

Mineral chemistry and geochemistry of Ay-Qaleh-Si peraluminous muscovite-granite (East of Takab, northwest of Iran)

Hamid Ghoreishvandi, Ali Asghar Sepahi Gerow* and Mohammad Maanijou
Departments of Geology, Faculty of Sciences, University of Buali Sina, Hamadan, Iran

Abstract

The intrusive body of Ay-Qaleh-Si is located between the West Azarbaijan and the Kurdistan provinces at the intersection of the Urumieh–Dokhtar volcanic belt (UDVB) and the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt of NW Iran. The intrusive body consists predominantly of Muscovite granite, which intruded the Eocene sedimentary units. Mineral chemical studies of these rocks show that plagioclases are albite-oligoclase in composition and almandine-spessartine garnets which have been formed in pressure less than 5 kbar. The geochemical investigations of the whole rock demonstrate that the nature of the parent magma of the rocks under study is peraluminous with high-K calc-alkaline affinity. The multi-element spider diagrams normalized to chondrite, primitive mantle, upper and lower crust indicate the proximity of the studied samples to the composition of the upper crust. Also, based on different tectonomagmatic diagrams, these rocks are located in the syn-collision and post orogenic environments. The origin of the studied rocks is from felsic pelites and has a clay-rich and plagioclase-poor source. In general, the Ay-Qaleh-Si intrusive body have been emplaced after the continental-continental collision, possibly formed from melting of continental crustal metamorphic rocks in a collisional environment.

Key words: Mineral chemistry, Muscovite granite, peraluminous, Ay-Galeh-Si, East of Takab

* sepahi@basu.ac.ir; aasepahi@gmail.com

مقاله پژوهشی

بررسی شیمی کانی ها و زمین شیمی مسکوویت گرانیت پرآلومینوس آی قلعہ سی (خاور تکاب، شمال باختری ایران)

حمید قریشوندی، علی اصغر سپاهی گرو* و محمد معانی جو
گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

توده نفوذی آی قلعہ سی در فاصله میان استان آذربایجان غربی و کردستان و در محل برخورد دو پهنه ساختاری سندانج- سیرجان با ارومیه- دختر رخنمون دارد. ترکیب سنگ شناسی این توده نفوذی مسکوویت گرانیت است و به درون واحدهای رسوبی با سن ائوسن نفوذ کرده است. بررسی های شیمی کانی در این سنگ ها نشان می دهد پلاژیوکلازها ترکیب آلبیت و الیگوکلاز دارند. گارنت ها ترکیب اسپسارتین و آلماندین دارند و در فشار کمتر از ۵ کیلو بار پدید آمده اند. بررسی های زمین شیمیایی نشان می دهد ماگمای مادر این توده نفوذی کالک آلکالن پتاسیم بالا و از دیدگاه درجه اشباع شدگی از آلومینیم (ASI)، پرآلومینوس است. برپایه نمودارهای عنکبوتی، نمونه های بررسی شده بیشترین غنی شدگی و تهی شدگی را در برابر ترکیب گوشته اولیه و کندریت نشان می دهند. همچنین، کمترین میزان غنی شدگی و تهی شدگی را در برابر ترکیب پوسته بالایی نشان می دهند و این نکته نشان دهنده نزدیکی ترکیب نمونه ها به ترکیب پوسته بالایی است. همچنین، برپایه نمودارهای شناسایی پهنه تکتونوماگمایی، نمونه های بررسی شده در محدوده گرانیتهای پس از کوهزایی و همزمان با برخورد جای گرفته اند. پلیت های فلسیک خاستگاه سنگ های بررسی شده هستند و خاستگاه آنها سرشار از رس- فقیر از پلاژیوکلاز بوده است. در کل، می توان گفت این توده نفوذی پس از برخورد قاره- قاره جایگزین شده است و چه بسا از ذوب بخشی نهشته های دگرگون پوسته قاره ای در یک پهنه برخوردی پدید آمده است.

واژه های کلیدی: شیمی کانی، مسکوویت گرانیت، پرآلومینوس، آی قلعہ سی، خاور تکاب

مقدمه

پرداخته اند؛ به گونه ای که از دیدگاه خاستگاه و پهنه

زمین ساختی رده بندی های گوناگونی برای آنها
به کار رفته است. از مهم ترین رده بندی ها، تفکیک

سنگ شناسی سنگ های گرانیتهای از موضوعاتی
است که از دیرباز زمین شناسان به بررسی آن

* sepahi@basu.ac.ir; aasepahi@gmail.com

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

۲- ترکیب گرانیت‌های پرآلومینوس چه‌بسا دست‌کم به‌صورت بخشی پیامد واکنش با سنگ‌های میزبان باشد؛

۳- ترکیب گرانیت‌های پرآلومینوس دست‌کم به‌صورت بخشی پیامد واکنش میان ماگما (در مراحل پایانی تبلور) و یا سنگ‌های کمابیش جامد با گرمابه است. در منطقه خاور تکاب دو توده نفوذی با سیمای کاملاً متفاوت رخنمون دارند که شامل توده نفوذی شهرک با ترکیب دیوریت تا مونزونیت و توده نفوذی آی‌قلعه‌سی با ترکیب مسکوویت‌گرانیت هستند. به‌علت وجود کانسار آهن شهرک و کوکورا و نیز معدن غیرفعال سرب و روی آی‌قلعه‌سی در این منطقه بررسی‌های فراوانی درباره پیدایش این کانسارها انجام شده است، برای نمونه، Azizi-Shotorkhoft (۲۰۰۳)، سنگ‌های دگرگونی همبری پیرامون اسکارن آهن منطقه شهرک را بررسی کرده است و محلول‌های گرمابی پدیدآمده از توده‌های ماگمایی اسیدی و حدواسط را عامل دگرگونی همبری، متاسوماتیسم و اسکارن‌زایی آهن در منطقه دانسته است.

Kamran و همکاران (۲۰۱۷)، در «مطالعه پتروگرافی و پتروژنز گرانیت آی‌قلعه‌سی در شرق تکاب (شمال غربی ایران)»، این توده را پرآلومینوس، کالک‌آلکان و تیپ S دانسته‌اند. همچنین، پهنه زمین‌ساختی و جایگیری این توده را همزمان با برخورد و وابسته به پهنه برخوردی صفحه‌های قاره‌ای ایران مرکزی و عربستان شناسایی کرده‌اند.

Shirkhani (۲۰۰۷) کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و پیدایش کانسار روی-سرب و عنصرهای همراه در کانسار آی‌قلعه‌سی را بررسی کرده است.

از آنجایی که تا کنون بررسی جامعی درباره کانی‌شناسی و خاستگاه این توده نفوذی انجام نشده است، در این مقاله به بررسی کانی‌شناسی، زمین‌شیمی،

گرانیت‌ها به انواع I و S بوده است. Chappell و White (۱۹۷۴) این رده‌بندی را برپایه ویژگی‌های زمین‌شناسی گوناگون آنها انجام داده‌اند.

گرانیتوئیدها سازنده اصلی پهنه‌های کوهزایی هستند و تنوع ترکیبی گسترده‌ای دارند (Kaygusuz *et al.*, 2008). از این‌رو، گرانیتوئیدهایی که از دیدگاه ترکیبی خوب شناخته شوند، به گسترش و تکمیل اطلاعات لازم در ارتباط با پوسته قاره‌ای کمک می‌کنند (Barbarin, 1999).

گرانیت‌های گروه S پیامد برخورد قاره‌ای هستند و از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده یا سنگ‌های پوسته‌ای پدید می‌آیند. این ذوب بخشی چه‌بسا در پی فشار لیتواستاتیک روی می‌دهد. بیشتر این گرانیت‌ها رنگ روشن دارند. لوکوگرانیت‌ها مهم‌ترین سنگ‌های پدیدآمده در پهنه‌های کوهزایی برخوردی هستند. آنها معمولاً در سکانسی از سنگ‌های رسوبی تغییر یافته در بخش‌های بالایی پوسته قاره‌ای ضخیم شده دیده می‌شوند. خاستگاه لوکوگرانیت‌ها معمولاً مربوط به متاپلیت‌های پوسته میانی است تا سنگ‌های قاعده‌ای پوسته زیرین (Deniel *et al.*, 1987; Le Fort and Guillot, 1995).

لوکوگرانیت‌ها سنگ‌های گرانیتی با ظاهری روشن و بدون حضور کانی‌های تیره، پرآلومینوس هستند. بیشتر این نوع گرانیت‌ها در پهنه‌های کوهزایی برخورد قاره‌ای گزارش می‌شوند. ماگمای لوکوگرانیت‌ها از ذوب سنگ‌های مادر پلیتی جدا شده است و پیامد فرایندهای دگرگونی و دگرریختی در بخش‌های بالایی پوسته ضخیم شده هستند. چندین سازوکار برای پیدایش گرانیتوئیدهای پرآلومینوس پیشنهاد شده است (Saleh and El-Nisr, 2013):

۱- ترکیب گرانیت‌های پرآلومینوس وابسته به یک سنگ خاستگاه پرآلومینوس است؛

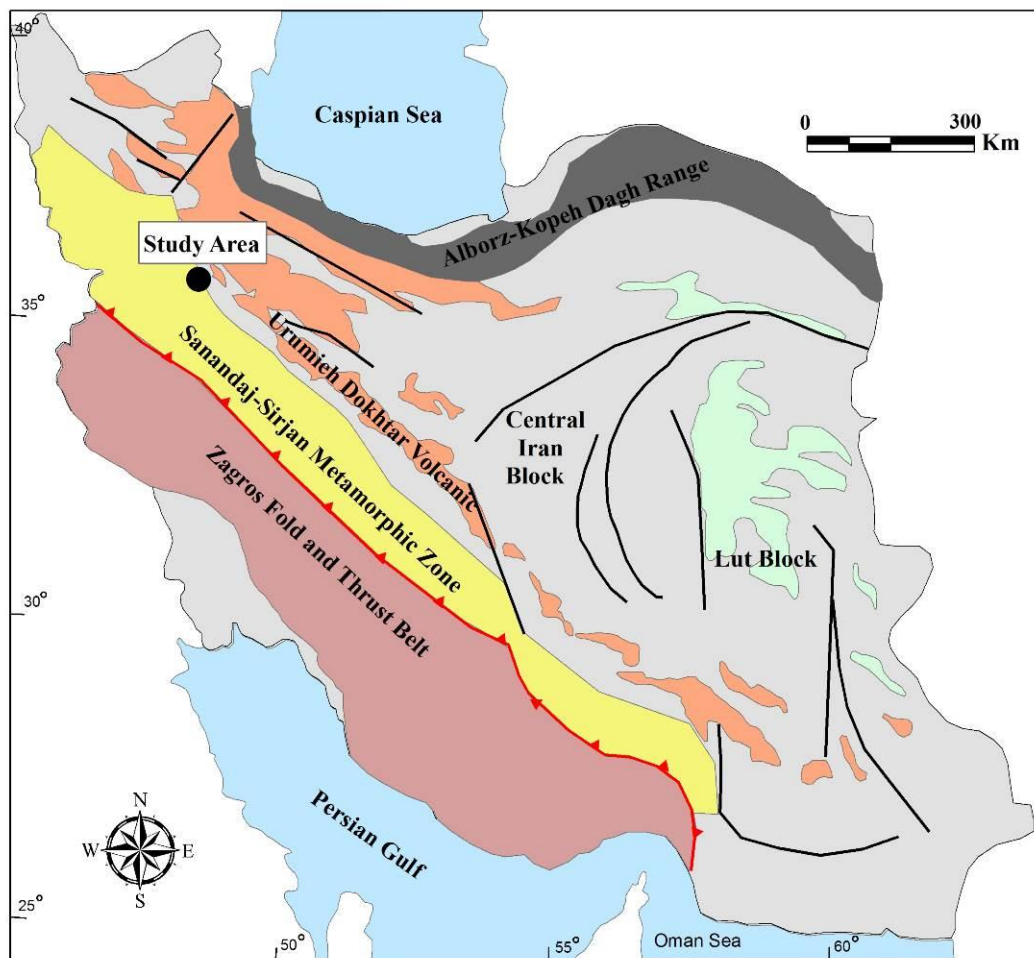
در محل برخورد پهنه ساختمانی سنندج-سیرجان با پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر جای دارد (Stöcklin, 1968) (شکل ۱).

بارزترین رخداد دگرختی و دگرگونی پهنه سنندج-سیرجان به پدیده باز و بسته‌شدن اقیانوس تتیس جوان وابسته است و به دوره‌های ژوراسیک و کرتاسه بر می‌گردد (Ghasemi and Talbot, 2006). پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر با پهنای ۱۰۰ کیلومتر و درازای بیشتر از ۲۰۰۰ کیلومتر، از شمال‌باختری به جنوب‌خاوری گسترش می‌یابد و در پی فروانش نئوتتیس به سوی شمال‌خاوری در راستای خط درز زاگرس پدید آمده است (Stöcklin, ۱۹۶۸; Alavi, 1994; Agard *et al.*, 2005; Stampfli, ۲۰۰۰; Ghasemi and Talbot, 2006).

