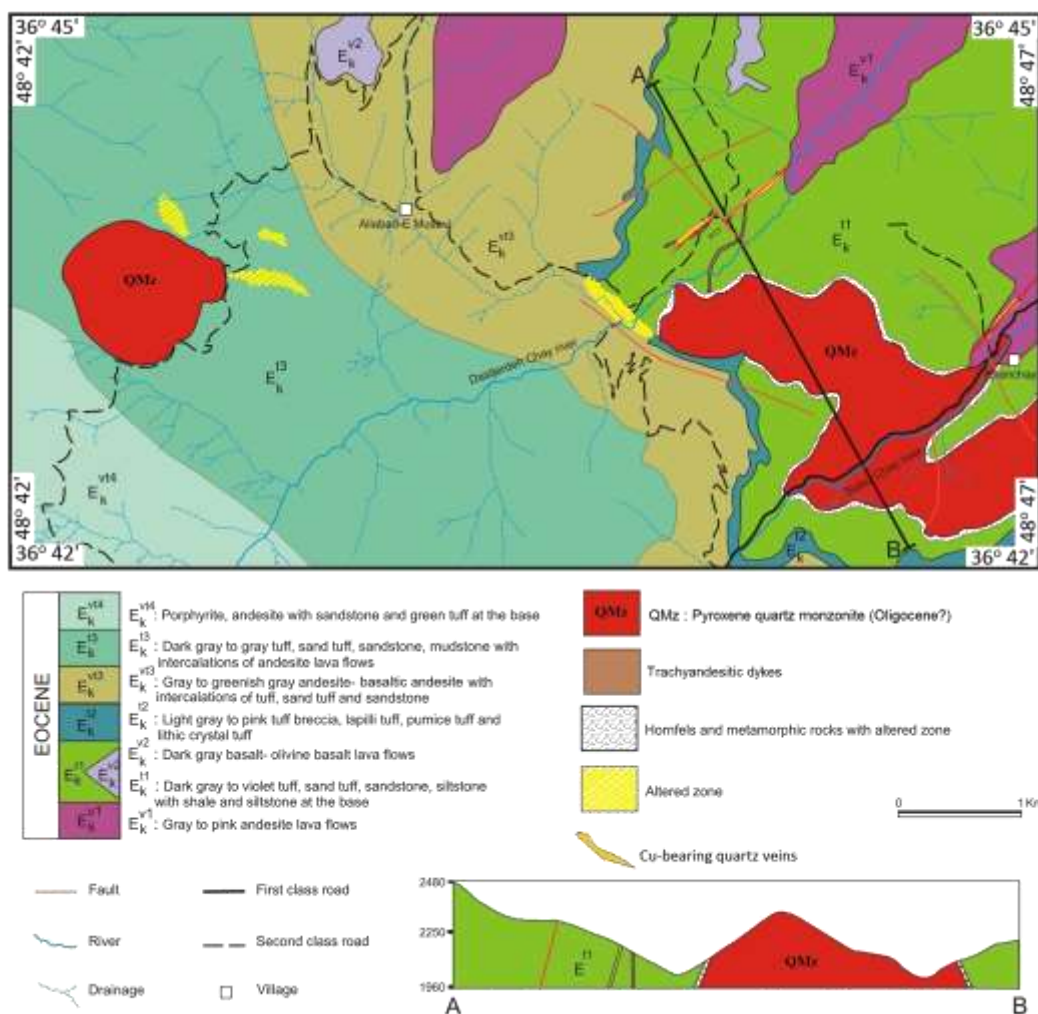
جدول ۱ - داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی)، کمیاب و خاکی کمیاب (برپایه گرم در تن) در نمونه‌های منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان) (نمونه‌های A.36، A.36a و A.37 از منطقه علی‌آباد و نمونه‌های دیگر از منطقه خان‌چای برداشت شده‌اند) (QMz: کوارتز مونوزوگابرو؛ Ogb: الیون گابرو)

Sample No.	A3 QMz	A5 QMz	A-36a QMz	A13 QMz	A18 QMz	A20 QMz	A22 QMz	A36 QMz	A-37 QMz	A-21 QMz	A-13a Ogb	A-13b Ogb
SiO <sub>2</sub>	59.6	61.34	59.37	61.28	61.2	61.07	59.58	61.22	60.27	59.48	48.49	48.82
TiO <sub>2</sub>	1.01	0.84	0.79	0.92	1.02	0.91	1.08	0.86	0.92	0.74	1.05	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.5	15.30	16.60	15.74	15.48	14.2	16.5	16.4	15.27	16.75	16.67	16.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6.80	6.62	7.44	7.21	6.35	7.24	7.21	6.54	6.36	6.61	11.80	11.53
MgO	3.68	3.72	3.30	3.51	3.77	3.23	3.15	3.65	3.48	3.89	5.77	5.71
CaO	4.79	4.43	5.19	3.87	3.43	4.30	4.01	4.32	4.83	4.13	9.74	9.11
Na <sub>2</sub> O	4.56	4.29	4.27	4.36	4.74	5.45	4.96	4.95	4.17	4.39	3.27	3.33
K <sub>2</sub> O	2.24	1.64	2.10	2.14	2.15	2.63	1.96	1.56	2.35	2.18	1.78	1.68
MnO	0.19	0.09	0.18	0.12	0.20	0.11	0.13	0.08	0.16	0.17	0.21	0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.18	0.29	0.15	0.33	0.32	0.49	0.19	0.32	0.28	0.36	0.33
LOI	0.62	0.76	0.40	0.68	0.53	0.53	0.14	0.13	0.57	0.65	0.56	0.89
Total	99.26	99.21	99.92	99.98	99.2	99.99	99.21	99.9	98.69	99.26	99.70	99.64
Ba	336.48	398.76	412	438.2	456.7	435.48	398.4	532.7	496	441	360	339
Rb	146.4	165.4	156.2	136.7	112.4	106.4	118.8	171.2	120.2	117.9	76.9	68.0
Sr	164.8	173.7	180.0	183.22	181.86	166.25	163.28	176.8	177.0	202.0	339.0	351.0
Y	33.8	34.79	34.90	33.13	34.19	31.24	32.34	34.93	33.00	33.90	20.70	19.30
Zr	135	132	144.0	113	108	121	107	114	123.0	100.0	67.0	66.0
Hf	3.15	2.69	2.77	3.67	3.79	3.69	3.01	3.84	3.59	3.68	1.64	1.60
Nb	15.23	15.9	15.40	10.18	16.23	12.37	11.47	16.3	16.30	14.90	4.20	3.90
Ta	0.54	0.65	0.61	0.54	0.58	0.62	0.68	0.61	0.57	0.59	0.22	0.21
Th	7.64	8.67	8.12	8.86	5.97	7.47	6.12	9.48	6.41	7.61	3.73	3.65
Pb	6.95	7.33	6.30	7.73	7.67	7.01	6.89	9.14	10.47	8.69	4.92	4.79
Ga	14.36	13.64	7.89	9.34	12.11	13.64	14.38	18.80	17.70	13.20	17.90	16.60
Zn	14.35	15.12	17.0	15.95	15.84	14.48	14.22	16.23	15.2	14.6	12.2	13.1
Cu	65.34	68.87	69.31	72.64	72.11	65.91	64.74	56.4	103.80	61.19	90.14	115.50
Ni	14.35	15.12	14.85	15.95	15.84	14.48	14.22	16.8	14.93	15.80	21.68	21.87
V	198.6	209.32	163.2	220.8	219.16	200.35	138.4	264	226.5	235.5	288.2	250.2
Cr	41.35	43.58	46.0	45.97	68.23	64.23	59.43	43.8	56.0	54.0	64.0	73.0
Co	18.63	19.64	18.20	20.71	26.34	29.64	27.43	36.45	25.70	22.90	25.90	28.70
Sc	27.84	29.34	26.2	30.95	30.72	28.08	27.58	30.8	27.0	22.9	31.3	27.7
La	16.64	17.48	17.10	18.39	15.79	17.47	16.48	18.69	17.60	18.60	12.60	12.30
Ce	32.84	34.56	34.20	33.48	27.18	26.64	28.64	35.64	36.70	33.80	27.90	26.70
Pr	4.46	4.42	4.25	4.56	3.27	3.42	3.17	4.23	4.56	5.18	3.73	3.56
Nd	18.36	19.35	20.45	20.41	16.87	15.34	15.48	18.76	19.40	20.85	16.69	15.75
Sm	6.24	5.98	5.71	5.98	6.47	6.56	5.57	6.48	4.45	5.40	3.96	3.74
Eu	1.32	1.24	1.21	1.08	1.31	1.29	1.39	1.34	1.34	1.28	1.29	1.28
Gd	5.65	5.9	5.50	6.17	6.37	5.65	6.48	6.68	5.40	6.38	4.07	3.83
Tb	1.07	1.11	1.20	1.2	1.1	0.98	1.1	0.89	0.98	1.10	0.62	0.58
Dy	6.22	6.34	6.12	6.64	6.45	6.23	6.54	6.36	6.04	6.01	3.70	3.42
Ho	1.6	1.53	1.45	1.55	1.65	1.7	1.64	1.46	1.25	1.81	0.73	0.69
Er	3.23	3.06	3.49	3.97	3.34	3.96	3.98	3.96	3.32	3.38	2.05	1.94
Tm	0.49	0.52	0.39	0.56	0.54	0.52	0.51	0.53	0.35	0.56	0.30	0.28
Yb	3.67	3.48	3.50	3.64	3.47	3.78	3.48	3.56	3.21	3.41	1.89	1.79
Lu	0.52	0.64	0.49	0.63	0.56	0.54	0.58	0.55	0.53	0.57	0.29	0.27
Zr/Nb	8.86	8.30	9.35	11.10	6.65	9.78	9.33	6.99	7.55	6.71	15.95	16.92
Th/Nb	0.50	0.55	0.53	0.87	0.37	0.60	0.53	0.58	0.39	0.51	0.89	0.94
Ba/Nb	22.09	25.08	26.75	43.05	28.14	35.20	34.73	32.68	30.43	29.60	85.71	86.92
La/Nb	1.09	1.10	1.11	1.81	0.97	1.41	1.44	1.15	1.08	1.25	3.00	3.15
Th/Ta	14.15	13.34	13.27	16.41	10.29	12.05	9.00	15.54	11.25	12.99	17.07	17.38
Nb/Y	0.45	0.46	0.44	0.31	0.47	0.40	0.35	0.47	0.49	0.44	0.20	0.20
Nb/Zr	0.11	0.12	0.11	0.09	0.15	0.10	0.11	0.14	0.13	0.15	0.06	0.06
Ba/La	20.22	22.81	24.09	23.83	28.92	24.93	24.17	28.50	28.18	23.71	28.57	27.56
Sr/Y	4.88	4.99	5.16	5.53	5.32	5.32	5.05	5.06	5.36	5.96	16.38	18.19
Th/La	0.46	0.50	0.47	0.48	0.38	0.43	0.37	0.51	0.36	0.41	0.30	0.30
Ba/Th	44.04	45.99	50.74	49.46	76.50	58.30	65.10	56.19	77.38	57.95	96.51	92.88
La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>	3.08	3.41	3.32	3.43	3.09	3.14	3.22	3.57	3.72	3.71	4.53	4.67
Eu/Eu*	0.66	0.63	0.65	0.54	0.61	0.63	0.70	0.61	0.83	0.66	0.97	1.02
A/NK	1.61	1.53	1.78	1.68	1.52	1.39	1.68	1.64	1.57	1.78	----	----
A/CNK	0.936	0.90	0.90	0.927	0.945	0.863	0.954	0.871	0.832	0.882	----	----

