

Geochemistry Petrography, thermobarometry and investigation of magmatic series in Mirabad- Chehel Khane granitoid body (east of Bouin– Miandasht, Isfahan province)

Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh *, Akram Sadat Mirlohi and Zahra Mosayebi
Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

On the base of petrology, the Mirabad- Chehel Khane granitoid, east of Bouin-Miandasht, dominantly consists of syenogranite, monzogranite, alkali granite and granodiorites. The main minerals of these rocks are quartz, alkali feldspar (Orthoclase), plagioclase (Albite - Oligoclase), biotite, \pm amphibole with minor amount of allanite, zircon, titanite, apatite, \pm tourmaline. The biotite from the granites are Fe-rich type (annite) and primary magmatic in origin. The composition of the biotites studied principally falls in the calc-alkaline subduction related I-type granite on the tectonomagmatic discrimination diagrams, which stand on their major element oxides. Which is consistent with the nature of their host rocks. The studied amphiboles are classified as calcic (ferro-hornblende) which points to the I-type nature of the granitoid. The tourmaline composition plots on the schorl - foitite field. The temperature for the alteration, on the base of chlorite composition from the syenogranite, is estimated around 350°C and from the monzogranite rocks about 341°C. Based on the application of Al-in amphibole, a 3 Kbar pressure was determined for the syenogranite unit corresponding to the depth of 8-11 Km for the emplacement of the pluton. Hornblende-plagioclase thermometer shows 694 to 700°C for the equilibrium of these two minerals.

Key words: granitoid, mineral chemistry, geothermobarometry, Sanandaj - Sirjan Zone, Bouin – Miandasht

* tabataba@ui.ac.ir

سنگ‌نگاری، دما- فشارسنجی و شناسایی سری ماگمایی توده گرانیتوئید میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت، استان اصفهان)

سیدمحسن طباطبایی منش*، اکرم‌السادات میرلوحی و زهرا مسیبه

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، آکالی‌گرانیت و گرانودیوریت از گرانیتوئیدهای میرآباد-چهل‌خانه در خاور بویین- میاندشت هستند. کوارتز، آکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (آلبیت، الیگوکلاز)، بیوتیت، \pm آمفیبول از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. آلانیت، زیرکن، اسفن، آپاتیت، \pm تورمالین نیز از کانی‌های فرعی هستند. داده‌های شیمیایی نشان می‌دهند، بیوتیت در گرانیت‌ها از نوع اولیه ماگمایی است و ترکیبی نزدیک به قطب آنیت دارد. در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما برای گرانیت‌ها که بر پایه ترکیب اکسیدهای عنصرهای اصلی بیوتیت هستند، ترکیب بیوتیت‌های بررسی شده در گستره ماگماهای کالک‌آکالین پهنه‌های برخوردی جای می‌گیرد. آمفیبول‌ها از گروه کلسیک و زیرگروه فروهورنبلند بوده و نشان‌دهنده نوع I-بودن توده گرانیتوئیدی هستند. ترکیب تورمالین در سینوگرانیت‌ها نشان‌دهنده گستره شورل تا فوییتیت است. بررسی کلریت‌های درون سینوگرانیت و مونزوگرانیت‌ها به ترتیب، دمای $350/6$ و $341/8$ درجه سانتیگراد را برای دگرسانی بیوتیت‌ها نشان می‌دهد. محتوای آلومینیم درون آمفیبول‌های سنگ‌های سینوگرانیتی، فشار نزدیک به ۳ کیلوبار را نشان می‌دهد. این فشار با جایگیری این توده گرانیتی در ژرفای ۸ تا ۱۱ کیلومتری از سطح زمین همخوانی دارد. دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز نیز دمای ۶۹۴ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد. واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید، شیمی کانی، زمین‌دمافشارسنجی، سنندج- سیرجان، بویین- میاندشت

مقدمه

پهنه جایگاه نفوذ و جایگیری توده‌های بزرگ و کوچک گرانیتوئیدی است که بیشترشان با بازشدن (کربونیفیر- پرمین زیرین؛ مانند: Alirezaei و

پهنه سنندج- سیرجان از پهنه‌های مهم دگرگونی- ماگمایی زمین‌شناسی ایران است. این

* tabataba@sci.ui.ac.ir

رخنمون این توده گرانیتوییدی بیشتر به صورت تپه‌های کم ارتفاعی است که به علت دانه درشت بودن توده آذرین درونی، تکتونیزه بودن منطقه و بارندگی فراوان، بسیار فرسوده شده‌اند. پدیده‌های زمین‌ساختی این منطقه، درزه‌ها و شکستگی‌های فراوانی را در این توده‌ها پدید آورده‌اند که با کانی‌هایی مانند کوارتز و گاه کلسیت پر شده‌اند (شکل ۱). برپایه بررسی‌های انجام‌شده روی این توده گرانیتوییدی، این توده، ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت (سینوگرانیت، مونزوگرانیت، آلکالی گرانیت) و گرانودیوریت دارد (Mosayebi, 2015). برپایه مقایسه‌ای که Sabeti (۲۰۱۳) میان توده گرانیتوییدی بوبین-میاندشت با توده‌های دیگر در مناطق اطراف (مانند: گرانیتوییدهای بروجرد، موه و الوند) انجام داده است، توده گرانیتوییدی بوبین-میاندشت از دیدگاه ویژگی‌های بافتی، سنگ‌شناختی (ترکیب سنگی و کانی‌شناسی) و زمین‌شیمیایی به توده گرانیتوییدی بروجرد بسیار همانند است. هر دو توده از دیدگاه سنگ‌نگاری، گرانیت‌های پورفیری (سینوگرانیت، مونزوگرانیت) با بافت دانه‌ای، پورفیری و پرتیتی دارند. همچنین، از دیدگاه گروه سنگی، از گرانیت‌های گروه I و پتاسیم بالا و از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم، مت‌آلومینوس تا اندکی پرآلومینوس هستند. این توده‌ها، ویژگی‌های گرانیتوییدهای کوهزایی را دارند و از دیدگاه خاستگاه زمین‌ساختی نیز از گروه گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) هستند. برپایه این ویژگی‌های مشترک، به احتمال زیاد توده گرانیتوییدی بوبین-میاندشت نیز در بازه سنی ۱۶۹-۱۷۱ میلیون سال پیش تریزیک شده است.

در پی نفوذ توده میرآباد درون واحدهای آهکی با سن احتمالی کرتاسه و پیدایش جریان‌های

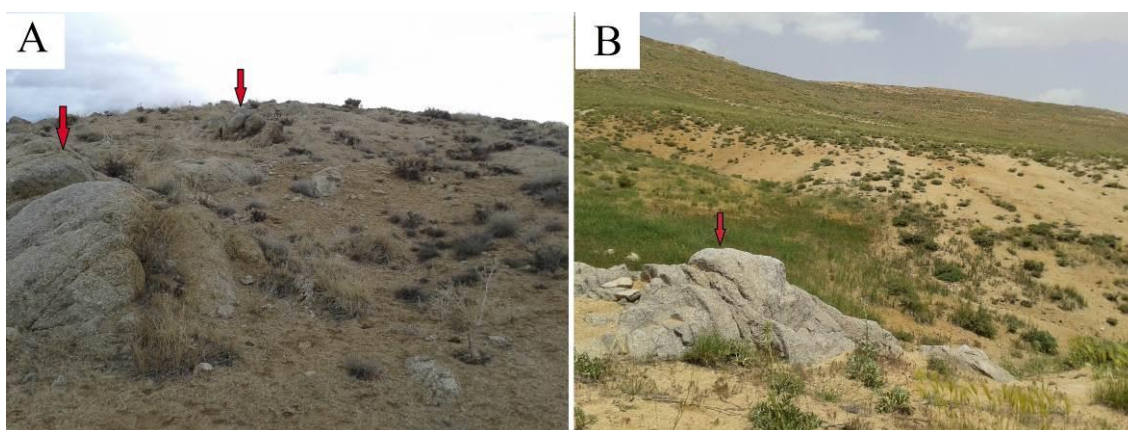
Hassanzadeh, ۲۰۱۲)، فرورانش (تریاس بالایی-لیاس؛ مانند: Shahbazi و همکاران، ۲۰۱۰) و در پایان بسته‌شدن (الیگوسن؛ مانند: Mahmoudi و همکاران، ۲۰۱۰) اقیانوس نئوتتیس و سرانجام برخورد قاره‌ای، در ارتباط هستند. این توده‌ها سرشت گرانیتوییدهای گروه S, I, A را دارند. بررسی منابع نشان می‌دهد حضور هر یک از این گرانیت‌ها، به زمان و مکان خاصی در پهنه سنندج-سیرجان محدود نیست (Shabanian, 2012). از مهم‌ترین بررسی‌های انجام شده در این ناحیه بررسی‌های Ghasemi (۱۹۹۲)، Gholamifard (۲۰۰۹)، Minaee (۲۰۱۰)، Tahmasebi و Khalaji Ahmadi (۲۰۱۰) و Panahdar (۲۰۱۲) نام برده می‌شود. این نوشته نخستین پژوهش در زمینه بررسی زمین‌دما-فشارسنجی برپایه بر داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (electron probe micro-analyzer)، در مجموعه نفوذی میرآباد-چهل‌خانه به‌شمار می‌رود. همچنین، تلاش شده است تا ویژگی‌های ماگمای سازنده این مجموعه، ارزیابی فشار، دما و سری ماگمایی گرانیتوییدهای منطقه با تأکید بر ترکیب کانی‌شناسی انجام شود.

جایگاه زمین‌شناسی منطقه

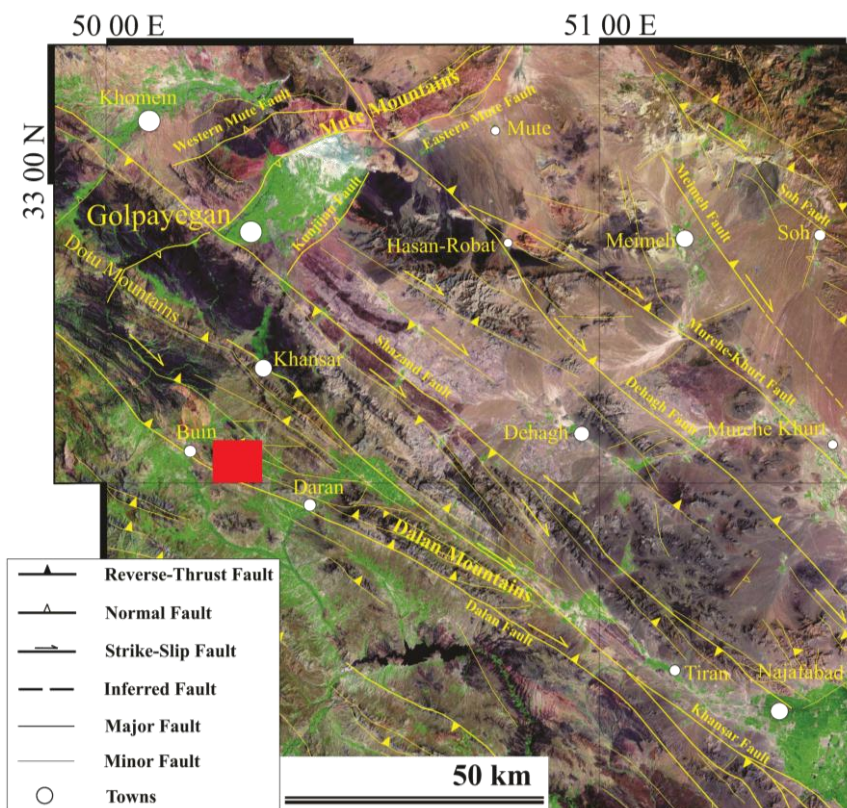
توده گرانیتوییدی میرآباد-چهل‌خانه در طول جغرافیایی خاوری ۵۰°۱۴' تا ۵۰°۱۷' و عرض جغرافیایی شمالی ۳۳°۲' تا ۳۳°۶' جای دارد. این منطقه بخشی از گوشه جنوب‌باختری برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهرستان گلپایگان، در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با روند کلی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است (شکل ۳). گسترش رخنمون‌های توده گرانیتوییدی میرآباد-چهل‌خانه نزدیک به ۵۰ کیلومتر مربع است.

