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

زهراالسادات زکیپور^{*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: ۳۲۹۹۴ه وینیرش مقاله: ۹۳/۱۱/۵ دریافت مقاله: ۹۲/۹/۴، پذیرش مقاله: ۹۳/۱۱/۵

چکیدہ

کلوت چاپدونی جزئی از کمپلکس دگر گونی حلقوی ائوسن چاپدونی در بخش غربی بلوک پشت بادام است. این کمپلکس شامل میگماتیت، گنیس، آمفیبولیت، مرمر، میکاشیست و گرانیتوییدهای 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 به خوبی در آن دیده می شود. این گرانیتها دارای کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، گارنت، فیبرولیت سیلیمانیت، و کانیهای فرعی مسکوویت، زیرکن، آپاتیت، بیوتیت و اسپینل هستند. به رغم میلونیتی شدن این سنگها و تشکیل فیبرولیتهای سیلیمانیت، بافتهای آذرین اولیه دانهای و پویکیلیتیک قابل تشخیص هستند. تشکیل فیبرولیتهای سیلیمانیت به خرج ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در این سنگها مورت گرفته است. مطالعه شیمی کانیها نشان می دهد که پلاژیوکلازها دارای ترکیب آلبیت و بسیار نزدیک به الیگوکلاز (AngAbarof) هستند. گارنتها دارای ترکیب وAlm₇₇Sps₁₃Prp بوده، و ارتوکلازها ماه دانهای و مستند. شواهد صحرایی (همراهی این گرانیتها با میگماتیتها و دیگر سنگهای کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی)، سنگنگاری (فراوانی ارتوکلاز، وجود گارنت و مسکوویت، تشکیل فیبرولیتهای سیلیمانیت به خرج ارتوکلاز و پلاژیوکلازها (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 (غذی بودن از اسپسارتین) نشان می دهد که ماگمای سازنده این گرانیتها از ذوب واحدهای سنگی با ماهیت اولیه رسوبی (S-type)، سوبی و مروز این ارتوکلاز، و مسکوویت، تشکیل فیبرولیتهای سیلیمانیت)، و شیمی گارنتها (غذی ودن از اسپسارتین) نشان می دهد که ماگمای سازنده این گرانیتها از ذوب واحدهای سنگی با ماهیت اولیه رسوبی (S-type)، مور در فرانیتهای و مسکوویت، تشکیل فیبرولیتهای میلیمانیت)، و شیمی گارنتها (غذی بودن از اسپسارتین) نشان می دهد که ماگمای سازنده این گرانیتها از ذوب واحدهای سنگی با ماهیت اولیه رسوبی (S-type)، سوبی گرانیتها از ذوب واحدهای سنگی با ماهیت اولیه رسوبی (S-type)، و سوبی و سوبی و بر و در و برولیتهای سیلیمانی و در شرایط ساب سولی و در این مای ۲۰۰ درجه سانتی گراه و در شرایتهای و و در و سرولیتهای سوبی و در در درمای ۲۰۰ درجه سانتی گراه و در سرایم ساب سوبی و میلیو سربی و

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

۱– مقدمه

بالاآمدن ماگما از گوشته بالایی و قرار گرفتن آن زیر پوسته قارهای، باعث تشکیل گنبدهایی می شود 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 آناتکسی نیز پیش رفته و در صورت جداشدن مذاب حاصل از ذوب بخشی و امکان صعود آنها به لایه های بالایی، سبب رخنمون توده های گرانیتوییدی متنوع در سطح می شوند. در حقیقت مجموعه کمپلکس های دگر گونی حلقوی، رخنمون هایی از نقاط عمیق پوسته هستند که به صورت گنبدی بیرون زدگی داشته و در ارتباط با فرایندهای ماگمایی حاصل از فازهای کششی، از بخـشهـای عمیـق پوسـته 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 زمین شناسی ابن بخش از سرزمین ایران بسیار موثر است .

با بررسی بخشهای شمالی کلوت چاپدونی، گرانیت هایی را می توان یافت که دیگر واحدهای سنگی این ناحیه را قطع می کنند (شکل ۳). این پژوهش با استفاده از بررسیهای صحرایی و مطالعات سنگنگاری و شیمی کانیها، به مطالعه این گرانیت های قطع کننده بخش های شمالی کلوت چاپدونی پرداخته است .