### زمین‌شناسی

منطقه خان‌چای - علی‌آباد بخش کوچکی از برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم (Amini, 2000) است. برپایه نقشه یادشده و بررسی‌های صحرایی انجام‌شده، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در این منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن هستند که با توده‌های نفوذی الیگوسن (با ترکیب کلی کوارتزیزمونزونیتی) قطع شده‌اند. بررسی‌های Nabatian و همکاران (۲۰۱۴b) نشان‌دهنده اینست که توده‌های نفوذی منطقه سرخه‌دیزج - مراورید - ذاکر - زنجان در جنوب منطقه بررسی شده، به سن ائوسن بالایی هستند و دامنه

سنی آنها ۴۲/۵ - ۳۷/۴ میلیون سال پیش است. سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن در منطقه طارم هم‌ارز بخش‌های جوان‌تر سازند کرج برشمرده می‌شوند و به دو عضو کردکند و آمند رده‌بندی شده‌اند (Hirayama et al., 1966). برپایه این رده‌بندی، بیشتر واحدهای سنگی منطقه بررسی شده بخشی از عضو کردکند هستند. برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه (شکل ۱)، این واحدها دربرگیرنده تناوبی از گدازه‌های بازالتی، آندزیت‌بازالتی و آندزیت و واحدهای توفی به سن ائوسن، همراه با توده‌های نفوذی با ترکیب پیروکسن کوارتزیزمونزونیتی و الیوین‌گابرویی هستند.

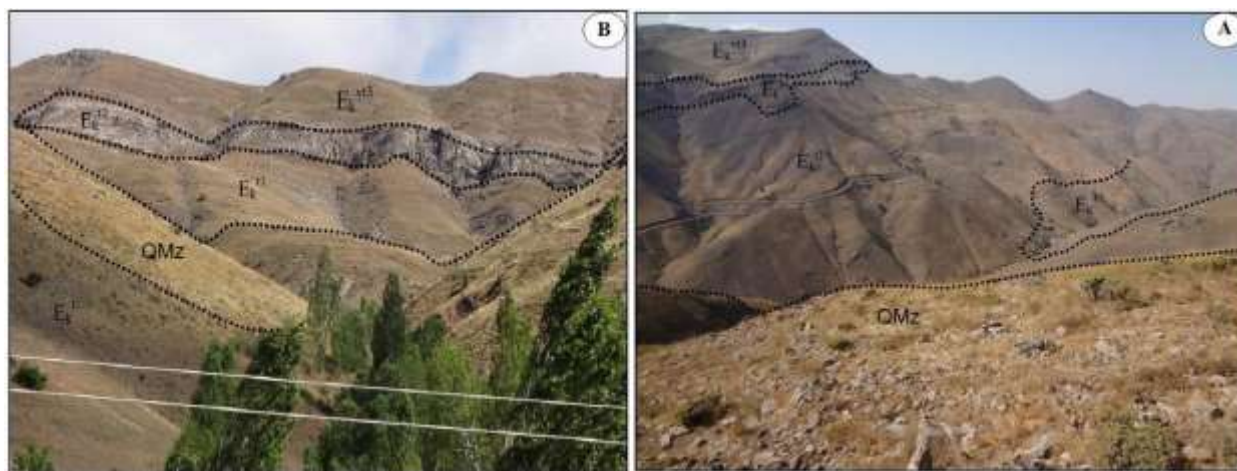


شکل ۱ - نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ تهیه‌شده از منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان)

واحد  $E_k^{t1}$  به صورت همشیب روی واحد گدازه آندزیتی  $E_k^{v1}$  جای دارد و خود به صورت همشیب با واحد توفی روشن‌رنگ  $E_k^{t2}$  پوشیده می‌شود (شکل‌های ۲-A و ۲-B). روند عمومی لایه‌های این واحد شمال‌باختری - جنوب‌خاوری (با شیب ۱۵ تا ۲۵ درجه به سوی جنوب‌باختری) است. در بخش‌های بالایی این واحد، میان لایه‌هایی از گدازه‌های بازالتی تیره‌رنگ (واحد  $E_k^{v2}$ ) رخنمون دارند. واحد  $E_k^{t1}$  دچار هجوم و نفوذ توده پیروکسن کوارتزومونزونیتی شده است و هاله دگرگونی همبری ضعیفی در پیرامون آن پدید آمده است. ستبرای هاله دگرگونی تا ۵۰ متر می‌رسد. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد درجه دگرگونی تا رخساره آلیت - اپیدوت هورنفلس بوده است. در حاشیه باختری رودخانه دستجرده‌چای، کانی‌سازی مس در این واحد به صورت رگه و رگچه‌ای رخ داده است (Mokhtari et al., 2016).

**واحد  $E_k^{v1}$ :** این واحد دربرگیرنده گدازه‌های آندزیتی خاکستری تا صورتی‌رنگ است که به طور همشیب با واحد توفی  $E_k^{t1}$  پوشیده شده‌اند (شکل ۲-A) و در نزدیکی روستای خان‌چای، توده نفوذی پیروکسن کوارتزومونزونیتی آنها را مورد هجوم قرار داده است. این گدازه‌ها بافت پورفیری با درشت‌بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز (گاهی تا اندازه ۱ سانتی‌متر) در زمینه‌ای دانه‌ریز دارند. در برخی بخش‌ها، رگه‌های کوارتزی باریک این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند که گاه با کانی‌سازی مس همراه هستند.

**واحد  $E_k^{t1}$ :** این واحد گسترده‌ترین واحد سنگی منطقه بوده که دربرگیرنده تناوبی از لایه‌های نازک تا متوسط توف، توف ماسه‌ای، ماسه‌سنگ توفی، ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ به رنگ خاکستری تیره تا مایل به بنفش است. در بخش قاعده‌ای آن، لایه‌های شیل و سیلت‌سنگ خاکستری‌رنگ رخنمون دارند.



شکل ۲- A) نمایی از توالی واحدهای  $E_k^{v1}$ ،  $E_k^{t1}$ ،  $E_k^{t2}$  و  $E_k^{v3}$  به صورت همشیب (دید رو به شمال‌باختری). در نمای نزدیک، توده پیروکسن کوارتزومونزونیت (QMz) خان‌چای (خاور زنجان) دیده می‌شود؛ B) نمایی از واحد  $E_k^{t2}$  با رنگ روشن در میان واحد توفی  $E_k^{t1}$  و واحد گدازه‌ای  $E_k^{v3}$  (دید رو به جنوب‌خاوری) (نفوذ توده پیروکسن کوارتزومونزونیتی (QMz) خان‌چای درون واحد توفی  $E_k^{t1}$  دیده می‌شود)

بالایی است. از آنجایی که واحد  $E_k^{t2}$  رنگ روشن‌تر از واحدهای کناری، ترکیب اسیدی، گسترش بسیار و ستبرای کم (تا ۲۰ متر) دارد، لایه‌ای راهنما در

**واحد  $E_k^{t2}$ :** این واحد دربرگیرنده توف پرش، توف پامیسی و توف جوش خورده در بخش زیرین و لیتیک توف، کریستال توف و خاکستر توف در بخش

تیره تا خاکستری مایل به سبز ساخته شده است. دنباله باختری این واحد در جنوب باختری روستای علی آباد دچار نفوذ توده نفوذی پیروکسن کوارتز مونزونیتی شده است (شکل ۳) و در پی آن دگرسانی و پیدایش کانی سازی مس علی آباد در این واحد روی داده است.

**واحد  $E_k^{v14}$ :** رخنمون این واحد در گوشه جنوب باختری منطقه بررسی شده با ماسه سنگ و توف در بخش های زیرین آغاز و به سوی بالا، با انواع گدازه ها (مانند: آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت) جایگزین می شود. در گدازه های این واحد، گدازه های الیوین بازالتی نیز دیده می شوند. به سوی بالا، توف جوش خورده همراه با میان لایه گدازه آندزیتی دیده می شود. ستبرای این واحد با توجه به پیچیدگی های ساختمانی آن نزدیک به ۲۰۰-۳۰۰ متر برآورد شده است (Amini, 2000).

منطقه خان چای - علی آباد و بخش های نزدیک آن به شمار می رود. این واحد لایه بندی متوسط تا ستبری دارد. به صورت همشیب روی واحد  $E_k^{t1}$  جای دارد و با واحد گدازه ای - توفی  $E_k^{v13}$  پوشیده شده است (شکل های ۲- A و ۲- B).

**واحد  $E_k^{v13}$ :** این واحد دربرگیرنده تناوبی از گدازه های آندزیتی و آندزیت بازالتی و توف های حد واسط، به رنگ سبز تا خاکستری مایل به قهوه ای با میان لایه هایی از ماسه سنگ، سیلت سنگ و گل سنگ است. واحد  $E_k^{v13}$  به صورت همشیب روی واحد  $E_k^{t2}$  جای دارد (شکل ۲- A و ۲- B) و خود با واحد توفی - ماسه سنگی  $E_k^{t3}$  به صورت همشیب پوشیده شده است.