خوانسار و دالان هنگام جابجایی‌های راستالغز و معکوس، ساختار گلی مثبتی (Positive flower structure) را پدید آورده‌اند که تاثیر بسیاری در بالآآمدگی و ریخت‌شناسی کنونی توده گرانیتوئیدی بویین- میاندشت داشته است (Nadimi, 2010).

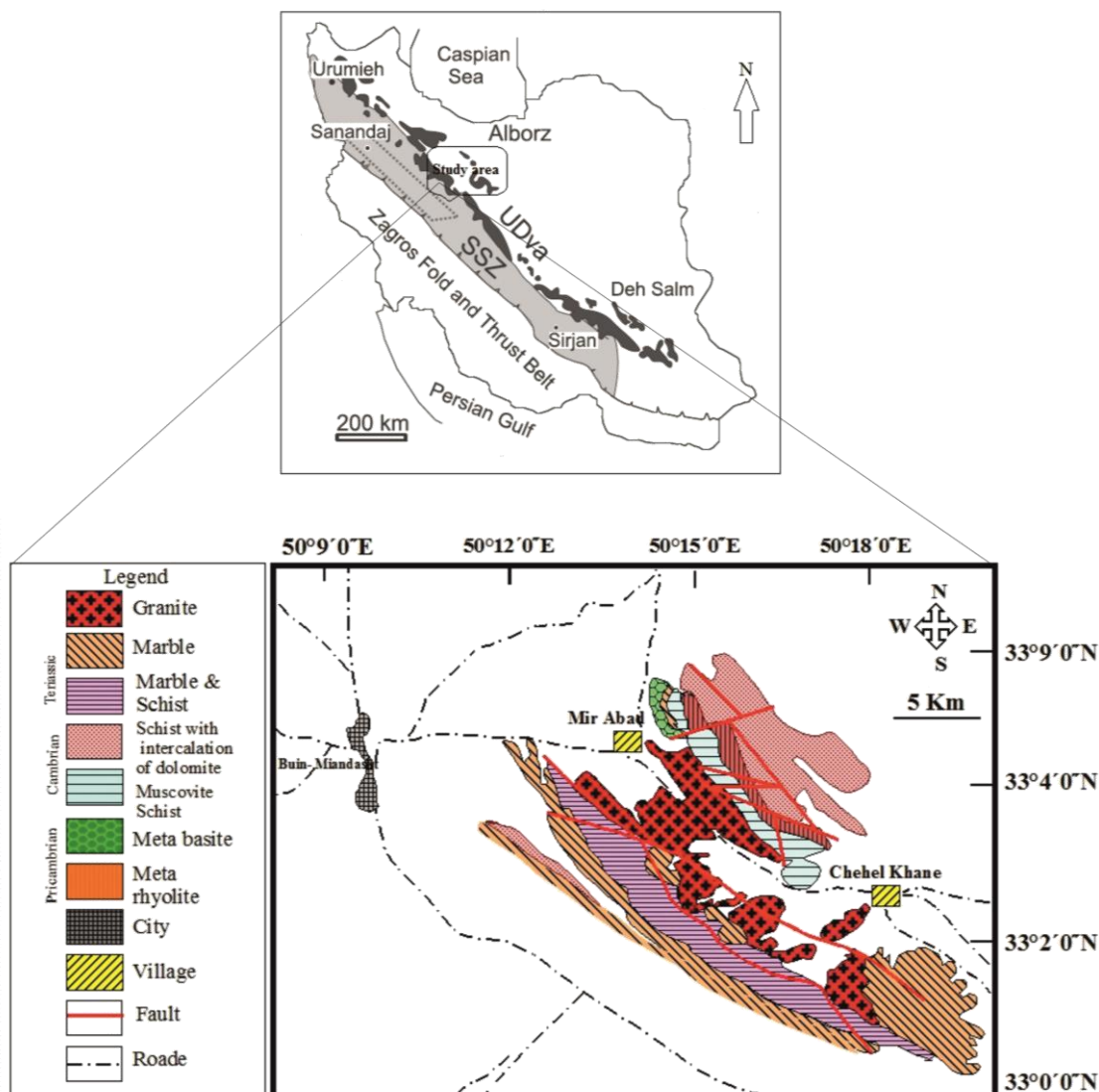
گرمایی و سیال از توده به‌سوی سنگ‌های درون‌گیر، دگرگونی مجاورتی و اسکارن‌زایی نه‌چندان گسترده‌ای در پیرامون توده روی داده است (Gholamifard, 2009). روند گسل‌های فراوانی در این منطقه، شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است (شکل ۲). در این ناحیه، گسل



شکل ۱- نمایی از توده‌های گرانیتوئیدی میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت): (A) میرآباد؛ (B) چهل‌خانه (دید رو به شمال)



شکل ۲- پراکندگی گسل‌های بزرگ منطقه و سازوکار جابجایی‌های آنها (Nadimi, 2010)



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میان‌دشت) و بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گلیپایگان، برگرفته از Mohajjel و Eftekharneshad (۱۹۹۲) با اندکی تغییرات

روش انجام پژوهش

در دانشگاه دولتی مسکو، با ولتاژ شتاب‌دهنده 15kv و جریان 15nA انجام گرفت. داده‌های به‌دست‌آمده، به‌همراه فرمول ساختاری آنها در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختاری کانی‌ها و رسم نمودارها، نرم‌افزارهای Triplot, Minpet 2.02 و Mineral structural formula به‌کار برده شدند. نام‌های اختصاری به‌کاررفته برای کانی‌ها برگرفته از Evans و Whitney (۲۰۱۰) هستند.

پس از انجام بررسی‌های میدانی و نمونه‌برداری، مقطع‌های نازک از نمونه‌های سینوگرانیت‌ها و مونوزوگرانیت ساخته و با میکروسکوپ پلاریزان مدل OLYMPUS-BH2 بررسی شدند. برای بررسی شیمی کانی‌ها، نمونه‌های سالم برگزیده شدند و از آنها مقطع‌های نازک صیقلی ساخته و روی کانی‌های آنها تجزیه ریزکاو الکترونی انجام شد. این تجزیه با دستگاه میکروپروب JEOL مدل (WDS) JSM-

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی فلدسپارهای درون سینوگرانیت و مونزوگرانیت منطقه میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) همراه با فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن و اعضای پایانی

Sample No,	S1-1	S1-2	S1-3	S1-4	S1-5	S1-6	S1-7	S1-8	S1-9
Rock name	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite
Location	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E
SiO ₂	65.89	62.52	65.94	71.39	64.70	65.09	62.78	66.07	62.75
Al ₂ O ₃	22.31	23.66	22.24	19.20	18.43	18.91	23.88	22.08	23.75
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.27	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	0.00
CaO	2.74	4.77	2.96	1.15	0.00	0.00	4.83	2.51	4.85
Na ₂ O	10.29	8.90	10.01	9.99	0.52	0.60	8.79	10.37	9.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	16.20	15.90	0.11	0.00	0.00
Total	101.23	99.85	101.15	101.73	100.19	100.94	100.39	101.30	100.37
Si	2.86	2.77	2.87	3.04	2.99	2.98	2.77	2.87	2.77
Al	1.14	1.23	1.14	0.96	1.00	1.02	1.24	1.13	1.23
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.13	0.23	0.14	0.05	0.00	0.00	0.23	0.12	0.23
Na	0.87	0.76	0.84	0.83	0.05	0.05	0.75	0.87	0.77
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.93	0.01	0.00	0.00
Total	5.00	4.99	4.99	4.89	5.01	5.00	4.99	5.00	5.00
Albite	87.10	77.20	85.90	94.00	4.70	5.40	76.20	88.20	77.10
Anorthite	12.90	22.80	14.10	6.00	0.00	0.00	23.10	11.80	22.90
Orthose	0.00	0.00	0.00	0.00	95.30	94.60	0.60	0.00	0.00
Name	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase	Albite	Orthoclase	Orthoclase	Oligoclase	Oligoclase	Oligoclase

جدول ۱- ادامه

Sample No,	S1-10	S1-11	S3-1	S3-2	S2-1	S2-2	S119-1	M16-2-1	M16-2-2
Rock name	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Syenogranite	Monzogranite	Monzogranite
Location	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°15'E	33°03'N 50°17'E	33°04'N 50°14'E	33°04'N 50°14'E
SiO ₂	65.03	65.23	64.48	67.12	63.45	67.01	66.77	68.05	62.97
Al ₂ O ₃	18.71	18.85	18.49	20.16	23.01	19.74	20.93	19.96	22.98
CaO	0.00	0.00	0.08	0.76	4.07	0.96	1.46	1.41	4.18
Na ₂ O	0.65	0.55	0.33	11.41	9.54	11.12	11.10	10.71	9.44
K ₂ O	16.07	16.48	16.75	0.11	0.16	0.05	0.05	0.10	0.13
Total	100.46	101.11	100.14	99.56	100.38	98.89	100.32	100.23	99.80
Si	2.99	2.99	2.99	2.95	2.80	2.97	2.92	2.97	2.79
Al	1.01	1.02	1.01	1.05	1.20	1.03	1.08	1.03	1.20
Ca	0.00	0.00	0.00	0.04	0.19	0.05	0.07	0.07	0.20
Na	0.06	0.05	0.03	0.97	0.82	0.95	0.94	0.91	0.81
K	0.94	0.96	0.99	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	5.00	5.01	5.02	5.01	5.02	5.00	5.01	4.97	5.02
Albite	5.80	4.80	2.90	95.90	80.20	95.10	93.00	92.60	79.80
Anorthite	0.00	0.00	0.40	3.50	18.90	4.60	6.70	6.70	19.50
Orthose	94.20	95.20	96.70	0.60	0.90	0.30	0.30	0.60	0.70
Name	Orthoclase	Orthoclase	Orthoclase	Albite	Oligoclase	Albite	Albite	Albite	Oligoclase

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، کلریت و تورمالین‌های درون سینوگرانیت و مونزوگرانیت منطقه میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) همراه با فرمول ساختاری به‌دست‌آمده، به‌ترتیب برپایه ۲۳، ۲۲، ۲۸ و ۲۴/۵ اتم اکسیژن

Sample No,	S3-1	S3-2	S3-3	S3-4	M16-2-1	M16-2-2	M2-1	M1-1
Rock name	Syeno-granite	Syeno-granite	Syeno-granite	Syeno-granite	Monzo-granite	Monzo-granite	Monzo-granite	Monzo-granite
Location	33°03'N, 50°15'E	33°03'N, 50°15'E	33°03'N, 50°15'E	33°03'N, 50°15'E	33°4'N, 50°14'E	33°4'N, 50°14'E	33°03'N, 50°15'E	33°03'N, 50°15'E
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	44.28	44.91	44.42	44.72	35.51	35.71	36.75	36.31
TiO ₂	1.74	1.31	1.65	1.76	1.58	1.46	2.53	1.69
Al ₂ O ₃	6.79	6.56	6.53	7.10	17.66	17.55	15.98	16.38
FeO*	26.97	26.22	26.84	27.42	23.30	23.36	24.27	23.71
MnO	0.62	0.61	0.63	0.64	0.38	0.32	0.35	0.38
MgO	5.59	5.87	5.85	5.87	8.26	8.46	7.78	8.36
CaO	10.22	10.89	10.07	10.05	0.06	0.08	0.06	0.00
Na ₂ O	1.11	1.10	1.06	1.14	0.08	0.09	0.10	0.00
K ₂ O	0.88	0.9	0.80	0.88	9.77	9.69	9.83	9.29
Total	98.33	98.45	98.04	99.76	96.65	96.76	97.86	96.11
Si	6.92	6.98	6.96	6.89	5.46	5.48	5.61	5.61
Al	1.25	1.20	1.21	1.29	3.20	3.17	2.87	2.97
Al ^{IV}	1.08	1.02	1.04	1.11	2.54	2.52	2.39	2.41
Al ^{VI}	0.17	0.19	0.16	0.18	0.66	0.65	0.48	0.57
Ti	0.20	0.15	0.19	0.20	0.18	0.17	0.29	0.21
Fe ²⁺	3.52	3.41	3.51	3.53	3.01	3.02	3.10	3.06
Mn	0.08	0.08	0.08	0.08	0.05	0.04	0.05	0.05
Mg	1.30	1.36	1.37	1.35	1.89	1.94	1.77	1.92
Ca	1.71	1.81	1.69	1.66	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.34	0.33	0.32	0.34	0.02	0.03	0.03	0.00
K	0.18	0.18	0.16	0.17	1.92	1.90	1.91	1.83
Total	15.18	15.29	15.12	15.12	15.73	15.73	15.63	15.63
Fe_FeMg	0.73	0.72	0.72	0.72	0.61	0.61	0.64	0.61
Mg_MgFe	0.27	0.29	0.28	0.28	0.39	0.39	0.36	0.39