۲- زمین شناسی عمومی منطقه

کمپلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی جزئی از بلوک پشت بادام بوده و منطقه مورد مطالعه در محدوده تقریبی طول جغرافیایی '۱۵ °۵۵ تا '۳۰ ۵۵۵ شمالی و عرض جغرافیایی ۲۵ °۳۳ تا '۰۰ ۳۳ شمالی در بخش های شمال شرقی استان یزد واقع شده است. بر اساس تقسیم بندی بلوک پشت بادام توسط (Ramezani and Tucker, 2003) کمپلکس دگر گونی حلقوی چاپدونی در بخش غربی این بلوک قرار گرفته و دارای مجموعهای از سنگ های میگماتیت، گنیس، آمفیبولیت، مرمر، میکاشیست و گرانیتوییدهای متنوع است. این کمپلکس دگر گونی به سه کلوت جدا از هم شامل کلوت چاپدونی در بخش میانی، کلوت چاه تک در بخش شمالی و کلوت نی باز در بخش جنوب غربی تقسیم می شود که با روند تقریبی شمال جنوب گسترش یافتهاند. مرز غربی این کمپلکس با گسل چاپدونی و مرز

(Ramezani and Tucker, Verdel et al., (2007) (2006) (2003) فرورانش صفحه اقيانوسي نوتتيس به زير صفحه ايران مركزي میدانند که بر اثر این فرایند، فاز کششی ایجاد شده و سبب ناز کشدن یوسته و بالاآمدن ماگما شده است. قرارگیری ماگما در زیر یوسته نیز سبب بالازدگی (Exhumation) یوسته شده و در یی آن کمیلکس چایدونی تشکیل شده است. آهنگ این بالازدگی را Kargaranbafghi et al., ا (2008) ۶/۶ تا ۱/۳ کیلومتر در میلیون سال در نظر گرفتهاند. همچنین با توجه به فعال بودن منطقه از نظر زمین ساختی، شاه پسندزاده و همکاران، (۱۳۸۲) به بررسی ویژگیهای هندسی- جنبشی یهنههای گسلی این کمیلکس پرداخته و Kargaranbafghi et al., (2010) دگرشکلیهای شکننده در این ناحیه را حاصل برخورد صفحه عربی و اوراسیا در نظر گرفتهاند و شرایط دگرگونی کمیلکس دگرگونی حلقوی چایدونی را در ۷۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۴–۳ کیلوبار تعیین کردهاند. Kargaranbafghi et al., (2012) با استفاده از روش He (U-Th) و مطالعه زیرکن و آیاتیت گرانیت و گنیسهای منطقه، سردشدن کمیلکس دگرگونی حلقوی چاپدونی از دمای ۷۵۰ درجه سانتی گراد در ائوسن به ۶۰ درجه سانتی گراد در الیگوسن در کمتر از ۲۰ میلیون سال (۸۰ درجه سانتی گراد در هر میلیون سال) پیشنهاد نمودهاند. مختاری، (۱۳۹۱) به مطالعه سنگشناسی آمفیبولیت های کمیلکس چاپدونی پرداخته و آنها را حاصل دگر گونی

سنگهای رسوبی (پاراآمفیبولیت) میداند.

شرقی آن به کمپلکس پشت بادام محدود مے شود (شکل ۱). درجهٔ دگرگونی واحدهای سنگی آن در حد رخسارهٔ آمفیبولیت است که تا ذوب آناتکسی نیز پیش رفته است. (Haghipour, (1974) سن دگرگونی های این ناحیه را با توجه به بررسیهای صحرایی و بالابودن درجه دگرگونی آنها به پرکامبرین نسبت داده است. همچنین به اعتقاد وی حفظ آثار لایهبنـدی، وجود میانلایههای مرمر و کانیهای تخریبی در این ناحیه، نشاندهنده خاستگاه اولیه آواری- آتشفشانی سنگهای دگر گونی چایدونی است. Nadimi, (2007) نيز پيسنگ اين کميلکس را قديمي در نظر گرفته است کے در زمان پالئوپروتروزوپیک تشکیل و در زمان پالئو تا نئوپروتروزوییک تحتتاثیر تنشهای فشارشی، دگرگون شده است. اما Kargaranbafghi et al., Ramezani and Tucker (2003) verdel et al., (2007) و (2008) (2008) (2010) بەترتىب با استفاده از روش های ⁴⁰Ar/³⁹Ar ،U-Pb و U-Th) /He ، زیسر کن و آیاتیت درون سنگهای گنیس و میگماتیت، سن سنگهای دگر گونی این کمپلکس را بین ۴۱ تا ۴۹ میلیون سال پیش تعیین کردهانید. همچنین با توجه به سن سنجي هايي كه توسط (2012) Kargaranbafghi et al., با استفاده از روش He/ (U-Th)، زیرکن و آیاتیت بر روی گرانیتهای موجود در کمپلکس چاپدونی، سن دگرگونی های این کمپلکس را حدود ۴۵ میلیون سال پیش (ائوسن میانی) در نظر گرفتهاند. مدل تشکیل این کمیلکس Kargaranbafghi et al., (2010) (2008) (2009) (2011)) 1,