**واحد  $E_k^{t3}$ :** این واحد از تناوب لایه های متوسط تا ستبر ماسه سنگ، سیلت سنگ، ماسه سنگ توفی، توف ماسه ای، توف و گاه شیل به رنگ خاکستری



شکل ۳- نمایی از نفوذ توده پیروکسن کوارتز مونزونیتی (QMz) علی آباد (خاور زنجان) درون واحدهای  $E_k^{v13}$  و رویداد دگرسانی های آرژیلی و سربستی (رنگ روشن) در پیرامون آن (دید رو به شمال باختر)

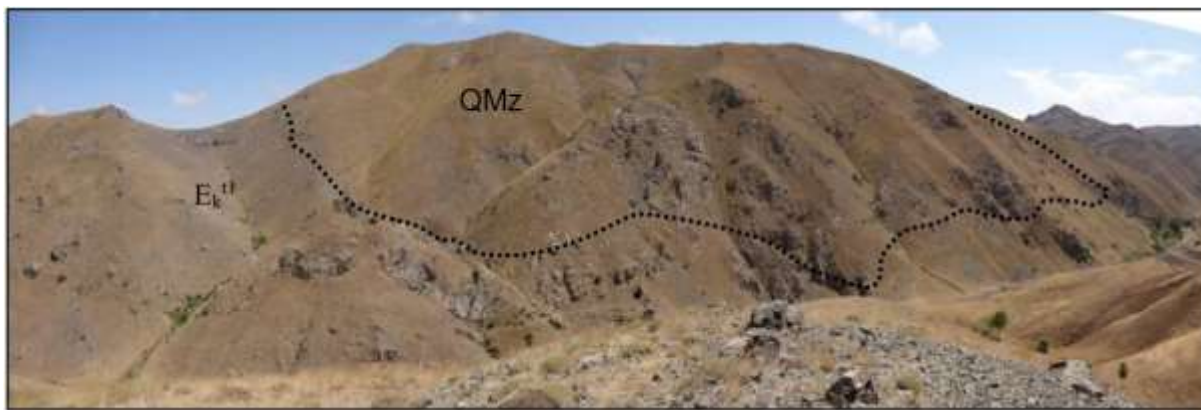
توده های نفوذی یادشده در دو بخش خان چای و علی آباد دیده می شوند. توده نفوذی خان چای در دو سوی جاده طارم رخنمون دارد و درون واحد توفی  $E_k^{t1}$  نفوذ کرده است (شکل ۴). این توده ترکیب

**توده های نفوذی (QMz):** این توده ها که در پیرامون روستاهای خان چای و علی آباد رخنمون دارند، در حقیقت، توده های نیمه عمیق، با ترکیب کانی شناسی پیروکسن کوارتز مونزونیتی و الیوین گابرویی هستند.

پیروکسن کوارتزومونزونیتی دارد و در جنوب‌باختری روستای علی‌آباد موسوی جای دارد. این توده درون واحد  $E_k^{13}$  نفوذ کرده است. در محل همبری با سنگ‌های میزبان، آنها را دچار دگرسانی آرژیلی و سرپیتی کرده است (شکل ۳). این سنگ‌ها بافت پورفیری مشخصی در مقیاس نمونه دستی دارند. برپایه بررسی‌های صحرایی، همانند توده نفوذی خان‌چای، این توده نیز از دیدگاه کانی‌شناسی، بافتی و رنگی تغییر آشکاری از سوی حاشیه به درون توده نشان می‌دهد. به این مفهوم که حاشیه توده تمرکز بالاتری از کانی‌های مافیک دارد، ابعاد بلورها کوچک‌تر و رنگ عمومی سنگ خاکستری تیره است؛ اما به سوی بخش‌های مرکزی توده، تمرکز کانی‌های مافیک کمتر، ابعاد بلورها درشت‌تر و سنگ به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن دیده می‌شود.

پیروکسن کوارتزومونزونیتی دارد. این توده در بخش‌های کم‌ارتفاع و دامنه‌های حاشیه آبراهه‌ها، ترکیب مافیک‌تری در مقایسه با بخش‌های مرتفع و قله دارد. همچنین، نمونه‌های ترازهای ارتفاعی پایین، دانه‌درشت‌تر هستند و به سوی بالا، با سنگ‌های دانه‌ریزتر جایگزین می‌شوند. نفوذ آنها درون واحدهای آذرآواری ائوسن، دگرسانی و حتی دگرگونی همبری ضعیف (هورنفلسی شدن) را در پی داشته است. از ویژگی‌های آشکار این توده، شکستگی‌های موازی هم و پیدایش رخنمونی لایه‌لایه (شکستگی‌های دیاکلازی) در بخش‌های دامنه‌ای است که در هنگام سردشدن توده و انقباض آن پدید آمده است. یک سری انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در بخش‌های گوناگون این توده دیده می‌شوند.

توده نفوذی علی‌آباد نیز ترکیب



شکل ۴ - نمایی از نفوذ توده پیروکسن کوارتزومونزونیتی (QMz) خان‌چای (خاور زنجان) درون واحد  $E_k^{11}$  که هاله دگرگونی همبری (هورنفلسی) را در امتداد حاشیه پدید آورده است (دید رو به جنوب‌خاوری) (بخش هورنفلسی ریخت‌شناسی صخره‌ساز دارد)

توده الیوین‌گابروی خان‌چای به صورت رخنمونی کوچک با بافت دانه‌درشت در نزدیکی روستای خان‌چای و در بُرش جاده رخنمون دارد. این توده با آپوفیزهای توده پیروکسن کوارتزومونزونیتی خان‌چای قطع شده است (شکل ۵). پس از این فرایند، بخش‌هایی از رسوبی ائوسن نفوذ کرده است.

توده الیوین‌گابروی خان‌چای به صورت رخنمونی کوچک با بافت دانه‌درشت در نزدیکی روستای خان‌چای و در بُرش جاده رخنمون دارد. این توده با آپوفیزهای توده پیروکسن کوارتزومونزونیتی خان‌چای قطع شده است (شکل ۵). پس از این فرایند، بخش‌هایی از



شکل ۵- نمایی از رخنمون توده الیوین گابرویی (Ol-gb) (خاور زنجان) که با آپوفیزهای توده پیروکسن کوارتز مونزونیتی (QMz) قطع شده است (دید رو به باختر)

(شکل‌های ۶-A و ۶-B). کانی‌های اصلی سازنده این توده شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول (هورنبلند)، کوارتز، آلکالی فلدسپار (ارتوز) و بیوتیت است. کانی‌های کدر و آپاتیت از کانی‌های فرعی و سریسیت، کلریت، کلسیت و اپیدوت از کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارند. شماری از بلورهای پلاژیوکلاز، درشت‌تر و در زمینه دانه‌ریزتر سنگ پراکنده هستند و بافت پورفیرویدی را پدید آورده‌اند. بیشتر بلورهای درشت پلاژیوکلاز، منطقه‌بندی نشان می‌دهند. این نکته چه‌بسا نشان‌دهنده شرایط نبود تعادل فیزیکی (فشار و دما) و یا شیمیایی حاکم بر آشیانه ماگمایی باشد (Stormer, 1972; Tsuchiyama, 1985). گاه میان‌بارهایی از پیروکسن نیز در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. برخی بلورهای پلاژیوکلاز بافت غربالی دارند (شکل ۶-A). بلورهای درشت پلاژیوکلاز (تا ۶ میلیمتر) معمولاً با شدت‌های متفاوت سریسیتی و سوسوریتی (سریسیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت و اورالیت) شده‌اند؛ هرچند بیشتر بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز در زمینه، سالم هستند.

افزون‌بر واحدهای یادشده، درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه، به‌ویژه درون واحد توفی  $E_k^{II}$ ، دایک‌هایی از آندزیت- تراکی آندزیت و بازالت با بافت پورفیری دیده می‌شوند. این دایک‌ها به‌رنگ عمومی خاکستری روشن تا مایل به سبز، با ستبرای حداکثر ۱۰ متر هستند و در راستای غالب شمال و شمال‌باختری- جنوب و جنوب‌خاوری دیده می‌شوند. به‌سوی توده نفوذی، دایک‌ها درون توده نفوذی پیروکسن کوارتز مونزونیتی یافت نمی‌شوند. این نکته نشان‌دهنده سن نسبی جوان‌تر توده‌های نفوذی در مقایسه با دایک‌هاست.

## سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی

### ۱- توده پیروکسن کوارتز مونزونیت خان‌چای

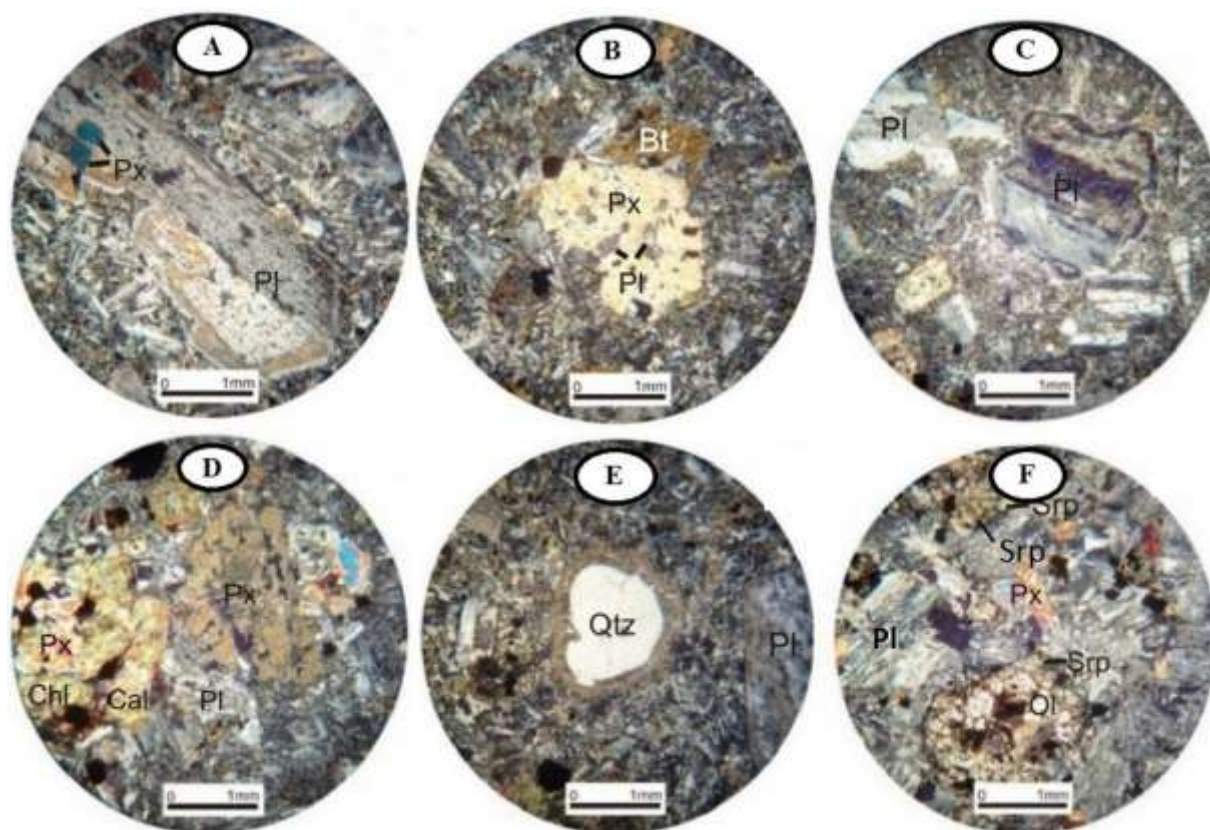
توده پیروکسن کوارتز مونزونیت خان‌چای در نمونه دستی دارای بافت گرانولار تا میکروگرانولار بوده و متشکل از کانی‌های فلدسپار و مافیک است. برپایه بررسی‌های سنگ‌شناسی، این توده دارای بافت‌های پورفیری تا پورفیرویدی، هتروگرانولار تا سری‌ایتی، افیتیک، ساب‌افیتیک و غربالی است

