

سنگ‌نگاری، شیمی کانی و تعیین شرایط میلونیتی شدن گرانیت‌های شمال کلوت چاپدونی (استان یزد)

زهرالسادات زکی پور^{۱*}، قدرت ترابی^۲

۱- کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استاد پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: zahraazakipour@gmail.com

دریافت مقاله: ۹۳/۹/۴، پذیرش مقاله: ۹۳/۱۱/۵

چکیده

کلوت چاپدونی جزئی از کمپلکس دگرگونی حلقوی ائوسن چاپدونی در بخش غربی بلوک پشت بادام است. این کمپلکس شامل میگماتیت، گنیس، آمفیبولیت، مرمر، میکاشیست و گرانیتوئیدهای متنوع است. در بخش‌های شمالی کلوت چاپدونی یک واحد گرانیتی با سن ائوسن وجود دارد که دیگر واحدهای کمپلکس چاپدونی را قطع کرده و شواهد میلونیتی شدن به‌خوبی در آن دیده می‌شود. این گرانیت‌ها دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، گارنت، فیبرولیت سیلیمانیت، و کانی‌های فرعی مسکوویت، زیرکن، آپاتیت، بیوتیت و اسپینل هستند. به‌رغم میلونیتی شدن این سنگ‌ها و تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت، بافت‌های آذرین اولیه دانه‌ای و پویکلیتیک قابل تشخیص هستند. تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت به خرج ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها صورت گرفته است. مطالعه شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها دارای ترکیب آلبیت و بسیار نزدیک به الیگوکلاز ($An_9Ab_{87}Or_4$) هستند. گارنت‌ها دارای ترکیب $Alm_{77}Sps_{13}Prp_9$ بوده، و ارتوکلازها $Or_{84}Ab_{16}$ هستند. شواهد صحرایی (همراهی این گرانیت‌ها با میگماتیت‌ها و دیگر سنگ‌های کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی)، سنگ‌نگاری (فراوانی ارتوکلاز، وجود گارنت و مسکوویت، تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت)، و شیمی گارنت‌ها (غنی بودن از اسپسارتین) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این گرانیت‌ها از ذوب واحدهای سنگی با ماهیت اولیه رسوبی (S-type) به‌وجود آمده و پس از تشکیل و صعود سایر واحدهای سنگی را قطع کرده است. این گرانیت‌ها پس از تشکیل، در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و در شرایط ساب‌سولیدوس دچار میلونیتی شده‌اند و فیبرولیت‌های سیلیمانیت در آنها تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی، گرانیت نوع S، ائوسن، میلونیت، ایران مرکزی

با بررسی بخش‌های شمالی کلوت چاپدونی، گرانیت‌هایی را می‌توان یافت که دیگر واحدهای سنگی این ناحیه را قطع می‌کنند (شکل ۳). این پژوهش با استفاده از بررسی‌های صحرایی و مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها، به مطالعه این گرانیت‌های قطع‌کننده بخش‌های شمالی کلوت چاپدونی پرداخته است.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

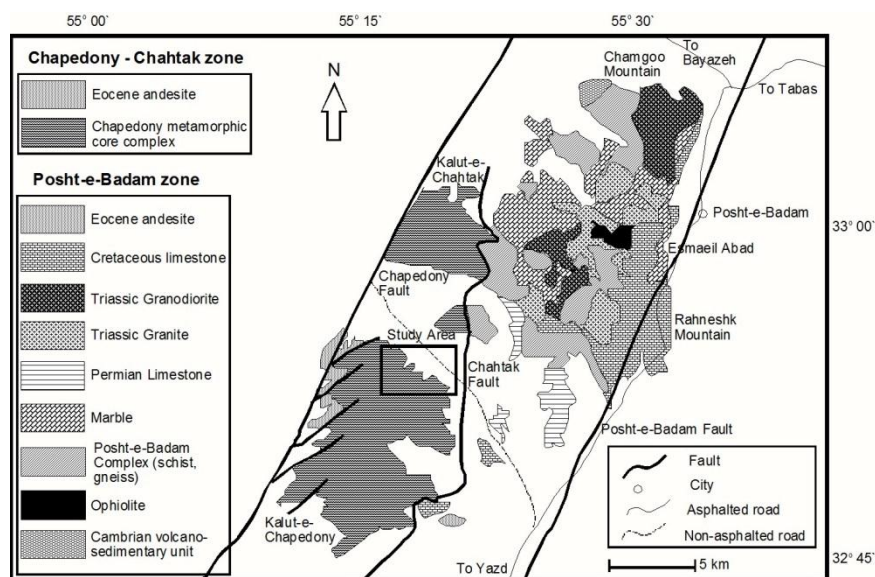
کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی جزئی از بلوک پشت بادام بوده و منطقه مورد مطالعه در محدوده تقریبی طول جغرافیایی 15° تا 30° شمالی و عرض جغرافیایی 45° تا 32° تا 33° شمالی در بخش‌های شمال شرقی استان یزد واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی بلوک پشت بادام توسط (Ramezani and Tucker, 2003) کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی در بخش غربی این بلوک قرار گرفته و دارای مجموعه‌ای از سنگ‌های میگماتیت، گنیس، آمفیبولیت، مرمر، میکاشیست و گرانیتوئیدهای متنوع است. این کمپلکس دگرگونی به سه کلوت جدا از هم شامل کلوت چاپدونی در بخش میانی، کلوت چاه‌تک در بخش شمالی و کلوت نی‌باز در بخش جنوب غربی تقسیم می‌شود که با روند تقریبی شمال-جنوب گسترش یافته‌اند. مرز غربی این کمپلکس با گسل چاپدونی و مرز

۱- مقدمه

بالآمدن ماگما از گوشته بالایی و قرار گرفتن آن زیر پوسته قاره‌ای، باعث تشکیل گنبدهایی می‌شود که فرایندهای دگرگونی با درجات مختلف در اطراف آنها رخ داده و مجموعه سنگی پیچیده و گسترده‌ای را می‌سازند که کمپلکس دگرگونی حلقوی نامیده می‌شوند. در برخی مناطق، این فرایندهای دگرگونی تا رخداد آتانکسی نیز پیش رفته و در صورت جدا شدن مذاب حاصل از ذوب‌بخشی و امکان صعود آنها به لایه‌های بالایی، سبب رخنمون توده‌های گرانیتوئیدی متنوع در سطح می‌شوند. در حقیقت مجموعه کمپلکس‌های دگرگونی حلقوی، رخنمون‌هایی از نقاط عمیق پوسته هستند که به‌صورت گنبدی بیرون‌زدگی داشته و در ارتباط با فرایندهای ماگمایی حاصل از فازهای کششی، از بخش‌های عمیق پوسته قاره‌ای به سطح زمین صعود کرده‌اند (Janak et al., 2001). کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی (شکل‌های ۱ و ۲) نیز دارای مجموعه پیچیده‌ای از سنگ‌های متنوع با درجه دگرگونی متفاوت است که در فرایندهای دگرگونی حاصل از تشکیل این کمپلکس ایجاد شده‌اند. بررسی هر یک از واحدهای سنگی موجود در این کمپلکس در مطالعه گذشته زمین‌شناسی این بخش از سرزمین ایران بسیار موثر است.