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

۳.۲

www.SID.ir



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

۳- روش انجام کار

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونهبرداری از واحدهای مختلف کمپلکس چاپدونی، به منظور مطالعات سنگنگاری و کانی شناسی، از واحدهای مختلف سنگی آن، ۳۵ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. از بین مقاطع میکروسکوپی، نمونه های کمتر دگرسان شده و ایده آل بر گرفته از گرانیتهای منطقه انتخاب و از آنها بهمنظور انجام تجزیه ریزکاو الکترونی، مقطع نازک صیقلی تهیه شد. این نمونه ها با استفاده از دستگاه تجزیه

ريزكاو الكتروني JEOL مدل (WDS) مدال JXA-8800 (WDS) دانشكاه كانازاواي ژاپن با ولتاژ شتابدهنده kV و جريان nA تجزيه شدند. در

تفکیک مقدار ${ m Fe}^{2+}$ و ${ m Fe}^{3+}$ برای دسترسی به فرمول ساختاری کانیهـا نیـز
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 تـا ۵ آورده شـده اسـت. اختصـار نـام كـانیهـا در تصـاویر
سنگنگاری برگرفته از Whitney and Evans, (2010) است.

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	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 میلونیتی شمال کلوت چاپدونی

Sample	B738	B738	B738	B739-1
Point	33	35	51	111
Mineral	Qz	Qz	Qz	Qz
SiO ₂	99.71	100.01	99.86	100.07
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	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
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	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
Fe ²⁺	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
К	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum	1.001	1.000	1.000	1.000

Sample	B738						
Point	27	28	29	30	31	60	61
Comment	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	С	R
Mineral	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 ۳- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری گارنتهای موجود در گرانیتهای میلونیتی شمال کلوت چاپدونی. 21 تا 25 بیانگر نقاط تجزیهشده از یک گارنت به صورت مرکز به حاشیه است. C و R نیز به تر تیب بیانگر مرکز و حاشیه بلور گارنت است.