دیده می‌شوند و فراوانی هر یک از آنها حداکثر به ۱۰ درصد می‌رسد.

## ۲- پیروکسن کوارتزومونونیت علی‌آباد

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند این توده نیز ترکیب پیروکسن کوارتزومونونیتی دارد. در بررسی‌های ماکروسکوپی، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. در مقطع‌های میکروسکوپی، بافت این توده پورفیری تا پورفیروپیدی با درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول (هورنبلند) است (شکل‌های ۶-C و ۶-D).

کلینوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌داری دیده می‌شوند که درازای آنها گاه به ۴ میلیمتر نیز می‌رسد. بیشتر این کانی‌ها سالم بوده و گاه به درجه‌های متفاوتی به کلسیت، کلریت، اورالیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. آمفیبول‌های اولیه از نوع هورنبلند هستند و فراوانی کمتری در مقایسه با پیروکسن‌ها دارند. این کانی‌ها به شدت به کلسیت یا کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت‌های ورقه‌ای شکل‌دار به صورت اولیه در کنار کانی‌های اصلی دیگر دیده می‌شوند و گاه به کلریت دگرسان شده‌اند. کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به صورت بلورهای کوچک بی‌شکل در میان کانی‌های دیگر



شکل ۶ - تصویرهای میکروسکوپی از توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان) در XPL. (A) بافت‌های پورفیروپیدی و غربالی به همراه منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز؛ (B) بافت پورفیروپیدی و افیتیک در پیروکسن کوارتزومونونیت؛ (C) بافت پورفیری و درشت‌بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و بافت غربالی؛ (D) پیروکسن‌های سالم به همراه پیروکسن‌های کلسیتی و کلریتی شده؛ (E) زئوکریست کوارتز با حاشیه واکنشی؛ (F) الیوین‌های دگرسان شده (سرپانتینی شده به همراه پیدایش اکسیدهای آهن)؛ (Pl): پلاژیوکلاز؛ (Px): پیروکسن؛ (Bt): بیوتیت؛ (Srp): سرپانتین؛ (Qtz): کوارتز؛ (Cal): کلسیت؛ (Ol): الیوین)

پیروکسن کوارتز مونزونیت خان چایی، دانه درشت تر هستند و بافت‌های هتروگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک دارند. پلاژیوکلازها با درجه‌های گوناگون به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. در برخی از این بلورها، منطقه‌بندی و بافت غربالی دیده می‌شوند. در برخی از بلورهای کلینوپیروکسن، ماکل‌های نواری و کارلسباد دیده می‌شوند. در راستای شکستگی‌ها و رخ‌های کلینوپیروکسن‌ها، دگرسانی ضعیف به اکتینولیت رخ داده است. پلاژیوکلاز که درون برخی بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شود، بافت افیتیک و ساب‌افیتیک را در این سنگ‌ها پدید آورده است. الیون دیگر کانی اصلی سازنده این سنگ‌هاست که بیشتر به صورت بلورهای دگرسان شده و با فراوانی نزدیک به ۱۰ درصد حجمی دیده می‌شود. بلورهای این کانی به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل هستند و با مجموعه سرپانتین، کلریت و اکسیدهای آهن جایگزین شده‌اند (شکل ۶-F). در برخی نمونه‌ها، میانبارهای الیون دگرسان شده نیز درون پیروکسن‌ها دیده می‌شوند.

### زمین‌شیمی

برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های الیون گابرویی و پیروکسن کوارتز مونزونیتی خان‌چای- علی‌آباد، شمار ۷ نمونه از توده پیروکسن کوارتز مونزونیت خان‌چای، ۳ نمونه از توده علی‌آباد و ۲ نمونه از الیون گابروی خان‌چای به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه شرکت کیمیا پژوه البرز اصفهان تجزیه شدند (جدول ۱). در نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، نمونه‌ها

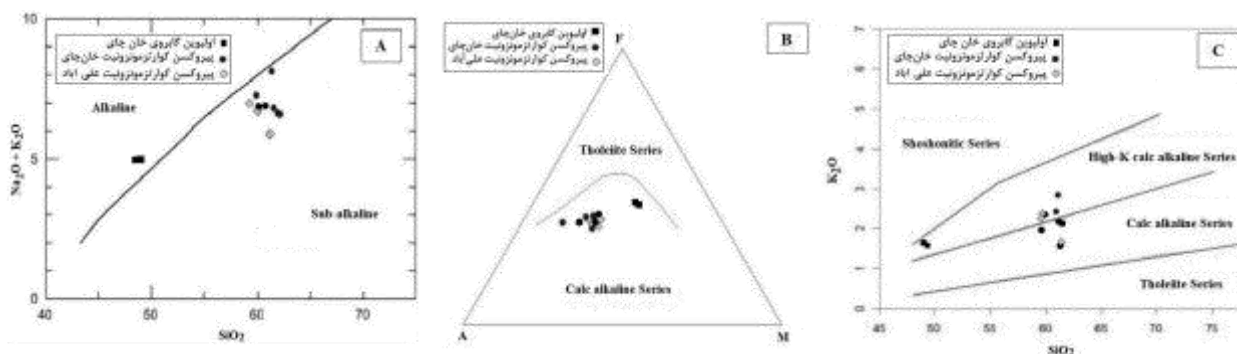
آپاتیت، زیرکن، بیوتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی هستند. سریسیت، کلسیت، کلریت، بیوتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های ثانویه بوده و از دگرسانی کانی‌های اولیه سنگ پدید آمده‌اند. همه کانی‌های یادشده، در زمینه‌ای ریزبلور از کوارتز و فلدسپار (پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار) هستند. بیشتر پلاژیوکلازها منطقه‌بندی و بافت غربالی دارند. بیشتر پلاژیوکلازها سالم هستند؛ اما گاه سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند. بیشتر کلینوپیروکسن‌ها سالم هستند؛ اما گاه به کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۶-D). بیشتر هورنبلندها به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار و در گاه شکل دار دیده می‌شوند. فراوانی این کانی‌ها از کلینوپیروکسن‌ها کمتر است و بیشترشان به کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. همچنین، در یکی از نمونه‌ها، بیگانه‌بلور کوارتز به صورت گردشده و با حاشیه واکنشی از جنس کلریت در ابعاد نزدیک به یک میلی‌متر دیده شد (شکل ۶-E).

### ۳- الیون گابروی خان‌چای

در بررسی‌های ماکروسکوپی، این توده بافت گرانولار دانه‌درشت، به همراه بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک دارد. همچنین، در بخش‌های سالم به رنگ خاکستری تیره و در بخش‌های دگرسان شده، به رنگ روشن تر هستند. در بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها دربردارنده کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون، کانی‌های فرعی آپاتیت و کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت، سرپانتین، اپیدوت، اکتینولیت و کانی‌های کدر هستند. این سنگ‌ها در مقایسه با توده

هستند (شکل ۷- B). برپایه نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$ ، نمونه‌های توده‌های بررسی‌شده در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا هستند (شکل ۷- C).

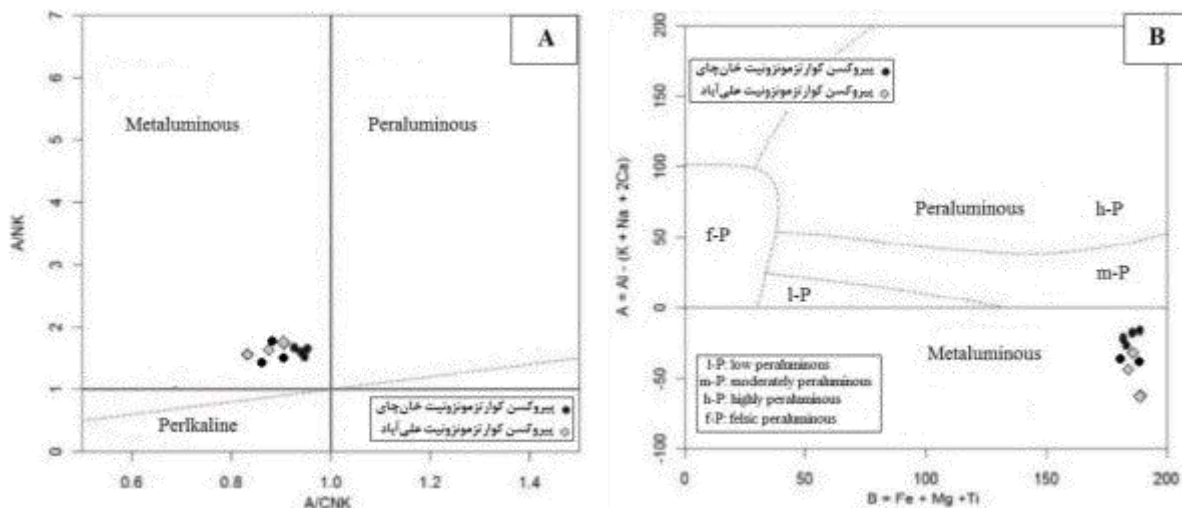
پیروکسن کوارتز مونزونیتیست در محدوده ساب‌آلکان و نمونه‌های الیون‌گابرو در گستره آلکان جای گرفته‌اند (شکل ۷- A). در نمودار AFM، همه نمونه‌ها در گستره کالک‌آلکان



شکل ۷- جایگاه نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان) روی نمودارهای: A)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Irvine and Baragar, 1971)؛ B) AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ C)  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo and Taylor, 1976)

سنگ‌های آذرین با دقت بیشتری سنگ‌ها را از یکدیگر جدا می‌کند و همه نمونه‌های یادشده در این نمودار سرشت متاآلومین را نشان می‌دهند (شکل ۸- B).