پهنه زمین‌ساختی و خاستگاه مسکوویت‌گرانیت خاور تکاب پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی

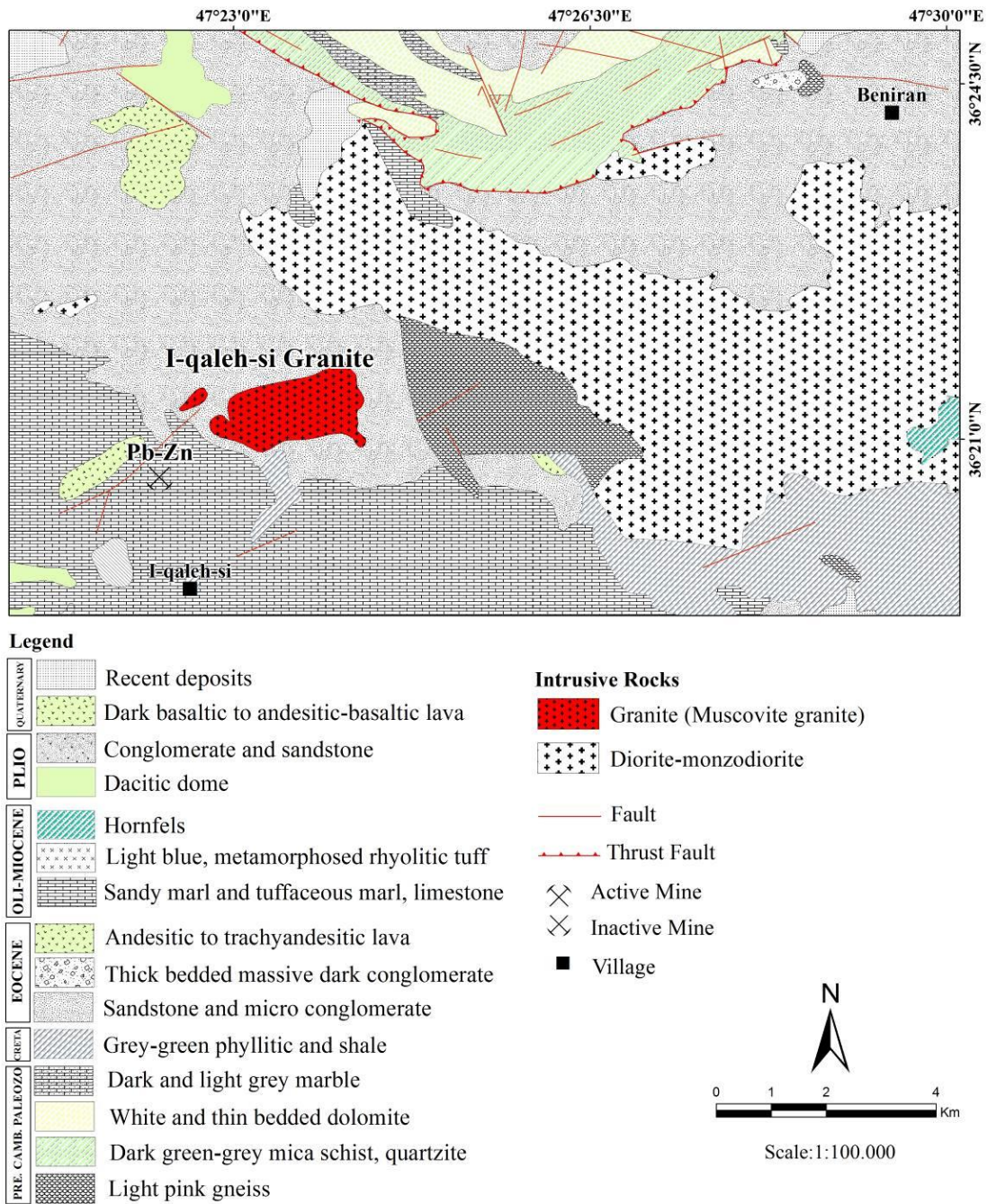
توده نفوذی آی‌قلعه‌سی در شمال‌باختری ایران و ۲۵ کیلومتری خاور-جنوب‌خاوری شهر تکاب و در شمال‌خاوری روستای آی‌قلعه‌سی رخنمون دارد. از دیدگاه جغرافیایی، رخنمون این توده در دو استان آذربایجان غربی و کردستان دیده می‌شود و در مختصات عرض جغرافیایی شمالی $20^{\circ}36'47''$ تا $21^{\circ}36'50''$ و طول جغرافیایی خاوری $47^{\circ}22'33''$ تا $47^{\circ}24'14''$ جای دارد. برپایه رده‌بندی ساختمانی ایران، منطقه بررسی‌شده



شکل ۱- جایگاه منطقه بررسی‌شده در محل برخورد پهنه ساختمانی سنندج-سیرجان با پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر (Stöcklin, 1968)

هستند. پی سنگ با یک ناپیوستگی در زیر توالی از رسوب‌های دریایی و قاره‌ای، سنگ‌های آتشفشانی سازند قم قرمز پایینی و قرمز بالایی، به سن الیگومیوسن - میوسن، جای گرفته است (Fonoudi, 1998) (شکل ۲).

در ناحیه تکاب- انگوران، پی سنگ پهنه سندانج- سیرجان شامل گنایس، شیسست، آمفیبولیت، مرمر و دولومیت به صورت بالآمده است. سنگ‌های دگرگونی کرتاسه در خاور منطقه بررسی شده رخنمون دارند و شامل اسلیت و فیلیت



شکل ۲- جایگاه توده نفوذی بررسی شده روی نقشه زمین‌شناسی ساده شده (برگرفته از Fonoudi, ۱۹۹۸, ۲۰۰۰)

سنندج- سیرجان رخنمون دارند.

توده نفوذی بررسی شده با ترکیب مسکوویت گرانیت در پی نفوذ در ماسه سنگ های ائوسن، نوار باریکی در حاشیه خود را به شدت دچار خردشدگی و دگرسانی کرده است. با توجه به جایگزینی آن در واحدهای ماسه سنگی ائوسن می توان زمان پس از ائوسن (الیگوسن؟) را برای آن در نظر گرفت. در این میان واحد دگرگونی هورنفلس در جنوب منطقه بررسی شده و در محل برخورد واحدهای ماسه سنگی ائوسن رخنمون دارد و به احتمال بالا بخشی از واحدهای رسوبی ائوسن است که در پی تماس با توده های نفوذی دگرگون شده است. توده نفوذی بررسی شده به رنگ روشن و ترکیب اصلی مسکوویت گرانیت و در بخش هایی پگماتیت گرانیت است (شکل ۲).

روش انجام پژوهش

برای بررسی های سنگ شناسی و زمین شیمیایی روی سنگ های توده نفوذی، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون های گوناگون، شمار ۴۰ نمونه سنگی از این توده نفوذی برداشت شد. در مرحله بعد، از آنها مقطع نازک میکروسکوپی ساخته شد. پس از بررسی های دقیق سنگ نگاری شمار ۵ نمونه سالم و هوانزده برای بررسی های زمین شیمیایی برگزیده شد. نمونه ها پس از خردایش و آماده سازی در دانشگاه بوعلی سینا، برای تجزیه شیمیایی و اندازه گیری عنصرهای اصلی و کمیاب با روش ICP-MS به آزمایشگاه Acme کانادا فرستاده شد (جدول ۱). همچنین، در این مقاله برای مقایسه، از نتایج بررسی های Kamran و همکاران (۲۰۱۷) نیز بهره گرفته شد.

رسوب گذاری پالئوژن پسین تا نئوژن پیشین مربوط به فاز کششی درون کمانی است و با فعالیت های گسترده آتشفشانی و بیرون آمدن سریع پی سنگ و پیدایش مجموعه های با هسته دگرگونی (core complexes) در راستای گسل های جدایشی (detachment faults) با زاویه کم همراه بوده است (Stockli et al., 2004).

در پلیوسن، مجموعه های بزرگ با هسته دگرگونی انگوران در خاور راندگی و در راستای گسل قینرجه- چارطاق روی حوضه گرابن ترشیری تکاب در باختر قرار دارند (Daliran et al., 2013).

در ناحیه تکاب، واحدهای متالترامافیک و سنگ های دگرگونی (مانند: گنایس، شیست، مرمر و آمفیبولیت) به عنوان بجامانده هایی از پهنه پروتوتیس (که در پی کوهزایی پان آفریکن بسته شده است) دانسته می شوند (Saki, 2010).

سنگ های منطقه بررسی شده از قدیم به جدید عبارتند از: دگرگونی های پرکامبرین- پالئوزویک (شیست، مرمر، کمی آمفیبولیت و گنایس)، شیل، اسلیت و فیلیت های کرتاسه، سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن، رسوب های آواری الیگوسن، رسوب های آواری- آهکی الیگومیوسن، رسوب های آواری میوپلیوسن و رسوب های کواترنری هستند. رسوب های کواترنری (کنگلومرال های سخت نشده و رسوب های گسترده تراورتنی) در منطقه تکاب به صورت گسترده دیده می شوند (شکل ۱). برپایه نقشه زمین شناسی، با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب هیچ واحد سنگی به سن تریاس و ژوراسیک در منطقه بررسی شده دیده نمی شود (Fonoudi, 2000). گمان می رود واحدهای سنگی یادشده در پهنه ساختاری

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، عنصرهای کمیاب و خاکی نادر توده نفوذی آی‌قلعه‌سی (اکسیدها برپایه درصدوزنی و عنصرها برپایه بخش در میلیون (ppm) هستند)

Sample No.	Tb02	Tb04	Tb06	Tb08	Tb12
SiO ₂	76.88	75.6	75.69	77.92	75.26
TiO ₂	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	13.57	14.31	14.01	12.9	14.43
Fe ₂ O ₃	0.69	0.79	0.76	0.55	0.7
MnO	0.0075	0.05	0.02	0.0075	0.06
MgO	0.13	0.07	0.06	0.12	0.07
CaO	0.32	0.75	0.63	0.07	0.58
Na ₂ O	3.52	3.98	4.02	3.17	4.03
K ₂ O	4.07	3.73	4.21	4.31	4.07
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.004	0.003	0.004	0.005	0.004
LOI	0.7	0.6	0.5	0.9	0.7
Ba	100	46	51	101	54
Ni	15	15	15	15	15
Sc	2	2	2	<1	2
Be	<1	3	1	<1	2
Co	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
Cs	4.1	6	1.7	4.6	3.8
Ga	20.5	24.3	25	19.5	25.2
Hf	0.5	1.9	1.5	2	1.6
Nb	18.2	22.2	17.6	7.4	28.8
Rb	194.7	197.8	169.6	140.7	236.5
Sn	1	2	2	<1	2
Sr	47.2	33.8	31.7	40.4	27.8
Ta	1.8	2.2	1.1	0.5	2.1
Th	5.6	8	5.4	4.3	7.9
U	1.2	2.6	1.9	1.4	2.4
V	6	6	6	6	6
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	6.8	36.8	29.3	39.6	30.6
Y	20	33.5	33.5	27.9	30.8
La	6.1	11.6	8.9	5.9	8.3
Ce	10.9	20	15.3	10.1	13.8
Pr	1.22	2.23	1.75	1.18	1.71
Nd	3.9	7.6	6.6	3.7	6.3
Sm	1.54	2.22	1.88	1.27	1.86
Eu	0.15	0.28	0.17	0.18	0.12
Gd	1.95	2.76	2.64	1.79	2.63
Tb	0.44	0.64	0.62	0.48	0.57
Dy	2.71	4.41	4.35	3.66	4.24
Ho	0.57	0.99	0.93	0.77	0.84
Er	1.68	3.04	3.05	2.36	2.76
Tm	0.25	0.51	0.47	0.39	0.45
Yb	1.63	3.48	3.12	2.31	2.95
Lu	0.24	0.54	0.46	0.35	0.43
CNK	7.91	8.46	8.86	7.55	8.68
A/CNK	1.72	1.69	1.58	1.71	1.66

اندازه پرتوی الکترونی ۵-۳ میکرون و جریان ۲۰ نانوآمپر انجام شد.

برای به دست آوردن فرمول ساختاری کانی ها و Fe^{3+} و رسم نمودارها از نرم افزارهای Minpet، Mineral Spreadsheets و برپایه روش Russell (جدول های ۲ تا ۴).

برای بررسی های کانی شناسی، شمار ۴ نمونه برای تجزیه ریزکاو الکترونی برگزیده شد. بررسی های شیمی کانی و تهیه تصویرهای الکترونی از کانی های پلاژیوکلاز، مسکوویت و گارنت در آزمایشگاه کانی شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. تجزیه ها با دستگاه EPMA، مدل SX100، Cameca با ولتاژ ۱۵ کیلو الکترون ولت،

جدول ۲- داده های تجزیه ریزکاو الکترونی (برپایه درصدوزنی) برای ۱۱ نمونه پلاژیوکلاز در ۲ نمونه سنگی توده نفوذی آی قلعہ سی به همراه مقدار کاتیونی عنصرها برپایه ۸ اتم اکسیژن و سازنده های پایانی آنها

Sample No	Tb12/7	Tb12/8	Tb12/9	Tb12/10	Tb12/15	Tb12/16	Tb14/17	Tb14/18	Tb14/19	Tb14/20	Tb14/21
SiO ₂	63.84	63.64	64.83	66.1	66.93	65.6	63.94	64.1	66.21	65.76	64.81
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.95	22.72	22.61	22.63	21.19	21.86	22.34	22.47	21.35	21.49	22.3
FeO	0.00	0.06	0.07	0.11	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	2.38	2.38	2.33	2.12	1.14	2.28	2.31	2.3	2.1	2.26	2.21
Na ₂ O	10.27	9.84	10.42	9.84	11.47	9.66	10.62	9.96	10.21	11.1	10.61
K ₂ O	0.11	0.08	0.13	0.08	0.05	0.13	0.09	0.06	0.05	0.05	0.14
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.56	98.73	100.39	100.92	100.79	99.54	99.32	98.91	99.93	100.68	100.08
Si	2.81	2.84	2.83	2.89	2.90	2.91	2.82	2.85	2.92	2.86	2.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.19	1.19	1.16	1.17	1.08	1.14	1.16	1.18	1.11	1.10	1.15
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.11	0.11	0.11	0.10	0.05	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10
Na	0.88	0.85	0.88	0.83	0.96	0.83	0.91	0.86	0.87	0.93	0.90
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Albite	0.89	0.88	0.89	0.89	0.95	0.89	0.89	0.89	0.90	0.90	0.90
Orthoclase	0.19	0.19	0.17	0.15	0.09	0.13	0.17	0.17	0.10	0.11	0.16
Anorthite	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکوالکترونی (برپایه درصدوزنی) برای ۱۰ نمونه مسکوویت در ۴ نمونه سنگی توده نفوذی آی‌قلعه‌سی به همراه مقدار کاتیونی عنصرها برپایه ۲۲ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آنها