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
Oxygen# Si	5 1.139	5 1.138	5 1.131	5 1.029	5 1.056	5 1.054	5 1.039	5 1.038	5 1.016	5 1.030	5 1.049	5 1.009	5 1.004
Oxygen# Si Ti	5 1.139 0.000	5 1.138 0.000	5 1.131 0.000	5 1.029 0.000	5 1.056 0.000	5 1.054 0.000	5 1.039 0.000	5 1.038 0.000	5 1.016 0.000	5 1.030 0.000	5 1.049 0.000	5 1.009 0.000	5 1.004 0.000
Oxygen# Si Ti Al	5 1.139 0.000 1.782	5 1.138 0.000 1.784	5 1.131 0.000 1.799	5 1.029 0.000 1.951	5 1.056 0.000 1.909	5 1.054 0.000 1.912	5 1.039 0.000 1.931	5 1.038 0.000 1.934	5 1.016 0.000 1.969	5 1.030 0.000 1.955	5 1.049 0.000 1.915	5 1.009 0.000 1.977	5 1.004 0.000 1.984
Oxygen# Si Ti Al Fe ²⁺	5 1.139 0.000 1.782 0.000	5 1.138 0.000 1.784 0.000	5 1.131 0.000 1.799 0.000	5 1.029 0.000 1.951 0.000	5 1.056 0.000 1.909 0.000	5 1.054 0.000 1.912 0.000	5 1.039 0.000 1.931 0.000	5 1.038 0.000 1.934 0.000	5 1.016 0.000 1.969 0.000	5 1.030 0.000 1.955 0.000	5 1.049 0.000 1.915 0.000	5 1.009 0.000 1.977 0.000	5 1.004 0.000 1.984 0.009
Oxygen# Si Ti Al Fe ²⁺ Fe ³⁺	5 1.139 0.000 1.782 0.000 0.006	5 1.138 0.000 1.784 0.000 0.005	5 1.131 0.000 1.799 0.000 0.007	5 1.029 0.000 1.951 0.000 0.006	5 1.056 0.000 1.909 0.000 0.007	5 1.054 0.000 1.912 0.000 0.006	5 1.039 0.000 1.931 0.000 0.008	5 1.038 0.000 1.934 0.000 0.008	5 1.016 0.000 1.969 0.000 0.006	5 1.030 0.000 1.955 0.000 0.005	5 1.049 0.000 1.915 0.000 0.008	5 1.009 0.000 1.977 0.000 0.006	5 1.004 0.000 1.984 0.009 0.000
Oxygen# Si Ti Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn	5 1.139 0.000 1.782 0.000 0.006 0.000	5 1.138 0.000 1.784 0.000 0.005 0.001	5 1.131 0.000 1.799 0.000 0.007 0.000	5 1.029 0.000 1.951 0.000 0.006 0.000	5 1.056 0.000 1.909 0.000 0.007 0.000	5 1.054 0.000 1.912 0.000 0.006 0.000	5 1.039 0.000 1.931 0.000 0.008 0.000	5 1.038 0.000 1.934 0.000 0.008 0.000	5 1.016 0.000 1.969 0.000 0.006 0.000	5 1.030 0.000 1.955 0.000 0.005 0.000	5 1.049 0.000 1.915 0.000 0.008 0.000	5 1.009 0.000 1.977 0.000 0.006 0.000	5 1.004 0.000 1.984 0.009 0.000 0.000
Oxygen# Si Ti Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg	5 1.139 0.000 1.782 0.000 0.006 0.000 0.000	5 1.138 0.000 1.784 0.000 0.005 0.001 0.000	5 1.131 0.000 1.799 0.000 0.007 0.000 0.003	5 1.029 0.000 1.951 0.000 0.006 0.000 0.001	5 1.056 0.000 1.909 0.000 0.007 0.000 0.001	5 1.054 0.000 1.912 0.000 0.006 0.000 0.001	5 1.039 0.000 1.931 0.000 0.008 0.000 0.002	5 1.038 0.000 1.934 0.000 0.008 0.000 0.002	5 1.016 0.000 1.969 0.000 0.000 0.000 0.000	5 1.030 0.000 1.955 0.000 0.005 0.000 0.000	5 1.049 0.000 1.915 0.000 0.008 0.000 0.000	5 1.009 0.000 1.977 0.000 0.006 0.000 0.000	5 1.004 0.000 1.984 0.009 0.000 0.000 0.000
Oxygen# Si Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg Ca	5 1.139 0.000 1.782 0.000 0.006 0.000 0.000 0.000 0.005	5 1.138 0.000 1.784 0.000 0.005 0.001 0.000 0.005	5 1.131 0.000 1.799 0.000 0.007 0.000 0.003 0.006	5 1.029 0.000 1.951 0.000 0.006 0.000 0.001 0.002	5 1.056 0.000 1.909 0.000 0.007 0.000 0.001 0.003	5 1.054 0.000 1.912 0.000 0.006 0.000 0.001 0.004	5 1.039 0.000 1.931 0.000 0.008 0.000 0.002 0.002	5 1.038 0.000 1.934 0.000 0.008 0.000 0.002 0.001	5 1.016 0.000 1.969 0.000 0.006 0.000 0.000 0.000	5 1.030 0.000 1.955 0.000 0.005 0.000 0.000 0.000	5 1.049 0.000 1.915 0.000 0.008 0.000 0.000 0.000 0.002	5 1.009 0.000 1.977 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000	5 1.004 0.000 1.984 0.009 0.000 0.000 0.000 0.001
Oxygen# Si Ti Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg Ca Na	5 1.139 0.000 1.782 0.000 0.006 0.000 0.000 0.005 0.035	5 1.138 0.000 1.784 0.000 0.005 0.001 0.000 0.005 0.035	5 1.131 0.000 1.799 0.000 0.007 0.000 0.003 0.003 0.006 0.016	5 1.029 0.000 1.951 0.000 0.006 0.000 0.001 0.002 0.006	5 1.056 0.000 1.909 0.000 0.007 0.000 0.001 0.003 0.020	5 1.054 0.000 1.912 0.000 0.006 0.000 0.001 0.004 0.020	5 1.039 0.000 1.931 0.000 0.008 0.000 0.002 0.002 0.002	5 1.038 0.000 1.934 0.000 0.008 0.000 0.002 0.001 0.003	5 1.016 0.000 1.969 0.000 0.000 0.000 0.000 0.001 0.001	5 1.030 0.000 1.955 0.000 0.005 0.000 0.000 0.000 0.000	5 1.049 0.000 1.915 0.000 0.008 0.000 0.000 0.000 0.002 0.001	5 1.009 0.000 1.977 0.000 0.006 0.000 0.000 0.000 0.004 0.001	5 1.004 0.000 1.984 0.009 0.000 0.000 0.000 0.001 0.001
Oxygen# Si Ti Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg Ca Na K	5 1.139 0.000 1.782 0.000 0.006 0.000 0.000 0.000 0.005 0.035 0.042	5 1.138 0.000 1.784 0.000 0.005 0.001 0.000 0.005 0.035 0.038	5 1.131 0.000 1.799 0.000 0.007 0.000 0.003 0.006 0.016 0.031	5 1.029 0.000 1.951 0.000 0.006 0.000 0.001 0.002 0.006 0.005	5 1.056 0.000 1.909 0.000 0.007 0.000 0.001 0.003 0.020 0.005	5 1.054 0.000 1.912 0.000 0.006 0.000 0.001 0.004 0.020 0.005	5 1.039 0.000 1.931 0.000 0.008 0.000 0.002 0.002 0.002 0.003 0.023	5 1.038 0.000 1.934 0.000 0.008 0.000 0.002 0.001 0.003 0.021	5 1.016 0.000 1.969 0.000 0.006 0.000 0.000 0.000 0.001 0.001 0.012	5 1.030 0.000 1.955 0.000 0.005 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000	5 1.049 0.000 1.915 0.000 0.008 0.000 0.000 0.000 0.002 0.001 0.036	5 1.009 0.000 1.977 0.000 0.006 0.000 0.000 0.000 0.004 0.001 0.011	5 1.004 0.000 1.984 0.009 0.000 0.000 0.001 0.001 0.001 0.007
Oxygen# Si Al Fe ²⁺ Fe ³⁺ Mn Mg Ca Na K Sum	5 1.139 0.000 1.782 0.000 0.006 0.000 0.000 0.000 0.005 0.035 0.042 3.009	5 1.138 0.000 1.784 0.000 0.005 0.001 0.000 0.005 0.035 0.038 3.006	5 1.131 0.000 1.799 0.000 0.007 0.000 0.003 0.006 0.016 0.031 2.993	5 1.029 0.000 1.951 0.000 0.006 0.000 0.001 0.002 0.006 0.005 3.001	5 1.056 0.000 1.909 0.000 0.007 0.000 0.001 0.003 0.020 0.005 3.001	5 1.054 0.000 1.912 0.000 0.006 0.000 0.001 0.004 0.020 0.005 3.002	5 1.039 0.000 1.931 0.000 0.008 0.000 0.002 0.002 0.002 0.003 0.023 3.009	5 1.038 0.000 1.934 0.000 0.008 0.000 0.002 0.001 0.003 0.021 3.007	5 1.016 0.000 1.969 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.001 0.001 0.012 3.005	5 1.030 0.000 1.955 0.000 0.005 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.002 2.993	5 1.049 0.000 1.915 0.000 0.008 0.000 0.000 0.000 0.002 0.001 0.036 3.012	5 1.009 0.000 1.977 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.004 0.001 0.011 3.008	5 1.004 0.000 1.984 0.009 0.000 0.000 0.001 0.001 0.001 0.007 3.008