در نمودار A/CNK در برابر A/NK، همه نمونه‌های پیروکسن کوارتز مونزونیتی در محدوده متاآلومین جای گرفته‌اند (شکل ۸- A). در نمودار نسبت کاتیونی A-B، اندیس آلومینیم



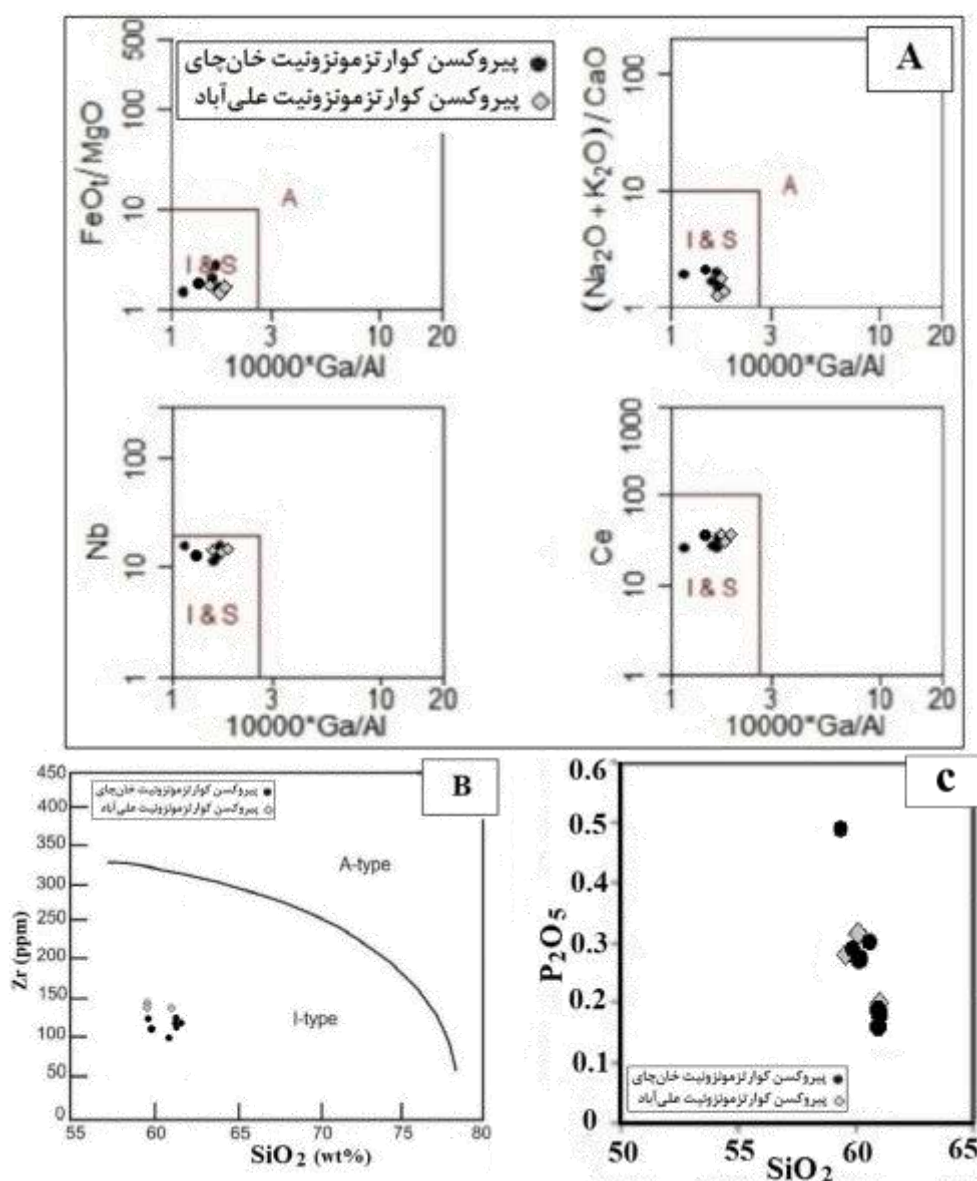
شکل ۸- جایگاه نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان) روی: A) نمودار A/CNK-A/NK (Maniar and Piccoli, 1989)؛ B) نمودار کاتیونی A-B (Villaseca et al., 1998)

گرفته شد. برپایه این نمودارها، همه نمونه‌های پیروکسن کوارتز مونزونیتی در محدوده

برای شناسایی نوع گرانیتوئیدهای A، I و S از نمودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) بهره

هستند. مانند: دارابودن کلینوپیروکسن، هورنبلند و اسفن و نبود مسکوویت، کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت؛ دارابودن برخی انکلاوهای میکروگرانولار و نبود انکلاوهای سورمیکاسه؛ نبود کردوم در نورم این سنگ‌ها؛ نیز روند کاهشی  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$  که با تبلور آپاتیت در گرانیت‌های نوع I توجیه‌شدنی است (Chappell and White, 1992).

گرانیتوئیدهای نوع I و S هستند (شکل ۹-A). برای تفکیک گرانیت‌های نوع I و A، نمودار  $SiO_2$  در برابر Zr به کار برده شد. در این نمودار، همه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I هستند (شکل ۹-B). افزون‌بر نمودارهای یادشده، نشانه‌ها و ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده I-type بودن توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد

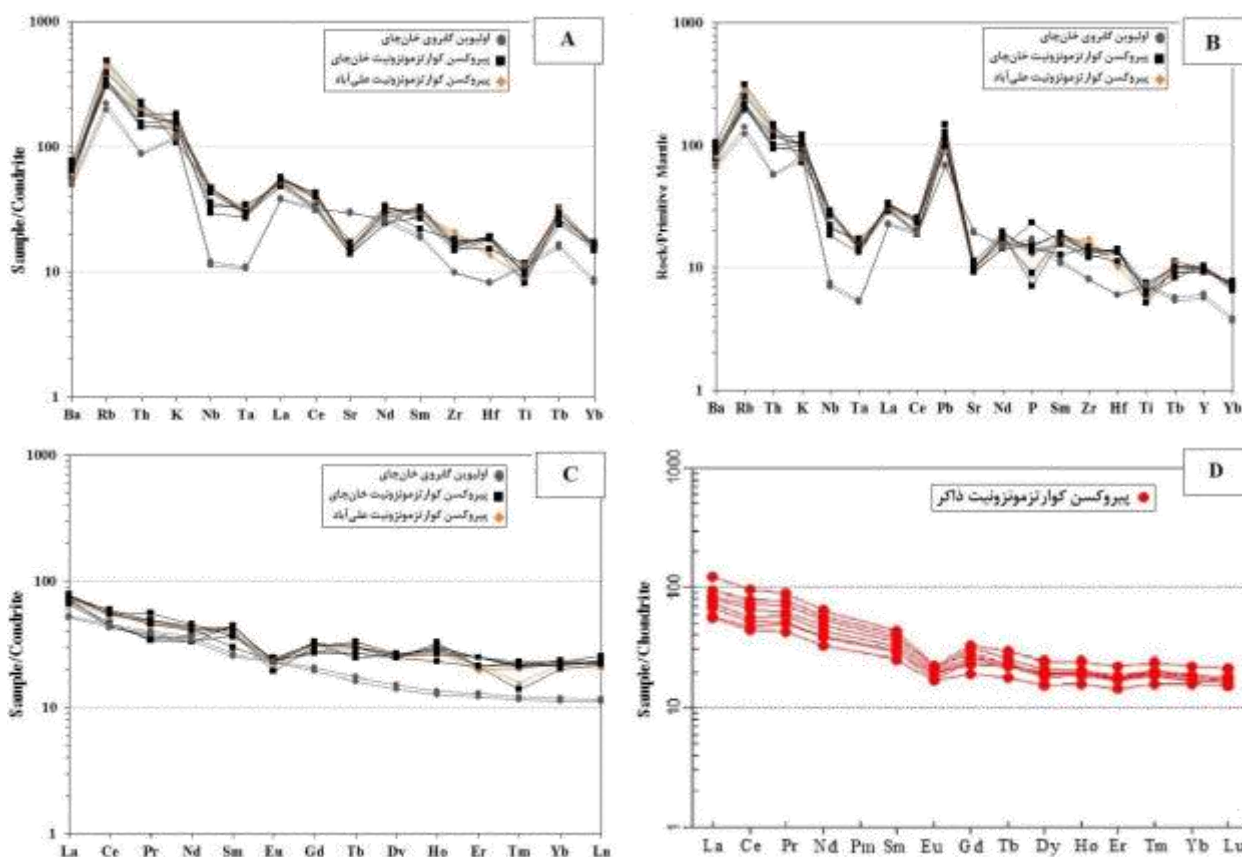


شکل ۹- شناسایی نوع گرانیتوئیدهای منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان). (A) برپایه نمودارهای شناسایی گرانیت‌های نوع I و S از A (Whalen et al., 1987)؛ (B) نمودار  $Zr$  در برابر  $SiO_2$  (Collins et al., 1982)؛ (C) روند تغییر  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$

الیومین گابرویی، بی‌هنجاری منفی Sr دیده نمی‌شود و این پدیده چه‌بسا پیامد تمرکز بالاتر پلاژیوکلازهای کلسیک در این سنگ‌ها باشد.