Sample No	Tb4	Tb5	Tb6	Tb7	Tb8	Tb9	Tb10	Tb11	Tb12	Tb13
SiO₂	46.23	46.35	45.87	45.23	46.21	45.63	46.11	45.71	45.31	46.31
TiO₂	0.17	0.17	0.45	0.4	0.39	0.39	0.35	0.41	0.39	0.37
Al₂O₃	34.87	35.28	32.71	34.14	33.8	35.17	36.08	33.82	34.44	33.11
FeO	4.18	4.19	5.12	4.73	4.4	4.11	4.45	5.03	4.61	4.51
MnO	0.05	0.01	0.00	0.04	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02
MgO	0.53	0.53	0.69	0.6	0.6	0.63	0.51	0.61	0.62	0.66
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.28	0.39	0.20	0.37	0.21	0.21	0.29	0.22	0.29	0.24
K₂O	9.24	10.32	9.27	10.46	9.73	9.41	9.21	9.31	10.11	9.96
Total	95.55	97.24	94.31	95.97	95.36	95.6	97.02	95.14	95.8	95.18
Si	6.169	6.121	6.242	6.092	6.208	6.097	6.067	6.165	6.092	6.248
Ti	0.017	0.017	0.046	0.041	0.039	0.039	0.035	0.042	0.039	0.038
Al	5.485	5.492	5.247	5.420	5.352	5.539	5.596	5.376	5.458	5.265
Fe	0.466	0.463	0.583	0.533	0.494	0.459	0.490	0.567	0.518	0.509
Mn	0.006	0.001	0.000	0.005	0.002	0.006	0.002	0.003	0.003	0.002
Mg	0.105	0.104	0.140	0.120	0.120	0.125	0.100	0.123	0.124	0.133
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.072	0.100	0.053	0.097	0.055	0.054	0.074	0.058	0.076	0.063
K	1.573	1.738	1.609	1.797	1.667	1.604	1.546	1.602	1.734	1.714
Sum	13.89	14.03	13.91	14.10	13.93	13.92	13.910	13.935	14.045	13.971
Fe/(Fe+Mg)	0.816	0.816	0.806	0.816	0.804	0.785	0.83	0.82	0.80	0.79
Al^{IV}	1.831	1.879	1.758	1.908	1.792	1.903	1.933	1.835	1.908	1.75
Al^{VI}	3.654	3.612	3.489	3.512	3.560	3.636	3.663	3.541	3.550	3.513
Si/2	3.085	3.060	3.121	3.046	3.104	3.048	3.034	3.082	3.046	3.124
Ti/2	0.009	0.008	0.023	0.020	0.020	0.020	0.017	0.021	0.020	0.019
Al/2	2.742	2.746	2.623	2.710	2.676	2.770	2.798	2.688	2.729	2.633
Fe/2	0.233	0.231	0.291	0.266	0.247	0.230	0.245	0.284	0.259	0.254
Mn/2	0.003	0.001	0.000	0.002	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001
Mg/2	0.053	0.052	0.070	0.060	0.060	0.063	0.050	0.061	0.062	0.066
Ca/2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na/2	0.036	0.050	0.026	0.048	0.027	0.027	0.037	0.029	0.038	0.031
K/2	0.786	0.869	0.805	0.899	0.834	0.802	0.773	0.801	0.867	0.857
Celadonite	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Pargasite	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
Phlogopite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Eastonite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Annite	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Moscovite	0.96	0.95	0.97	0.95	0.97	0.97	0.95	0.97	0.96	0.96
Paragonite	0.04	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04

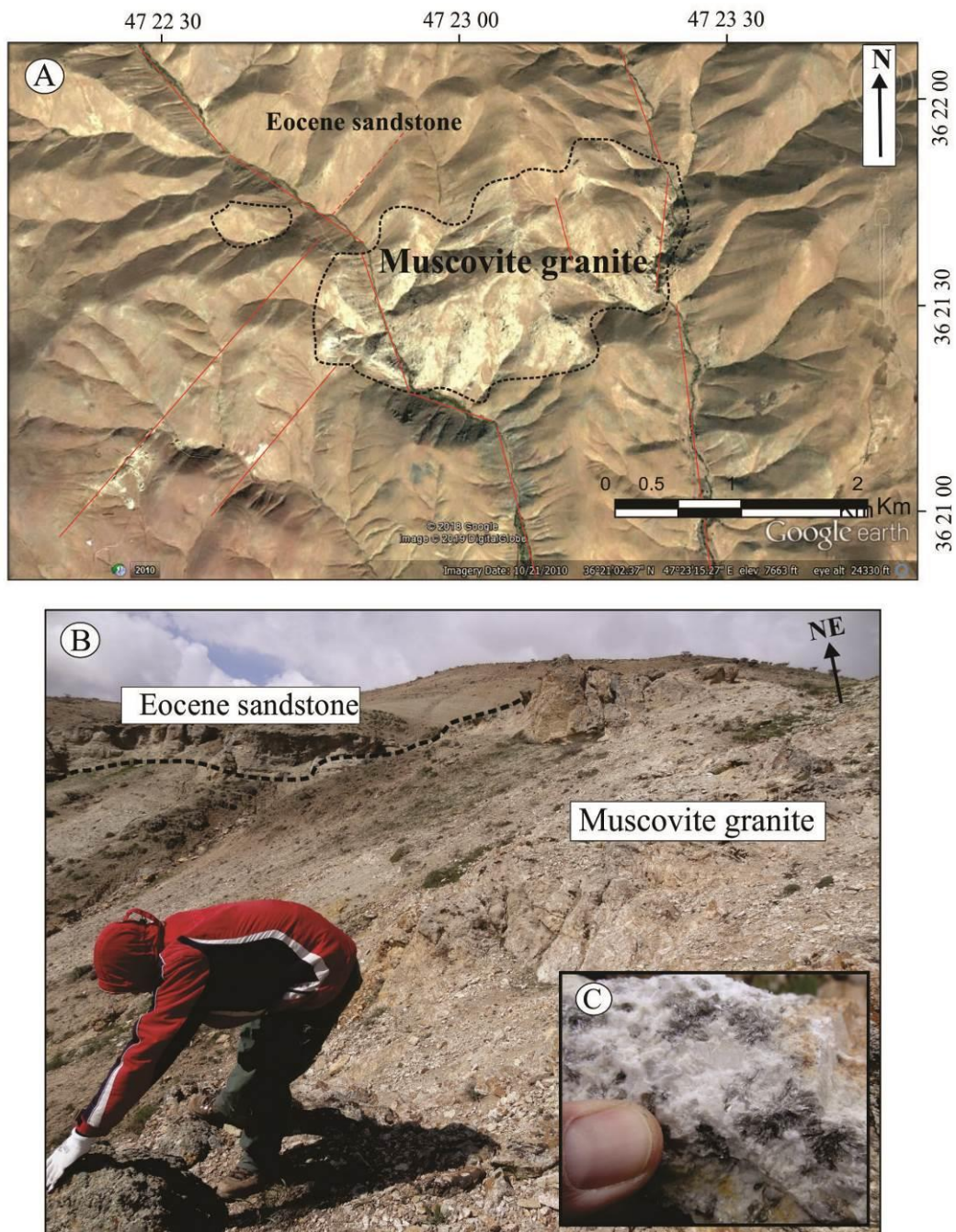
جدول ۴- داده‌های تجزیه ریزکالوکترونی (برپایه درصدوزنی) برای ۱۶ نمونه گارنت در ۴ نمونه سنگی توده نفوذی آی قلعه‌سی به همراه مقدار کاتیونی عنصرها برپایه ۱۲ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آنها

Sample No	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16
SiO ₂	۳۶.۱۶	۳۵.۳۹	۳۵.۴	۳۵.۱۸	۳۶.۱۴	۳۶.۴۱	۳۶.۱	۳۶.۳۱	۳۵.۷	۳۶.۲۳	۳۶.۱۳	۳۵.۶۶	۳۶.۱۱	۳۵.۱۴	۳۶.۲۳	۳۵.۷۶
TiO ₂	۰.۰۸	۰.۱۳	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۱۳	۰.۳۹	۰.۰۷	۰.۳۱	۰.۰۹	۰.۱۵	۰.۰۹	۰.۳۰	۰.۱۸	۰.۲۰	۰.۱۰	۰.۲۰
Al ₂ O ₃	۲۰.۲۳	۲۰.۴۷	۲۰.۵۲	۲۱.۲	۲۱.۲۴	۲۰.۹۱	۲۱.۱۵	۲۰.۹۷	۲۱.۴۶	۲۰.۳	۲۰.۱۱	۲۰.۹۳	۲۱.۳۱	۲۰.۱۸	۲۰.۲۱	۲۱.۰۳
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰
FeO	۱۶.۹۷	۱۹.۳۹	۲۱.۱۸	۱۸.۸۷	۲۰.۸۹	۲۱.۰۴	۲۲.۴۱	۲۰.۶۶	۱۹.۴	۲۰.۱	۱۹.۶۹	۱۹.۲۱	۲۰.۱	۲۱.۱۱	۲۰.۳	۲۱.۱
MnO	۲۵.۵۷	۲۲.۸۴	۲۰.۸۴	۲۲.۰۶	۲۰.۴۸	۱۹.۲۳	۱۹.۳۴	۲۰.۶۱	۲۱.۱	۲۲.۰۱	۲۲.۳	۲۱.۷۱	۲۱.۲	۲۲.۱	۲۱.۵	۱۹.۸۶
MgO	۰.۲۶	۰.۳۵	۰.۴۵	۰.۳۵	۰.۳۷	۰.۴۵	۰.۴	۰.۲۸	۰.۳	۰.۲۳	۰.۳	۰.۲۲	۰.۳۲	۰.۴۱	۰.۴۳	۰.۴۸
CaO	۱.۵۳	۱.۳۹	۱.۴۸	۱.۴۳	۱.۲۷	۱.۲۷	۱.۱۲	۱.۲۶	۱.۵۱	۱.۳۲	۱.۴	۱.۲۲	۱.۴۷	۱.۴۱	۱.۵۶	۱.۳۶
Total	۱۰۰.۸	۹۹.۹۶	۱۰۰.۰۴	۹۹.۳	۱۰۰.۵۳	۹۹.۷	۱۰۰.۵۹	۱۰۰.۴۱	۹۹.۵۶	۱۰۰.۳۴	۱۰۰.۰۳	۹۹.۲۵	۱۰۰.۷	۱۰۰.۵۷	۱۰۰.۳۴	۹۹.۷۹
Si	۲.۹۵	۲.۹۱	۲.۹۱	۲.۹۱	۲.۹۵	۲.۹۹	۲.۹۵	۲.۹۷	۲.۹۴	۲.۹۷	۲.۹۷	۲.۹۵	۲.۹۴	۲.۸۸	۲.۹۷	۲.۹۴
Ti	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Al	۱.۹۵	۱.۹۹	۱.۹۹	۲.۰۶	۲.۰۴	۲.۰۳	۲.۰۳	۲.۰۲	۲.۰۸	۱.۹۶	۱.۹۵	۲.۰۴	۲.۰۵	۱.۹۵	۱.۹۵	۲.۰۴
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ³⁺	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۰	۰.۰۴	-0.06	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۲۶	۰.۱۰	۰.۰۶
Fe ²⁺	۱.۰۲	۱.۱۶	۱.۲۸	۱.۲۰	۱.۳۹	۱.۵۱	۱.۴۷	۱.۴۲	۱.۳۰	۱.۳۱	۱.۲۶	۱.۳۱	۱.۳۲	۱.۱۸	۱.۲۹	۱.۳۹
Mn	۱.۷۷	۱.۵۹	۱.۴۵	۱.۵۴	۱.۴۲	۱.۳۴	۱.۳۴	۱.۴۳	۱.۴۷	۱.۵۳	۱.۵۵	۱.۵۲	۱.۴۶	۱.۵۳	۱.۴۹	۱.۳۸
Mg	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۶
Ca	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۲
Total	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰
A	۰.۴۸	۰.۴۵	۰.۴۳	۰.۴۵	۰.۴۲	۰.۳۹	۰.۴۰	۰.۴۱	۰.۴۴	۰.۴۲	۰.۴۳	۰.۴۳	۰.۴۳	۰.۴۴	۰.۴۲	۰.۴۱
F	۰.۵۰	۰.۵۳	۰.۵۵	۰.۵۳	۰.۵۷	۰.۵۹	۰.۵۸	۰.۵۸	۰.۵۵	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۵	۰.۵۴	۰.۵۶	۰.۵۶
M	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Almandine	۳۴.۶۱	۳۹.۸۲	۴۲.۹۵	۴۱.۲۹	۴۶.۸۵	۵۰.۰۹	۴۹.۷۲	۴۷.۳۹	۴۴.۲۶	۴۳.۸۷	۴۲.۴۴	۴۴.۲۰	۴۴.۸۰	۴۰.۹۵	۴۳.۴۷	۴۷.۱۱
Spessartine	۵۹.۸۰	۵۴.۵۱	۴۹.۶۹	۵۲.۹۰	۴۷.۸۷	۴۴.۳۸	۴۵.۳۱	۴۷.۷۷	۴۹.۹۷	۵۱.۳۰	۵۲.۱۸	۵۱.۲۴	۴۹.۵۴	۵۳.۰۴	۵۰.۱۶	۴۶.۸۴
Pyrope	۱.۰۷	۱.۴۷	۱.۸۹	۱.۴۸	۱.۵۲	۱.۸۳	۱.۶۵	۱.۱۴	۱.۲۵	۰.۹۴	۱.۲۴	۰.۹۱	۱.۳۲	۱.۷۳	۱.۷۷	۱.۹۹
Grossular	۴.۲۳	۳.۸۶	۴.۱۱	۴.۱۴	۳.۶۸	۳.۸۳	۳.۲۲	۳.۷۰	۴.۴۵	۳.۷۶	۳.۹۶	۳.۶۱	۴.۲۵	۳.۷۷	۴.۳۸	۳.۹۴

Andradite	۰.۲۹	۰.۳۳	۰.۳۶	۰.۲۰	۰.۰۷	-0.12	۰.۱۰	-0.01	۰.۰۷	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۰۳	۰.۱۰	۰.۵۱	۰.۲۲	۰.۱۲
Uvarovite	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰

سنگ‌نگاری

از دیدگاه سنگ‌شناسی، توده گرانیتی
 آی‌قلعه‌سی ترکیب کمابیش یکنواختی دارد و در
 نمونه دستی و سطح شکست تازه، به رنگ سفید و
 درشت بلور دیده می‌شود (شکل ۳). در پی نفوذ
 این توده در ماسه‌سنگ‌های ائوسن و پیدایش هاله
 پختگی و دگرسانی باریک در این سنگ‌ها، سن آن
 پس از ائوسن دانسته می‌شود.



شکل ۳- (A) موقعیت توده نفوذی بررسی‌شده روی تصویر ماهواره‌ای، (B) همبری توده گرانیتی با ماسه‌سنگ‌های ائوسن، (C) نمونه مسکوویت‌گرانیت در نمونه دستی

درشت بلور و با خاموشی موجی، نزدیک به ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی کانی‌های سازنده این سنگ‌ها را دربر می‌گیرند. مقدار پتاسیم‌فلدسپار نزدیک به ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی است و میزان پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها نزدیک به ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی

در نمونه دستی، کانی‌های کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و مسکوویت را می‌توان شناسایی کرد. در مقطع‌های میکروسکوپی، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. کوارتزها در اندازه ریز تا

پلاژیوکلاز در آنها به خوبی شناسایی می‌شوند. این سنگ‌ها بیشتر در جنوب‌باختری توده گرانیتی بررسی شده رخنمون دارند و گسترش سطحی کمی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها همانند مسکوویت گرانیت‌ها، در مقطع‌های میکروسکوپی عموماً بافت گرانولار و پگماتیتهای دارند. بافت‌های درهم‌رشدی پرتیتی و گرافیکی از دیگر بافت‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بافت گرافیکی بیشتر نشان‌دهنده تبلور همزمان و سریع کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار از یک مایع فروتافته در ژرفای کم تبلور توده دانسته می‌شود (Clarke, 1992).