جدول ۲- ادامه

Sample No,	S1-1	S1-2	S119-1	S119-2	S1-1	M16-2-1	S119-1	S119-2
Rock name	Syeno-granite	Syeno-granite	Syeno-granite	Syeno-granite	Syeno-granite	Monzo-granite	Syeno-granite	Syeno-granite
Location	33°03'N, 50°15'E	33°03'N, 50°15'E	33°03'N, 50°17'E	33°03'N, 50°17'E	33°03'N, 50°15'E	33°04'N, 50°14'E	33°03'N, 50°17'E	33°03'N, 50°17'E
Mineral	Bt	Bt	Ms	Ms	chl	chl	Tur	Tur
SiO ₂	36.32	36.44	46.69	45.39	24.00	24.93	35.03	35.99
TiO ₂	1.4	1.44	0.00	0.28	0.00	0.07	0.44	0.21
Al ₂ O ₃	16.78	16.25	37.27	36.26	20.37	20.3	35.69	36.35
FeO*	24.07	23.14	0.97	2.76	32.69	32.39	11.42	11.22
MnO	0.36	0.27	0.00	0.09	0.71	0.61	0.14	0.11
MgO	7.91	8.51	0.65	0.91	9.79	10.8	2.74	2.31
CaO	0.00	0.00	0.12	0.11	0.00	0.07	0.21	0.07
Na ₂ O	0.00	0.00	0.44	0.41	0.00	0.00	2.04	1.55
K ₂ O	9.54	9.47	10.93	10.92	0.00	0.00	0.04	0.05
Total	96.37	95.52	97.11	97.18	87.56	89.16	87.74	87.85
Si	5.61	5.64	3.05	2.99	5.31	5.385	5.72	5.82
Al	3.05	2.97	2.96	2.82	5.308	5.11	6.86	6.93
Al ^{IV}	2.4	2.36	2.864	2.82	2.69	2.62	*	*
Al ^{VI}	0.65	0.61	0.00	0.00	2.618	2.55	*	*
Ti	0.16	0.17	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.03
Fe ²⁺	3.10	3.01	0.053	0.15	6.049	5.85	1.56	1.52
Mn	0.05	0.04	0.00	0.01	0.133	0.11	0.02	0.02
Mg	1.82	1.96	0.063	0.01	3.229	3.48	0.67	0.55
Ca	0.00	0.00	0.008	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01
Na	0.00	0.00	0.056	0.13	0.00	0.00	0.65	0.49
K	1.88	1.87	0.91	0.92	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	15.65	15.64	7.01	7.06	20.03	20.02	18.69	18.51
Fe_FeMg	0.63	0.61	0.46	0.63	0.65	0.63	0.69	0.73
Mg_MgFe	0.37	0.41	0.54	0.37	0.35	0.37	0.31	2.07

بحث و بررسی

۱- سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری

۱-۱- گرانیت پورفیری (سینوگرانیت، مونزوگرانیت)

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که این توده‌ها، ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت (سینوگرانیت، مونزوگرانیت و آلکالی‌گرانیت) و گرانودیوریت دارند. گرانیت‌های پورفیری (سینوگرانیت، مونزوگرانیت) درشت دانه هستند و بیشترین حجم توده نفوذی منطقه را در بر می‌گیرند. بلورهای آلکالی‌فلدسپار در این سنگ‌ها با چشم نامسلح به آسانی شناسایی و در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. در پی اعمال تنش‌ها، این سنگ‌ها گاه به صورت میلیونیتی دیده می‌شوند. کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های اصلی هستند. چندرنگی بیوتیت‌ها قهوه‌ای و قهوه‌ای مایل به سبز است و بیشترشان میانبارهایی از زیرکن، روتیل، اسفن و کانی‌های کدر و گاه آپاتیت دارند (شکل ۴- A). در این سنگ‌ها، در پی نیروهای زمین‌ساختی، بلورهای بیوتیت دچار خمش و کینک‌باند شده‌اند. دارابودن کلریت و کانی‌های کدر فراوان که در راستای رخ‌های بیوتیت انباشته شده‌اند، تجزیه کانی بیوتیت را نشان می‌دهند. آلانیت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در نور طبیعی به رنگ قرمز مایل به قهوه‌ای و گاه با ساخت منطقه‌ای است. این کانی نسبت به بیوتیت برجستگی بیشتری دارد و حالت ورقه‌ای نشان نمی‌دهد. در بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده، فنوکریست‌های آلکالی‌فلدسپار، به‌ویژه ارتوزکلازهای پرتیتی‌شده، بیشتر به‌صورت پویی‌کیلیتیک، کانی‌های دیگر را در بر می‌گیرند (شکل ۴- B). زیرکن، آپاتیت، آلانیت، اسفن، تورمالین و کانی‌های کدر، از کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند (شکل‌های ۴- C و ۴- D). بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار، پورفیروئید و گاه میرمیکیتی است.

در پاره‌ای از مقطع‌های نازک، بلورهای پتاسیم‌فلدسپار با پلاژیوکلاز سدیک پوشیده شده‌اند؛ این ویژگی بافت راپاکیوی را نشان می‌دهد (شکل ۴- E).

۱-۲- آلکالی‌گرانیت

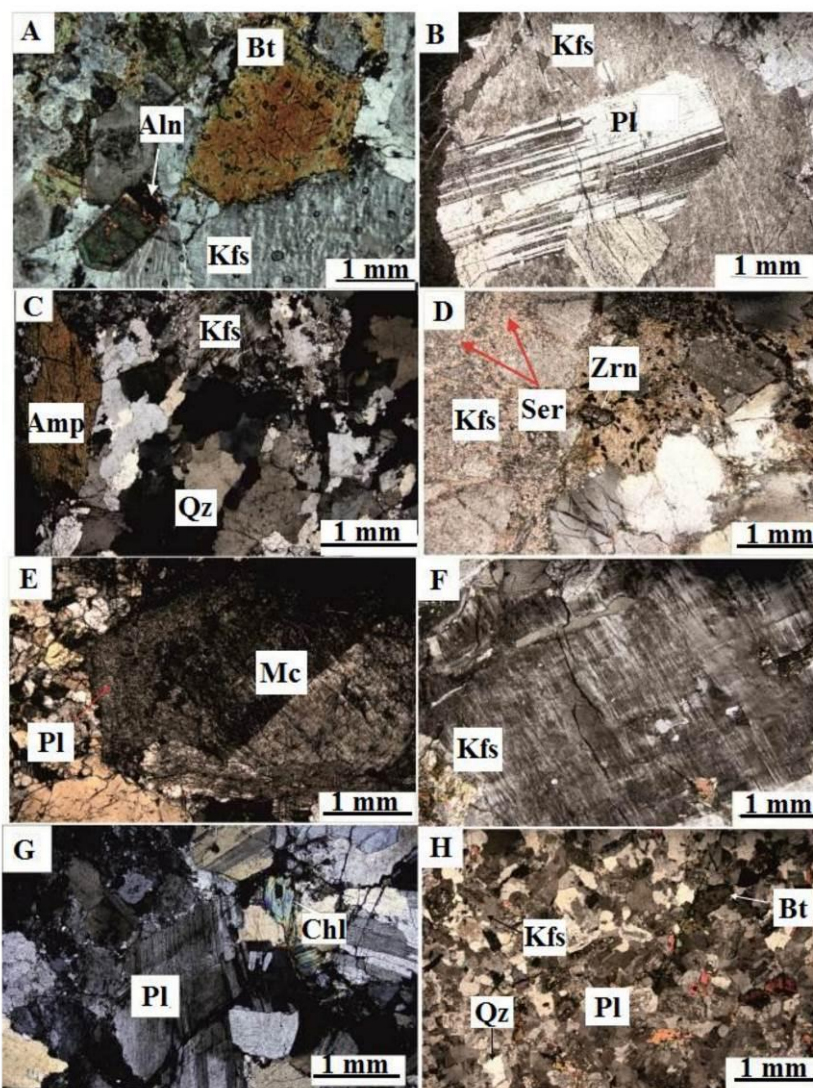
این سنگ‌ها بیشتر در بلندی‌های کوه قره‌بیشه در جنوب چهل‌خانه دیده می‌شوند و در نمونه دستی به رنگ صورتی روشن هستند. این سنگ‌ها درشت دانه هستند و قطر برخی فلدسپارهای آنها به بیش از ۲ سانتیمتر نیز می‌رسد. از آنجایی که این توده‌ها، درون گرانیت‌های اصلی منطقه نفوذ کرده‌اند پس آلکالی‌گرانیت‌ها سنی جوان تر از گرانیت‌های پورفیری (سینوگرانیت- مونزوگرانیت) دارند و زمان تزریق آنها پس از توده نفوذی اصلی منطقه بوده است. این گرانیت‌ها هم مانند گرانیت‌های دیگر منطقه دچار نیروهای زمین‌ساختی شده‌اند. کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. دانه‌های کوارتز در این سنگ‌ها خاموشی موجی دارند و بیشترشان خرد شده‌اند و به حالت زیردانه (Subgrain) دیده می‌شوند. شکستگی، خاموشی موجی و مرزهای مضرس میان بلورهای کوارتز به دگرریختی زمین‌ساختی پس از تبلور نسبت داده می‌شوند و با زمین‌ساخت شدید حاکم بر منطقه همخوانی دارند. پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها بیشتر سرسیتی شده‌اند و در پی اعمال نیروهای زمین‌ساختی خمش پیدا کرده‌اند زیرکن، آپاتیت، آلانیت از کانی‌های فرعی و کلریت، اسفن و سرسیت از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند (شکل ۴- F). بافت در این گرانیت‌ها بیشتر گرانولار و پورفیروئید و به‌صورت فرعی میرمیکیت (کوارتز- پلاژیوکلاز) است. به باور Vernon (۲۰۰۴)، این بافت در پی اعمال تنش و نیروهای زمین‌ساختی جهت‌دار پدید می‌آید. با توجه به زمین‌ساخت فعال

گرانودیوریت‌ها کهن‌تر از گرانیت‌های پورفیرویدی هستند؛ زیرا به صورت قطعاتی در آنها گرفتار شده‌اند. کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. آپاتیت، زیرکن، اسفن از کانی‌های فرعی در این واحد سنگی به‌شمار می‌روند. کلریت و سرسیت از کانی‌های ثانویه آن هستند. بافت شاخص این سنگ‌ها گرانولار است (شکل ۴- G).

منطقه گویا میرمکیت‌های نمونه‌ها در پی تنش و نیروهای زمین‌ساختی پدید آمده باشند.

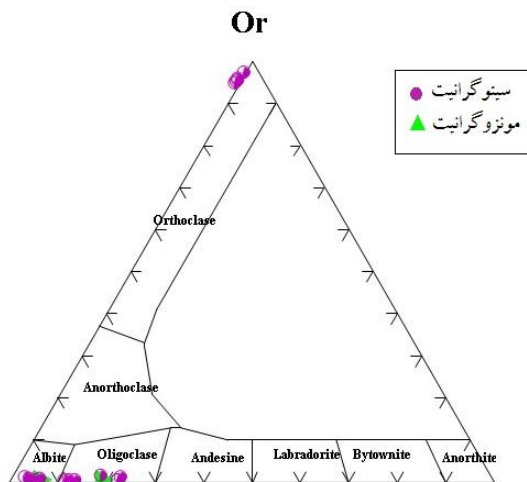
۱-۳- گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها به صورت تپه‌های فرسوده و کم‌ارتفاع در ابتدای میرآباد دیده می‌شوند و رخنمون خوبی ندارند. ویژگی‌های صحرائی نشان می‌دهند که



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از گرانیت‌های میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت): (A) کانی بیوتیت با بافت ساژنیت به‌همراه کانی آلانیت با بافت منطقه‌ای در موزوگرانیت؛ (B) نمایش نمایش بافت پویی کیلیتیک (دربرگرفته‌شدن پلاژیوکلاز با ارتوکلاز) در سینوگرانیت‌ها؛ (C) آمفیبول و کوارتز با خاموشی موجی در سینوگرانیت؛ (D) کانی زیرکن به‌همراه سریسیتی‌شدن فلدسپار در سینوگرانیت؛ (E) نمایش بافت راپاکیوی در سینوگرانیت؛ (F) ارتوکلاز پرتیتی‌شده در آلکالی گرانیت (کوه قره بیسه)؛ (G) تجزیه بیوتیت به کانی کلریت و کدر در گرانودیوریت؛ (H) تصویر میکروسکوپی از انکلاوی که بیوتیت‌های آن به کلریت و کانی‌های کدر و پلاژیوکلازها به سریسیت تجزیه شده‌اند

می‌شود، ترکیب پلاژیوکلازهای درون سینوگرانیت و مونزوگرانیت، در گستره آل بیت و الیگوکلاز و ترکیب آلکالی‌فلدسپارهای درون نمونه‌های سینوگرانیتی در بخش ارتوکلاز جای می‌گیرند.