در الگوی تغییر عنصرهای کمیاب بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه‌های بررسی‌شده نیز همانند نمودار بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت، غنی‌شدگی از LILE و عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) همراه با تهی‌شدگی از HFSE در نمونه‌های الیومین‌گابرویی و پیروکسن کوارتز‌موزونیتی دیده می‌شود (شکل ۱۰-۱۰B). در نمودار بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، در نمونه‌های بررسی‌شده بی‌هنجاری مثبت Pb دیده می‌شود که چه‌بسا به متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌ای با سیال‌های آزادشده از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای ارتباط داشته باشد (Kamber *et al.*, 2002). بیگانیه‌بلور کوارتز در توده پیروکسن کوارتز‌موزونیتی علی‌آباد از نشانه‌های میکروسکوپی آرایش پوسته‌ای است. همچنین، بی‌هنجاری منفی Nb و Ta آشکارا در همه نمونه‌های بررسی‌شده دیده می‌شود. این پدیده نشان‌دهنده ماگماهای مربوط به پهنه‌های حاشیه فعال قاره‌ای است و چه‌بسا پیامد آلودگی پوسته و سیال‌های آزادشده از سنگ‌کره فرورونده باشد (Aldanmaz *et al.*, 2000). در کل، برپایه شکل‌های A-10 و B-10 و نیز عوامل گوناگونی که بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی عنصرها را پدید می‌آورند، ماگمای نخستین سازنده توده‌های نفوذی بررسی‌شده در پهنه‌ای فرورانشی پدید آمده و در ادامه با مواد پوسته‌ای آرایش یافته است.

در نمودارهای عنکبوتی که عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب توده‌های الیومین‌گابرویی و پیروکسن کوارتز‌موزونیتی منطقه خان‌چای - علی‌آباد در برابر ترکیب پیشنهادی Thompson (۱۹۸۲) برای کندریت بهنجار شده‌اند (شکل ۱۰-۱۰A)، این توده‌ها از عنصرهای لیتوفیل بزرگیون (LILE) در برابر عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE)، غنی‌شدگی کمابیش بیشتری نشان می‌دهند. بی‌هنجاری مثبت عنصرهای LILE (مانند: K, Ba و Th) به‌همراه بی‌هنجاری منفی عنصرهای HFSE (مانند: Ti و Nb) از ویژگی‌های ماگماهای پدیدآمده در پهنه‌های فرورانشی است (Pearce, 1982; Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang and Chung, 2004; Vetrin and Rodionov, 2008). از سوی دیگر، به‌باور برخی پژوهشگران (مانند: Saunders *et al.*, 1992; Rollinson, 1993; Lehmann and Sisson, 1996; Kuster and Harms, 1998; Dostal *et al.*, 2001; Nagudi *et al.*, 2003; Shang *et al.*, 2004)، بی‌هنجاری منفی Nb و Ti ویژگی آشکار سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است. بی‌هنجاری مثبت در عنصرهایی مانند K و Th، بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای سازنده توده‌های نفوذی بررسی‌شده است که از آن با نام تسلط پوسته‌ای یاد می‌شود (Harris *et al.*, 1986). بی‌هنجاری منفی Sr در نمونه‌های پیروکسن کوارتز‌موزونیتی چه‌بسا پیامد فرایند جدایش بلوری کانی پلاژیوکلاز است. به‌باور Barnes و همکاران (۲۰۰۱)، جدایش بلوری پلاژیوکلاز باعث کاهش Sr و افزایش بی‌هنجاری منفی Eu هنگام تبلور ماگما می‌شود. در نمونه‌های



شکل ۱۰- نمونه‌های منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان) در نمودار: (A) الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Thompson, 1982); (B) الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Taylor and McLennan, 1985); (C) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995); (D) نمودار الگوی عنصرهای خاکی کمیاب توده پیروکسن کوارتزومونزیت ذاکر (Nabatian *et al.*, 2014b) در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)

پیروکسن کوارتزومونزیت‌ها برابر  $3/72 - 3/08$  و در الیون‌گابروها برابر  $4/67 - 4/53$  است. غنی‌شدگی LREE در برابر HREE چه‌بسا پیامد درجه کم ذوب‌بخشی، بالابودن مقدار LREE در برابر HREE در سنگ خاستگاه (Wilson, 1989; Wright and McCurry, 1997)، گارنت بجامانده در سنگ خاستگاه (Zhou *et al.*, 2007)، آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای (Srivastava and Sigh, 2004) و جدایش بلوری باشد. درجه‌های کم ذوب‌بخشی به‌همراه آلودگی پوسته‌ای از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREE در برابر HREE به‌شمار می‌روند. بالابودن مقدار عنصرهای LREE در برابر HREE از ویژگی‌های روشن سنگ‌های

در نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های پیروکسن کوارتزومونزیتی، الگویی کمابیش پرشیب و غنی از عنصرهای LREE با الگوی مسطح عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE)، نسبت بالای LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی مشخص Eu دیده می‌شود (شکل ۱۰-C). روند نمونه‌های الیون‌گابرو نیز مشابه است؛ اما نسبت LREE/HREE آنها بالاتر است و بی‌هنجاری منفی Eu ندارند. نسبت  $Eu/Eu^*$  در پیروکسن کوارتزومونزیت‌ها برابر  $0/54 - 0/83$  و در الیون‌گابروها برابر با  $0/97$  تا  $1/02$  است. همچنین، نسبت  $La_n/Yb_n$  در

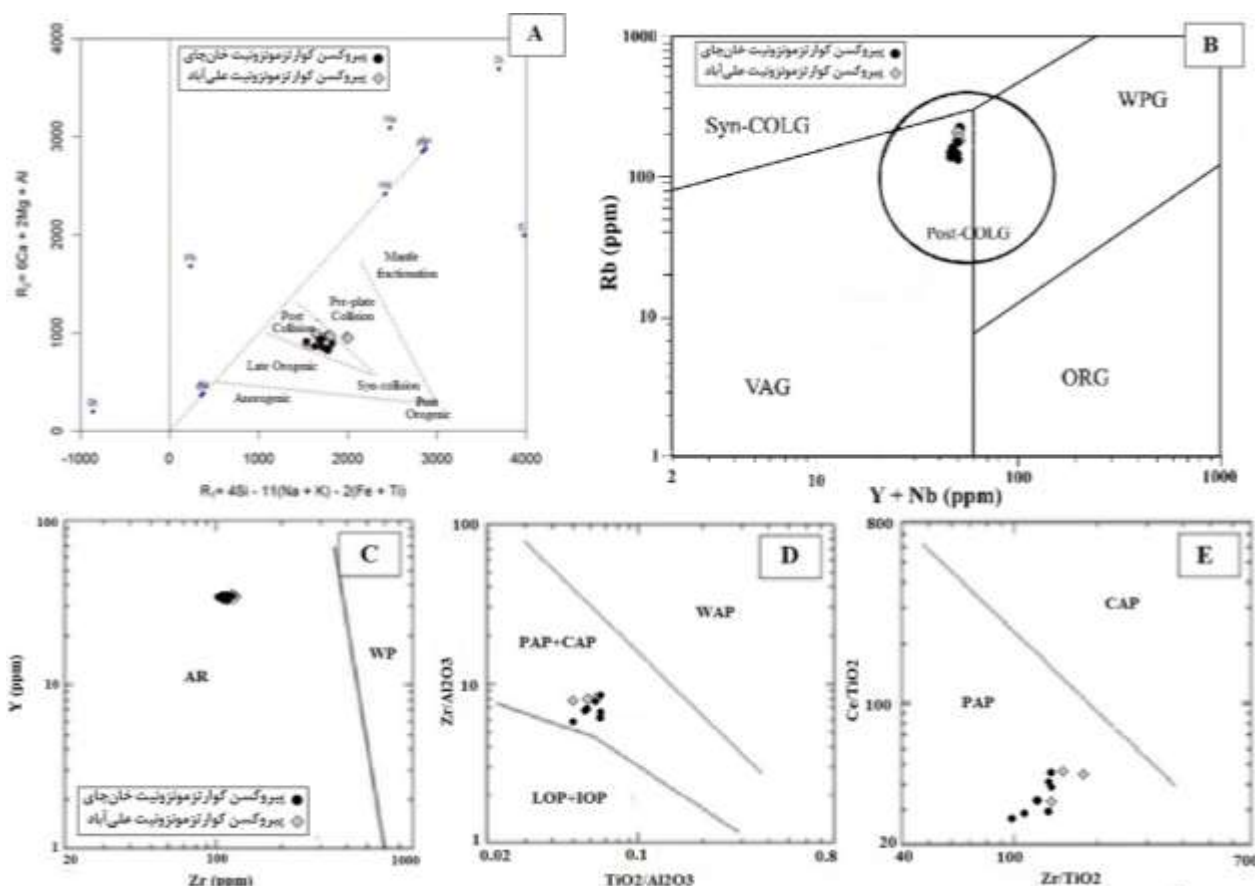
توده‌های نفوذی بررسی شده با توده نفوذی ذاکر را نشان می‌دهد.

### جایگاه زمین‌ساختی ماگما (تکتونوماگمایی)

نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی ماگما، نمودارهای تغییرات زمین‌شیمیایی هستند که برپایه آنها، ماگماهای پدیدآمده در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون برپایه ویژگی‌های شیمیایی از یکدیگر شناخته می‌شوند (Rollinson, 1993). برپایه نمودار کاتیونی R1 و R2 (Batchelor and Bowden, 1985)، بیشتر نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد در محدوده بالازدگی پس از برخورد هستند (شکل ۱۱ - A). در نمودار دو متغیره Nb+Y در برابر Rb، سنگ‌های بررسی شده در محدوده مشترک گرانیته‌های کمان آتشفشانی (VAG) و پس‌برخوردی (Post-COLG) هستند (شکل ۱۱ - B). Muller و Groves (۱۹۹۷) نمودارهایی را برپایه درصد وزنی اکسیدهای اصلی ( $Al_2O_3$ ،  $TiO_2$  و  $P_2O_5$ ) و عنصرهای کمیاب (Ce، Y و Zr) برای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون پیدایش سنگ‌های گرانیته‌ی پتاسیک پیشنهاد کرده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۱۱ - C دیده می‌شود، همه نمونه‌های بررسی شده در نمودار Zr در برابر Y، در محدوده گرانیته‌ی پتاسیک مرتبط با کمان هستند. در نمودار  $TiO_2/Al_2O_3$  در برابر  $Zr/Al_2O_3$  (شکل ۱۱ - D)، همه نمونه‌ها در محدوده مشترک کمان‌های مرز فعال قاره‌ای (CAP) و کمان‌های پس‌برخوردی (PAP) جای گرفته‌اند. در نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $Ce/P_2O_5$  (شکل ۱۱ - E)، نیز نمونه‌ها در محدوده کمان‌های پس‌برخوردی (PAP) جای گرفته‌اند.