بافت پرتیتی که بیشتر در درشت بلورهای پتاسیم‌فلدسپار دیده می‌شود، اصولاً بافتی جدایشی است که در شرایط جامد و با کاهش دما به زیر منحنی انجماد این کانی پدید می‌آید. در هنگام سردشدن بعدی سنگ، فلدسپارهای آن، به‌صورت هم‌رشدی تیغه‌ای شکل (پرتیت) در می‌آیند که از تیغه‌های جداگانه سرشار از پتاسیم و سرشار از سدیم ساخته شده است. این فرایند که تبلور هیپرسالووس نامیده می‌شود، ویژگی سنگ‌زایی مهمی است که فشار کل یا فشار آب کمابیش کم (یعنی ژرفای کم نفوذ) هنگام تبلور این ماگماها را نشان می‌دهد (Blatt *et al.*, 2006).

کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. مقدار کوارتز نزدیک به ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی و مقدار پتاسیم‌فلدسپار نزدیک به ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی است. این کانی‌ها درشت بلور و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه‌های درشت بلور است و بیشتر ماکل پلی‌سنتتیک نشان می‌دهد. این کانی نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی کانی‌های این سنگ‌ها را دربر می‌گیرد (شکل ۴). کانی دیگری که در این سنگ‌ها دیده می‌شود مسکوویت

می‌رسد. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه‌های متوسط بلور هستند و بیشتر آنها ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند (شکل ۴). پتاسیم‌فلدسپارها به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، با اندازه‌های متوسط هستند و نشانه‌هایی از تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی در آنها دیده می‌شود. برخی پتاسیم‌فلدسپارها میانبار آپاتیت دارند و برخی نیز بلورهای مسکوویت را به‌صورت بافت پویی کلنیتیک دربر گرفته‌اند. مسکوویت به میزان نزدیک به ۵ درصد حجمی، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با رخ یک‌جهتی دیده می‌شود.

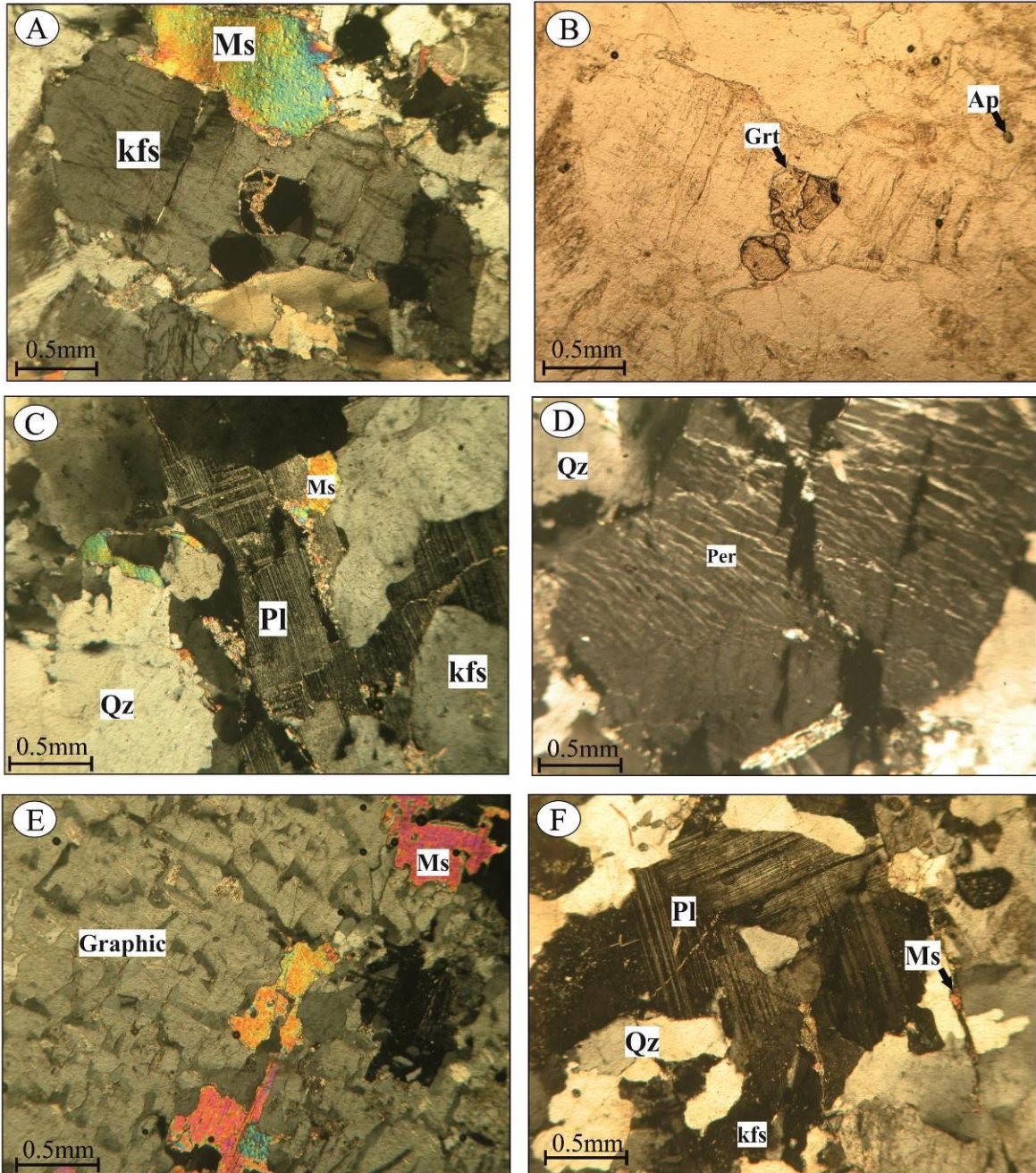
بلورهای شکل‌دار و ریز آپاتیت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند که به‌صورت میانبار در پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپارها دیده می‌شوند و نشان‌دهنده بالابودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده این سنگ‌ها هستند. همچنین، کانی‌های رسی، سریسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. همچنین، گارنت کانی دیگری است که در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. این کانی به میزان کمتر از ۵ درصد حجمی و به‌صورت بلورهای شکل‌دار شش‌گوش، ایزوتروپ و بی‌رنگ در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴).

بافت اصلی در این سنگ‌ها گرانولار و پگماتیتهای درهم‌رشدی‌های میرمکیتی، پرتیتی و گرافیکی از دیگر بافت‌های این توده نفوذی به‌شمار می‌روند (شکل ۴). به باور Vernon (۲۰۱۸)، بافت میرمکیتی از درهم‌رشدی قطره‌های گرمی شکل بسیار ریزدانه کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک ساخته شده است و گمان می‌رود اساساً در اثر واکنش‌های حالت جامد همراه با دگرریختی پدید می‌آید.

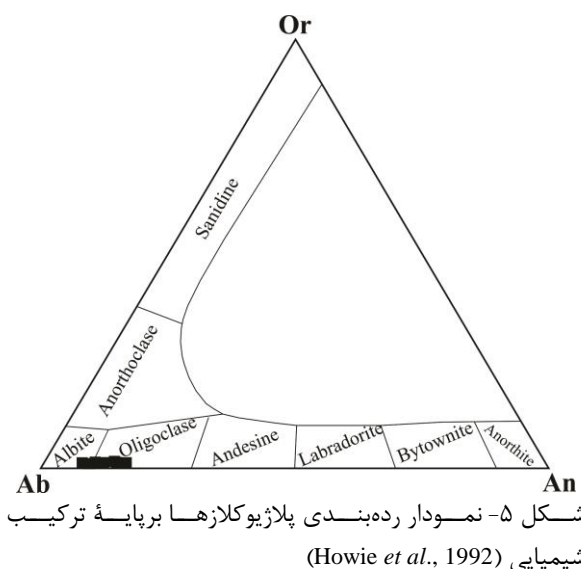
پگماتیت گرانیت‌ها در نمونه دست‌ی به رنگ سفید هستند و کانی‌های کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و

کانی کدر این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود. همچنین، کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت و کانی کدر (مگنتیت) از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند.

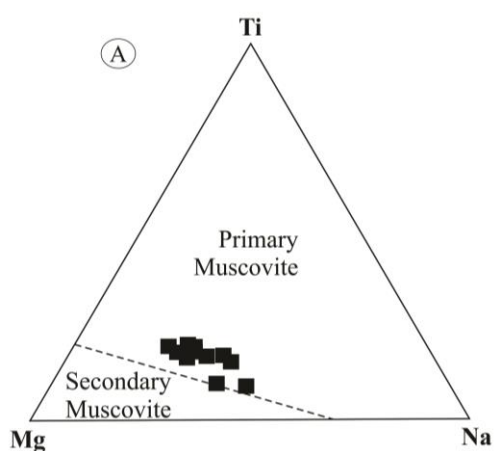
است. این کانی به میزان نزدیک به ۵ درصد حجمی است. همچنین، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار است و در اندازه‌های ریز تا درشت بلور دیده می‌شود. مگنتیت



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از مسکوویت‌گرانیت‌ها. A، B) بلورهای گارنت، آپاتیت، مسکوویت و کوارتز با خاموشی موجی، دگرسانی پتاسیم‌فلدسپار به کانی رسی در مسکوویت‌گرانیت (A: تصویر XPL؛ B: تصویر PPL؛ C) بافت پگماتی (تصویر XPL)؛ D) بافت پرتیت (تصویر XPL)؛ E) بافت گرافیکی (تصویر XPL)؛ F) حضور بلور پلاژیوکلاز زونه در کنار کوارتزهای با خاموشی موجی (تصویر XPL) (نام اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010): Grt: Garnet؛ Pl: Plagioclase؛ Kfs: potassium feldspar؛ Ms: muscovite؛ Qz: quartz)



درشت بلورهای شکل‌دار مسکوویت برای انجام بررسی‌های تجزیه نقطه‌ای برگزیده شدند. داده‌های به‌دست‌آمده از این تجزیه به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده آنها در جدول ۳ آورده شده‌اند. برای پی‌بردن به نوع میکای سفید، از نمودار سه‌تایی پیشنهادی Feenstra (۱۹۹۶) بهره گرفته شده است (شکل ۶- A). همان‌گونه که در شکل ۶- A دیده می‌شود میکاها به قطب پتاسیم‌دار گرایش دارند و در حقیقت، از نوع مسکوویت هستند.

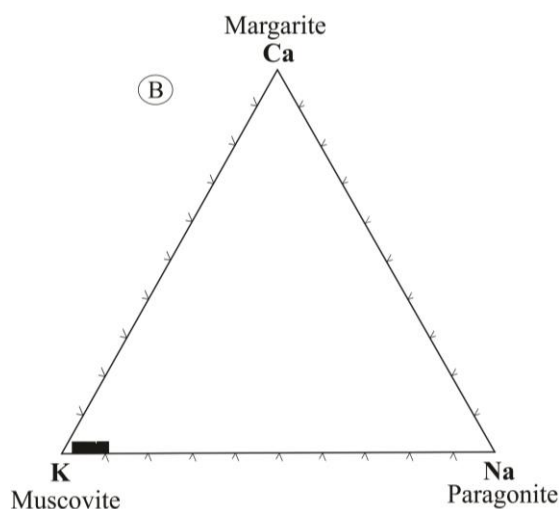


شکل ۶- A) موقعیت ترکیب شیمیایی میکاهای بررسی‌شده در نمودار پیشنهادی Feenstra (۱۹۹۶)؛ B) موقعیت میکاهای بررسی‌شده در نمودار پیشنهادی Miller و همکاران (۱۹۸۱)

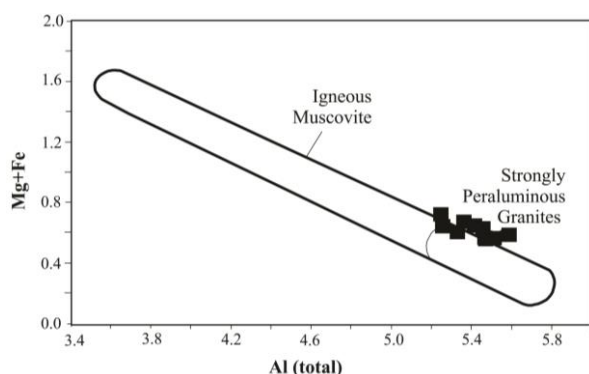
شیمی کانی‌ها

۱- فلدسپارها: فرمول ساختاری پلاژیوکلاز برپایه ۵ کاتیون و ۸ اتم اکسیژن به‌دست آورده شده است. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی و ترکیب ساختاری آنها در جدول ۲ آورده شده‌اند. فلدسپارهای گوناگون را برپایه سازنده‌های پایانی مهم Or، Ab و An شناسایی می‌کنند (Howie et al., 1992). در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or، داده‌های مربوط به پلاژیوکلاز آورده شده‌اند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در مسکوویت‌گرانیته‌های بررسی‌شده از نوع آلبیت و الیگوکلاز است (شکل ۵).

۲- مسکوویت: مسکوویت از کانی‌های مهم در ترکیب سنگ‌های گرانیته‌ای آیفیله‌سی است. این کانی به‌صورت ریز تا درشت بلور دیده می‌شود. در برخی مقطع‌های میکروسکوپی، نشانه‌هایی از خردشدگی در برخی از بلورهای مسکوویت دیده می‌شود که چه‌بسا مربوط به نمونه‌های نزدیک به پهنه‌های گسله است. این کانی به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار است و در نمونه دستی به رنگ سفید-خاکستری دیده می‌شود. گاه بلورهای ریز مسکوویت را درشت بلورهای پتاسیم‌فلدسپار دربر گرفته‌اند.