(Ramezani and Tucker, Verdel et al., (2007), (2006) (2003) فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی می‌دانند که بر اثر این فرایند، فاز کششی ایجاد شده و سبب نازک شدن پوسته و بالآمدن ماگما شده است. قرارگیری ماگما در زیر پوسته نیز سبب بالازدگی (Exhumation) پوسته شده و در پی آن کمپلکس چاپدونی تشکیل شده است. آهنگ این بالازدگی را، Kargarabafghi et al., (2008) ۰/۶ تا ۱/۳ کیلومتر در میلیون سال در نظر گرفته‌اند. همچنین با توجه به فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی، شاه‌پسندزاده و همکاران، (۱۳۸۲) به بررسی ویژگی‌های هندسی- جنبشی پهنه‌های گسلی این کمپلکس پرداخته و Kargarabafghi et al., (2010) دگرشکلی‌های شکننده در این ناحیه را حاصل برخورد صفحه عربی و اوراسیا در نظر گرفته‌اند و شرایط دگرگونی کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی را در ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳-۴ کیلو بار تعیین کرده‌اند. Kargarabafghi et al., (2012) با استفاده از روش (U-Th)/He و مطالعه زیرکن و آپاتیت گرانیات و گنیس‌های منطقه، سرد شدن کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی از دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد در ائوسن به ۶۰ درجه سانتی‌گراد در الیگوسن در کمتر از ۲۰ میلیون سال (۸۰ درجه سانتی‌گراد در هر میلیون سال) پیشنهاد نموده‌اند. مختاری، (۱۳۹۱) به مطالعه سنگ‌شناسی آمفیبولیت‌های کمپلکس چاپدونی پرداخته و آنها را حاصل دگرگونی سنگ‌های رسوبی (پاراآمفیبولیت) می‌داند.

شرقی آن به کمپلکس پشت بادام محدود می‌شود (شکل ۱). درجه دگرگونی واحدهای سنگی آن در حد رخساره آمفیبولیت است که تا ذوب آناتکسی نیز پیش رفته است. Haghypour, (1974) سن دگرگونی‌های این ناحیه را با توجه به بررسی‌های صحرایی و بالابودن درجه دگرگونی آنها به پرکامبرین نسبت داده است. همچنین به اعتقاد وی حفظ آثار لایه‌بندی، وجود میان‌لایه‌های مرمر و کانی‌های تخریبی در این ناحیه، نشان‌دهنده خاستگاه اولیه آواری- آتشفشانی سنگ‌های دگرگونی چاپدونی است. Nadimi, (2007) نیز پی‌سنگ این کمپلکس را قدیمی در نظر گرفته است که در زمان پالئو پروتروزوییک تشکیل و در زمان پالئو تا نئوپرو تروزیویک تحت تاثیر تنش‌های فشارشی، دگرگون شده است. اما Kargarabafghi et al., Ramezani and Tucker (2003), (2010) (2008) (2006) و Verdel et al., (2007) به ترتیب با استفاده از روش‌های U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ و (U-Th)/He، زیرکن و آپاتیت درون سنگ‌های گنیس و میگمانیت، سن سنگ‌های دگرگونی این کمپلکس را بین ۴۱ تا ۴۹ میلیون سال پیش تعیین کرده‌اند. همچنین با توجه به سن‌سنجی‌هایی که توسط Kargarabafghi et al., (2012) با استفاده از روش (U-Th)/He، زیرکن و آپاتیت بر روی گرانیات‌های موجود در کمپلکس چاپدونی، سن دگرگونی‌های این کمپلکس را حدود ۴۵ میلیون سال پیش (ائوسن میانی) در نظر گرفته‌اند. مدل تشکیل این کمپلکس را Kargarabafghi et al., (2010) (2008) (2009) (2011) را



شکل ۱- زمین‌شناسی ساده شده منطقه پشت‌بادام (استان یزد) برگرفته از Ramezani and Tucker, (2003) با تغییرات



شکل ۲- نمایی از کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی (نگاه به سمت غرب)



شکل ۳- تصویر صحرایی از گرانیت‌های (نوارهای روشن‌رنگ) قطع‌کننده بخش شمالی کلوت چاپدونی (نگاه به سمت غرب)

۳- روش انجام کار

ریزکاو الکترونی JEOL مدل (WDS) JXA-8800 دانشگاه کانازاواوی ژاپن با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kV و جریان 20 nA تجزیه شدند. در تفکیک مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها نیز از استوکیومتری کانی‌ها استفاده شد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و همچنین تعیین درصد اعضای پایانی کانی‌های دارای محلول جامد از نرم‌افزار Minpet استفاده شد. نتایج میکروپروب و فرمول ساختاری کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۵ آورده شده است. اختصار نام کانی‌ها در تصاویر سنگ‌نگاری برگرفته از (Whitney and Evans, 2010) است.

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای مختلف کمپلکس چاپدونی، به منظور مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، از واحدهای مختلف سنگی آن، ۳۵ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. از بین مقاطع میکروسکوپی، نمونه‌های کمتر دگرسان‌شده و ایده‌آل برگرفته از گرانیت‌های منطقه انتخاب و از آنها به‌منظور انجام تجزیه ریزکاو الکترونی، مقطع نازک صیقلی تهیه شد. این نمونه‌ها با استفاده از دستگاه تجزیه

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری فلدسپارهای موجود در گرانیت‌های میلونیتی شمال کلوت چاپدونی

Sample	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738
Point	34	36	37	38	47	48	58	59	52	53	54	55	56	63
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs
SiO ₂	66.27	66.86	66.44	66.33	66.69	66.55	66.59	66.59	65.55	65.51	65.45	65.69	65.71	65.89
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.65	20.67	21.09	21.01	20.53	20.94	21.04	20.80	18.75	18.58	18.73	18.51	18.47	18.70
FeO*	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01
MnO	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
CaO	1.67	1.54	2.01	2.01	1.51	1.83	1.80	1.76	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.08
Na ₂ O	9.76	9.49	10.15	9.92	9.68	9.99	9.99	10.23	1.88	1.70	1.55	2.02	1.22	1.91
K ₂ O	1.30	1.26	0.35	0.53	1.09	0.52	0.25	0.52	13.68	14.09	14.03	13.50	14.57	13.27
Total	99.68	99.85	100.10	99.88	99.50	99.84	99.69	99.91	99.92	99.92	99.83	99.77	100.07	99.85
Oxygen#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.926	2.940	2.913	2.916	2.941	2.923	2.924	2.925	2.999	3.002	3.000	3.008	3.010	3.008
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{IV}	0.074	0.060	0.087	0.084	0.059	0.077	0.076	0.075	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	1.000	1.010	1.002	1.004	1.007	1.006	1.012	1.001	1.009	1.003	1.011	0.998	0.996	1.005
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000

Mn	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	0.079	0.073	0.094	0.095	0.071	0.086	0.085	0.083	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.004
Na	0.835	0.809	0.863	0.845	0.828	0.851	0.850	0.872	0.166	0.151	0.138	0.179	0.108	0.169
K	0.073	0.071	0.019	0.030	0.061	0.029	0.014	0.029	0.799	0.824	0.820	0.788	0.852	0.773
Sum	4.988	4.964	4.981	4.976	4.967	4.972	4.962	4.985	4.977	4.982	4.971	4.976	4.970	4.959
Ab	84.6	84.9	88.4	87.1	86.3	88.1	89.6	88.6	17.2	15.5	14.4	18.5	11.2	17.9
An	8	7.7	9.6	9.8	7.4	8.9	9	8.4	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4
Or	7.4	7.5	1.9	3.1	6.4	3	1.5	2.9	82.6	84.4	85.5	81.3	88.6	81.7

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری کوارتزهای موجود در گرانیت‌های میلیونی شمال کلوت چادونی

Sample	B738	B738	B738	B739-1
Point	33	35	51	111
Mineral	Qz	Qz	Qz	Qz
SiO₂	99.71	100.01	99.86	100.07
TiO₂	0.01	0.00	0.01	0.00
Al₂O₃	0.04	0.03	0.03	0.03
FeO*	0.16	0.00	0.02	0.00
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.00	0.00	0.00	0.01
K₂O	0.01	0.02	0.02	0.02
Total	99.95	100.06	99.95	100.13
Oxygen#	2	2	2	2
Si	0.999	1.000	0.999	1.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum	1.001	1.000	1.000	1.000

جدول ۳- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری گارنت‌های موجود در گرانیت‌های میلونیتی شمال کلوت چاپدونی. Z1 تا Z5 بیانگر نقاط تجزیه‌شده از یک گارنت به صورت مرکز به حاشیه است. C و R نیز به ترتیب بیانگر مرکز و حاشیه بلور گارنت است.