کمان آتشفشانی در پهنه‌های فرورانش مرز فعال قاره‌ای است (Pearce, 1982; Wilson, 1989; Ma *et al.*, 2014). الگوی مسطح عنصرهای HREE همراه با بی‌هنجاری منفی مشخص Eu نشان‌دهنده اهمیت جدایش بلوری پلاژیوکلاز و حضور کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن (برای تمرکز دادن به عنصرهای HREE) در سنگ‌های بررسی شده است. به باور Wilson (۱۹۸۹)، اگر بی‌هنجاری منفی Eu با بی‌هنجاری منفی Sr همراه باشد، جدایش بلوری پلاژیوکلاز عامل پیدایش بی‌هنجاری منفی Eu است. برپایه بی‌هنجاری منفی Sr در نمونه‌های پیروکسن کوارتز مونزونیتی (شکل ۱۰ - A و ۱۰ - B)، پس بی‌هنجاری منفی Eu پیامد جدایش بلوری پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها بوده است. این در حالی است نبود بی‌هنجاری منفی Eu در الیوین‌گابروها چه بسا به نبود جدایش و جدایش بلوری پلاژیوکلاز در هنگام بالآمدن ماگما و تمرکز این کانی در الیوین‌گابروها وابسته است. همچنین، تمرکز کمتر HREE در این سنگ‌ها در ارتباط با محتوای کمتر آمفیبول این سنگ‌ها دانسته می‌شود (Marks *et al.*, 2004).

در کل، برپایه الگوی کمابیش پرشیب غنی از عنصرهای LREE و الگوی مسطح عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) با نسبت بالای LREE/HREE برای توده‌های نفوذی بررسی شده، این سنگ‌ها از خاستگاه ماگمایی مشترکی پدید آمده‌اند و پیامد درجه کمی از ذوب‌بخشی گوشته غنی شده در پهنه‌ای فرورانشی هستند. مقایسه الگوی عنصرهای خاکی کمیاب توده‌های پیروکسن کوارتز مونزونیتی خان‌چای - علی‌آباد با توده پیروکسن کوارتز مونزونیت ذاکر (Nabatian *et al.*, 2014b) نشان‌دهنده همانندی کامل این توده‌هاست (شکل ۱۰ - D) و وابستگی زایشی



شکل ۱۱- نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه خان‌چای - علی‌آباد (خاور زنجان) روی: (A) نمودار نمودار R1 - R2 (Batchelor and Bowden, 1985); (B) نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce, 1996); (C) نمودار Zr در برابر Y (Muller and Groves, 1997); (D) نمودار  $TiO_2/Al_2O_3$  در برابر  $Zr/Al_2O_3$  (Muller and Groves, 1997); (E) نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $Ce/P_2O_5$  (Muller and Groves, 1997)

این نسبت‌ها در ماگماهای جداشده از پوسته به صورت  $Th/Nb$  (۰/۴۴)،  $Ba/Nb$  (۰/۵۴)،  $Zr/Nb$  (۱۶/۲) گزارش شده‌اند (Weaver and Tarney, 1984). در جدول ۱، مقایسه این نسبت‌ها برای توده‌های نفوذی بررسی شده، نشان‌دهنده گرایش آنها به ترکیب حد واسط مذاب‌های جداشده از گوشته غنی شده و پوسته است. در پهنه‌های فرورانشی، میزان  $Th$  افزایش می‌یابد؛ اما نسبت  $Th/Ta$  در سنگ‌های پدیدآمده در فرایند فرورانش مرز فعال قاره‌ها در بازه ۲۰-۶ متغیر است (Gorton and Schandle, 2000). این نسبت برای توده‌های نفوذی

برپایه رده‌بندی Barbarin (۱۹۹۹)، گرانیتوئیدهای منطقه بررسی شده از نوع گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان آمفیبول‌دار (ACG) دانسته می‌شوند. به باور Barbarin (۱۹۹۹)، گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان ACG در بالای پهنه‌های فرورانشی پدید می‌آیند.

به باور Morata و همکاران (۲۰۰۵)، نسبت‌های کم  $Zr/Nb$  (۶/۳-۷/۶)،  $Th/Nb$  (۰/۰۹-۰/۱۵)،  $Ba/Nb$  (۷/۶-۱۷/۴)،  $Th/La$  (۰/۱۱-۰/۱۵) و  $Ba/La$  (۰/۷۶-۱/۰۳) نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با گوشته غنی شده هستند. در حالی که،

برخوردی در جهان است. افزون بر این، برای سنگ‌های آتشفشانی غنی از پتاسیم الیگوسن - پلیستوسن در باختر مدیترانه نیز خاستگاه گوشته متاسوماتیسم شده در هنگام فرورانش پیشنهاد شده است (Conticelli *et al.*, 2009). از سوی دیگر، غنی‌شدگی در LILE و LREE به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، نشانه‌های ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش است (Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang and Chung, 2004; Vetrin and Rodionov, 2008). این ماگماها خاستگاه گوشته‌ای غنی شده از عنصرهای LILE توسط سیال‌های متاسوماتیک جدا شده از رسوب‌ها یا صفحه فرورونده دارند (Pearce, 1982; Hawkesworth *et al.*, 1997; Cameron *et al.*, 2003). بررسی‌های ایزوتوپی Nd-Sr به دست Nabatian و همکاران (۲۰۱۴b) روی توده‌های نفوذی منطقه طارم (محور سرخه‌دیزج - زنجان) نشان‌دهنده یک خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده برای این توده‌هاست. از این رو، پیدایش توده‌های نفوذی غنی از پتاسیم منطقه خان‌چای - علی‌آباد نیز در ارتباط با گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده مرتبط با فرورانش و در یک پهنه پساخوردی بوده است.

اگرچه زمان برخورد دو صفحه قاره‌ای عربستان - اوراسیا بسیار بحث برانگیز است، اما بیشتر پژوهشگران این زمان را از کرتاسه پایانی تا اواخر الیگوسن و میوسن می‌دانند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Agard *et al.*, 2011; Verdel *et al.*, 2011). Talbot و Ghasemi (۲۰۰۵) سن ائوسن آغازی تا میانی را برای برخورد زمین‌درز زاگرس پیشنهاد کرده‌اند. برپایه داده‌های Nabatian و همکاران (۲۰۱۴b)، سن آغاز برخورد میان صفحه عربستان و اوراسیا در کوه‌های البرز باختری، ائوسن میانی (نزدیک به ۵۰ میلیون سال پیش) بوده است. این سن با داده‌های سن‌سنجی به دست آمده از زیرکن در گرانیته

بررسی شده برابر ۱۷/۳۸-۹ است (جدول ۱). این نکته نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های منطقه بررسی شده در پهنه فرورانشی مرز فعال قاره‌ای است. توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده از عنصرهای HFSE تهی بوده و نسبت Nb/Y در آنها کم است (میانگین ۰/۳۹؛ جدول ۱). نسبت‌های Nb/Y (۰/۳۲ تا ۱/۷۲) از ویژگی سنگ‌هایی است که در کمان‌های ماگمایی مرتبط با پهنه‌های فرورانشی پدید آمده‌اند (Temel *et al.*, 1998). نسبت‌های Ba/Nb بیشتر از ۲۸ شاخص سنگ‌هایی است که در پهنه‌های مرتبط با فرورانش و در مرز فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند (Fitton *et al.*, 1988). این نسبت در نمونه‌های بررسی شده برابر ۲۲ تا ۸۷ بوده و به میانگین آن نزدیک به ۴۰ است (جدول ۱).

در کل، برپایه همه داده‌های زمین‌شیمیایی و نسبت‌های عنصرهای ناسازگار یادشده، توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده در پهنه پساخوردی و از خاستگاه غالب گوشته‌ای غنی شده به همراه مقداری مواد پوسته‌ای پدید آمده‌اند.

### بحث و نتیجه‌گیری

همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد، سنگ‌های منطقه بررسی شده با ترکیب پیروکسن کوارتز مونزونیتی از ماگمای کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا خاستگاه گرفته‌اند. بیشتر سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا در کمان‌های ماگمایی و پهنه‌های زمین‌ساختی پس از برخورد پدید می‌آیند (Foley and Peccerillo, 1992; Turner *et al.*, 1996). به ندرت در محیط‌های درون‌صفحه‌ای دیده شده‌اند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). به باور Turner و همکاران (۱۹۹۶)، ماگماتیسیم پتاسیک پساخوردی از ویژگی‌های متداول بسیاری از کمربندهای کوهزایی

پیروکسن کوارتزومونزونیت و الیوین گابرو) را در پی داشته است.

در کل، توده‌های نفوذی بررسی شده (که از دیدگاه جایگاه مکانی، نزدیک توده‌های نفوذی بررسی شده Nabatian و همکاران (۲۰۱۴b) هستند)، ترکیب پیروکسن کوارتزومونزونیت با خاستگاه کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا و متآلومین دارند و از گرانیتهای نوع I هستند و در پهنه کششی پسابرخوردی پدید آمده‌اند. در پهنه کششی یادشده سست کره بالا آمده و در پی ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای متاسوماتیسم شده است.

#### سپاس‌گزاری

نگارندگان از پشتیبانی‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، نگارندگان از داوران گرامی مقاله برای راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان که مقاله را پربارتر کرد، بسیار سپاس‌گزار هستند.