Ab

An

شکل ۵- ترکیب فلدسپارهای درون گرانیت‌های منطقه میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) در نمودار An-Or (Deer et al., 1991)

برای انجام بررسی‌های زمین‌دما فشارسنجی برپایه ترکیب فلدسپارها، دماسنج تک‌فلدسپار Kretz (۱۹۹۴) به کار برده شد. در این روش با به کارگیری نمودار شکل ۶- A و برپایه نسبت $K/(K+Na)$ دما اندازه‌گیری می‌شود. نتیجه به دست آمده از نسبت یادشده برای تک‌فلدسپار گرانیت‌های بررسی شده برابر با ۰/۹۴ تا ۰/۹۷ است و از روی منحنی دما نمی‌گذرد. این نکته نشان می‌دهد که ترکیب پتاسیم‌فلدسپارهای در گرانیت‌ها پس از تبلور ماگما و پیدایش سنگ، یعنی در ساب‌سولیدوس، ثابت نمانده است. بافت پرتیتی نیز بر این تغییرات تأثیری داشته است.

برپایه بررسی‌های تجربی و دماسنجی، Barth (۱۹۵۶) و Barth (۱۹۶۹) محدوده‌های

۱-۴- انکلاوها

انکلاوهای فراوانی با اندازه گوناگون درون توده گرانیتوئیدی میرآباد- چهل‌خانه دیده می‌شوند که با رنگ تیره و بافت ریز دانه تر از سنگ‌های در برگیرنده خود شناخته می‌شوند. این انکلاوها در اندازه‌های کوچک یک سانتیمتری و گاه چند سانتیمتری دیده می‌شوند. بیشتر این انکلاوها بیضوی شکل هستند. همبری بیشتر این انکلاوها با گرانیتوئیدهای میزبان روشن است. جداکردن کامل این انکلاوها سخت است و هیچ هاله واکنشی میان آنها و سنگ در برگیرنده دیده نمی‌شود. به باور Didier (۱۹۹۱)، این گروه از انکلاوها معمولاً با ماگما جابجا شده‌اند. انکلاوهای درون سنگ‌های بررسی شده نسبت به سنگ میزبان خود دانه‌ریزتر و مافیک‌تر هستند. به باور Best (۱۹۸۲)، ریزدانه‌بودن این انکلاوها پیامد سرعت بالای سردشدن، هسته‌بندی و رشد پرشتاب بلورهاست. کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت از کانی‌های اصلی این انکلاوها هستند (شکل ۴- H). ویژگی‌های میکروسکوپی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک میرآباد- چهل‌خانه همانند سنگ میزبان در برگیرنده آنهاست؛ اما از دیدگاه مقدار و سهم کانی‌های مافیک کاملاً متفاوت هستند (انکلاوها از سنگ میزبان خود کانی‌های مافیک بیشتر و کوارتز کمتری دارند). ترکیب انکلاوهای میکروگرانولار منطقه میرآباد- چهل‌خانه بیشتر مونزوگرانیتی تا گرانودیوریتی به دست آمد و بافت اصلی آنها میکروگرانولار و پویی‌کیلپتیک است.

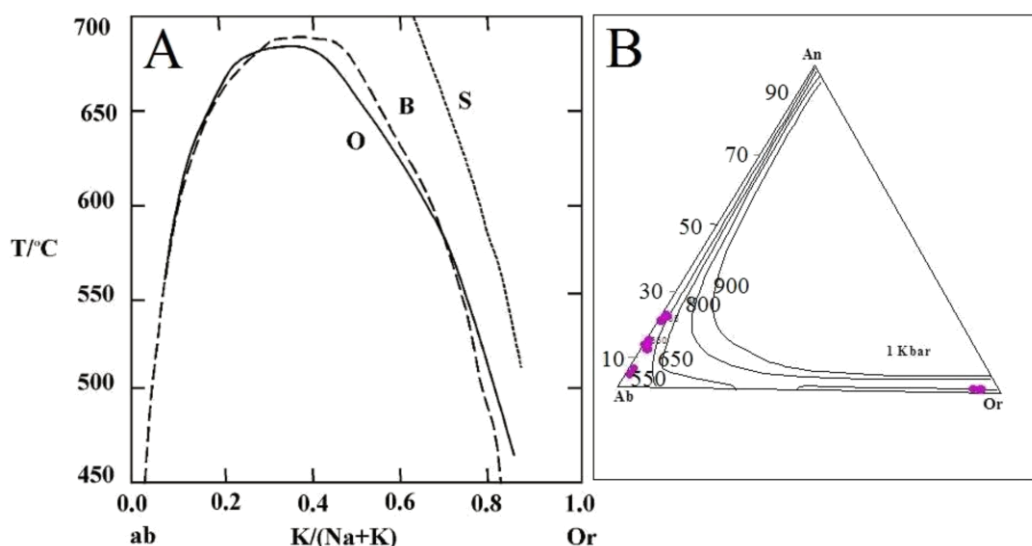
۲- کانی‌شناسی و شیمی- کانی

۲-۱- فلدسپارها

داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی فلدسپارها و فرمول ساختاری به دست آمده آنها در جدول ۱ آورده شده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۵ دیده

برای انجام بررسی‌های زمین‌دماسنجی، زمین‌دماسنج دو فلدسپار Anderson (۱۹۹۶) به‌کار برده شد. بررسی فلدسپارهای درون سنگ‌های این منطقه بازه دمایی ۵۵۰ درجه سانتیگراد را برای سینوگرانیت نشان می‌دهد (شکل ۶- B).

امتزاج را مشخص کرد که به‌صورت منحنی سولوس خط (B) در شکل ۶- A رسم شده است. همچنین، در این شکل برپایه آزمایش‌های Orville (۱۹۶۳) در فشار ۲ کیلوبار، منحنی O و برپایه بررسی‌های Seck (۱۹۷۲) در فشار ۱۰ کیلوبار منحنی S رسم شده است. همچنین،

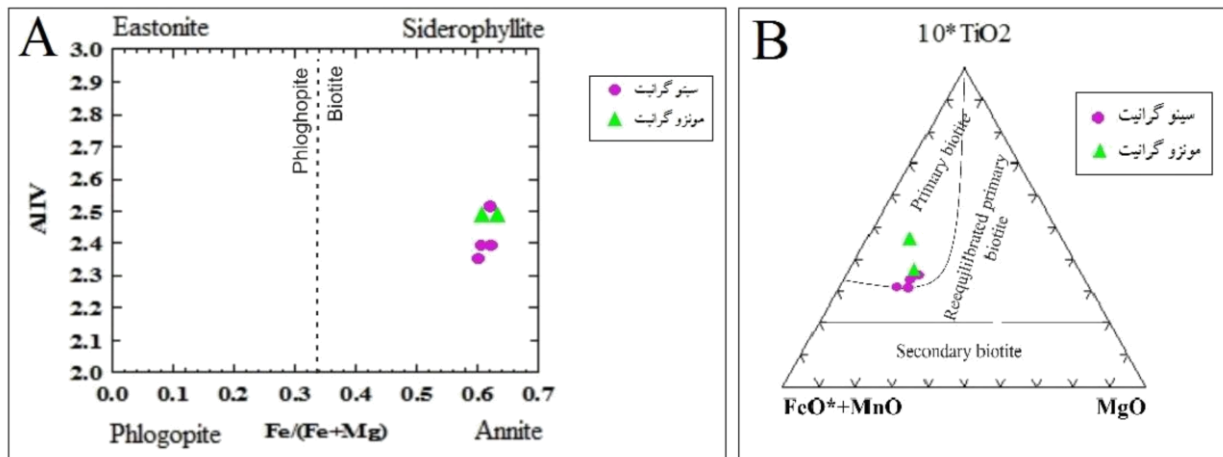


شکل ۶- سنجش دمای تعادلی کانی‌های فلدسپاری درون سینوگرانیت‌های میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین-میان‌دشت) در: A) نمودار دماسنجی یک فلدسپار (آلکالی فلدسپار) (Kretz, 1994); B) نمودار آنورتیت-ارنوز-آلبیت (Anderson, 1996)

۲-۲- بیوتیت

برابر Al، بیوتیت‌ها میان دو گوشهٔ آنیت-سیدروفیلیت و تا اندازه‌ای نزدیک به گوشه آنیت جای دارند (شکل ۷- A). بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و پایانی انجماد ماگما، هم‌زمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می‌شوند (Nachit, 1986). در نمودار سه‌تایی MgO- $(\text{FeO}^* + \text{MnO}) - 10 * \text{TiO}_2$ (Nachit et al., 2005)، گستره بیوتیت اولیه پدیدآمده از تبلور ماگما (A)، بیوتیت‌های پدیدآمده از دگرسانی (B) و بیوتیت‌های پدیدآمده از تبلور دوباره (C) از هم شناسایی شده‌اند. برپایه شکل ۷- B بیوتیت‌های بررسی‌شده از گروه بیوتیت‌های اولیه، پدیدآمده از تبلور ماگمایی هستند که به‌صورت خودشکل در مقطع‌ها دیده می‌شوند.

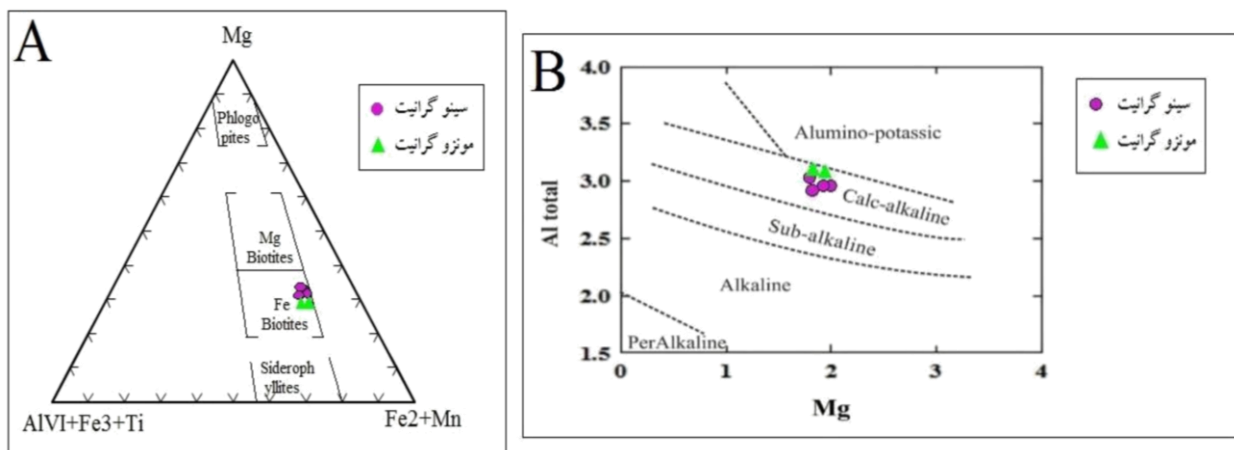
داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های درونسینوگرانیت‌ها و مونزوگرانیت‌ها به‌همراه فرمول ساختاری آنها در جدول ۲ آورده شده‌اند. بیوتیت فراوان‌ترین کانی فرومنیزین سنگ‌های گرانیتی بررسی‌شده است. برپایه بررسی‌های شیمی کانی، بیوتیت این سنگ‌ها از FeO سرشار هستند. درصد وزنی FeO از ۲۳/۳ تا ۲۴/۲۷ و درصد وزنی MgO از ۷/۸۷ تا ۸/۵۱ است. برپایه داده‌های به‌دست‌آمده و نمودار Deer و همکاران (۱۹۶۲)، مقدار $\text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{Mg})$ در میکاهای تجزیه‌شده از ۰/۳۳ بزرگ‌تر است و این میکاها در رده بیوتیت هستند. برپایه تغییرات $\text{Fe}^*/(\text{Fe}^* + \text{Mg})$ در



شکل ۷- شیمی بیوتیت‌های درون گرانیت‌های میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) در: (A) نمودار رده‌بندی شیمیایی میکاهای (Deer *et al.*, 1962)؛ (B) نمودار سه‌تایی $(FeO^*+MnO-10*TiO_2-MgO)$ (برای شناسایی بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌هایی که دچار تعادل دوباره در محیط شده‌اند از بیوتیت‌های ثانویه) (Nachit *et al.*, 2005)

رده‌بندی ساده پیشنهاد کرده‌اند. در این رده‌بندی که برپایه تغییرات Mg در برابر Al کل در بیوتیت‌هاست، آنها ماگماهای گرانیتوئیدی مادر به چهار گروه رده‌بندی کرده و یافته‌های خود را در یک نمودار دوتایی نمایش داده‌اند (Nachit *et al.*, 1986). برپایه این نمودار، ترکیب بیوتیت‌های بررسی‌شده در گستره کالک‌آلکانل جای می‌گیرد (شکل ۸- B).