Sample	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738
Point	27	28	29	30	31	60	61
Comment	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	C	R
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.54	37.44	36.96	37.51	37.69	37.02	37.47
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	21.38	21.02	21.00	21.30	21.21	21.36	21.24
FeO*	33.28	33.42	33.57	33.48	33.36	33.69	33.81
MnO	5.67	5.48	5.67	5.39	5.09	5.23	4.82
MgO	2.12	2.09	2.14	2.15	2.30	2.25	2.39
CaO	0.38	0.36	0.36	0.33	0.34	0.28	0.32
Na ₂ O	0.01	0.02	0.06	0.01	0.03	0.00	0.00
Total	100.37	99.83	99.77	100.18	100.02	99.83	100.07
Oxygen#	12	12	12	12	12	12	12
Si	3.036	3.046	3.009	3.039	3.054	3.008	3.035
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	2.036	2.014	2.014	2.033	2.024	2.044	2.027
Fe ²⁺	2.251	2.274	2.286	2.269	2.260	2.290	2.291
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.388	0.377	0.391	0.370	0.349	0.360	0.331
Mg	0.255	0.253	0.260	0.260	0.278	0.273	0.288
Ca	0.033	0.031	0.031	0.028	0.029	0.024	0.028
Na	0.002	0.003	0.009	0.001	0.005	0.000	0.000
Sum	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Alm	76.909	77.457	77.017	77.513	77.506	77.703	77.987
And	0	0	0	0	0	0	0
Gross	1.113	1.063	1.052	0.973	0.997	0.827	0.948
Pyrope	8.712	8.627	8.751	8.881	9.522	9.258	9.805
Spess	13.266	12.853	13.18	12.633	11.975	12.212	11.259
Uvaro	0	0	0	0	0	0	0

جدول ۴- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری فیبرولیت‌های سیلیمانیت موجود در گرانیت‌های میلونیتی شمال کلوت چاپدونی

Sample	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B738	B739-1
Point	39	40	41	42	43	44	45	46	49	50	57	62	117
Minerl	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil
SiO ₂	42.13	42.24	41.66	37.99	39.28	39.00	38.16	38.08	37.56	38.50	38.66	37.15	36.94
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	55.90	56.18	56.24	61.10	60.21	60.07	60.18	60.22	61.74	61.96	59.86	61.73	61.89
FeO*	0.24	0.24	0.32	0.25	0.31	0.29	0.35	0.36	0.27	0.24	0.34	0.26	0.39
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02
MgO	0.00	0.01	0.07	0.02	0.03	0.04	0.06	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
CaO	0.17	0.17	0.19	0.06	0.11	0.13	0.06	0.04	0.03	0.01	0.07	0.13	0.03
Na ₂ O	0.67	0.67	0.30	0.12	0.38	0.37	0.06	0.05	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
K ₂ O	1.23	1.11	0.89	0.15	0.14	0.14	0.67	0.61	0.34	0.05	1.05	0.31	0.20
Total	100.35	100.64	99.67	99.69	100.49	100.05	99.54	99.40	99.98	100.76	100.02	99.59	99.528
Oxygen#	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Si	1.139	1.138	1.131	1.029	1.056	1.054	1.039	1.038	1.016	1.030	1.049	1.009	1.004
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.782	1.784	1.799	1.951	1.909	1.912	1.931	1.934	1.969	1.955	1.915	1.977	1.984
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009
Fe ³⁺	0.006	0.005	0.007	0.006	0.007	0.006	0.008	0.008	0.006	0.005	0.008	0.006	0.000
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.005	0.005	0.006	0.002	0.003	0.004	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.004	0.001
Na	0.035	0.035	0.016	0.006	0.020	0.020	0.003	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
K	0.042	0.038	0.031	0.005	0.005	0.005	0.023	0.021	0.012	0.002	0.036	0.011	0.007
Sum	3.009	3.006	2.993	3.001	3.001	3.002	3.009	3.007	3.005	2.993	3.012	3.008	3.008

جدول ۵- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری مسکویت‌های موجود در گرانیت‌های میلوئیتی شمال کلوت چاپدونی

Sample	B391-1	B391-1	B391-1
Point	114	115	116
Mineral	Ms	Ms	Ms
SiO ₂	45.83	47.42	46.79
TiO ₂	0.03	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	36.08	36.56	35.74
FeO	1.30	0.36	2.63
MnO	0.03	0.00	0.02
MgO	0.07	0.08	0.49
CaO	0.02	0.03	0.02
Na ₂ O	0.39	0.15	0.47
K ₂ O	9.95	9.88	9.61
Total	93.70	94.50	95.76
Oxygen#	11	11	11
Si	3.084	3.134	3.095
Ti	0.001	0.001	0.000
Al ^{IV}	2.859	2.846	2.783
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.073	0.020	0.145
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.000	0.001
Mg	0.007	0.008	0.048
Ca	0.002	0.002	0.001
Na	0.051	0.019	0.060
K	0.854	0.833	0.811
Sum	5.943	5.980	5.878
Fe#	0.910	0.710	0.750

۴- بحث و بررسی

پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز به ترتیب حدود ۴۰، ۳۵ و ۲۵ درصد است و در نمودار QAP (Le Maitre, 1989) در محدوده گرانیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل A-۵). این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی و زیر میکروسکوپ، شواهد میلوئیتی شدن را به خوبی نشان می‌دهند.

در این گرانیت‌ها پلاژیوکلازها به صورت نیمه‌وجه‌دار تا بی‌وجه بوده و دوقلوبی‌های پلی‌سینتتیک از خود نشان می‌دهند. این کانی‌ها زون‌بندی مشخصی را از خود نشان نمی‌دهند. در برخی موارد دارای شکستگی بوده و در محل شکستگی‌ها سریسیتی شده‌اند. پلاژیوکلازها از نظر ترکیب شیمیایی از نوع آلبیت و بسیار نزدیک به الیگوکلاز هستند (شکل B-۵). مقدار CaO و Na₂O در این کانی‌ها به ترتیب حدود ۲ و ۱۰ درصد است (جدول ۱). فلدسپارهای پتاسیم عمدتاً درشت‌دانه بوده و از نظر ترکیب شیمیایی ارتوکلاز (Or₈₄Ab₁₆) هستند (جدول ۱، شکل B-۵).

۴-۱- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

این سنگ‌ها در نمونه دستی روشن‌رنگ بوده و دارای کانی‌های سفید و گارنت صورتی‌رنگ، در حد چند میلی‌متر هستند. از نظر سنگ‌نگاری، گرانیت میلوئیت‌های مورد بررسی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپارپتاسیم، کوارتز، گارنت، فیبرولیت سیلیمانیت، مسکویت، بیوتیت، زیرکن، آپاتیت و اسپینل هستند. به‌رغم میلوئیتی شدن این سنگ‌ها و تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت، بافت‌های آذرین اولیه دانه‌ای و پویکیلیتیک به خوبی قابل تشخیص هستند.

نتایج مطالعه مودال کانی‌ها در گرانیت‌بیدهای قطع‌کننده بخش شمالی کلوت چاپدونی نشان می‌دهد که میانگین درصد حجمی کانی‌های

دیده می‌شوند که نمایانگر تشکیل آنها به‌خرج فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز است (شکل C-۴). فیروولیت‌ها به‌صورت نوارهایی نسبتاً موازی در سنگ پراکنده هستند و گاهی درون شکستگی گارنت‌ها نفوذ کرده یا آنها را دور زده‌اند که این شواهد می‌تواند نشان‌دهنده حضور سیلیمانیت‌ها بعد از تشکیل گارنت در سنگ‌های مورد مطالعه باشد. میانگین مقدار درصد SiO_2 و Al_2O_3 در فیروولیت‌های سیلیمانیت به‌خرج پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم، به‌ترتیب ۳۹، ۴۱، ۵۸ و ۶۱ است (جدول ۴).