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	
К	0.854	0.833	0.811	
Sum	5.943	5.980	5.878	
Fe#	0.910	0.710	0.750	

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

۴- بحث و بررسی

۴ –۱ – سنگنگاری و شیمی کانیها

این سنگها در نمونه دستی روشنرنگ بوده و دارای کانیهای سفید و گارنت صورتی رنگ، در حد چند میلی متر هستند. از نظر سنگنگاری، گرانیت میلونیتهای مورد بررسی دارای کانیهای پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، گارنت، فیبرولیت سیلیمانیت، مسکوویت، بیوتیت، زیرکن، آپاتیت و اسپینل هستند. به رغم میلونیتی شدن این سنگها و تشکیل فیبرولیتهای سیلیمانیت، بافتهای آذرین اولیه دانهای و پویکیلیتیک به خوبی قابل تشخیص هستند.

نتایج مطالعه مودال کانیها در گرانیتوییدهای قطع کننده بخش شمالی کلوت چاپدونی نشان میدهد که میانگین درصد حجمی کانیهای www.SID.ir

پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز بهترتیب حدود ۴۰، ۳۵ و ۲۵ درصد است و در نمودار QAP (Le Maitre, 1989) در محدوده گرانیتها قرار میگیرنـد (شکل A-۵). این سنگها در نمونههای دستی و زیر میکروسکوپ، شواهد میلونیتیشدن را بهخوبی نشان میدهند.

در این گرانیتها پلاژیوکلازها بهصورت نیمهوجهدار تا بی وجه بوده و دوقلوییهای پلی سینتتیک از خود نشان می دهند. این کانیها زون بندی مشخصی را از خود نشان نمی دهند. 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 (میهم مولاز هستند می ایک وکلاز هستند (می کله مورد و از نظر ترکیب شیمیایی ارتوکلاز (Or₈₄Ab₁₆) هستند درشتدانه بوده و از نظر ترکیب شیمیایی ارتوکلاز (or₈₄Ab₁₆) هستند (جدول ۱، شکل B-۵).

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 مقاوم تری همچون فلدسپارها را در برگرفته 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 می شود. اغلب دارای میانبارهایی از کوارتز بوده، اما بهندرت درون آنها میانبارهایی از کانیهای دیگر همچون مسکوویت و بیوتیت نیز دیده می شود. این کانیها شکستگی کمی دارند و در محل شکستگیها گاهی کلریتی شدهاند (شکل B-۴). میانگین درصد اعضای پایانی گارنتهای موجود در این گرانیتها، به صورت آلماندین، اسپسارتین، پیروپ، گروسولار و آندرادیت با فراوانیهای ۲۷، ۱۳، ۹، ۱ و صفر درصد است (جدول ۳).