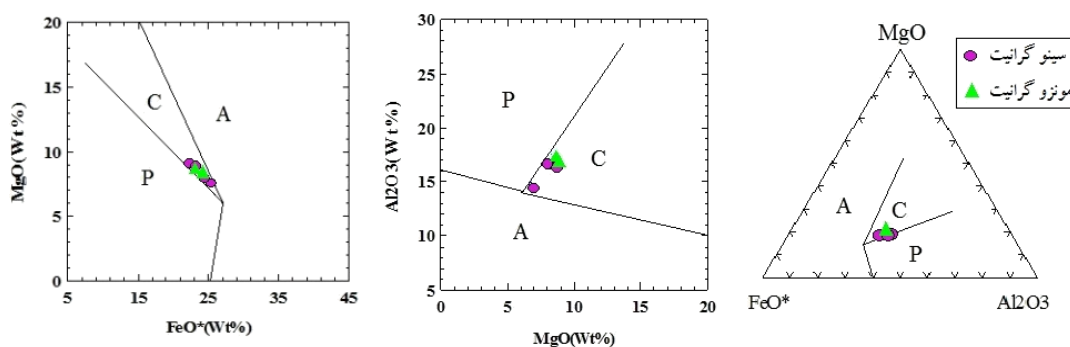
Forster (۱۹۶۰) برپایه مقادارهای کاتیونی Mg، Al^{VI} ، Fe^{2+} ، Fe^{3+} و Ti میکاهای رده‌بندی کرده است. بر پایه این رده‌بندی، بیوتیت‌های بررسی‌شده در گستره بیوتیت‌های آهن دار جای می‌گیرند (شکل ۸- A). پژوهشگران گوناگونی با بهره‌گیری از ترکیب بیوتیت درون گرانیتوئیدها و وابستگی آنها با ماگماهای گوناگونی که از آن متبلور شده‌اند، برای گرانیت‌های گوناگون یک



شکل ۸- بیوتیت‌های درون گرانیت‌های میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) در: (A) نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها (Forster, 1960)؛ (B) نمودار شناسایی سری ماگمایی گرانیتوئیدها برپایه شیمی بیوتیت (Nachit, 1986)

گرانیت‌های با خاستگاه پرآلومین یا P (گرانیت‌های برخوردی گروه S-type) و گرانیت‌های کوهزایی کالک‌آلکان یا C (گرانیت‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش، مانند: گرانیت‌های I-type) از یکدیگر جدا شده‌اند. در شکل ۹ نمونه‌های بررسی شده در بخش C جای گرفته‌اند.

در نمودارهای پیشنهادی Abdel-Rahman (۱۹۹۴) که برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی گرانیت‌ها بر پایه اکسیدهای عنصرهای اصلی MgO ، Al_2O_3 و FeO^{Total} در بیوتیت‌ها به کار برده می‌شود، سه محدوده گرانیت‌های غیرکوهزایی یا A (گرانیت‌های با خاستگاه ماگمای آلکان در پهنه‌های غیرکوهزایی)،

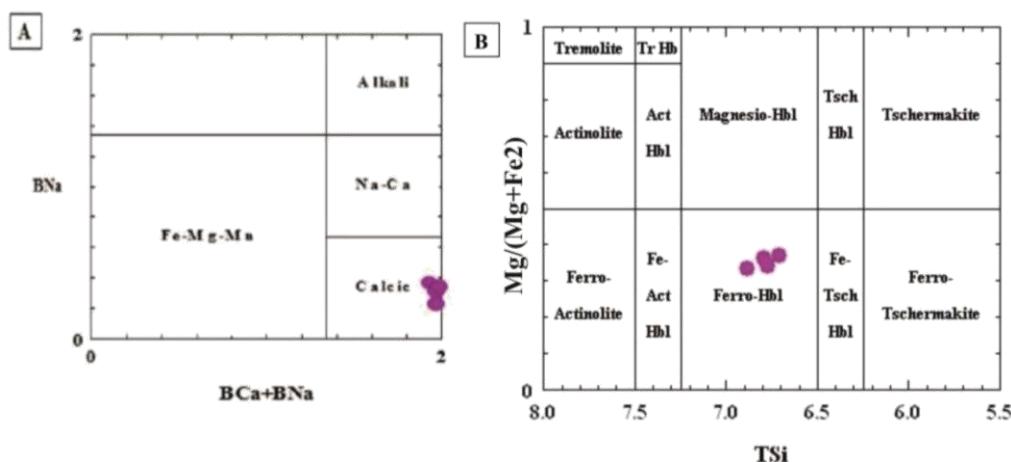


شکل ۹- شناسایی سری ماگمایی گرانیت‌های میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین-میان‌دشت) بر پایه ترکیب شیمیایی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994) (توضیح در متن آورده شده است)

در گروه کلسیک جای گرفته‌اند (شکل ۱۰- A). در رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک بر پایه Si در برابر $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ ، نقطه‌های تجزیه‌شده در بخش فروهورنبلند جای گرفته‌اند (شکل ۱۰- B). بر پایه نمودار Barnett و Fleet (۱۹۸۷)، آمفیبول‌ها در گستره آمفیبول‌های آذرین هستند (شکل ۱۱).

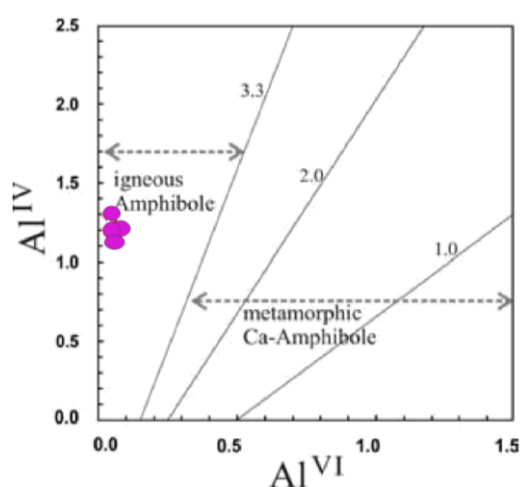
۲-۳- آمفیبول

نقطه‌های تجزیه‌شده این کانی، به همراه فرمول ساختاری آن در جدول ۲ آورده شده‌اند. برای بهنجار کردن آمفیبول، روش 13CNK یا روش ۱۳ کاتیون به کار برده شده است. در نمودار Leake و همکاران (۱۹۷۷)، آمفیبول‌های درون توده سینوگرانیتی

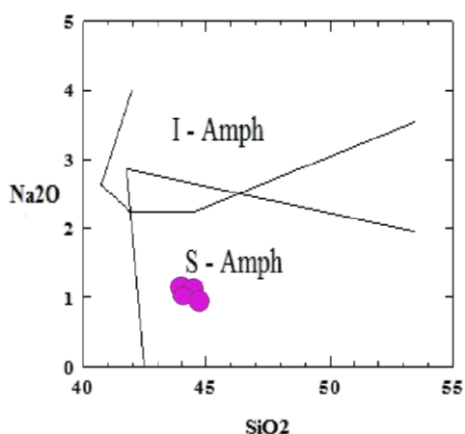


شکل ۱۰- جایگاه آمفیبول‌های سنگ‌های سینوگرانیتی میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین-میان‌دشت) در: A) نمودار رده‌بندی Leake و همکاران (۱۹۷۷)؛ B) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک بر پایه Si در برابر $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ (Leake et al., 1977)

Henry (X-vacancy/(Na+X-vacancy) است) در برپایه این نمودار تورمالین‌ها در گستره‌ای از شورل تا فوییتیت جای گرفته‌اند (شکل ۱۳- A). Fe/Mg و مقدار آلومینیومی که به جای کاتیون‌های دو ظرفیتی (Fe و Mg) می‌نشیند بالاست. نمودار Mg در برابر Fe نشان می‌دهد که نمونه‌ها از نوع شورل هستند (شکل ۱۳- B).



شکل ۱۱- آمفیبول‌های درون سینیوگرانیتهای میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) در نمودار تغییریافته (Fleet and Barnett, 1987)



شکل ۱۲- آمفیبول‌های درون سینیوگرانیتهای میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) در نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگماها برپایه ترکیب آمفیبول (Coltorti et al., 2007)

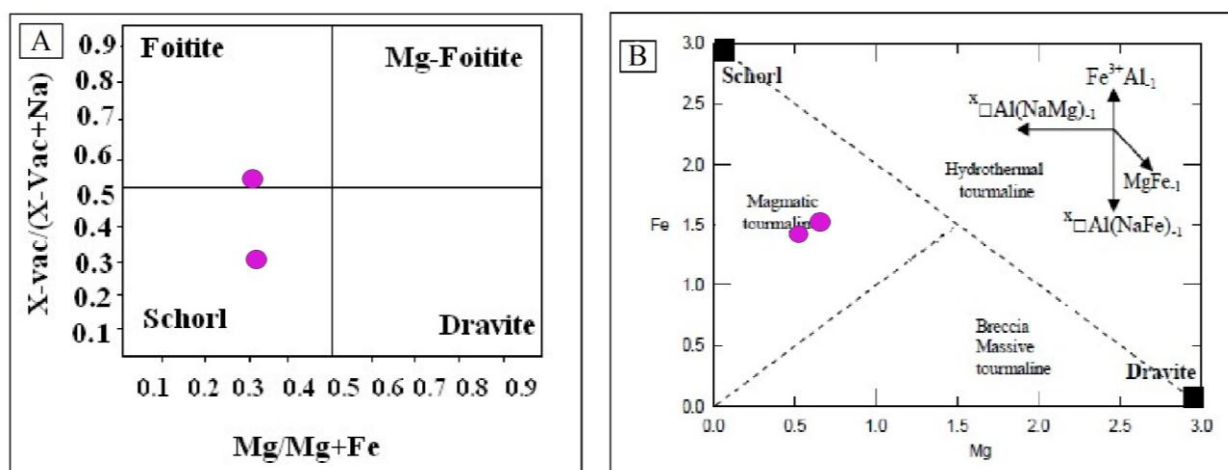
۲-۳-۱- شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما برپایه شیمی آمفیبول

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها بیشتر برپایه بررسی بیگانه‌سنگ‌های گوشته‌ای شناخته شده‌اند. از این ویژگی‌ها برای مقایسه ویژگی‌های دگرنهادی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگماهای گوناگون، به‌ویژه پهنه‌های فرورانش (Subduction) و میان‌صفحه‌ای (Intraplate) بهره گرفته می‌شود. آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش، Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های میان‌صفحه‌ای (Intraplate-Amph) دارند. برپایه نمودار شناسایی Coltorti و همکاران (۲۰۰۷)، آمفیبول‌های این منطقه در گستره آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش (Subduction-Amph) جای گرفته‌اند (شکل ۱۲).

۲-۴- تورمالین

تورمالین از کانی‌های فرعی درون سنگ‌های گرانیتوئیدی این منطقه است. این کانی به صورت شکل‌دار و گاه بی‌شکل و در رابطه با کانی‌هایی مانند کوارتز و فلدسپار، با چندرنگی زرد تا قهوه‌ای و بی‌زونینگ دیده می‌شود. کانی تورمالین در این سنگ‌ها به صورت دانه‌های مقاومی است که در پی دگرریختی دینامیک، رفتار شکننده و نشانه‌هایی از تکه‌تکه شدن و خردشدگی نشان می‌دهند. داده‌های تجزیه شیمیایی تورمالین در جدول ۲ آورده شده‌اند.