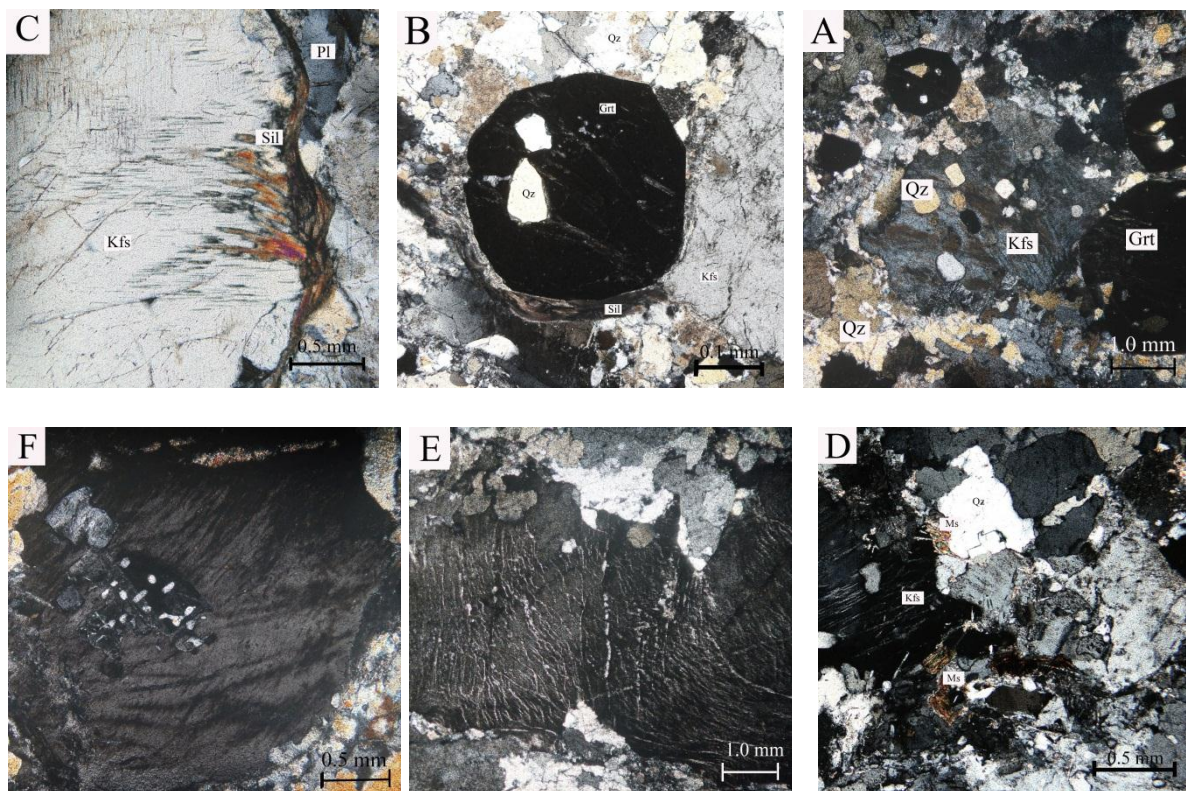
مسکوویت‌ها به صورت تجمعاتی از دانه‌های ریز (سریست) و ورقه‌های کوچک مسکوویت در سنگ دیده می‌شوند. این کانی‌ها در محل شکستگی فلدسپارها و نیز در کنار فلدسپارها با حاشیه تعادلی قرار دارند (شکل D-۴). براساس نمودار Ti-Mg-Na (Miller et al., 1981)، مسکوویت‌های مورد مطالعه از نوع اولیه و ثانویه هستند (شکل C-۵) و مقدار TiO_2 در این کانی‌ها به طور میانگین ۰/۱۵ است (جدول ۵).

بیوتیت و اسپینل‌ها به‌صورت بی‌وجه با حاشیه‌هایی شکسته و خرد شده‌اند. با توجه به شواهد میکروسکوپی مشاهده می‌شود که این کانی‌ها با دیگر کانی‌های موجود در سنگ در تعادل نبوده و احتمالاً قطعاتی از رستیت هستند.

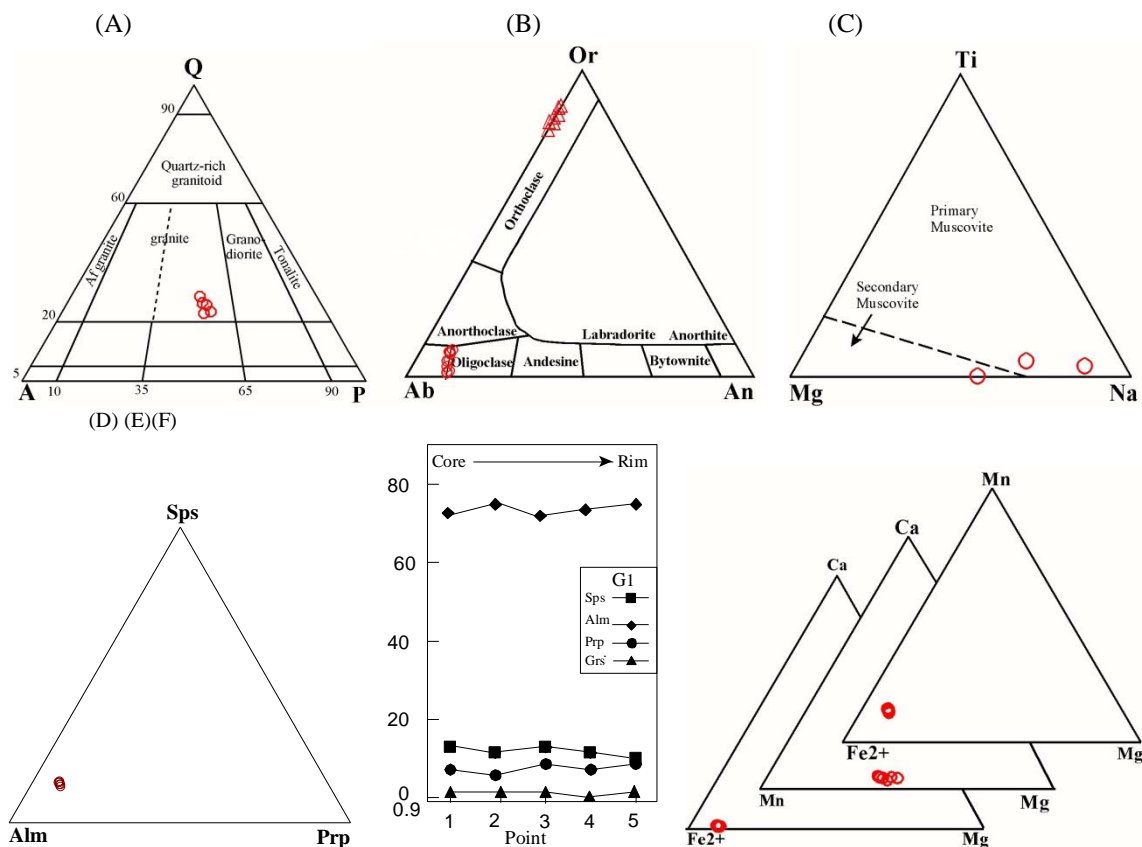
بلورهای کوارتز دارای خاموشی موجی بوده، هم در زمینه سنگ و هم به‌صورت میانبار درون دیگر کانی‌ها (همچون گارنت و فلدسپار پتاسیم) دیده می‌شوند. این کانی در زمینه سنگ به‌صورت دانه‌هایی ریز با حاشیه دندانه‌ای است که در یکدیگر چفت شده و به‌صورت اجتماعی از دانه‌های کوارتز دیده می‌شوند و در برخی موارد به‌صورت دانه‌های درشت و کشیده هستند. کوارتزها در برخی موارد بلورهای مقاوم‌تری همچون فلدسپارها را در بر گرفته یا دور زده‌اند. کوارتزها به‌صورت میانبار، به شکل دانه‌هایی با حاشیه گرد هستند (شکل A-۴).