مقاله پژوهشی



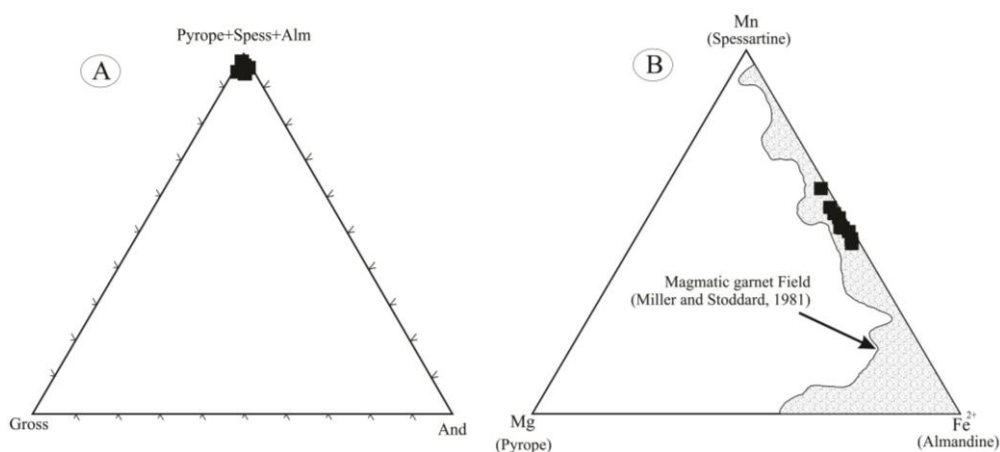
شکل ۷- موقعیت ترکیب شیمیایی میکاهای بررسی شده در نمودار Zane و Rizzo (۱۹۹۹)

۳- گارنت: در بررسی های صحرایی و نمونه دستی، گارنت به صورت کانی ریزدانه در گرانیت آی قلعه سی دیده می شود. در مقطع های میکروسکوپی در نور عادی، گارنت ها به صورت قهوه ای کم رنگ با برجستگی بالا، شکل دار و بدون واکنش با کانی های مجاور (مسکوویت، کوارتز، پتاسیم فلدسپار) دیده می شوند (شکل ۴). بر پایه نمودار سه تایی گراسولار- آندرادیت- پیرالسپیت، گارنت های بررسی شده در قطب پیرالسپیت جای می گیرند همچنین، در نمودار سه تایی پیروپ- آلمانین- اسپسارتین، گارنت ها در رده اسپسارتین- آلمانین با فزونی اسپسارتین جای دارند (شکل ۸). داده های به دست آمده از ریزکاو الکترونی گارنت در جدول ۴ آورده شده اند.

مسکوویت در سنگ های گرانیتی به دو صورت نخستین و ثانویه دیده می شود. مسکوویت های نخستین آنهایی هستند که به صورت مستقیم از ماگمای گرانیتی متبلور می شوند؛ اما مسکوویت های ثانویه از تجزیه و تبدیل شدن کانی های دیگر در هنگام فرایند گرمایی در شرایط ساب سالدوس پدید می آیند (Miller et al., ۱۹۸۱). در شکل ۶-B، مسکوویت های منطقه بررسی شده در نمودار پیشنهادی Miller و همکاران (۱۹۸۱) نشان داده شده اند. همان گونه که در این شکل دیده می شود همه مسکوویت های بررسی شده در محدوده مسکوویت های نخستین جای گرفته اند. در گرانیت ها، مسکوویت های نخستین که نمونه ای از کانی های آلومینیم دار هستند نشانه ای از گرانیت های پر آلومینوس مسکوویت دار (MPG) به شمار می روند (Clarke, 1981).

میزان Al_2O_3 در مسکوویت های بررسی شده برابر با ۳۲ تا ۳۶ درصدوزنی است، میزان FeO برابر با ۴ تا ۵ درصدوزنی و میزان MgO برابر با ۰/۵ تا ۰/۶ درصدوزنی است. از دیدگاه ترکیب شیمیایی، این گروه از گرانیت ها سرشار از آلومینیم و فقیر از آهن و منیزیم هستند (Zane and Rizzo, 1999) و این ویژگی در حقیقت، تاییدی بر ویژگی پر آلومینوس بودن آنهاست (شکل ۷).

مقاله پژوهشی



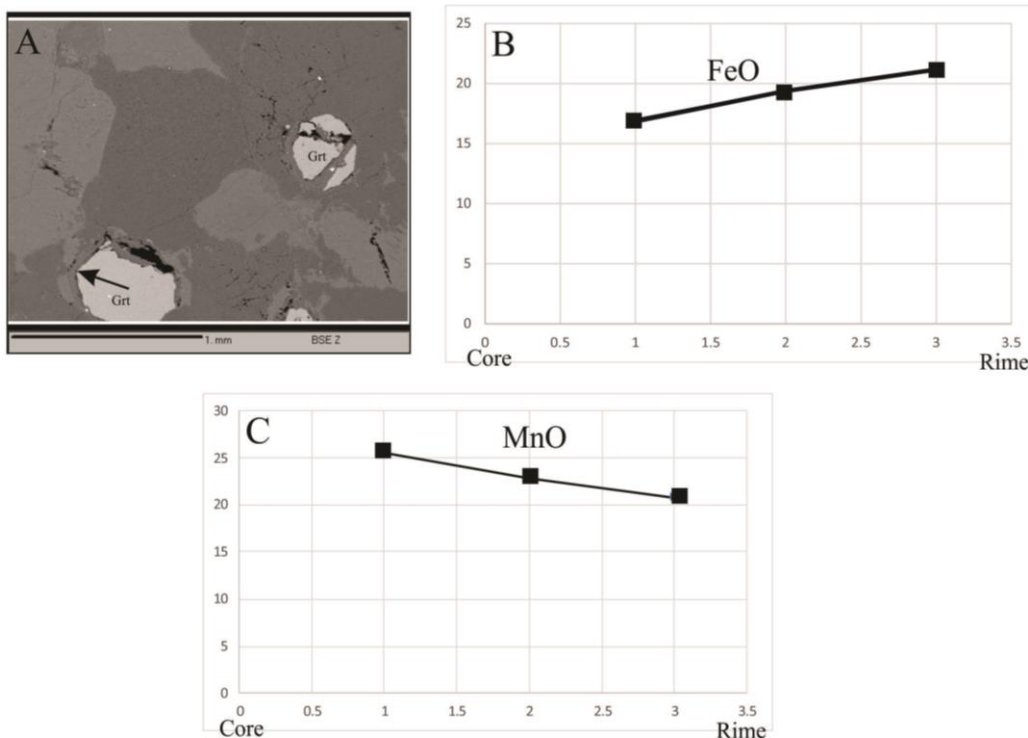
شکل ۸- ترکیب گارنت‌های درون توده گرانیتی آی‌قلعه‌سی در: (A) نمودار سه‌تایی آندرادیت - گراسولار - پیرالسیپیت (Kretz, ۱۹۸۳); (B) نمودار اسپسارتین-آلماندین-پیروپ (Dahlquist *et al.*, 2007)

ویژگی مکنده قوی گارنت برای عنصر Mn توجیه می‌شود. از این رو، مرکز گارنت نسبت به حاشیه آن از Mn غنی‌تر است.

گارنت‌های با خاستگاه گوشته‌ای ویژگی‌های سنگ‌زایی خاصی دارند؛ زیرا ترکیب آنها بسته به نوع ماگما و فشار و دمای که ماگما در آن متبلور می‌شود، تغییر می‌کند. CaO بیشتر از ۵ درصدوزنی و MnO کمتر از ۲ درصدوزنی از ویژگی‌های گارنت با خاستگاه آذرین و ویژه ماگماهای I-type است (Green, 1976, 1977). برپایه مقایسه میزان عنصرهای سازنده گارنت‌های توده گرانیتی آی‌قلعه‌سی با یافته‌های Green (۱۹۷۶، ۱۹۷۷)، خاستگاه گارنت‌های توده نفوذی آی‌قلعه‌سی گوشته‌ای نیست؛ زیرا این گارنت‌ها میزان بالای MnO (بیشتر از ۲۰ درصدوزنی) و میزان کم CaO (کمتر از ۲ درصدوزنی) دارند.

برای بررسی بود یا نبود منطقه‌بندی در گارنت‌های بررسی‌شده، یک نمونه گارنت از مرکز به حاشیه تجزیه نقطه‌ای شده است. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه گارنت نشان‌دهنده تغییرات در میزان Mn و Fe و در پی آن، منطقه‌بندی شیمیایی هستند. روند تغییرات در میزان Fe از مرکز به حاشیه افزایشی است (شکل ۹). تغییرات در میزان Mn وارونه است؛ یعنی از مرکز به حاشیه روند کاهش نشان می‌دهد. این روندها آشکارا نشانه رخداد منطقه‌بندی شیمیایی در گارنت‌های توده نفوذی بررسی‌شده هستند.

تمرکز Mn در هسته گارنت (۲۵/۵۷ a.p.f.u.) به این صورت تفسیر می‌شود که Mn در ساختار گارنت عنصر بسیار سازگاری بوده است؛ به‌گونه‌ای که در نخستین مراحل تبلور گارنت، همه Mn در ساختار گارنت متمرکز می‌شود و محیط از Mn تهی می‌شود و یا به باور London (۲۰۰۸)، با

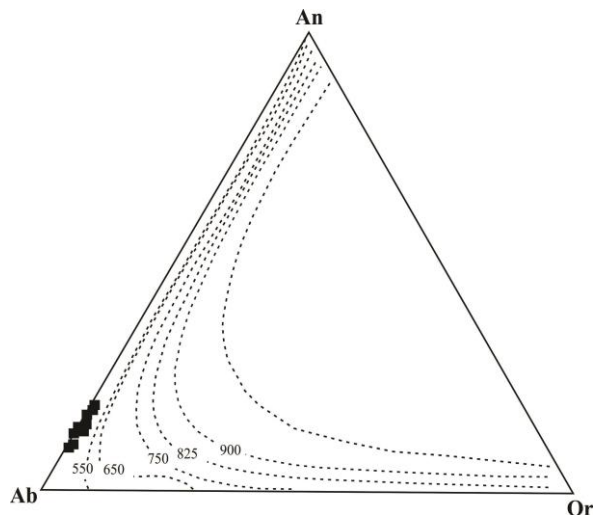


شکل ۹- تصویر BSE ریزکوالکترونی از کانی گارنت در توده گرانیتی آی‌قلعه‌سی که از مرکز به حاشیه تجزیه شده است

دماسنجی و فشارسنجی

۱- دمای حاکم بر تبلور پتاسیم فلدسپار در توده گرانیتی آی قلع‌سی:

چنانچه در شکل ۱۰ دیده می‌شود، نمودار سه‌تایی Ab-Or-An نشان‌دهنده دمای نزدیک به ۵۵۰ درجه سانتیگراد برای توده گرانیتی آی قلع‌سی است. کم‌بودن دمای به دست آمده شاید پیامد تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در هنگام تبلور بوده است (Anderson, 1996). دمای به دست آمده به این روش نشان‌دهنده تعادل دوباره فلدسپارها زیر دمای ساب‌سالیدوس است.



شکل ۱۰- نمودار سیستم Ab-Or-An برای به دست آوردن دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار در توده گرانیتی آی قلع‌سی بر پایه درجه سانتیگراد برای محدوده فشار یک کیلو بار (Anderson, 1996)

همان‌گونه که در بخش سنگ‌شناسی گفته شد، بافت‌های گرافیک و پرتیت در این توده نفوذی نشان‌دهنده فشار کل یا فشار آب کمابیش کم (یعنی ژرفای کم نفوذ) هنگام تبلور این توده است. دو دلیل برای برای پیدایش درهم‌رشدی‌های کانیایی به جای کانی‌های جدا از هم وجود دارد که شامل نرخ هسته‌بندی کم

دست‌کم یکی از کانی‌ها و نرخ انتشار کم در مقایسه با نرخ رشد است (Vernon, 2018). میرمکیت در دمای ۵۰۰-۴۵۰ درجه سانتیگراد (Tribe and D'Lemos, 1996) و ۶۷۰-۵۰۰ درجه سانتیگراد پدید می‌آید (Wirth and Voll, ۱۹۸۷).

۲- فشار حاکم بر تبلور گارنت در توده نفوذی آی قلع‌سی:

به باور Yuan و همکاران (۲۰۰۹) و نیز Green (۱۹۷۷)، گارنت‌هایی که در فشار کمابیش بالا پدید می‌آیند نسبت به آنهایی که در محیط‌های سطحی‌تر پدید می‌آیند، از Ca سرشار و از Mn فقیر هستند و در واقع در شرایط ژرفای بیشتری پدید می‌آیند. از این‌رو، گارنت سرشار از Mn ($MnO > 4wt\%$) از اندازه‌های سیلیسی و در فشار ≥ 5 کیلو بار متبلور می‌شود. در گارنت‌های بررسی شده درصدوزنی CaO برابر با ۱/۱ تا ۱/۵ (میانگین ۱/۳۷) و درصدوزنی MnO برابر با ۱۹/۲ تا ۲۵/۵ (میانگین ۲۱/۴) است. این نکته نشان‌دهنده پیدایش گارنت‌های بررسی شده در ژرفا و فشار کم (کمتر از ۵ کیلو بار) است.

آزمایش‌های انجام شده روی سنگ‌های آتشفشانی مانند آندزیت، داسیت و ریوداسیت (Green, 1992, Green and Ringwood, ۱۹۶۸) نشان می‌دهند گارنت‌ها در ماگما‌های با فشار ۵ تا ۷ کیلو بار ناپایدار می‌شوند. نتایج مشابهی نیز از ذوب‌گری‌وک، پلیت و گنایس تونالیتی به دست آمد (Skjerlie and Johnston, ۱۹۹۳; Vielzeuf and Montel, 1994; Patino Douce, 1999). در حقیقت، گارنت اولیه با میزان CaO بالا، MnO کم و همراه با پلاژیوکلاز

کمتر از ۴۷۰ درجه سانتیگراد است.

۴- داماسنجی با به‌کارگیری روش گارنت-مسکوویت:

برای بررسی شرایط دمایی پیدایش گرانیت‌های بررسی‌شده، روش داماسنجی گارنت-مسکوویت به‌کار برده شد. اساس این زمین‌دماسنج برپایه تبادل Fe-Mg میان دو کانی مسکوویت و گارنت است. در روش Green و Hellman (۱۹۸۲)، دو کالیبراسیون متفاوت برای سنگ‌های بازیگ و سنگ‌های با ترکیب پلیتی پیش‌نهاد شده‌اند. همچنین، در کالیبراسیون مربوط به سنگ‌های پلیتی که در اینجا به‌کار رفته است، اگر $Mg_{Ms} \# > 0.6$ باشد، نشان‌دهنده Ca بالای سیستم است. میزان $Mg \#$ مسکوویت‌های گرانیت‌های بررسی‌شده برابر با ۰/۱۱ است. دماهای به‌دست‌آمده در جدول ۵ آورده شده‌اند. بر این پایه، میانگین دمای پیدایش این سنگ‌ها در بازه فشار ۱ تا ۵ کیلوبار، نزدیک به ۵۹۰ تا ۶۱۰ درجه سانتیگراد است. این دماها منطقی هستند و با منحنی ذوب گرانیت‌ها و منحنی پایداری مسکوویت همخوانی دارند.