از آنجایی که میزان OH و آلومینیم در این تورمالین‌ها بالاست ($\text{Al} > 6$ a.p.f.u.)، بهترین نمودار برای رده‌بندی آنها، نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ در برابر



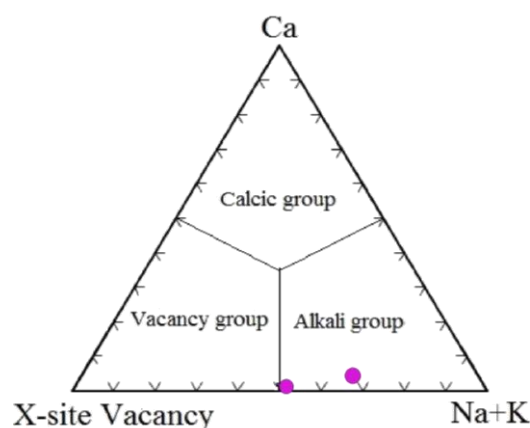
شکل ۱۳- تورمالین‌های درون سینوگرانیت‌های میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین-میاندشت) در: (A) نمودار رده‌بندی تورمالین‌ها (London and Manning, 1995) (B) نمودار Mg در برابر Fe (Hawthorne and Henry, 1999)

در نمودار Mg-Fe-Ca و Al-Fe-Mg در نموده‌اند (Henry and Guidotti, 1985) که برای شناخت خاستگاه سیال‌های سازنده این تورمالین‌ها به کار برده شده، نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیتوئیدی‌های فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن جای گرفته‌اند (شکل ۱۵).

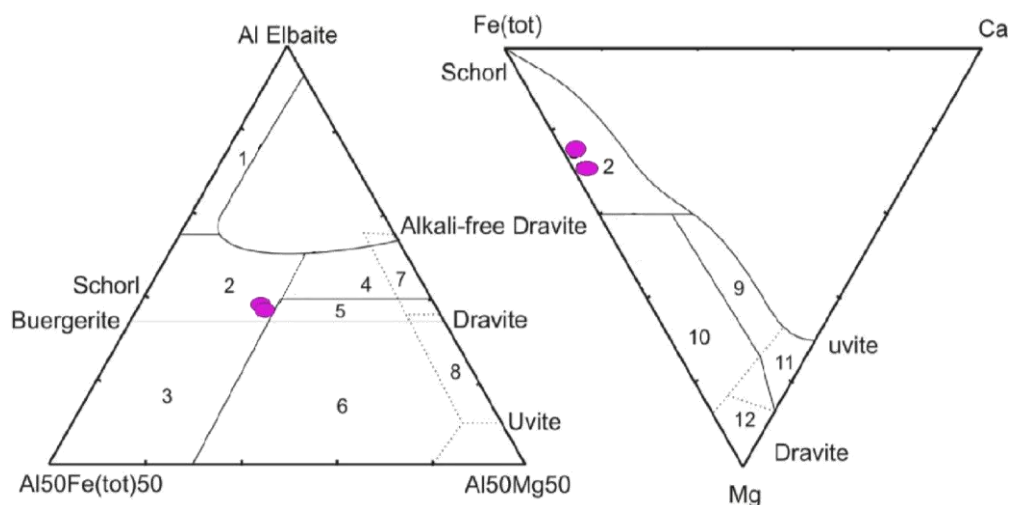
۲-۵- میکای سفید

کانی مسکوویت (سریسیت) از کانی‌های ثانویه در گرانیت‌هاست و بیشتر در پی تجزیه فلدسپارها پدید آمده است. برای شناسایی نوع میکای سفید در گرانیتوئیدی‌های این منطقه، نمونه‌هایی از میکای سفید سینوگرانیت‌ها برگزیده و به روش ریزکاو الکترونی تجزیه شدند. داده‌های به دست آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند. برای پی‌بردن به نوع میکاها، نمودارهای سه‌تایی Feenstra (۱۹۹۶) به کار برده شدند (شکل ۱۶). برپایه این نمودارها، میکاها به گوشه‌ی پتاسیم‌دار گرایش دارند و در گستره‌ی مسکوویت‌ها جای گرفته‌اند.

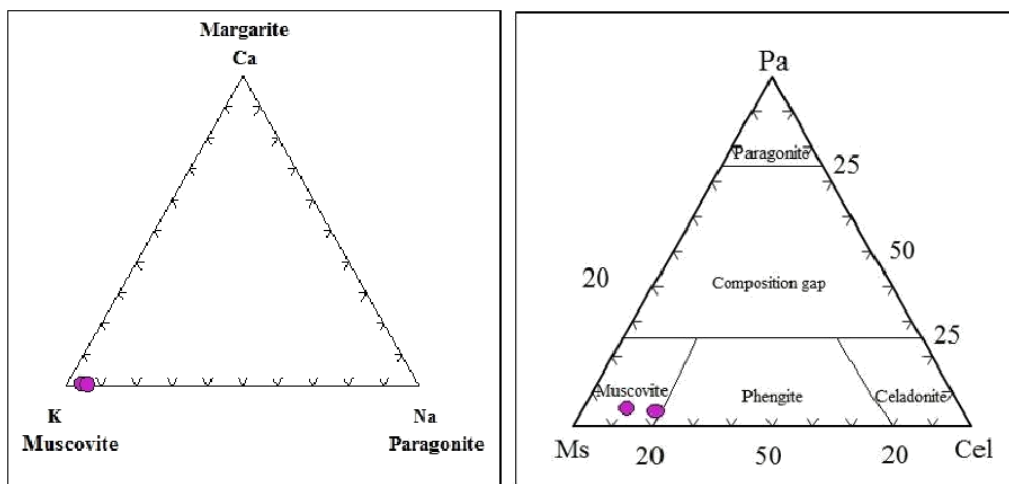
برپایه جایگاه X در فرمول ساختاری، تورمالین‌ها به تورمالین‌های کلسیک، تورمالین‌های آلکان و تورمالین‌های X-site Vacancy رده‌بندی می‌شوند (Hawthorne and Henry, 1999). تورمالین‌های بررسی شده در گروه تورمالین‌های آلکالی (قلیایی) جای گرفته‌اند و این نکته نشان‌دهنده‌ی بالابودن مقدار سدیم و پتاسیم آنها در مقایسه با میزان کلسیم در جایگاه X و تهی بودن این جایگاه در ترکیب شیمیایی تورمالین‌های یادشده است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴- رده‌بندی تورمالین‌های گوناگون درون سینوگرانیت میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین-میاندشت) برپایه جایگاه X (Hawthorne and Henry, 1999)



شکل ۱۵- جایگاه تورمالین‌های درون سینوگرانیت میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) روی نمودارهای سه‌تایی Al-Fe-Mg و Mg-Fe- Ca (Henry and Guidotti, 1985) (۱: گرانیتوئیدهای سرشار از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۲: گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۳: سنگ‌های کوارتز- تورمالین سرشار از Fe^{+3} ؛ ۴: متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم؛ ۵: متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های ناهم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم؛ ۶: سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز- تورمالین سرشار از Fe^{+3} ؛ ۷: الترامافیک‌های دگرگون‌شده با کلسیم کم و متاسدیمنت‌های سرشار از وانادیم و کروم؛ ۸: متاکربنات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها؛ ۹: سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپسامیت‌های و متاپلیت‌های سرشار از Ca؛ ۱۰: سنگ‌های کوارتز- تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های سرشار از Ca؛ ۱۱: متاکربنات‌ها؛ ۱۲: الترامافیک‌های دگرگون‌شده)

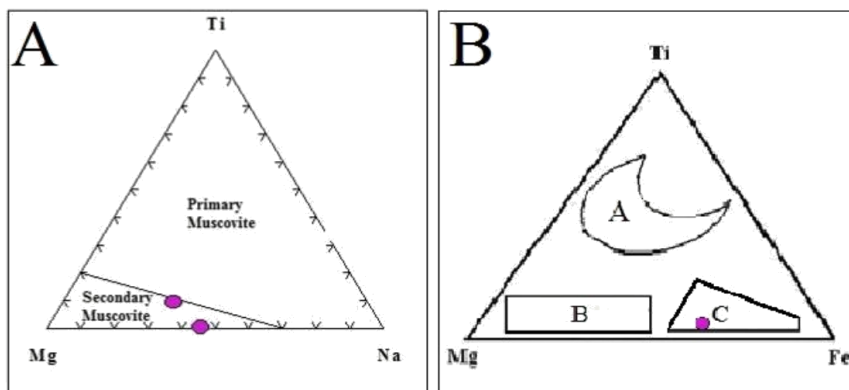


شکل ۱۶- جایگاه ترکیبی میکاهای درون سینوگرانیت‌های میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) در نمودارهای پیشنهادی Feenstra (۱۹۹۶)

سرشارتر و از Mg و Si تهی‌تر شده‌اند. برپایه نمودار Miller و همکاران (۱۹۸۱)، مسکوویت‌ها در بخش میکاهای ثانویه و تهی از Ti جای گرفته‌اند (شکل ۱۷- A). در نمودار Monier و همکاران (۱۹۸۴)،

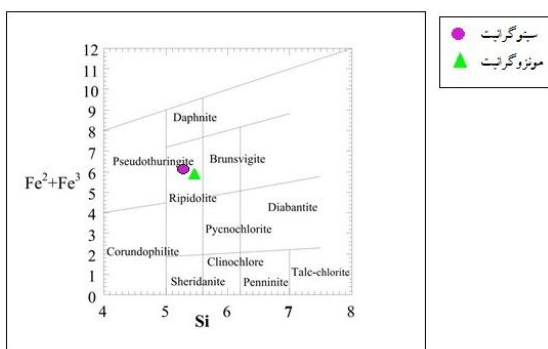
بررسی‌های Miller و همکاران (۱۹۸۱)، نشان‌دهندهٔ آن است که Ti در میکاهای ماگمایی بیشتر از میکاهای ثانویه است. همچنین، مسکوویت‌های اولیه نسبت به ثانویه از Na و Al

مسکوویت‌های بررسی شده از گروه مسکوویت‌های ثانویه هستند و پس از فرایند ماگمایی پدید آمده‌اند (شکل ۱۷- B).



شکل ۱۷- مسکوویت‌های درون سینوگرانیت‌های میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین-میان‌دشت) در: A) نمودار شناسایی مسکوویت‌های اولیه از ثانویه (Miller et al., 1981)؛ B) نمودار رده‌بندی (Monier et al., 1984)؛ A) مسکوویت‌های ماگمایی؛ B) مسکوویت‌های گرمایی؛ C) مسکوویت‌های پس از فرایند ماگمایی)

نفوذی، بیوتیت‌ها کمابیش به صورت کامل با کلریت و اکسید آهن جایگزین شده‌اند. داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کلریت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها برپایه ۲۸ اکسیژن در جدول ۲ آورده شده‌اند. برپایه طبقه‌بندی Hey (۱۹۵۴)، این کلریت‌ها از نوع ریپیدولیت هستند (شکل ۱۸).