گارنت‌ها به‌صورت خوش‌وجه با مرز مشخص هستند و به‌ندرت در آنها حاشیه‌های دگرسان دیده می‌شود. اغلب دارای میانبارهایی از کوارتز بوده، اما به‌ندرت درون آنها میانبارهایی از کانی‌های دیگر همچون مسکوویت و بیوتیت نیز دیده می‌شود. این کانی‌ها شکستگی کمی دارند و در محل شکستگی‌ها گاهی کلریتی شده‌اند (شکل B-۴). میانگین درصد اعضای پایانی گارنت‌های موجود در این گرانیت‌ها، به‌صورت آلماندین، اسپسارتین، پیروپ، گروسولار و آندرادیت با فراوانی‌های ۷۷، ۱۳، ۹، ۱ و صفر درصد است (جدول ۳).

سیلیمانیت در این سنگ‌ها از نوع فیروولیت است. سیلیمانیت فیبری یا فیروولیت عموماً به شکل گروه‌هایی سوزنی در درون یا در حاشیه فلدسپارها



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی گرانیت‌های میلیونیتی بخش شمالی کلوٹ چاپدونی (XPL). A) کوارتزهای موجود در زمینه سنگ و به صورت میانبار در فلدسپار پتاسیم و گارنت به خوبی مشخص است. B) گارنت‌های خوش‌وجه. C) تشکیل سیلیمانیت به‌خرج فلدسپارها. D) تصویری از مسکوویت‌ها در همراهی با دیگر کانی‌ها. E) جدایش پرتیت در فلدسپار پتاسیم. F) تشکیل بافت میرمیکیتی در فلدسپار پتاسیم



شکل ۵- (A) نمودار رده‌بندی و نامگذاری سنگها (Le Maitre, 1989)، بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌ها قرار می‌گیرند. (B) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای پتاسیم در نمودار رده‌بندی فلدسپارها (نمودار برگرفته از Deer et al., 1992 می‌باشد). (C) تعیین ماهیت مسکوویت‌ها در نمودار Ti-Mg-Na ارائه شده توسط (D. Miller et al., 1981). (D) نمودار ترکیب شیمیایی گارنت‌ها بر اساس اعضای پایانی آنها. (E) الگوی زون‌بندی یکی از بلورهای گارنت از مرکز به حاشیه. (F) نمودارهای ترکیب شیمیایی گارنت‌های مورد مطالعه

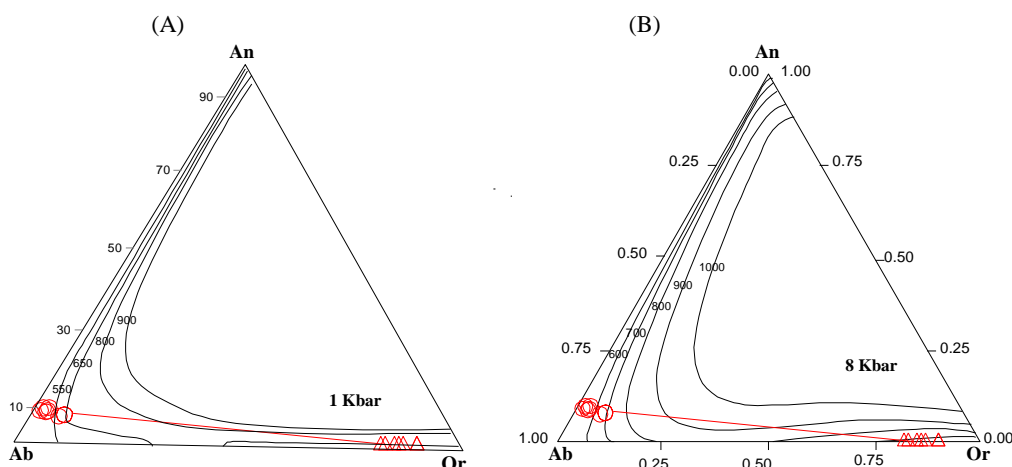
Fuhrman and Anderson, 1996) تا ۸ (Koroll, 1993; Anderson, 1996) کیلوبار، دمای ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد را به دست داده است (شکل ۶). بخش‌هایی از این دماها کمتر از دمای واقعی تبلور این‌گونه سنگها در محیط‌های آذرین است و می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات ترکیب فلدسپارها در شرایط ساب‌سولیدوس باشد (Anderson, 1996; Koroll, 1993).

۴-۲- زمین‌دماسنجی

دماسنجی بر اساس مقدار Al موجود در کوارتز با استفاده از نسبت (1) (Dennen and Blackburn, 1970) (ppm Al per 3.6°C) دمای ۵۷۱ تا ۷۶۲ درجه سانتی‌گراد را پیشنهاد کرده است (جدول ۶). دماسنجی دو فلدسپار (پلاژیوکلاز و ارتوکلاز کنار هم) برای فشارهای یک

جدول ۶- نتایج دماسنجی کوارتزهای موجود در گرانیت‌های میلیونیتی شمال کلوت چاپدونی بر اساس Al موجود در کوارتز (Dennen and Blackburn, 1970)

Sample	B738	B738	B738	B739
Analysis	33	35	51	111
Temperature by Al content (°C)	762	571	571	571



شکل ۶- نمودار Ab-An-Or برای تعیین دمای تعادل فلدسپارهای موجود در گرانیت‌های میلونیتی شمال کلوت چاپدون. (A) دماسنجی دو فلدسپار در فشار ۱ کیلو بار (Fuhrman and Lindsley, 1988) و (B) فشار ۸ کیلو بار (Koroll, 1993; Anderson, 1996)

۴-۳- سنگ‌زایی

نیز بسته‌بودن سامانه دانست. همچنین کمبود گروسولار در آنها را می‌توان به دلیل نبود عوامل داخلی و انتشار عناصر (Hwang et al., 2003; Huckenholz, 1982) و نیز علاوه بر نقش فشار، می‌توان به درصد بسیار پایین کلسیم (An₇₋₁₀) در سنگ‌های در برگیرنده نسبت داد (Green, 1977).

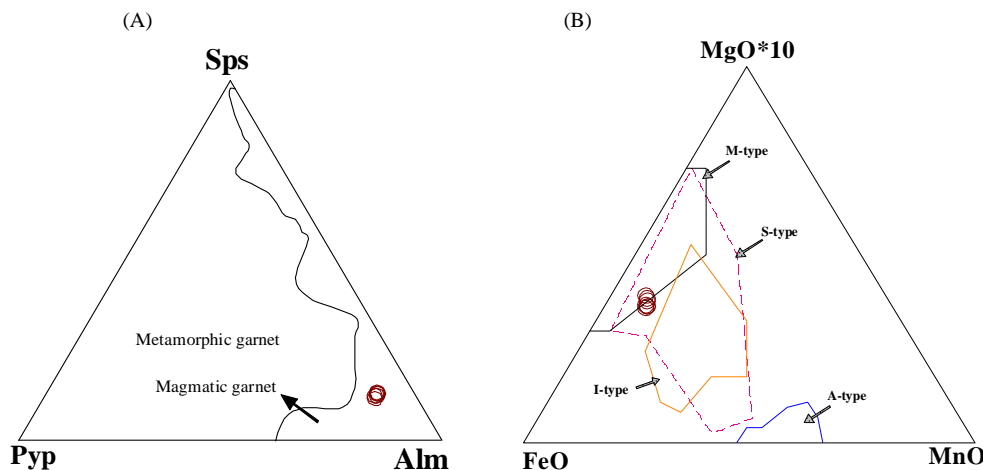
با توجه به زون‌بندی نوسانی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های این ناحیه، کم‌بودن درصد Fe^{2+} در مرکز و Mg در حاشیه و نیز نبود غنی‌شدگی شدید Mn در مرکز، می‌توان گفت گارنت‌های مورد مطالعه دارای منشأ ماگمایی است (Jamtveit, 1991) و Kistler et al., (1981).