سیلیمانیت در این سنگها از نوع فیبرولیت است. سیلیمانیت فیبری یا فیبرولیت عموما به شکل گروههایی سوزنی در درون یا در حاشیه فلدسـپارها

دیده می شوند که نمایانگر تشکیل آنها به خرج فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز است (شکل C-4). فیبرولیتها به صورت نوارهایی نسبتا موازی در سنگ پراکنده هستند و گاهی درون شکستگی گارنتها نفوذ کرده یا آنها را دور زدهاند که این شواهد می تواند نشان دهنده حضور سیلیمانیتها بعد از تشکیل گارنت در سنگهای مورد مطالعه باشد. میانگین مقدار درصد SiO و Al₂O₃ در فیبرولیتهای سیلیمانیت به خرج پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم، به ترتیب ۳۹، ۲۹، ۵۸ و ۶۱ است (جدول ۴).

مسکوویتها به صورت تجمعاتی از دانههای ریز (سریسیت) 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 ۲-۴). براساس نمودار Ti-Mg-Na (Miller et al., 1981) Ti-Mg-Na)، مسکوویتهای مورد مطالعه از نوع اولیه و ثانویه هستند (شکل ۲-۵) و مقدار TiO در این کانیها به طور میانگین ۲/۱۵ است (جدول ۵)

بیوتیت و اسپینلها بهصورت بیوجه با حاشیههایی شکسته و خرد شدهاند. با توجه به شواهد میکروسکوپی مشاهده می شود که این کانیها با دیگر کانی های موجود در سنگ در تعادل نبوده و احتمالا قطعاتی از رستیت هستند.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی گرانیتهای میلونیتی بخش شمالی کلوت چاپدونی (XPL). A) کوارتزهای موجود در زمینه سنگ و به صورت میانبـار در فلدسـپار پتاسـیم 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 میرمکیتی در فلدسپار پتاسیم

www.SID.ir



شکل ۵- A) نمودار ردهبندی و نامگذاری سنگها (Le Maitre, 1989)، بر اساس این نمودار نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتها قرار می گیرند. 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 (Miller et al., (1981) 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

۴-۴- زمیندماسنجی

دماسنجی بر اساس مقدار Al موجود در کوارتز با استفاده از نسبت (1 دمای (Dennen and Blackburn, 1970) (ppm Al per 3.6°C) دمای ۲۵۲۱ تا ۱۹۶۲ درجه سانتی گراد را پیشنهاد کرده است (جدول ۶). دماسنجی دو فلدســپار (پلاژیــوکلاز و ارتــوکلاز کنــار هـم) بــرای فشــارهای یـک

Fuhrman and) ۲ تا ۲ (Koroll, 1993; Anderson, 1996) تا ۸ (Koroll, 1993; Anderson, 1996) کیلوبار، دمای ۵۵۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد را به دست داده است (شکل ۶). بخشهایی از این دماها کمتر از دمای واقعی تبلور این گونه سنگها در محیطهای آذرین است و میتواند نشان دهنده Anderson, 1996; 1996

جدول ۶- نتایج دماسنجی کوارتزهای موجود در گرانیتهای میلونیتی 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	762	571	571	571	
Al content (°C)	702	571	571	571	

www.SID.ir



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

۴-۳- سنگزایی

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 چاپدونی است (Chappel and White, 1974, 1987, and 1992)

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی، گارنتهای موجود در گرانیتهای این ناحیه، از گروه پیرالسییت بوده و ترکیب کانی شناسی عمده آنها آلماندین-اسیسارتین با میانگین درصد بهترتیب ۷۷ و ۱۳ است (شکل D-۵). بررسی زونبندی یکی از بلورهای گارنت (G1) از مرکز به حاشیه بیانگر تغییرات ترکیبے نوسانی محدود در آنهاست (شکل E-۵) و نشان مے دھد که بیشترین مقدار درصد آلماندین در حاشیه این گارنتهاست که این میتواند نشان دهنده فوگاسیته پایین اکسیژن و نیز بستهبودن سامانه در محیط تشکیل آنها باشد. زیرا گارنتهای موجود در سنگ های این ناحیه عمدتا غنی از Fe²⁺ (آلماندین) هستند (شکل F-۵) و کانیهایی که آهان فرو (Fe²⁺) دارند، در فوگاسیته اکسیژن پایین دارای پایداری گرمایی بیشـتری هستند (Spear, 1995). كمتربودن مقدار درصد اسيسارتين (Mn) در حاشیه گارنت، می تواند بیانگر سازگاری بسیار این عنصر در ساختار گارنت باشد و یا به عبارتی دیگر در اولین مراحل تبلور، خاصیت مکندگی گارنت برای عنصر Mn قـویتر است , London, 2008; Fu-Yuan et al., برای عنصر (2004. زونبندی Ca در گارنتهای سری آندرادیت - گروسولار رخ میدهد. صفربودن درصد آندرادیت در گرانیتهای موجود در این ناحیه را مي توان به دليل نبود عوامل خارجي (Einaudi et al., 1982) همچون نفوذ سيالات با فوگاسيته اكسيژن بالا و افزايش شرايط اكسايش يا افزايش فوگاسیته اکسیژن و بالارفتن نسبت ۲۹۰/۸۱^{3۰} (Yardley, 1991) Fe³⁺/Al