۲-۶- کلریت
در نمونه‌های بررسی شده، کلریت‌ها به صورت جداگانه و یا پیامد تجزیه کانی‌های دیگر بوده و بیشتر آنها شکل‌دار تا بی‌شکل و با چندرنگی سبز هستند. این کلریت‌ها مقدار آهن کمابیش بالایی دارند و از دگرسانی بیوتیت‌ها پدید آمده‌اند. در برخی نمونه‌های توده

شکل ۱۸- جایگاه کلریت‌های سینوگرانیت‌های میرآباد-چهل‌خانه (خاور بویین-میان‌دشت) در نمودار رده‌بندی کلی کلریت‌ها (Hey, 1954)

جانشینی اتمی میان کاتیون‌های گوناگون است و در دماهای بالاتر ظرفیت جانشینی اتمی بیشتر است (Klein and Hurlbut, 1999). در ساختار کلریت‌ها

۳- زمین - دما فشارسنجی

۳-۱- دماسنجی شرایط دگرسانی برپایه شیمی کلریت
دمای رخداد جانشینی از عوامل تعیین‌کننده

بیوتیت- تیتانیت- مگنتیت کاربرد دارد؛ به‌گونه‌ای که این گروه کانی‌ها نماینده یک مجموعه متعادل ماگمایی بوده که فشارسنجی Al در هورنبلند را شدنی کرده است. پس فشار تبلور هورنبلند به روش‌های گوناگونی به‌دست می‌آید. هورنبلند در دماهای نزدیک به سالیدوس افزون‌بر کانی‌های یادشده، با مذاب و فاز سیال به تعادل می‌رسد. به دنبال انجماد و سردشدگی ماگما تعادل هورنبلند با کانی‌های یادشده کاهش می‌یابد تا اینکه در پایان، ماگما کاملاً متبلور می‌شود. پس ترکیب هورنبلند، فشار (ژرفای تبلور) انجماد ماگما را نشان می‌دهد (Schmidt, 1992; Stein and Dietl, 2001). برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌ها، روش‌های Hammarstrom و Zen (۱۹۸۶) و سپس Hollister (۱۹۸۷) و Schmidt (۱۹۹۲) به‌کار برده شدند. داده‌های به‌دست‌آمده با به‌کارگیری این روش‌های گوناگون در جدول ۵ آورده شده‌اند. میانگین فشار به‌دست‌آمده از روش‌های گوناگون نشان‌دهنده فشار برابر با ۲/۲۷ تا ۲/۸۲ کیلوبار است.

جدول ۵- داده‌های فشارسنجی هورنبلندهای درون گرانیتوئیدهای میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) برپایه Al^{Total} (فشارها برپایه کیلوبار هستند)

Analysis No.	1	2	3	4	Average
Hammarstrom and Zen (1986)	2.273	2.310	2.141	2.365	2.27
Hollister et al. (1987)	2.592	2.240	2.630	2.905	2.59
Schmidt (1992)	2.880	2.650	2.670	3.060	2.82

۳-۳- دماسنجی مذاب برپایه ترکیب زوج کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز

دماسنج هورنبلند- پلاژیوکلاز برپایه Al^{IV} و Si در جایگاه تتراهدراال هورنبلند و نوع پلاژیوکلاز همراه آن، در سنگ‌های اشباع از

همراه با افزایش دما، مقدار Al^{IV} به‌طور منظم افزایش می‌یابد و یا به گفته دیگر، هر چه دما بیشتر باشد، مقدار Al بیشتری جانشین Si می‌شود. دماسنجی کلریت به روش Cathelineau و Nieva (۱۹۸۵)، روش Cathelineau (۱۹۸۸) و Jowett (۱۹۹۱) به ترتیب، با معادله‌های ۱، ۲ و ۳ انجام می‌شود:

$$T1 (^{\circ}C) = 213.3 Al^{IV} + 17.5$$

$$T2 (^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$$

$$T3 (^{\circ}C) = 319 Al_c^{IV} - 69 Al_c^I = Al^{IV} + 0.1 (Fe/(Fe+Mg))$$

برپایه دماسنجی کلریت‌ها، دماهایی نزدیک به ۳۰۳ تا ۳۷۹ درجه سانتیگراد برای نمونه‌های سینوگرانیت و دمایی نزدیک به ۲۹۶ تا ۳۶۸ درجه سانتیگراد برای نمونه‌های مونزوگرانیت به‌دست آمد (جدول ۴).

جدول ۴- داده‌های دماسنجی کلریت‌های درون گرانیتوئیدهای میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت)

Sample No.	Syenogranite	Monzogranite
Al^{IV}	1.34	1.31
T1 ($^{\circ}C$)	303.32	296.92
T2 ($^{\circ}C$)	369.53	359.87
T3 ($^{\circ}C$)	379.20	368.90

T1 ($^{\circ}C$) = Cathelineau and Nieva (1985)
T2 ($^{\circ}C$) = Cathelineau (1988)
T3 ($^{\circ}C$) = Jowett (1991)

۳-۲- زمین‌فشارسنجی مذاب برپایه شیمی آمفیبول

یکی از روش‌های فشارسنجی توده نفوذی برپایه میزان Al در هورنبلند است. به گفته دیگر، مقدار فشار با میزان Al آن وابستگی مستقیم دارد؛ اما مقدار Al در هورنبلند به شرایط محیط تبلور آن نیز بستگی دارد. جانشینی ادنیت با افزایش دما افزایش می‌یابد. به گفته دیگر، با افزایش دما، میزان سدیم و آلومینیم در آمفیبول‌ها افزایش می‌یابد (Pal et al., 2001). زمین‌فشارسنجی Al در آمفیبول برای مجموعه‌های کوارتز- آلکالی‌فلدسپار- پلاژیوکلاز-

ساختاری آمفیبول‌ها هستند. مقدار Y_{Ab-An} در فرمول یادشده به صورت زیر به دست می‌آید:

اگر $X_{Ab} > 0.5$ باشد $Y_{Ab-An} = 3kj$ ؛ اگر $X_{Ab} < 0.5$ باشد $Y_{Ab-An} = 12(2X_{Ab}-1)+3kj$.

میانگین دمای به تعادل رسیدن این دو کانی در توده سینوگرانیته بررسی شده برپایه روش Holland و Blundy (۱۹۹۴) و در فشارهای ۱ تا ۵ کیلوبار، برابر ۶۹۴/۷ تا ۷۰۰/۹۸ درجه سانتیگراد است. داده‌های به دست آمده از این دامسنجی در جدول ۶ آورده شده است.

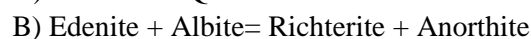
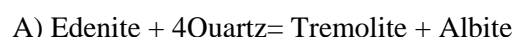
Anderson و Smith (۱۹۹۵) با به کارگیری مقدار T در کالیبراسیون پیشنهادشده، به اثر مستقیم دما بر فشارسنجی توده‌های کالک‌آلکان هورنبلندار به روش مقدار محتوای Al در این کانی تاکید دوباره کرده‌اند:

$$P (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = 4.76 Al^{Total} - 3.01 - \{ [T - 675] / 85 \} \{ 0.53Al^{Total} + 0.005294 [T - 675] \}$$

مقدار Al^{Total} برابر جمع Al^{IV} و Al^{VI} است. همچنین، T برپایه درجه سانتیگراد و برپایه دامسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1990) پایه‌ریزی شده است.

داده‌های به دست آمده از دامسنجی و فشارسنجی برپایه روش Anderson و Smith (۱۹۹۵) در جدول ۷ آورده شده‌اند. برپایه نمودار Al^{Total} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (شکل ۱۹) گستره فشاری نزدیک به ۳ کیلوبار در سینوگرانیته برآورد می‌شود. برای به دست آوردن دمای تقریبی این واحد سنگی نیز در نمودار فشار در برابر Al^{Total} (شکل ۲۰)، گستره دمایی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد برای سینوگرانیته هورنبلندار برآورد می‌شود.

سلیس است (Holland and Blundy, 1990). همچنین، این دامسنج در سنگ‌های آذرین فلسیک و حدواسط دارای کوارتز و بی کوارتز، با پلاژیوکلاز دارای $An \leq 0.92$ و آمفیبول با $Si \leq 7.8$ (اتم در واحد فرمولی) در دمای ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد به کار برده می‌شود. Holland و Blundy (۱۹۹۰) برپایه دو واکنش ادنیت - ترمولیت، رابطه زیر را برای دامسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز پیشنهاد کرده‌اند:



$$T[\pm 313^\circ K] = 0.667P[\text{Kbar}] - 48.98 + Y_{Ab}/\{0.0429 - 0.0083144 \ln(Si - 4)/(8 - Si) X_{ab}^{Plag}\}$$

در این رابطه T دمای تعادلی برپایه درجه کلون، فشار برپایه کیلوبار، Si شمار کاتیون‌های سلیس در فرمول ساختاری آمفیبول، X_{ab}^{Plag} میزان درصد آلبیت در پلاژیوکلاز و مقدار Y_{Ab} از رابطه‌های زیر به دست می‌آید.

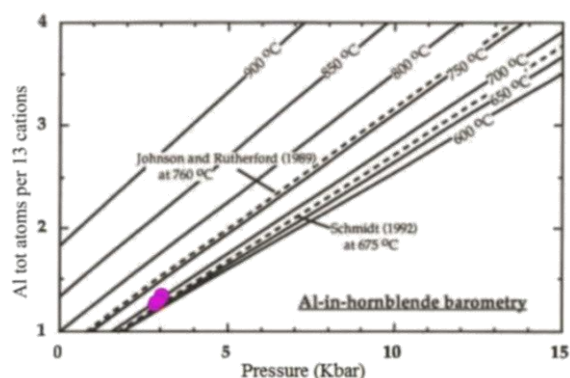
$$\text{اگر } X_{Ab} > 0.5 \text{ باشد } Y_{Ab} = 0 \text{؛ اگر } X_{Ab} < 0.5 \text{ باشد،}$$

$$Y_{Ab} = 8.06 + 25.5(1 - X_{Ab})^2$$

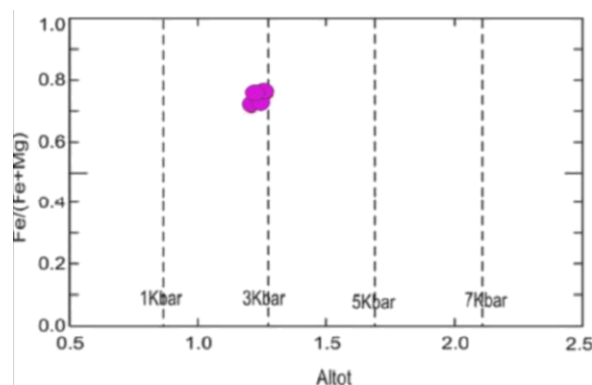
Holland و Blundy (۱۹۹۴) دامسنج دیگری را برای این زوج کانی پیشنهاد کرده‌اند که در سنگ‌های آذرین و دگرگون شده کوارتزار و بی کوارتز کاربرد دارد. این دامسنج بر پایه رابطه زیر است:

$$T[\pm 313^\circ K] = \{ 78.44 + Y_{Ab-An} - 33.6X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92P[\text{Kbar}]) X_{Al}^{M2} + 78.5X_{Al}^{Tl} + 9.4X_{Na}^A \} / 0.0721 - R \ln [(27X_{Na}^{M4} X_{SiTl} X_{An}^{Plg}) / (64X_{Ca}^{M4} X_{Al}^{Tl} X_{Ab}^{Plg})]$$

در این رابطه T دمای تعادلی برپایه درجه کلون و فشار برپایه کیلوبار است. Al ، Fe ، Mg ، Mn و Si نشان‌دهنده شمار کاتیون‌ها در فرمول



شکل ۲۰- نمودار فشار در برابر Al^{Total} (Schmidt, 1992) برای آمفیبول‌های درون سینوگرانیت میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت)



شکل ۱۹- نمودار Al^{Total} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (Schmidt, 1992) برای آمفیبول‌های درون سینوگرانیت میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت)

جدول ۶- داده‌های به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی جفت کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز در سینوگرانیت میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) بر پایه درجه سانتیگراد به روش پیشنهادی Holland و Blundy (۱۹۹۴)

Sample No.	1 (Kbar)	2 (Kbar)	3 (Kbar)	4 (Kbar)	5 (Kbar)	Average
AmS1- S3-2	715.3	705	694.7	684.3	674	694.7
AmS2- S2-1	701.3	691.3	681.4	671.4	661.4	681.36
AmS3- S2-2	715	704.6	694.2	683.8	673.3	694.18
AmS4- S1-5	721.7	711.3	701	690.6	680.3	700.98

جدول ۷- داده‌های به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی جفت کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز در سینوگرانیت میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت) به روش پیشنهادی Anderson و Smith (۱۹۹۵)

Sample No.	AmS1- S3-2	AmS2- S2-1	AmS3- S2-2	AmS4- S1-5
T(°C)	698.1	685.7	700	703.2
P(Kbar)	2.67	2.56	2.45	2.79

آنها اندازه گرفته شد و بازه دمایی ۲۲۷/۷ تا ۷۸۸/۶ درجه سانتیگراد به دست آمد (جدول ۸).