اگر گارنت‌ها، زون‌بندی شیمیایی بسیار مشخص افزایشی و یا کاهشی (از مرکز به حاشیه) از خود نشان ندهند، برای تشخیص ماهیت آنها لازم است افزون بر معیارهای شیمیایی، بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی نیز مدنظر قرار گیرد. برای این منظور، ماهیت گارنت‌ها در نمودار مثلثی تمایزکننده گارنت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی (Miller and Stoddard, 1981) در قلمرو گارنت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل - ۷A) و شواهدی مانند شکل‌دار و پایداربودن گارنت‌ها در سنگ، تغییرات محدود و کم ترکیب شیمیایی آنها و نداشتن زون‌بندی مشخص میانبارهایی از کانی‌های دگرگونی مانند سیلیمانیت در آنها، عدم وجود دوقلویی (بهری‌فر، ۱۳۸۹) و عدم وجود بخش‌هایی از سنگ اولیه به‌صورت بیگانه‌سنگ یا بیگانه‌بلور گارنت در سنگ (Harangi et al., 2001; Kawabata and Takafuji, 2005; Green, 1977) می‌تواند بیانگر منشأ ماگمایی آنها باشد. وجود حاشیه مشخص و سالم در گارنت‌ها نشان‌دهنده تعادل گرمایی ماگما با گارنت در مراحل پایانی تبلور آنها در سنگ است (Green and Ringwood, 1968; Green, 1977) این گارنت‌ها در نمودار مثلثی $FeO-MgO*10-Mn$ (Zang et al., 2012) در محدوده گارنت‌های موجود در گرانیت‌های تیپ S قرار می‌گیرند (شکل B-۷). Green (1977) تبلور گارنت‌های ماگمایی دارای ۲ تا ۱۰ درصد اسپسارتین و ۲ تا

با توجه به نتایج مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری می‌توان گفت که قرار داشتن این سنگ‌ها در درون یک کمپلکس دگرگونی حلقوی، مقدار قابل توجه فلدسپار پتاسیم (۳۵ درصد)، وجود مسکوویت و گارنت، تشکیل فیبرولیت سیلیمانیت، وجود بیوتیت و اسپینل که متعلق به بخش رستیتی سنگ دگرگونی ذوب شده است، نبود آمفیبول در این سنگ‌ها، و نیز نبود کانی‌های فرعی مانند تیتانیت و آلانیت که شاخص شناسایی گرانیت‌های نوع I هستند، بیانگر ماهیت S گرانیت‌های شمال کلوت چاپدون است (Chappel and White, 1974, 1987, and 1992).

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی، گارنت‌های موجود در گرانیت‌های این ناحیه، از گروه پیرالسپیت بوده و ترکیب کانی‌شناسی عمده آنها آلماندین- اسپسارتین با میانگین درصد به ترتیب ۷۷ و ۱۳ است (شکل D-۵). بررسی زون‌بندی یکی از بلورهای گارنت (G1) از مرکز به حاشیه بیانگر تغییرات ترکیبی نوسانی محدود در آنهاست (شکل E-۵) و نشان می‌دهد که بیشترین مقدار درصد آلماندین در حاشیه این گارنت‌هاست که این می‌تواند نشان‌دهنده فوگاسیته پایین اکسیژن و نیز بسته‌بودن سامانه در محیط تشکیل آنها باشد. زیرا گارنت‌های موجود در سنگ‌های این ناحیه عمدتاً غنی از Fe^{2+} (آلماندین) هستند (شکل F-۵) و کانی‌هایی که آهن فرو (Fe^{2+}) دارند، در فوگاسیته اکسیژن پایین دارای پایداری گرمایی بیشتری هستند (Spear, 1995). کم‌بودن مقدار درصد اسپسارتین (Mn) در حاشیه گارنت، می‌تواند بیانگر سازگاری بسیار این عنصر در ساختار گارنت باشد و یا به عبارتی دیگر در اولین مراحل تبلور، خاصیت مکنندگی گارنت برای عنصر Mn قوی‌تر است (London, 2008; Fu-Yuan et al., 2004). زون‌بندی Ca در گارنت‌های سری آندرادیت-گروسولار رخ می‌دهد. صرف‌بودن درصد آندرادیت در گرانیت‌های موجود در این ناحیه را می‌توان به دلیل نبود عوامل خارجی (Einaudi et al., 1982) همچون نفوذ سیالات با فوگاسیته اکسیژن بالا و افزایش شرایط اکسایش یا افزایش فوگاسیته اکسیژن و بالارفتن نسبت Fe^{3+}/Al^{3+} (Yardley, 1991) و

۶ درصد گروسولار را در فشار حدود ۵ تا ۷ کیلوبار می‌داند. بهاری‌فر، (۱۳۸۹) پایین بودن مقدار اسپسارتین و نبود کردپریت را نشان‌دهنده فشار



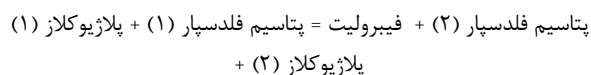
شکل ۴-۷ (A) نمودار مثلثی متمایزکننده گارنت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی (Miller and Stoddard, 1981). (B) نمودار مثلثی ترکیب شیمیایی FeO-MgO*10-Mn در تعیین ماهیت گارنت‌های موجود در گرانیت‌های میلونیتی شمال کلوت چاپدونی (Zang et al., 2012)

۴۵۰ درجه سانتی‌گراد نسبت داده است. از سوی دیگر، نبود کانی میکروکلین در این سنگ‌ها نشان‌دهنده دگرشکلی‌های پیش از تبدیل شدن گرانیت به گنیس است (Buttner, 1999) و نیز تبلور دوباره فلدسپارها در سنگ‌های این ناحیه دلیل دیگری بر دگرشکلی سنگ‌ها در دمای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Tullis et al., 2000).

با توجه به مطالب یادشده می‌توان میلونیتی شدن گرانیت‌ها را مربوط به اعمال نیروهای زمین‌ساختی (تنش) در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و در شرایط ساب‌سولیدوس دانست. شواهدی همچون پرشدگی شکستگی فلدسپارها توسط کانی‌های ثانویه (سریسیت)، می‌تواند نشان‌دهنده عدم حضور مذب در مراحل دگرشکلی باشد (Bell and Johnson, 1989) و یا به عبارتی دیگر نشان‌دهنده رخداد دگرشکلی پس از تشکیل گرانیت‌ها است. (Passchier and Trouw, 1998) وجود شکستگی در کانی‌ها، خاموشی موجی و مرزهای چفت‌شده بین بلورهای کوارتز را نیز در اثر نیروهای زمین‌ساختی پس از تشکیل گرانیت‌ها می‌دانند. از دیگر شواهد میلونیتی شدن گرانیت‌های مورد مطالعه تشکیل بافت‌های پرتیت و میرمکیت به صورت محدود و پراکنده می‌باشد که بر اساس تقسیم‌بندی بافت‌های ثانویه (Shelley, 1993)، مربوط به بافت‌هایی هستند که در زمان سرد شدن ماگما یا دگرگونی‌های پس از آن حاصل می‌شوند. در این‌گونه بافت‌ها تغییرات عمده‌ای در ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی به وجود نمی‌آید. در این موارد به دلیل نبود آثار پلاژیوکلازهای اولیه در فلدسپارهای پتاسیم پرتیتی، نمی‌توان فرایندهای متاسوماتیسم را موثر بر تشکیل آنها دانست (Tuttle, 1952) اما با توجه به این که کمپلکس چاپدون، از نظر زمین‌ساختی فعال است، اعمال تنش و یا نیروهای زمین‌ساختی جهت‌دار در منطقه، می‌تواند عامل تشکیل آنها باشد (Vernon, 2004). این فرایند بر جهت‌یافتگی ترجیحی تیغه‌های پرتیت نیز اثر می‌گذارد (شکل ۴-۵). بافت میرمکیتی در این سنگ‌ها بسیار محدود بوده و نمی‌توان جهت‌یافتگی شبکه بلوری خاصی را برای آنها