جدول ۵- داماسنجی گرانیت‌های آی‌قلعه‌سی با به‌کارگیری کالیبراسیون زمین‌دماسنج مسکوویت-گارنت

Pressure (kb):	۱	۲	۳	۴	۵
Green and Hellman (1982)	۵۸۹.۸۶	۵۹۵.۲۹	۶۰۰.۷۳	۶۰۶.۱۶	۶۱۱.۶۰

زمین‌شیمی سنگ کل

داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و فرعی، عنصرهای کمیاب و عنصرهای خاکی نادر توده گرانیتی آی‌قلعه‌سی در جدول ۱ آورده

سرشار از کلسیم، در فشار بالا (۷ تا ۱۲ کیلوبار)، دمای بالا (۸۰۰ تا ۹۴۰ درجه سانتیگراد) و همراه با هورنبلند و بیوتیت دیده می‌شود (Samadi, 2009). با توجه به اینکه گارنت‌های توده نفوذی بررسی‌شده میزان CaO پایین و MnO بالایی دارند و به‌همراه پلاژیوکلاز سدیم‌دار دیده می‌شوند، فشار پیدایش این توده کمتر از ۷ کیلوبار و دمای آن را کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد دانسته می‌شود.

۳- دمای حاکم بر تبلور گارنت در توده نفوذی آی‌قلعه‌سی:

گارنت‌های آذرین اولیه مفاهیم خاستگاهی متفاوتی دارند؛ زیرا ترکیب آنها وابسته به نوع ماگما و فشار و دمایی است که در آنها متبلور شده‌اند (Green, 1992, 1977). به باور Green و Ringwood (۱۹۶۸)، آلماندینی که در دمای گدازه سنگ‌های آندزیتی یا داسیتی دیده می‌شود، پیامد ذوب‌بخشی رسوب‌های پلیتی در فشار بیشتر از ۹ کیلوبار (در ژرفای بیشتر از ۲۵ کیلومتری) است؛ اما اسپسارتین با درصد مولی کمتر از ۱۰٪ نشان‌دهنده پیدایش گارنت در ژرفای بیشتر از ۱۸ کیلومتری است (Green, ۱۹۷۷, ۱۹۶۸). این بررسی‌های تجربی وابستگی میان شرایط T-P بالا (سرشار از آلماندین) و شرایط T-P کم (سرشار از اسپسارتین) در گارنت‌های درون سنگ‌های گرانیتی را به‌خوبی نشان می‌دهد.

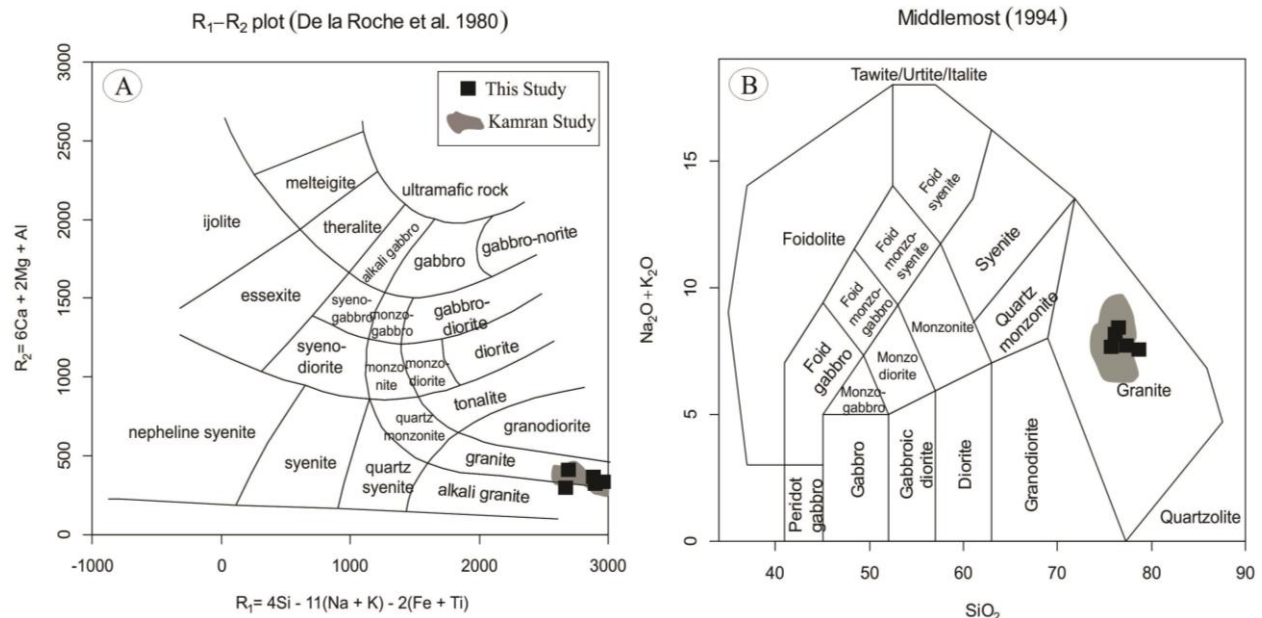
به گفته Spear و Cheney (۱۹۸۹)، گارنت‌های با نسبت $XMn = [Mn / (Mn + Fe + Mg)]$ برابر با ۰/۱ تا دمای ۴۷۰ درجه سانتیگراد پدید نمی‌آیند. این نسبت در گارنت‌های بررسی‌شده برابر با ۰/۴ تا ۰/۶ است و نشان‌دهنده پیدایش این گارنت‌ها در دمایی

(شکل ۱۱ - B).

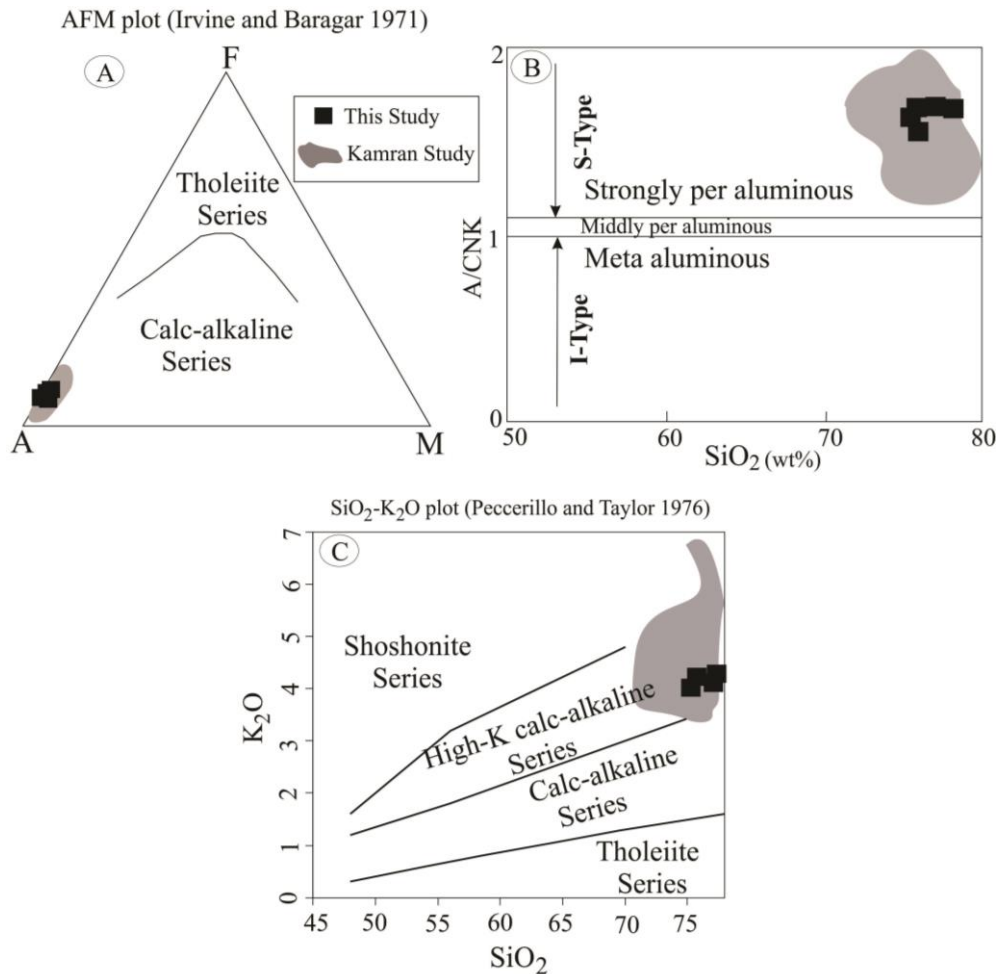
همچنین، در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)، سنگ‌های نفوذی آی‌قلعه‌سی در محدوده کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۱۲ - A). شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم نمونه‌های بررسی‌شده برابر با ۱/۵ تا ۱/۷ است. شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم برای گرانیت‌های نوع S از ۱/۱ بیشتر و برای گرانیت‌های نوع I از ۱/۱ کمتر است (Chappell and White, 1992; Chappell and White, 2001). از این‌رو، برپایه این معیار و همچنین، مقدار کروندوم نرماتیو (۱/۷ تا ۳ درصدوزنی)، توده گرانیتی آی‌قلعه‌سی از نوع پراآلمینوس و S-type است (شکل ۱۲ - B). در نمودار شناسایی سری ماگمایی برپایه SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا جای می‌گیرند (شکل ۱۲ - C).

شده‌اند. میزان SiO_2 در این توده بالا (۷۵ تا ۷۸ درصدوزنی) و میزان CaO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و MgO کم است. میزان اندک Fe_2O_3 ، MnO و CaO ، TiO_2 ، MgO نشان‌دهنده میزان کم کانی‌های مافیک و نقش اندک آنها در فرایند جدایش است. دامنه Al_2O_3 از ۱۲/۹ تا ۱۴/۴۳ درصدوزنی و مجموع عنصرهای آلکان از ۷/۴ تا ۸/۲ درصدوزنی در نوسان است.

برای نام‌گذاری سنگ‌های یادشده از نمودارهای پیشنهادی پژوهشگران مختلف بهره گرفته شد. برپایه مقادیر کاتیونی عنصرها، از پارامترهای R_1 و R_2 (De La Roche *et al.*, ۱۹۸۰)، سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده گرانیت و آلکالی‌گرانیت جای می‌گیرند (شکل ۱۱ - A). در نمودار SiO_2 در برابر (Na_2O+K_2O) (Middlemost, 1994)، سنگ‌های توده نفوذی آی‌قلعه‌سی در محدوده گرانیت جای می‌گیرند



شکل ۱۱ - نامگذاری سنگ‌های منطقه آی‌قلعه‌سی در: (A) نمودار R_1 در برابر R_2 (برگرفته از: De la Roche *et al.*, 1980)؛ (B) نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی (برگرفته از: Middlemost, 1994) (بخش خاکستری رنگ محدوده ترکیبی داده‌های Kamran و همکاران (۲۰۱۷) را نشان می‌دهد)



شکل ۱۲- جایگاه نمونه‌های توده گرانیتی آی قلع‌ه‌سی در: (A) نمودار AFM برای بررسی تیپ سنگ‌های نفوذی (برگرفته از: Irvine and Baragaer, 1971)؛ (B) نمودار شاخص آلومین سنگ‌ها (Chappell and White, 1992)؛ (C) نمودار SiO₂ در برابر K₂O (برگرفته از: Peccerillo and Taylor, 1976) (بخش خاکستری رنگ محدوده ترکیبی داده‌های Kamran و همکاران (۲۰۱۷) را نشان می‌دهد)

(Stern, 2004).

۱- نمودارهای عنکبوتی

از این رو، عنصرهای کمیاب سنگ‌های گرانیتی آی قلع‌ه‌سی به داده‌های گوشته اولیه، کندریت، ترکیب پوسته زیرین و نیز پوسته بالایی بهنجار شده‌اند.

در نگاه کلی، در میان چهار نمودار عنکبوتی رسم شده، نمونه‌های بررسی شده بیشترین غنی شدگی و تهی شدگی را در برابر ترکیب کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های A-۱۳ و ۱۳-

در بررسی‌های سنگ‌شناسی، آنچه به عنصرهای خاکی نادر (REE) اهمیت ویژه‌ای می‌بخشد، نتایجی است که از بررسی‌های گروهی آنها (به‌عنوان یک خانواده) به دست می‌آید. در هنگام رویداد فرایندهای ذوب و تبلور بخشی، همه عنصرهای یادشده در این نمودارها رفتار ناسازگار نشان می‌دهند و میزان آنها در هنگام جدایش بلورین ماگمایی، در مذاب بجامانده افزایش می‌یابد

آمده‌اند (Harris et al., 1993). در نمودار بهنجار شده به ترکیب پوسته بالایی (شکل ۱۳- C)، مقدار کم Sr نشان دهنده خاستگاه فقیر از پلاژیوکلاز است (Sylvester, 1998).

در نمودار بهنجار شده به ترکیب پوسته بالایی (شکل ۱۳- C)، غنی‌شدگی اندک Rb چه‌بسا پیامد فراوانی بسیار کانی‌های پتاسیم‌فلدسپار و مسکوویت است. تهی‌شدگی عنصرهای خاکی نادر (مانند: Ce, La, Nd, Hf, Sm و Tb) چه‌بسا در پی تبلور گارنت در توده بررسی‌شده روی داده است. همچنین، آنومالی منفی Ti نشانه تهی‌شدگی این عنصر در خاستگاه و یا پایداری فازهای دارای این عنصر در هنگام ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها در هنگام فرایند جدایش بلورین است (Wu et al., 2003).

آنومالی منفی باریم پیامد جان‌شینی باریم با پتاسیم در ارتوکلاز و مسکوویت و آنومالی منفی سفر پیامد پیدایش آپاتیت است؛ به‌گونه‌ای که با جدایش این کانی‌ها از مذاب این عنصرها آنومالی منفی نشان داده‌اند. اگر آنومالی منفی Eu همراه با آنومالی منفی Sr باشد، پیامد جدایش بلورهای پلاژیوکلاز است؛ اما اگر همراه با آنومالی منفی Ba باشد، در پی جدایش بلورهای پتاسیم‌فلدسپار روی داده است (Aydoğan et al., 2008). از این‌رو، در نمونه‌های بررسی‌شده جدایش بلورهای پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار به‌همراه هم، عامل مهمی در تحول ماگمایی به‌شمار می‌رود.