در پایان، با به‌کارگیری روش Otten (۱۹۸۴) که بر پایه Ti درون هورنبلند- پلاژیوکلاز است، دمای تبلور

جدول ۸- داده‌های به‌دست‌آمده از زمین‌دماسنجی مقدار تیتانیوم در هورنبلند (Otten, 1984) برای سینوگرانیت میرآباد- چهل‌خانه (خاور بویین- میاندشت)

Sample No.	AmS1- S3-2	AmS2- S2-1	AmS3- S2-2	AmS4- S1-5
Ti (a.p.f.u.)	0.2	0.151	0.19	0.199
T (°C)	788.6	727.4	776.6	787.8

اندازه‌گیری می‌شود. چگالی سنگ‌های سازنده پوسته قاره‌ای نزدیک به ۲/۷ گرم بر سانتیمتر مکعب است. اگر افزایش چگالی سنگ‌ها در برابر افزایش ژرفا و همچنین کاهش شتاب گرانشی با افزایش ژرفا نادیده گرفته شود و با تقریب خوبی، چگالی سنگ‌های پوسته و شتاب گرانشی

دما و فشارهای به‌دست‌آمده به روش‌های گوناگون نشان می‌دهند که این داده‌ها با یکدیگر تفاوت چندانی ندارند. با این فرض که فشار در زمان تبلور درشت بلورهای آمفیبول، فشار همه‌جانبه لیتواستاتیک پدیدآمده از وزن سنگ‌های بالایی بوده است، از رابطه $P = p.g.h$ ، ژرفا (h)

زمین را ثابت فرض کنیم (۹/۸ متر بر مجذور ثانیه). از این رو، ژرفای احتمالی آشیانه ماگمایی ماگمای سازنده این سنگ‌ها نزدیک به ۸ تا ۱۱ کیلومتر به دست می‌آید.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که توده گرانیتوئیدی میرآباد-چهل‌خانه ترکیب سنگ‌شناسی سینوگرانیت، مونزوگرانیت، آلکالی‌گرانیت و گرانودیوریت دارد. برپایه داده‌های سنگ کل Minaee (۲۰۱۰)، توده‌های گرانیتوئیدی بررسی شده از دیدگاه سرشت ماگمایی از ماگماهای کالک‌آلکالن و از دیدگاه میزان پتاسیم، سرشت پتاسیم بالا دارند. همچنین، از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم، مت‌آلومینوس تا کمی پرآلومینوس هستند. از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، این توده‌ها در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) جای می‌گیرند و در نمودارهای شناسایی گرانیت‌های گوناگون در گستره گرانیتوئیدهای گروه I هستند. از نشانه‌های دیگر I- بودن، نبود مسکوویت اولیه، نبود کانی‌های فرعی شاخص (مانند: سیلمانیت، گارنت و کردیریت)، دارا بودن هورنبلند و اسفن و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده نام برده می‌شود. برپایه بررسی‌های شیمی-کانی، آلکالی‌فلدسپارها در سینوگرانیت و مونزوگرانیت‌ها بیشتر ارتوکلاز بوده و پلاژیوکلازها از نیز آل بیت و الیگوکلاز هستند. برپایه تجزیه‌های ریزکاو الکترونی، بیوتیت‌های درون این توده گرانیتوئیدی که از نوع اولیه و ماگمایی هستند، وابستگی این سنگ‌ها به سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن گروه I را نشان می‌دهند که در پی فرایندهای کوهزایی پدید آمده‌اند (Baker, 1987; Stussi and Cuney, 1996). برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی میرآباد-چهل‌خانه، همان‌گونه که دیده شد، داده‌های به دست آمده از زمین‌شیمی بیوتیت در این

پژوهش با داده‌های به دست آمده از شیمی سنگ کل همخوانی دارند؛ زیرا ترکیب بیوتیت از ترکیب و شرایط تبلور ماگمایی پیروی می‌کند که از آن متبلور می‌شود. از این رو، شیمی بیوتیت معیار خوبی برای شناسایی سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش گرانیت‌هاست. آمفیبول این سنگ‌ها که کلسیک بوده و در زیرگروه فروهورنبلند است، نشان‌دهنده نوع I- بودن توده گرانیتوئیدی است. پیدایش این آمفیبول‌ها وابسته به پهنه فرورانش است و با ویژگی‌های زمین‌ساختی پیشنهادی برای پیدایش ماگمای سازنده این توده (مانند: پهنه حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به پهنه فرورانش) همخوانی دارد. ترکیب تورمالین در سینوگرانیت‌ها در گستره شورل تا فوییتیت است. مسکوویت‌های بررسی شده در توده سینوگرانیتی ثانویه هستند و پس از فرایند ماگمایی پدید آمده‌اند. زمین‌دماسنجی بیوتیت در سینوگرانیت و مونزوگرانیت‌ها، دمای ۵۰۹ تا ۵۶۸ درجه سانتیگراد را برای سینوگرانیت‌ها و دمای ۵۲۷ تا ۵۴۸ درجه سانتیگراد را برای مونزوگرانیت‌ها نشان می‌دهد. بررسی کلریت‌های درون سینوگرانیت و مونزوگرانیت‌ها به ترتیب، دمای ۳۷۹ و ۳۶۹ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. این دماها دمای دگرسانی هستند. دماهای به دست آمده از زمین‌دماسنجی فلدسپارها کمتر از دماهای به دست آمده از زمین‌دماسنجی بیوتیت‌هاست. این نکته نشان می‌دهد محیط پیدایش آنها آذرین نبوده، بلکه در پی تعادل در دمای ساب‌سولیدوس پدید آمده‌اند. محتوای Al در آمفیبول درون سنگ‌های سینوگرانیتی نشان‌دهنده فشار نزدیک به ۳ کیلو بار و جایگیری این توده گرانیتی در ژرفای ۸ تا ۱۱ کیلومتری از سطح زمین است. زمین‌دماسنجی به روش جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز در نمونه سینوگرانیتی دمای زمان جایگیری توده گرانیتی را نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد.

سپاس‌گزاری

خانم دکتر آلگا پارفنوا از دانشگاه دولتی مسکو در انجام تجزیه‌های ریزکاو الکترونی سپاس‌گزاری می‌کنند.

نگارندگان مقاله از پشتیبانی‌های تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان، همچنین، همکاری

منابع

- Abdel-Rahman, A. (1994) Nature of biotite from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos* 151: 122-134 (in Persian).
- Anderson, J. L. (1996) Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Science Review* 87: 125-138.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Baker, D. S. (1987) Tertiary alkaline magmatism in Trans- Pecos Texas. In: *Alkaline Igneous Rocks* (Eds. Fitton, J. G. and Upton, B. G. J.) Special Publications 30, 415-431. Geological Society of London.
- Barth, T. F. W. (1956) Studies in gneiss and granite. *Skrift. Norske Vidensk-Akad, Oslo* 1: 263-274.
- Barth, T. F. W. (1969) *Feldspars*. John Wiley and sons, New York, US.
- Best, M. G. (1982) *Igneous and metamorphic petrology*. CBS Publisher and Distributors, India.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole- plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clays and Clay Minerals* 23: 471-485.
- Cathelineau, M. and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer, the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 19: 235-244.
- Coltorti, M., Bonadiman, C. Faccini, B., Gregoire, M., O'Reilly, S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99: 68-84.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1962) *Rock- forming minerals*. 3rd Volume. Sheet silicates. Longman, London, UK.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) *An Introduction to the rock forming minerals*. Longman Sciences and Technical publication, London, UK.
- Didier, J. and Barbarian, B. (1991) Enclaves Enclaves and Granite Petrology. *Developments in Petrology* 13, Amsterdam, Elsevier.
- Feenstra, A. (1996) An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and F paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations. *Journal of Petrology* 37: 201-233.
- Fleet M. E. and Barnett R. L. (1978) Partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario. *The Canadian Mineralogist* 16: 527-532.
- Forster, C. D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral mica. United State Geological Survey, Professional Paper 354(B): 11-49.
- Ghasemi, H. (1992) To investigate the metamorphic rocks and igneous petrology Bouin- regional influence Miandasht (southeast Aligoudarz). M.Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Gholamifard, M. (2009) Geology and economic potential of the skarn Bvyyin- Miandasht (Mirabad). M.Sc. Thesis, University of Khorasan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum-in hornblende: an Empirical igneous geobarometer: *American Mineralogist* 71: 1297-1313.

- Hawthorne, F. C. and Henry, D. J. (1999) Classification of the mineral of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy and Petrology* 11: 201- 215.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator an example from the staurolite – grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* 70 (1-2): 1-15.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (2002) Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist* 87: 375-382.
- Henry, D. J., Dutrow, B. L. and Selverstone, J. (2002) Compositional asymmetry in replacement tourmaline: An example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Geological Materials Research* 4(2): 23.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist* (90): 316-328.
- Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral Magazine* 30: 277-292.
- Holland, T. J. B. and Blundy, J. D. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende white pressure of solidification of calc alkalic plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Jowett, E. C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto), Program with Abstracts 16: 62.
- Klein, C. and Hurlbut, C. S. (1999) *Manual of Mineralogy*. 21st edition, John Wiley and Sons, New York, US.
- Kretz, R. (1994) *Metamorphic crystallization*. John Wiley and Sons Ltd.
- Leake, E., Woolley, A. R. and Birch, W. D. (1997) Nomenclature of amphiboles report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new mineral names. *The Canadian Mineralogists* 35: 219-246.
- London, D. and Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England, *Economic Geology* 90: 495 - 519.
- Mahmoudi, S., Masoudi, F., Corfu, F. and Mehrabi, B. (2010) Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences (logische Rundschau)* 99: 1153-1165 (in Persian).
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, J. and Dollas, W. A. (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 23-34.
- Minaee, A. (2010) To investigate the petrology and geochemistry Monzo- Sino granite porphyroid Bouin-Miandasht (Mirabad – Chehel khane) with a view to tectonic. M.Sc. thesis, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Mohajjel, M. and Eftekharijad, C. (1992) Golpaygan Geological map 1: 100000. No. E6, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Monier, G., Mergoli, D. and Labernardier, H. (1984) Generation successive de muscovite et Feldspats potassiques dans les Loucogranites du massif de Millaches massif Central francais *Bull, Mineralogy* 104: 55-66.
- Mosayebi, Z. (2015) Petrography, mineralogy and mineral chemistry of the plutonic of intrusion Mirabad - Chehel Khane, in the east of Buin - Miandasht (Sanandaj - Sirjan Zone). M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Nachit, H. (1986) Contribution a Le tudeanalytique et experimental des biotites des granitoids applications typologiques. These de Doctorate De L'Universite de Bretagne occidentale.
- Nachit, H., Ibhi, A. Abia, E. H. and Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Geomaterials (Mineralogy), Comptes Rendus, Geoscience* 337: 1415-1420.
- Nadimi, A. (2010) Active strike-slip fault in the central part of Sanandaj-Sirjan Zone of Zagros Orogen (Iran). Ph.D. Thesis, University of Warsaw, Poland.

- Orville, P. M. (1963) Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. *American Journal of Science* 261: 201-237.
- Otten, M. T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 189-199.
- Pal, N., Pal, D. C., Mishra, B. and Meyer, F. M. (2001) The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India. *Mineralogy and Petrology* 972: 281- 304.
- Panahdar, F. (2012) petrography and mineralogy Shnasy, origin granitoid masses Miandasht North SE of Aligoudarz (Ghareh Boltagh). M.Sc. thesis, University of Khorasgan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Sabeti, M. (2013) Petrological, Geochemical and Tectonomagmatic Setting of Bouin-Miandasht Intrusion in Sanandaj-Sirjan Zone. *Earth Sciences* 84: 43-56.
- Schmidt, W. S. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Seck, H. A. (1972) The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials. *Fortschritte Mineralogie* 49: 31-49.
- Shabanian, N., Davoudian Dehkordy, A. and Panahdar, F. (2012) Geochemistry of Ghareh Boltagh granitoid body Buin-Niandasht (SE of Aligoudarz). *Iranian Journal of Petrology* 11: 76-59 (in Persian).
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi- Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Science* 6: 668-683.
- Stein, E. and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72: 185-207.
- Stussi, J. M. and Cuney, M. (1996) Nature of biotites from alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology* 37: 1025-1029.
- Tahmasebi, Z. and Ahmadi khalaji, A. (2010) Determined formation of mineral chemistry in Boroujerd granitoid complex and its metamorphic aureole. *Iranian Journal of Petrology* 2: 94-77 (in Persian).
- Whitney, D. L. and Evansn, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist* 185: 185-187.