۴-۴- تحولات بعد از ماگماتیسیم (میلونیتی شدن)

Holdaway, (1971) فیبرولیت را یک سیلیمانیت نابالغ و محصول یک واکنش سریع و غیر قابل برگشت در نظر گرفته است. Finger and Prince, (1972) بی‌نظمی Al-Si در تشکیل فیبرولیت را پیشنهاد کرده‌اند. Navrotsky et al., (1973) بی‌نظمی فوق را مربوط به دماهای کمتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌دانند. سپاهی، (۱۳۷۸) شرایط ترمودینامیکی پایداری فیبرولیت را کمتر از سیلیمانیت منشوری می‌دانند. Sassi et al., (2004) رشد فیبرولیت‌ها را به سطح پایین انرژی و آهنگ رشد سریع کانی در اثر یک واکنش، در محدوده فراتر از حد معمول پایداری آن می‌دانند. Sassi et al., (2004) نیز رشد فیبرولیت در درون بلورهای پلاژیوکلاز و در حضور فلدسپار پتاسیم را طبق واکنش زیر می‌دانند:



رجبی، (۱۳۹۲) تشکیل سیلیمانیت درون پلاژیوکلازها را به دلیل افزایش دما می‌داند. به عبارتی SiO_2 و Al_2O_3 مورد نیاز برای تشکیل سیلیمانیت از ناپایداری پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم در اثر افزایش دما تامین می‌شود. شواهد میلونیتی شدن سنگ‌های مورد مطالعه به صورت تبلور دوباره بلورهای کوارتز (تشکیل دانه‌های موزاییکی) بوده که بیانگر اعمال تنش بر آنهاست. این کانی‌ها تحت سازوکارهای جابه‌جایی و لغزشی، رفتار پلاستیکی از خود نشان می‌دهند. (Passchier and Trouw, 1998) نداشتن رفتار شکل‌پذیر و خمیری بلورهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز را حاکی از دگرشکلی دما پایین در کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌دانند اما Sibson, (1977 and 1990) عدم تشکیل آنها را به دماهای کمتر از

دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

مراجع

بهاری‌فر، ع. ا.، ۱۳۸۹، "کانی‌شناسی و منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه دستگرد، جنوب قم" مجله پترولوژی، شماره ۴، صفحه ۱ تا ۱۴.

رجبی، ث.، ۱۳۹۲، "کانی‌شناسی و ژئوشیمی زینولیت‌های درون ولکانیک‌های ائوسن جنوب غرب جندق" مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱ (۵)، صفحه ۶۵ تا ۸۲.

سپاهی، ع. ا.، ۱۳۷۸، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتهای" رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۳۳۰ صفحه.

شاه پسندزاده، م.، نوگل سادات، ع. ا.، آفتابی، ع.، ۱۳۸۲، "تحلیل ساختاری و جنبشی پهنه‌های گسلی پشت بادام، چاپدون و چاتک- نی باز در باختر ریز صفحه‌ی ایران مرکزی" فصلنامه علوم زمین: شماره ۴۷-۴۸، صفحه ۶۸-۷۷.

مختاری، ز.، ۱۳۹۱، "پترولوژی آمفیبولیت‌های افیولیت پشت بادام و کمپلکس چاپدونی (شمال شرق استان یزد)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ۱۴۰ صفحه.

Anderson, J. L., 1996, "Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh", *Earth Sciences*, v. 87, P.125-138.

Bell, T. H., and Johnson, S. E., 1989, "The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodruffe Thrust mylonite zone, central Australia", *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, P. 151-68.

Buttner, S. H., 1999, "The geometric evolution of structures in granite during continous deformation from magmatic to solid-state conditions", *American Mineralogist*, v. 84, P. 1781-1792.

Chappell, B. W., and White A. J. R., 1974, "Two contrasting granite types", *Pacific Geology*, v. 8, P. 173-174.

Chappell, B. W., White A. J. R., Wyborn D., 1987, "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis", *Journal of Petrology*, v. 28, P. 1111-1138.

Chappell, B. W., White A. J. R., 1992, "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh", *Earth Sciences*, v. 83, P. 1-26.

Deer W. A., Owie, R. A. H., and Zussman, J., 1992, "An introduction to the rock forming minerals", *Longman, London*, P.696.

Dennen, W. H., and Blackburn, W. H., 1970, "Al in quartz as a geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 27, P. 332-342.

Einaudi, M. T., Burt, D. M., 1982, "Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits", *Economic Geology*, v. 77, P. 745-754.

Finger, L. W., and Prince E., 1972, "Neutron diffraction studies: Andalusite and sillimanite", *Carnegie Institution of Washington Year Book*, v. 71, P. 496-500.

مشخص کرد. تشکیل این بافت را Hibbard, (1995) نیز در اثر اعمال استرس و نیروهای زمین‌ساختی جهت‌دار پس از تشکیل کمپلکس چاپدونی می‌داند به‌گونه‌ای که سبب به هم ریختن این مجموعه و میلونیتی شدن گرانیتهای در منطقه مورد مطالعه شده است (شکل ۴-F). (Mainprice et al., (1986)

وجود بافت پرتیت و میرمیکیتی همراه با ریزساخت‌های زمینه سنگ را در اثر دگرشکلی نسبتاً دما بالا می‌داند که از جمله این شواهد تشکیل فیبرولیت‌های سیلیمانیت به خرج فلدسپارها در این سنگ‌هاست. چرا که سیلیسیم و آلومینیم موردنیاز برای تشکیل سیلیمانیت از ناپایداری پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم در اثر افزایش دما تامین می‌شود (رجبی، ۱۳۹۲).

۴-۵- دیدگاه ناحیه‌ای

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات پیشینین (2009, 2010, 2011) (Ramezani and Kargaranbafghi et al., 2006, 2008, Tucker, 2003), (Verdel et al., 2007)، بررسی‌های صحرایی، آزمایشگاهی و نتایج سنگ‌شناسی به‌دست آمده می‌توان گفت که دلیل تشکیل کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی و گرانیتهای مورد مطالعه در این پژوهش، فرورانش صفحه اقیانوسی نوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی، رخداد ذوب‌بخشی، صعود ماگمای ایجادشده و قرارگرفتن آن در زیر پوسته قاره‌ای، باعث توسعه درجات مختلف دگرگونی در ناحیه شده است. با افزایش درجه دگرگونی، رسوبات دگرگون شده، دچار ذوب شده و گرانیتهای مطالعه‌شده از تبلور این مذاب ایجاد شده‌اند. میلونیتی شدن این سنگ‌ها در بررسی‌های صحرایی به خوبی قابل تشخیص است و مطالعات سنگ‌نگاری بیانگر میلونیتی شدن گرانیتهای بعد از تشکیل آنها و در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط ساب‌سولیدوس است.