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

با توجه به زونبندی نوسانی در گارنتهای موجود در سنگهای این ناحیه، کمبودن درصد ^{+Fe2} در مرکز و Mg در حاشیه و نیز نبود غنی شدگی شدید Mn در مرکز، میتوان گفت گارنتهای مورد مطالعه دارای منشأ ماگمایی است (Jamtveit, (1991). (1981).

اگر گارنتھا، زونبندی شیمیایی بسیار مشخص افزایشے و یا کاھشے (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 می گیرند (شکل -YA) و شواهدی مانند شکلدار و پایداربودن گارنتها در سنگ، تغییرات محدود و کم ترکیب شیمیایی آنها و نداشتن زون بندی مشخص (Kawabata and Takafuji, 2005; Green, 1977)، نبود میانبارهایی از کانیهای دگرگونی مانند سیلیمانیت در آنها، عدم وجود دوقلویی (بهاریفر، ۱۳۸۹) و عدم وجود بخشهایی از سنگ اولیه بـهصورت بیگانهسنگ یا بیگانهبلور گارنت در سنگ (Harangi et al., 2001; سنگ Kawabata and Takafuji, 2005)، مي تواند بيانگر منشأ ماگمايي 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 گارنت.ها در نمودار مثلثی Zang et al., 2012) FeO-MgO*10-Mn) در محدوده گارنتهای موجود در گرانیتهای تیپ S قرار می گیرند (شکل ۲-B). (1977) تبلور گارنتهای ماگمایی دارای ۲ تا ۱۰ درصد اسیسارتین و ۲ تا ۶ درصد گروسولار را در فشار حدود ۵ تـا ۲ کیلوبار مـیدانـد. بهـاریفر، (۱۳۸۹) پایینبودن مقدار اسیسارتین و نبود کردیریت را نشاندهنـده فشـار

نسبتا بالای تشکیل آنها میداند. بنابراین فشار تشکیل گارنتهای موجـود در سنگهای این ناحیه را می توان بیشتر از ۵ کیلوبار دانست.



شکل A-V) نمودار مثلثی متمایزکننده گارنتهای ماگمایی از انواع دگرگونی (Miller and Stoddard, 1981). B) نمودار مثلثی ترکیب شیمیایی FeO-MgO*10-Mn). B) نمودار مثلثی ترکیب شیمیایی FeO-MgO*10-Mn (2017). (Zang et al., 2012) در تعیین ماهیت گارنتهای موجود در گرانیتهای میلونیتی شمال کلوت چاپدونی

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

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

پتاسیم فلدسپار (۲) + فیبرولیت = پتاسیم فلدسپار (۱) + پلاژیوکلاز (۱) پلاژیوکلاز (۲) +

رجبی، (۱۳۹۲) تشکیل سیلیمانیت درون پلاژیوکلازها را به دلیل افزایش دما میداند. به عبارتی SiO₂ و Al₂O₃ مورد نیاز برای تشکیل سیلیمانیت از ناپایداری پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم در اثر افزایش دما تامین میشود. شواهد میلونیتیشدن سنگهای مورد مطالعه بهصورت 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) پلاستیکی از خود نشان میدهند. (فرهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز را حاکی از درگشکلی دما پایین در کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی گراد میدانند اما دگرشکلی دما پایین در کمتر از Sibson, (1977 and 1990)

۴۵۰ درجـه سانتی گـراد نسـبت داده است. از سـوی دیگـر، نبـود کـانی میکروکلین در این سنگها نشاندهنده دگرشکلیهای پیش از تبـدیلشـدن گرانیت به گنیس است (Buttnet, 1999) و نیز تبلور دوباره فلدسپارها در سنگهای این ناحیه دلیل دیگری بر دگرشکلی سنگها در دمای کمتـر از ۵۰۰ درجه سانتی گراد است (Tullis et al., 2000).