خرم‌دره (خاور طارم) با ویژگی نوع I وابسته به فرورانش نیز همخوانی دارد (Hassanzadeh *et al.*, 2008). سن برخورد هنگامی است که فرورانش پایان یافته است. پس، برای بخشی از کمربند کوهزایی تئیس، زمان میان جوان‌ترین پلوتونیسیم فرورانش فعال (۵۳ میلیون سال پیش) و زمان پلوتونیسیم پس از برخورد (نزدیک به ۴۰ میلیون سال پیش)، نزدیک به ۱۳ میلیون سال برآورد شده است (Nabatian *et al.*, 2014b). از این‌رو، پهنه کششی پس از برخورد، در پی بی‌هنجاری گرمایی هنگام بالا آمدن سست‌کره، سنگ‌کره گوشته‌ای غنی‌شده دچار ذوب‌بخشی شده و مذاب پتاسیم بالا در بخش ماگمایی طارم در طول ائوسن بالایی پدید آمده است. گمان می‌رود نازک‌شدن پوسته در کمربند البرز-آذربایجان پیش از ۴۰ میلیون سال پیش و پس از ۵۳ میلیون سال پیش آغاز شده باشد (Nabatian *et al.*, 2014b). در منطقه طارم، نازک‌شدن پوسته به‌همراه بالا آمدن مواد داغ سست‌کره به‌آسانی گوشته ناهمگن متاسوماتیسم‌شده را دچار ذوب‌بخشی کرده و پیدایش ماگماهای گوناگون از دیدگاه ترکیبی (مانند:

#### منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148: 692–725.
- Aghanabati, S. A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran publication, Tehran, Iran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Castro, A. (2015) Petrogenesis and U-Pb dating (SHRIMP) of Tarom intrusions. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 95: 3-20 (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Amini, B. (2000) Explanatory text of Tarom. Geological Quadrangle Map 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Atashnama, A. A. (2016) Geology and mineralization of Rastabad polymetallic deposit, north of Zanjan. M.Sc. thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran (in Persian).

- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605- 626.
- Barnes C. G., Burton B. R., Burling T. C., Wright, J. E. and Karlsson, H. R. (2001) Petrology and geochemistry of the late Eocene Harrison Pass Pluton, Ruby Mountains Core Complex, Northeastern Nevada. *Journal of Petrology* 42: 901-929.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of rocks series using multicationic parameters. *Chemical geology* 48: 43-55.
- Bazargani Guilani, K. and Parchekani, M. (2010) Metalogenic Properties of Barik-Ab Pb-Zn (Cu) Ore Deposit with Acidic Tuff Host-Rock, west Central Alborz, NW Iran. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 78: 97-104 (in Persian).
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Bonin, B. (2004) Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78: 1-24.
- Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O. and Feigenson, M. D. (2003) Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 21-50.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I - and S-type granites in Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83: 1- 26.
- 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* 80: 189-200.
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Vanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D. and Ven-Turelli, G. (2009) Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos* 107: 68-92.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L. (2001) Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia (Canada): Transition from arc to extensional volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107: 149-17.
- Esmaeli, M., Lotfi, M. and Nezafati, N. (2015) Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, Southeast Zanjan, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8: 9625-9633.
- Fitton J. G., James D., Kempton P. D., Ormerod D. S. and Leeman W. P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology* 1: 331-349.
- Foley, S. F. and Wheler, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: The role of titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Foley, S. and Peccerillo, A. (1992) Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos* 28: 181-185.
- Ghasemi Syani, M. (2014) Timing and origin of the epithermal veins and geochemical zoning in the Glojeh district, Iran. Ph.D. thesis, Geosciences Department, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).
- Ghasemi, A. and Tlabot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 26: 683-693.

- Ghorbani, M. (2013) The economic geology of Iran: Mineral deposits and natural resources. Springer Dordrecht Heidelberg.
- Gorton, M. P. and Schandle, E. S. (2000) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Hajalilou, B. (1999) Tertiary Metallogeny in Western Alborz- Azarbaijan (Mianeh-Siahroud) with special attitude on Hashtjin area. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Geological Society Special Publication* 19: 67-81.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Azeu, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-69.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., Mcdermott, F., Peate, D. W. and Van Calsteren, P. (1997) U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science* 276: 551-555.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Houshmand-Zadeh, A. (1966) Geology of the Tarom District, Western Part (Zanjan area north-west Iran). *Geological Survey of Iran* 8: 31.
- Hosseinzadeh, M. R., Maghfouri, S., Moayyed, M., Lotfeghnia, M. and Hajlilou, B. (2015) Petrology, geochemistry and alteration at the polymetallic (Cu-Pb-Zn) vein and veinlet mineralization in the Luin-Zardeg area, NE Zanjan. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 96: 41-52 (in Persian).
- Hosseinzadeh, M. R., Maghfouri, S., Moayyed, M. and Rahmani, A. (2016) Khalifehlu deposit: high sulfidation epithermal Cu-Au mineralization in the Tarom magmatic zone, north Khoram dareh. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 99: 179-194 (in Persian).
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-276.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38- 56.
- Khanmohammadi, N., Khakzad, A. and Izadyar, J. (2010) Mineralography, structural and textural studies and genesis of Zaker iron- apatite deposit (NE Zanjan). *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 76: 119-126 (in Persian).
- Kouhestani, H. and Mokhtari, M. A. A. (2013) Geological and mineralization characteristics of Aliabad Cu occurrence, Tarom area, east of Zanjan. In proceeding of the 17<sup>th</sup> Symposium on Geological Society of Iran and 1<sup>st</sup> International Congress on Zagros Orogen, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post- collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos* 45: 177- 195.
- Lehmann, W. P. and Sisson, V. B. (1996) Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes. In: *Boron: Mineralogy, petrology and Geochemistry in the earth's crust* (Eds. Anovitz, L. M. and Grew, E. S.) 33: 645-707. *Mineralogical Society of American Reviews in Mineral.*
- Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z. and Xu, B. (2014) Geochemistry of early cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton. *Gondwana research* 25: 859-872.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.

- Marks, M., Halama, R., Wenzel, T. and Markle, G. (2004) Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral–melt trace-element partitioning. *Chemical Geology* 211: 185-215.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Mehrabi, B., Taleh Fazel, A., Ghasemi Syani, M. and Egbali, M. A. (2009) Investigation on genesis and formation condition of Glujeh Cu- Au vein deposit (north of Zanjan) based on mineralogical, geochemistry and Fluid inclusion evidences. *Journal of Science (University of Tehran)* 35(4): 185-199 (in Persian).
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M. and Marsh, E. E. (2016) Mineral assemblages, fluid evolution and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 78: 41-56.
- Moayyed, M. (2001) Petrological studies of western Alborz- Azarbaijan Tertiary volcano-plutonic belt with emphasis on Hashtjin area. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H. and Saiedi, A. (2016) Investigation on type and origin of copper mineralization at Aliabad Mousavi- Khanchy occurrence, east of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal*, 100: 259-270 (in Persian).
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarz, M. (2005) The Bandurrias Gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization. 2<sup>nd</sup> edition, Springer, Verlag, Berlin, Germany.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V. and Honarmand, M. (2014a) Geology, alteration, age and origin of iron oxide–apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran. *Mineralium Deposita* 49: 217-234.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Xiaoming, L., Dong, Y., Jiang, S. H., Quadt, A. and Bernroider, M. (2014b) Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos* 184–187: 324–345
- Nabavi, M. H. (1976) Intudocction to geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Naderi, M. (2011) Petrology of quartz monzonitic intrusion at the southern range of Tarom sub-zone, east of Zanjan. MSc. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persain).
- Nagudi, N., Koberl, C. and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda .and implications for its origin. *Journal of African Earth Sciences* 36: 1-14.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 755–773.
- Nazari Nia, A., Rashidenejhad Omran, N., Aghazadeh, M. and Arvin, M. (2014) Petrology and geochemistry of quartz monzonite intrusion at the Tarom sub-zone, NE Zanjan. *Iranian Journal of Petrology* 20: 91-106 (in Persain).
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (Ed. R.S. Thorpe) 525-548. Wiley, New York, US.
- Pearce, J. A. (1996) Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125.
- Pearce, J. A., Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: *Magmatic Processes and Plate Tectonics* (Eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) Special Publications 76: 373–403. Geological Society, London, UK.

- Rahmani, S., Abedian, N. and Mokhtari, M. A. A. (2004) Geology and Genesis of iron oxide- apatite deposits in Tarom zone (Zanjan). In proceeding of the 23th Symposium on Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore, Malaysia.
- Sadri Esfanjani, S., Amel, N. and Mokhtari, M. A. A. (2015) Petrology and geochemistry of acidic volcanic rocks in the north of Soleiman Bolaghi (southwest Hashtjin, north of Zanjan) with considering perlitization. Iranian Journal of Petrology 21: 139-156 (in Persian).
- Saiedi, A. (2014) Petrology and geochemistry of Aliabad Musavy- Khanchay intrusions (Tarom area, Zanjan Province) with considering Cu mineralization. M.Sc. thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran (in Persian).
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. and Norry, M. J. (1992) Consequences of plum–lithosphere interactions. In: Magmatism and the Causes of Continental Break-up (Eds. Storey, B. C., Alabaster, T. and Pankhurst, R. J.) Special Publication 68: 41–60. Geological Society, London, UK.
- Shang, C. K., Satir, M., Sieble, W., Nsifa, E. N., Taubald, H., Liegeoise, J. P. and Tchoua, F. M. (2004) Geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematic: Case of the Sangmelima region, Ntem Complex, southern Cameroon. Journal of African Earth Science 40: 61-79.
- Srivastava, R. K. and Sigh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian Craton: evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Science 23: 373-389.
- Stöcklin, J. and Eftekheärnezhād, J. (1969) Explanatory of Zanjan. Geological Quadrangle Map 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Stormer, J. C. (1972) Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field northeastern New Mexico. Geological Society of America Bulletin 83: 3299-3322.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Temel, A., Gondogdu, 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 Research 85: 327-357.
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology 18(4): 9–107.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside albite - anorthite and origin of dusty plagioclase in the arid sites. Canadian Mineralogist 89: 1-16.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W. (1996) Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. Journal of Petrology 37: 45-71.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics 30: 1-20.
- Vetrin, V. R. and Rodionov, N. V. (2008) Sm-Nd Systematics and petrology of post-orogenic Granitoids in the Northern Baltic Shield. Geochemistry International 46: 1090-1106.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Rogers, G. (1998) Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. Lithos 43: 55-79.

- Wang, K. L. and Chung, S. L. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology* 45: 975-1011.
- Weaver B. L. and Tarney J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-577.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, UK.
- Wright, J. B. and McCurry, P. (1997) Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN- AFRICAN suture zone. *Earth and Planetary Science Letters* 37: 90-96.
- Zhou, H., Xiao, L., Dong, Y., Wang, C., Wang, F. and Ni, P. (2007) Geochemical and geochronological study of the Sanshui basin bimodal volcanic rock namics in southeastern Chin. *Journal of Asian Earth Science* 34: 134-189.