نتیجه‌گیری

گرانیتهای قطع‌کننده بخش شمالی کلوت چاپدونی از نظر ترکیب کانی‌شناسی دارای فلدسپار (پلاژیوکلاز و ارتوکلاز)، کوارتز، گارنت، خوش‌وجه، مسکوویت، زیرکن و آپاتیت هستند که بیانگر نوع S آنهاست. این سنگ‌ها بعد از تشکیل، میلونیتی شده‌اند و در اثر این پدیده در آنها سیلیمانیت‌های فیبرولیتی به‌وجود آمده است. تشکیل این سیلیمانیت‌ها به‌خرج پلاژیوکلاز و ارتوکلازها بوده است. دلیل تشکیل این کمپلکس دگرگونی حلقوی، استقرار و توقف مذاب‌های حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس در بخش‌های زیرین این ناحیه، افزایش و توسعه درجات مختلف دگرگونی و رخداد ذوب‌بخشی بوده است. گرانیتهای مطالعه‌شده نیز از تبلور مذاب حاصل از ذوب‌بخشی رسوبات دگرگون شده به‌وجود آمده‌اند. این گرانیتهای پس از تشکیل، در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و در شرایط ساب‌سولیدوس دچار میلونیتی شده‌اند.

تقدیر و تشکر

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی معاونت تحقیقات و فناوری

- Fuhrman, L. T., and Lindsley, D. H., 1988, "Ternary-feldspar modeling and thermometry", *American Mineralogist*, v. 75, P. 544-559.
- Fu-Yuan, W., Sun, D., Wilde, S., 2004, "A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad patterns", *Journal of Asian Earth Science*, v. 23, P. 731-744.
- Green, T. H., Ringwood, A. E., 1968, "Origin of the garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 18, P. 163-174.
- Green, T. H., 1977, "Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 65, P. 59-67.
- Haghipour, A., 1974, "Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central) ptrologie et tectonique du socle Percambrien et de sa couverture", *Universite scientifique et medicale de Grenoble France*, P.403.
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C. S., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D., Matthey, D., 2001, "Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications", *Journal of Petrology*, v. 42, P. 1813-1843.
- Hibbard, M. J., 1995, "Petrography to petrogenesis", *Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall*, P.587.
- Holdaway, M. J., 1971, "Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram", *American Journal of Science*, v. 271, P. 97-131.
- Huckenholz, H. G., Fehr, K. T., 1982, "Stability relationship of grossular+quartz+wollastonite+anorthite II, the effect of grandite+hydrograndite solid solution", *Neues Jahrbuch fur Mineralogie-abhandlungen*, v. 145, P. 1-33.
- Hwang, S. L., Shen, P., Yui, T. F., Chu, H. T., 2003, "On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet", *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, P. 761-769.
- Jamtveit, B., 1991, "Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet, nonlinear behavior in regions of immiscibility", *American Mineralogist*, v. 76, P. 1319-1327.
- Janak, M., Plasienk, D., Frey, M., Cosca, M., Schmidt, S. TH., Luptak, B., and Meres, S., 2001, "Cretaceous evolution of a metamorphic core complex, the Veporic unit, Western Carpathians (Slovakia): P-T conditions and in situ ⁴⁰Ar/³⁹Ar UV laser probe dating of metapelites", *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, P. 197-216.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., and Houshmandzadeh, A., 2006, "The Eocene Chapedony metamorphic core complex in Central Iran: preliminary structural results", *Geophysical Research Abstracts*, EGU06-A-05008, v. 8, P.120.
- Kargaranbafghi, F., Foeken, J. P. T., Neubauer, F., and Stuart, F. M., 2008, "How Chapedony metamorphic core complex (Central Iran) became cool and how it was overprinted by Neogene asthenosphere uprise: inferences from (U-Th)/He thermochronology", *Geophysical Research Abstracts*, EGU2008-A-08889, v. 10, P.2-14.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., and Genser, J., 2009, "The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of western Central Iran seen through detrital white mica", *Geophysical Research Abstracts*, EGU2009-7969, v. 11, P.32.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., and Genser, J., 2010, "Mesozoic and Eocene ductile deformation of western Central Iran: from Cimmerian collisional orogeny to Eocene extension and exhumation", *Geophysical Research Abstracts*, EGU-2010-6268, v. 12, P.18.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., and Genser, J., 2011, "Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence", *Tectonophysics*, v. 502, P. 221-243.
- Kargaranbafghi, F., Foeken, J. P. T., Stuart, F. M., and Guest, B., 2012, "Cooling history of the Chapedony Metamorphic Core Complex, central Iran: implications for the Eurasia-Arabia collision", *Tectonophysics*, v. 524-525, P. 100-107.
- Kawabata, H., and Takafuji, N., 2005, "Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan", *Mineralogical Magazine*, v. 69, P. 951-971.
- Kistler, R. W., Ghent, E. D., O'Neil J. R., 1981, "Petrogenesis of garnet two-mica granites of northeastern Nevada", *Journal of Geophysical Research*, v. 86, P. 10591-10606.
- Koroll, H., Evangelakakis, C., and Voll, G., 1993, "Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 114, P. 510-518.
- Le Maitre, R. W., 1989, "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the international union of geosciences subcommission on the systematics of igneous rocks", *Oxford, Blackwell Scientific Publications*, P.193.
- London, D., 2008, "Pegmatites", *The Canadian Mineralogist Special Publication*, v. 10, P.347.
- Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P., and Tubia, J. M., 1986, "Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature", *Geology*, v. 14, P. 819-822.
- Miller, C. F., and Stoddard, E. F., 1981, "The role of manganese in the pangenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California", *Journal of Geology*, v. 89, P. 233-246.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, J., and W. A., Dollas, 1981, "Composition of plutonic muscovite: genetic implications", *Canadian Mineralogist*, v. 19, P. 23-34.
- Nadimi, A., 2007, "Evolution of the Central Iranian basement", *Gondwana Research*, v. 12, P. 324-333.
- Navrotsky, A., Newton, R. C., and Kleppa, O. J., 1973, "Sillimanite-disordering enthalpy by calorimetry", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, P. 2497-2508.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 1998, "Microtectonics", *Springer Verlag, Berlin*, P.289.
- Ramezani, J., and Tucker, R., 2003, "The Saghand region,

- Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", *American Journal of Science*, v. 303, P. 622-665.
- Sassi, R., Mazzoli, C., Spiess, R., and Cester, T., 2004**, "Towards a better understanding of the fibrolite problem: The effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy", *Journal of Petrology*, v. 45, P. 1467-1479.
- Sibson, R. H., 1977**, "Fault rocks and fault mechanisms", *Journal of the Geological Society, London*, v. 133, P. 192-214.
- Sibson, R.H., 1990**, "Faulting and fluid flow in: B.E. Nesbitt, ed., Fluids in tectonically active regimes of the continental crust", *Mineralogical Association of Canada Short Course*, v. 18, P. 93-132.
- Shelley, D., 1993**, "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", *Chapman and Hall, London*, P.445.
- Spear, F. S., 1995**, "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths", *Mineralogical Society of America, Washington DC*, P.799.
- Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C., and Heilbronner, R., 2000**, "Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks", In: (Ed.) Mark Jessell, and Janos Urai, *Stress, Structure and Strain: a volume in honour of Win D. Means, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, v. 2, ISSN 1441-8142.
- Tuttle, O. F., 1952**, "Optical studies on alkali feldspars", *American Journal and Science, Bowen volume*, P. 553-568.
- Verdel, Ch., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R., and Spell, T. L., 2007**, "Geology and thermochronology of Tertiary cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran", *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, P. 961-977.
- Vernon, R. H., 2004**, "A practical guide to rock microstructure", *Cambridge University Press, Cambridge*. P.594.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010**, "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, v. 95, P. 185-187.
- Yardley, B. W. D., Rochelle C. A., Barnicoat, A. C., Lloyd, G. E., 1991**, "Oscillatory zoning in metamorphic minerals, An indicator of infiltration metasomatism", *Mineralogical Magazine*, v. 55, P. 357-365.
- Zang, J., Ma, C., and she, Z., 2012**, "An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints", *Geoscience Frontiers*, v. 3, P. 635-646.