همان‌گونه که در شکل ۱۳- D دیده می‌شود، نمونه‌های بررسی‌شده از عنصرهای خاکی نادر سبک و سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. گمان می‌رود غنی‌شدگی در LREE چه‌بسا پیامد جدایش بلورهای زیرکن باشد (Rollinson, 1993). حضور ماگما در مراحل نخستین ذوب‌بخشی یا

نشان می‌دهند. نموداری که در آن نمونه‌ها نسبت به پوسته بالایی بهنجار شده‌اند (شکل ۱۳- C)، کمترین میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی را نشان می‌دهد و نشان‌دهنده نزدیکی ترکیب نمونه‌ها به ترکیب پوسته بالایی و خاستگاه مسکوویت‌گرانیت آبی‌قلعه‌سی است.

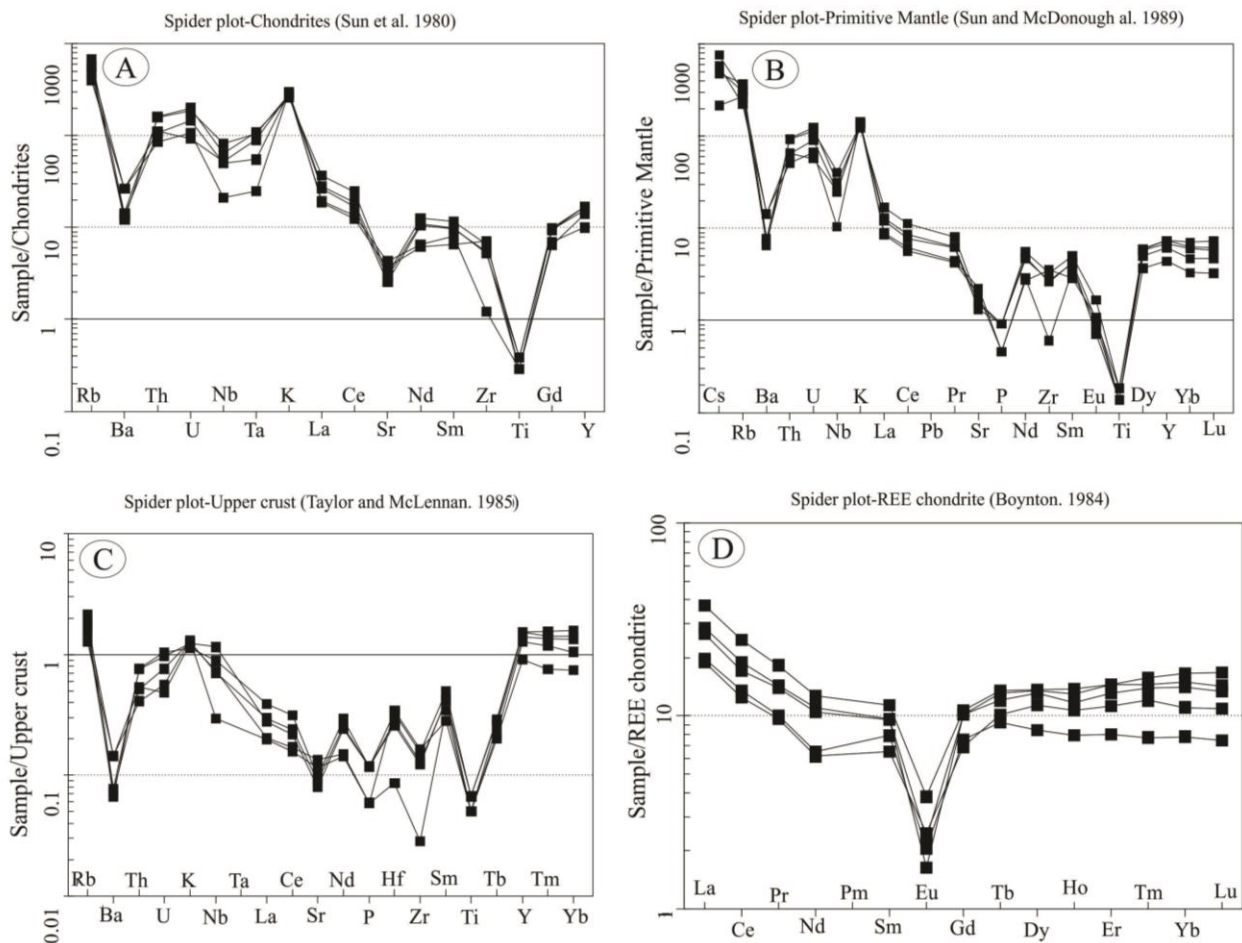
در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۱۳- A و ۱۳- B) غنی‌شدگی از عنصرهای ناسازگار گروه LILE (عنصرهای با شعاع یونی بالا و قدرت میدان کم) و تهی‌شدگی از HFSE (عنصرهای با قدرت میدان بالا) به خاستگاه پوسته‌ای ماگما نسبت داده می‌شود؛ زیرا پوسته قاره‌ای از HFSE تهی و از LILE سرشار است (Hooper et al., 1997). نسبت Th/Ta ابزار ارزشمند دیگری برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی و خاستگاه است؛ زیرا رفتار این دو عنصر در هنگام فرایندهای ذوب و تبلور همانند است (Joron and Treuil, 1977). نسبت‌های اندک Th/Ta (نزدیک به ۲/۱) نشان‌دهنده پهنه زمین‌ساختی کششی (مانند: ماگماتیسیم درون‌صفحه‌ای) هستند، اما نسبت‌های بالاتر نشان‌دهنده پهنه زمین‌ساختی مرزهای همگرا و پهنه‌های فرورانشی هستند. این نسبت در توده گرانیتی آبی‌قلعه‌سی برابر با ۳ تا ۸/۶ است و وابستگی این گرانیت با پهنه فرورانشی و برخوردی است. غنی‌شدگی بیشتر عنصرهای با شعاع یونی بالا و قدرت میدان کم یا LILE نسبت به عنصرهای با قدرت میدان بالا یا HFSE (مانند: P, Zr و Ti) و شیب منفی روندها از نشانه‌های سرشت کالک‌آلکان‌بودن ماگمای سازنده گرانیت‌های آبی‌قلعه‌سی است. این ویژگی‌ها پیامد ذوب‌بخشی از سنگ مادر رسوبی دگرگون‌شده است (Singh, 2013).

غنی‌شدگی از عنصرهای Rb, Th و U به‌همراه K در نمودار بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۱۳- A و ۱۳- B) نشان می‌دهد این سنگ‌ها از خاستگاه پوسته‌ای پدید

آنومالی Eu را نیز به یاد داشت.

توده گرانیتی بررسی‌شده مسکوویت و گارنت دارد. برپایه SiO_2 بالا (بیشتر از ۷۵ درصدوزنی)، نسبت بالای $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ، مقدار بالای Rb، نسبت مولار A/CNK بیشتر از ۱، کم‌بودن میزان Sr و ضریب رنگی کم نمونه‌ها، ماگمای سازنده این توده گرانیتی از مواد پوسته‌ای ریشه گرفته است (Chappell and White, 1992).

مراحل پایانی تبلوربخشی مشخص است. مقدار Eu (به‌ویژه در ماگمای گرانیتی) به‌طور اساسی به فلدسپارها بستگی دارد. در ماگمای گرانیتی Eu^{2+} با پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار سازگار است؛ به‌گونه‌ای که جدایش بلورهای آنها از مذاب گرانیتی یا برجای ماندن آنها در خاستگاه، آنومالی منفی Eu را پدید می‌آورد (Rollinson, 1993; Henderson, ۱۹۸۴). البته باید نقش فوگاسیته اکسیژن در



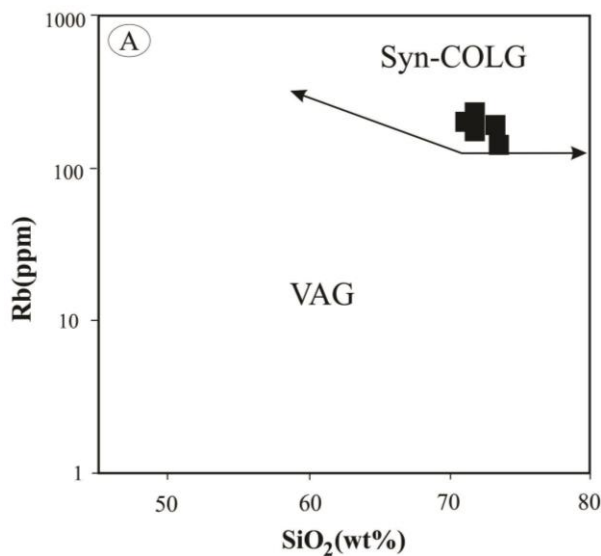
شکل ۱۳- نمودارهای عنکبوتی و میزان عنصرهای کمیاب در نمونه‌های توده گرانیتی آی‌قلعه‌سی، بهنجارشده به ترکیب: (A) میانگین پوسته (Sun *et al.*, 1980)؛ (B) کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ (C) پوسته بالایی (Taylor and McLennan, ۱۹۸۵)؛ (D) کندریت برای عنصرهای خاکی نادر (Boynnton, 1984)؛ (۱۹۸۵)

اصلی و عنصرهای کمیاب، نمودارهای پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Batchelor و Bowden (۱۹۸۵) به کار برده شدند (شکل ۱۴).

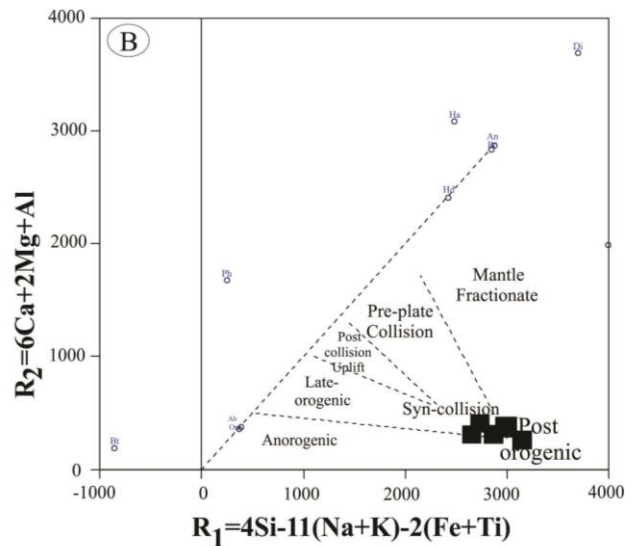
جایگاه زمین‌ساختی

برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی آی‌قلعه‌سی برپایه اکسیدهای

برخورد (Syn- COLG) جای گرفته‌اند (شکل ۱۴- A). در شکل ۱۴- B، سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده پس از کوهزایی و همزمان با برخورد دیده می‌شوند.



در نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر پایه SiO_2 در برابر عنصر کمیاب Rb (Pearce *et al.*, 1984)، سنگ‌های بررسی‌شده در قلمرو گرانیتوئیدهای همزمان با



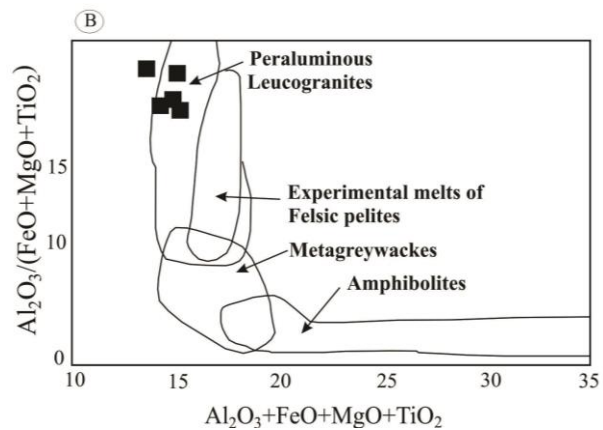
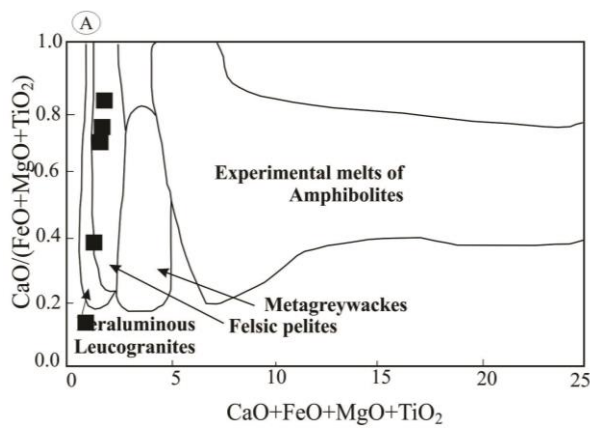
شکل ۱۴- نمونه‌های توده گرانیتی آی‌قلعه‌سی روی نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی: (A) نمودار SiO_2 در برابر Rb (Pearce *et al.*, 1984)؛ (B) نمودار R_1 در برابر R_2 (Batchelor and Bowden, 1985)

پلاژیوکلاز (کمتر از ۵ درصد حجمی) هستند نسبت به سنگ‌های ریشه‌گرفته از سنگ‌های پسامیتی (گریوک‌ها) که فقیر از رس و سرشار از پلاژیوکلاز (بیشتر از ۲۵ درصد حجمی) هستند، تفاوت دارد. این نسبت در مذاب‌های جدا شده از سنگ‌های پلیتی از ۰/۳ کمتر و در مذاب‌های جدا شده از گریوک‌ها از ۰/۳ بیشتر است. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی (جدول ۱)، نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در سنگ‌های بررسی‌شده از ۰/۳ کمتر است؛ از این رو، خاستگاه سنگ‌های نفوذی آی‌قلعه‌سی سنگ‌های پلیتی دانسته می‌شود. همچنین، بر پایه نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba خاستگاه سنگ‌های بررسی‌شده خاستگاه سرشار از رس- فقیر از پلاژیوکلاز نشان می‌دهند (شکل ۱۶).

بحث

گرانیتوئیدهای نوع S پیامد ذوب‌بخشی رسوب‌های پوسته‌ای هستند. برای شناخت سنگ خاستگاه مذاب‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی، Patino Douce (۱۹۹۹) نمودارهایی را پیشنهاد کرده است که در آنها محدوده‌های ترکیبی پلیت‌های فلسیکی، متاگریوک‌ها و آمفیبولیت‌ها (که گرانیت‌ها از ذوب‌بخشی آنها پدید می‌آیند) نشان داده شده‌اند. همان‌گونه که در نمودارهای شکل ۱۵ دیده می‌شود بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده گرانیت‌های پرآلومینوس و مذاب‌های پدیدآمده از ذوب پلیت‌های فلسیک جای می‌گیرند.