با توجه به مطالب یادشده می توان میلونیتی شدن گرانیت ها را مربوط به اعمال نیروهای زمین ساختی (تنش) در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی گراد و در شرایط ساب سولیدوس دانست. شواهدی همچون پر شدگی شکستگی فلد سپارها توسط کانی های ثانویه (سریسیت)، می تواند نشان دهنده عدم حضور مذاب در مراحل دگر شکلی باشد Bell and نشان دهنده عدم حضور مذاب در مراحل دگر شکلی باشد Bell and (Bell and د مراحل دگر شکلی باشد Bell and) ز تشکیل گرانیت ها است. (Johnson, 1989) وجود شکستگی در کانی ها، خاموشی موجی و مرز های چفت شده بین بلورهای کوارتز را نیز در اثر نیروهای زمین ساختی پس از تشکیل گرانیت ها می داند. از دیگر شواهد میلونیتی شدن گرانیت های مورد مطالعه تشکیل بافت های

پرتیت و میرمکیت به صورت محدود و پراکنده می باشد که بر اساس تقسیم بندی بافتهای ثانویه (Shelley, 1993)، مربوط به بافتهایی هستند که در زمان سردشدن ماگما یا دگرگونیهای پس از آن حاصل می شوند. در این گونه بافتها تغییرات عمدهای در ترکیب شیمیایی کانیهای اصلی به وجود نمی آید. در این موارد به دلیل نبود آثار پلاژیوکلازهای اولیه در فلدسپارهای پتاسیم پرتیتی، نمی توان فرایندهای متاسوماتیسم را موثر بر تشکیل آنها دانست (Tuttle, ا1952 اما با توجه به این که کمپلکس چاپدونی، از نظر زمین ساختی فعال است، اعمال تنش و یا نیروهای زمین ساختی جهتدار در منطقه، می تواند عامل تشکیل آنها باشد (2004, 2004). این فرایند بر جهت یافتگی ترجیهی تیغههای پرتیت نیز اثر می گذارند (شکل ۲–۴). بافت میرمکیتی در این سنگها بسیار محدود بوده و نمی توان جهت یافتگی شبکه بلوری خاصی را برای آنها

مشخص کرد. تشکیل این بافت را (Hibbard, (1995) نیز در اثر اعمال استرس و نیروهای زمین ساختی جهتدار پس از تشکیل کمپلکس چاپدونی میداند به گونه ای که سبب به هم ریختن این مجموعه و میلونیتی شدن گرانیتها Mainprice et al., (1986) .(+ -۴). (Mainprice et al.) در اثر وجود بافت پرتیت و میرمکیتی همراه با ریز ساختهای زمینه سنگ را در اثر دگر شکلی نسبتا دما بالا میدانند 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 می شود (رجبی، ۱۳۹۲).

۴-۵- دیدگاه ناحیهای

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات پیشینیان (2011, 2011) (Ramezani and ،(Kargaranbafghi et al., 2006, 2008, (Ramezani and ،(Verdel et al., 2007)، Tucker, 2003) آزمایشگاهی و نتایج سنگشناسی به دست آمده می توان 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 ذوب بخشی، صعود ماگمای ایجادشده و قرارگرفتن آن در زیر پوسته افرای، باعث توسعه در جات مختلف دگرگونی در ناحیه شده است. با افزایش درجه دگرگونی، رسوبات دگرگونی شده، دچار ذوب شده و گرانیتوییدهای مطالعه شده از تبلور این مذاب ایجاد شدهاند. میلونیتی شدن این سنگها در بررسیهای صحرایی به خوبی قابل تشخیص است و مطالعات سنگنگاری بیانگر میلونیتی شدن گرانیتها بعد از تشکیل آنها و در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی گراد در شرایط ساب سولیدوس است.

نتيجهگيرى

گرانیتهای قطع کننده بخش شمالی کلوت چاپدونی از نظر ترکیب کانیشناسی دارای فلدسپار (پلاژیوکلاز و ارتوکلاز)، کوارتز، گارنت خوش وجه، 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 ذوب بخشی بوده است. گرانیتهای مطالعه شده نیز از تبلور مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات دگرگون شده به وجود آمدهاند. این گرانیتها پس از تشکیل، در دمای ۲۰۰ درجه سانتی گراد و در شرایط ساب سولیدوس دچار میلونیتی شدهاند.

تقدیر و تشکر

نویسندگان مقالـه از حمایـتهـای مـالی معاونـت تحقیقـات و فنـاوری www.SID.ir

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، "کانی شناسی و ژئوشیمی زینولیتهای درون ولکانیکهای ائوسن جنوب غرب جندق" مجله زمین شناسی اقتصادی: شماره ۱ (۵)، صفحه ۶۵ تا ۸۲.

سپاهی، ع. ۱، ۱۳۷۸، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها" 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، چاپدونی وچاتک- 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 یترولوژی، گروه زمین شناسی 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, centeral 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.*

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 garnetbearing 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., Mattey, 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 crys-tals 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., Evangelakakkis, 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 Comochimica 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, www.SID.ir 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 metamotphic core complexces 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., Lioyd, 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, mineralogycal and geochemical constraints", *Geoscience Frontiers*, v. 3, *P.* 635-646.