به باور Sylvester (۱۹۹۸)، نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در مذاب‌های گرانیتی جدا شده از سنگ‌های پلیتی که سرشار از رس و فقیر از

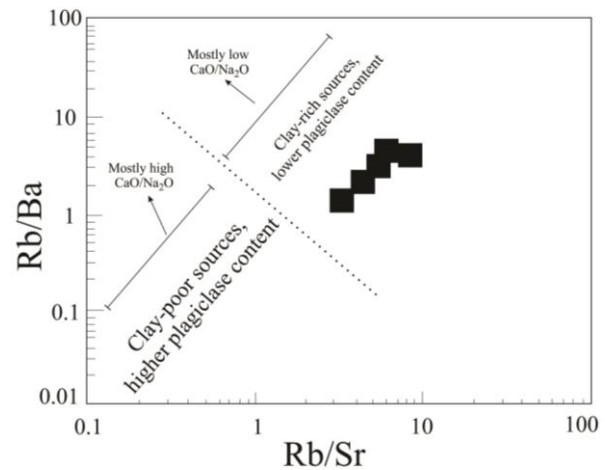


شکل ۱۵- نمودارهای شناسایی خاستگاه سنگ‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی (Patino Douce, 1999)

ذوب سنگ‌هایی با خاستگاه پوسته‌ای (در پی کاهش فشار که به دنبال تکه‌تکه شدن گوشته لیتوسفری یا اسلب شکسته شده رخ می‌دهد) چه‌بسا ماگمای گرانیتوییدی پدید می‌آورد (Roberts and Clemens, 1993).

آنومالی منفی یا فراوانی کم عنصرهای Sr، Ti و P از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی است که با مذاب‌های پوسته‌ای همخوانی دارد (Harris *et al.*, ۱۹۹۰). وجود آنومالی مثبت عنصرهای K، Rb، Th و U و آنومالی منفی Eu در این توده گرانیتی نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای آنهاست. از این‌رو، ماگماهای فلسیک باید از ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته‌های پدید آمده باشند. این سنگ‌مادر شاید سنگ‌های پلیتی بوده است (شکل ۱۶) که در پی حضور و جایگزینی مذاب‌های جداشده از گوشته در پوسته دچار ذوب‌بخشی شده است. سپس ماگمای فلسیکی پدیدآمده هنگام بالا آمدن آرام آرام متبلور شده و سنگ‌های گرانیتی را ساخته است.

ذوب‌شدگی آب‌زدایی متاپلیت سرشار از مسکوویت، چه‌بسا هنگام بالا آمدگی و بی‌فشار شدن کوهزایی پوسته ضخیم‌شده، با برشی شدن پوسته یا ساختارهای روراندی، آناتکسی آبدار سنگ‌های



شکل ۱۶- نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Dahlquist *et al.*, 2007) (خط نقطه‌چین گرانیت‌های ریشه‌گرفته از خاستگاه سرشار از رس - فقیر از پلاژیوکلاز را از گرانیت‌های ریشه‌گرفته از خاستگاه فقیر از رس - سرشار از پلاژیوکلاز جدا می‌کند)

پیدایش ماگماهای گرانیتی با محتوای پتاسیم بالا تا متوسط در محیط‌های همگرا به دو فرایند نهایی نسبت داده می‌شود:

الف- در رژیم کمان قاره‌ای، مذاب‌های گوشته‌ای مادر که پیشتر با سیال‌ها یا مذاب‌های جداشده از ورقه در حال فرورانش سرشار شده‌اند، هنگام بالا آمدن با مواد پوسته‌ای نیز آرایش یافته‌اند و ترکیبی پدید می‌آورند که سنگ‌های گرانیتوییدی را پدید می‌آورد (De Paolo, 19۸۱)؛

ب- در رژیم‌های همزمان تا پس‌برخوردی،

آلماندین دارند. پیدایش گارنت در این توده نفوذی در فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار روی داده است. از آنجایی که گارنت‌های توده نفوذی بررسی شده میزان CaO کم و MnO بالا دارند و به همراه پلاژیوکلاز سدیم‌دار دیده می‌شوند، چه بسا فشار پیدایش این توده کمتر از ۷ کیلوبار و دمای آن کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. برپایه بررسی‌های دماسنجی با استفاده از روش گارنت-مسکوویت، میانگین دمای پیدایش این سنگ‌ها در بازه فشار ۱ تا ۵ کیلوبار، نزدیک به ۵۹۰ تا ۶۱۰ درجه سانتیگراد بوده است. این مقادارها منطقی هستند و با منحنی ذوب گرانیته‌ها و منحنی پایداری مسکوویت همخوانی دارند.

بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند ماگمای مادر این توده نفوذی کالک‌آلکان پتاسیم بالا و از دیدگاه درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم (ASI)، پرآلومینوس بوده است. برپایه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بررسی شده بیشترین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی را نسبت به ترکیب گوشته اولیه و کندریت و همچنین، کمترین میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی را نسبت به ترکیب پوسته بالایی نشان می‌دهند. این نکته نشان‌دهنده نزدیکی ترکیب نمونه‌ها به ترکیب پوسته بالایی است. همچنین، برپایه نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگماها، نمونه‌های بررسی شده در محدوده گرانیته‌های پس از کوهزایی و همزمان با برخورد جای گرفته‌اند. خاستگاه سنگ‌های بررسی شده پلیت‌های فلسیک و سرشار از رس - فقیر از پلاژیوکلاز بوده است. درکل، توده نفوذی آیفله‌سی پس از برخورد قاره - قاره جایگزین شده است و چه بسا از ذوب‌بخشی نهشته‌های دگرگون پوسته قاره‌ای در یک پهنه برخوردی پدید آمده است.

پوسته را به‌دنبال دارد (Patino Douce, 1999;) برپایه نمودارهای زمین‌ساختی، نمونه‌ها در گستره پس از کوهزایی جای می‌گیرند. همچنین، نمونه‌های با میزان بالای K, Na و Si در گستره پس‌ابرخوردی جای گرفته‌اند. از اینرو، توده گرانیته بررسی شده پس از برخورد قاره - قاره جایگزین شده است. این توده نفوذی چه بسا از ذوب‌بخشی نهشته‌های دگرگون شده (Metasedimentary) پوسته قاره‌ای در پهنه برخوردی پدید آمده است.

برپایه بررسی‌های Kamran و همکاران (۲۰۱۷)، گرانیته آیفله‌سی در یک پهنه همزمان با برخورد پدید آمده و وابسته به پهنه برخورد دو صفحه عربستان و ایران در پی فروانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی است. برپایه پیشنهاد Agard و همکاران (۲۰۰۵)، این برخورد در زمان الیگومیوسن و در پی کوهزایی آلپی رخ داده است. از اینرو، توده نفوذی آیفله‌سی پیامد برخورد قاره - قاره دانسته می‌شود و ویژگی‌های آن با پهنه ساختاری سندج - سیرجان عنوان می‌شود.

نتیجه‌گیری

توده نفوذی آیفله‌سی در خاور تکاب در محل برخورد پهنه ساختاری سندج - سیرجان با پهنه آتشفشانی ارومیه - دختر رخنمون دارد. این توده با ترکیب سنگ‌شناسی گارنت-مسکوویت گرانیته درون واحدهای رسوبی ائوسن نفوذ کرده است و به همین‌رو، سن آن پس از ائوسن دانسته می‌شود. کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و مسکوویت از کانی‌های غالب در ترکیب این سنگ‌ها هستند و گارنت و آپاتیت از کانی‌های فرعی آنها به‌شمار می‌روند. در این توده، ترکیب پلاژیوکلازها آلبیت و الیگوکلاز است. گارنت‌ها ترکیب اسپسارتین و

منابع

- Abdallah, S., Khaleal, F. M., and Rashed, M. A. (2013) Characteristics of Madinat Nugrus peraluminous leucogranite carrier of radioactive minerals, southeastern Desert, Egypt. *Journal of Mineral and Mining Engineering* 7: 15-34.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94: 401-19.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229(3-4): 211-۲۳۸.
- Anderson, J. L. (1996) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87(1-2): 125-138.
- Aydoğan, M. S., Çoban, H., Bozcu, M., and Akıncı, Ö. (2008) Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdağı Region (Banaz, Uşak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene–Miocene granites. *Journal of Asian Earth Sciences* 33(3-4): ۱۰۰-۱۱۶.
- Azizi-Shotorkhoft, H. (2003) Petrogenesis of Contact metamorphic rocks and associated iron skarn in the Shahrak Area (East of Takab). M.Sc. thesis, University of Tehran, Iran (in Persian).
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments *Lithos* 46(3): 605-6۲۶.
- Batchelor, R. A., and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48(1-4): 43-۰۰.
- Blatt, H., Tracy, R., and Owens, B. (2006) *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*. Macmillan Education, UK.
- Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henserson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Chappell, B. W., and White, A. J. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48(4): 489-499.
- Chappell, B. W., and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types: *Pacific Geology* 8: ۱۷۳-۱۷۴.
- Chappell, B. W., and White, A. J. R. (1992) I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83(1-2): ۱-۲۶.
- Clarke, D. B. (1981) Peraluminous granites. *The Canadian Mineralogist* 19: 1-2.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London, UK.
- Dahlquist, J. A., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Alasino, P. H., Saavedra, J., and Fanning, C. M. (2007) Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos* 95(3-4): 177-۲۰۷.
- Daliran, F., Pride, K., Walther, J., Berner, Z. A., and Bakker, R. J. (2013) The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide–zinc carbonate mineralization. *Ore Geology Reviews* 53: 373-4۰۲.

- De La Roche, H., Leterrier, J. T., Grandclaude, P., and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29(1-4): 183-210.
- De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters* 53(2): 189-202.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., Le Fort, P., and Peucat, J. J. (1987) Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96(1): 78-9۲.
- Feenstra, A. (1996) An EMP and TEM—AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos Cyclades, Greece) and the Implications of Fine-scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations. *Journal of Petrology* 37(2): ۲۰۱-۲۳۳.
- Fonoudi, M. (1998) Explanatory text of Takab Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Fonoudi, M. (2000) Explanatory text of Yasoukand (Ghodjour) Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ghasemi, A., and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6): 683-693.
- Green, T. H. (1976) Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology* 4(2): 85-8۸.
- Green, T. H. (1977) Garnet in silicic liquids and its possible use as a PT indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65(1): 59-6۷.
- Green, T. H. (1992) Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh* 83(1-2): 429-438.
- Green, T. H., and Hellman, P. L. (1982) Fe- Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos* ۱۵(۴): ۲۵۳-۲۶۶.
- Green, T. H., and Ringwood, A. E. (1968) Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18(2): 105-1۶۲.
- Harris, N. B. W., Inger, S., and Ronghua, X. (1990) Cretaceous plutonism in Central Tibet: an example of post-collision magmatism?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ۴۴(۱-۲): ۲۱-۳۲.
- Harris, N., Massey, J., and Inger, S. (1993) The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites. *Geological Society of London, Special Publications* 74(1): 391-400.
- Henderson, P. (1984) Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publishers.
- Hooper, P. R., Bailey, D. G., and Holder, G. M. (1997) Tertiary calc- alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100(B6): 10303-10319.
- Howie, R. A., Zussman, J., and Deer, W. (1992) An introduction to rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical, London, UK.
- Irvine, T. N. J., and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523-5۴۸.

- Kamran, S., Jahangiri, A., Hajialioghli, R., and Moayyed, M. (2017) Petrography and petrogenesis of the Ayghalesi granite, east of Takab area (northwest of Iran). *Iranian Journal of Petrology* 8(29): 37-52 (in Persian).
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C., and Satir, M. (2008) Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 97(4): 739-764.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2): 277-279.
- Le Fort, P., and Guillot, S. (1995) Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos* 35(3-4): 221-234.
- London, D. (2008) Crystal-filled cavities in granitic pegmatites: Bursting the bubble. *Rocks & Minerals* 88(6): 527-538.
- Middlemost, E. A. K., (1994) *Magma and Magmatic Rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman, London, UK.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., and Dollase, W. A. (1981) Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *The Canadian Mineralogist* 19(1): 25-34.
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. *Geological Society, London, Special Publications* 168(1): 55-70.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- 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(1): 63-81.
- Roberts, M. P., and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21(9): 825-828.
- Rollinson, H. R. (1993) *Discriminating between tectonic environments using geochemical data. Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, UK.
- Russell, J. K., Dipple, G. M., Lang, J. R., and Lueck, B. (1999) Major-element discrimination of titanium andradite from magmatic and hydrothermal environments; an example from the Canadian Cordillera. *European Journal of Mineralogy* 11(6): 919-930.
- Saki, A. (2010) Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research* 17(4): 704-714.
- Saleh, G. M., and El-Nisr, S. A. (2013) Two mica granites, Southeastern Desert, Egypt: geochemistry and spectrometric prospecting. *Greener Journal of Geology and Earth Sciences* 1: 23-42.
- Shirkhani, M. (2007) Mineralogy, geochemistry and genesis of Zn-Pb mineralization and associated elements in the Ay-Qaleh-si deposit, south east of Takab. M.Sc. thesis, University of Tarbiat Modares, Tehran, Iran (in Persian).
- Singh, R. B. (2013) Origin and emplacement of the Higher Himalayan Leucogranite in the eastern Himalaya: Constraints from geochemistry and mineral chemistry. *Journal of the Geological Society of India* 81(6): 791-803.

- Spear, F. S., and Cheney, J. T. (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101(2): 149-164.
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. Geological Society, London, Special Publications 173(1): 1-23.
- Stern, R. J. (2004) Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters* 226(3-4): 275-292.
- Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D., and Dewane, T. J. (2004) Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. In Abstract, Programs Geological Society of America 36:137-164.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Sun, S. S., and McDonough, W. S. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313-345.
- Sun, S. S., Bailey, D. K., Tarney, J., and Dunham, K. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society London* 297: 409-445.
- Sylvester, P. J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45(1-4): 29-44.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, UK.
- Tribe, I. R., and D'Lemos, R. S. (1996) Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society* 153(1): 127-138.
- Vernon, R. H. (2018) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press. UK.
- Vielzeuf, D., and Montel, J. M. (1994) Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117(4): 375-393.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wirth, R., and Voll, G. (1987) Cellular intergrowth between quartz and sodium-rich plagioclase (myrmekite)—an analogue of discontinuous precipitation in metal alloys. *Journal of Materials Science* 22(6): 1913-1918.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66(3-4): 241-273.
- Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wilde, S., Li, X., Liu, X., and Li, J. (2009) Garnet-bearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH Zone. *International Journal of Earth Sciences* 98(6): 1489-1510.
- Zane, A., and Rizzo, G. (1999) The compositional space of muscovite in granitic rocks. *The Canadian Mineralogist* 37(5): 1229-1238.