

## مطالعه پتروژنز، شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی حاشیه توده الوند، همدان

علی‌اصغر سپاهی‌گرو\*، نسرین اسدی و صدیقه سلامی  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

### چکیده

در مجاورت توده پلوتونیک الوند، انواع سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی درجه پایین تا بالا وجود دارد. این سنگ‌ها، نخست متحمل دگرگونی دیناموترمال ناحیه‌ای و سپس در مرحله بعدی تحت تأثیر حرارت توده و سیالات منشأ گرفته از آن، متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند. پروتولیت هورنفلس‌های موجود در حاشیه شرق و شمال‌شرقی الوند، رسوبی و از نوع شیل است. در هورنفلس‌های مطالعه شده ترکیب گارنت بیشتر در قطب آلماندین، ترکیب بیوتیت‌ها در محدوده سیدروفیلیت و ترکیب پلاژیوکلاز از آلبیت تا آندزین متغیر است. بر اساس ترمومتري با روش تبادل کاتیونی زوج کانی گارنت-بیوتیت، دمای تشکیل هورنفلس‌های بدون کردیریت با استفاده از کالیبراسیون‌های مختلف در حدود ۵۸۰ درجه سانتیگراد و برای هورنفلس‌های کردیریت‌دار حدود ۵۶۶ درجه سانتیگراد به دست آمد. در فشارسنجی با سامانه GPBQ، فشار به دست آمده برای هاله دگرگونی که هورنفلس‌ها در آن شکل گرفته‌اند، بیشترین تطابق را با فشار به دست آمده از منحنی‌های تعادلی چندگانه برای این سنگ‌ها دارد و بین ۲/۹ تا ۳/۶ کیلوپار تخمین زده می‌شود. دما و فشار به دست آمده با ترکیب حاشیه کانی‌های در حال تعادل در سنگ‌های دارای کردیریت و آلومینوسیلیکات‌دار، با منحنی‌های تعادل چندگانه و نرم‌افزار ترموکالک، نشان‌دهنده محدوده دمای حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود سه کیلوپار است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، هورنفلس، دگرگونی مجاورتی، دما-فشارسنجی، پروتولیت، الوند، پهنه سنندج-سیرجان

### مقدمه

زمین‌شناسی بیشتر محاسبات دما-فشارسنجی بر اساس شرایط تعادلی و روابط ترمودینامیکی روی کانی‌های مورد نظر انجام می‌گیرد (Powell, 1978). بیشتر دماسنج‌ها بر اساس واکنش‌های تبادل کاتیون، به ویژه تبادل آهن و منیزیم، بین کانی‌های در حال تعادل با یکدیگر بنا شده‌اند.

یکی از اهداف مهم مطالعات دگرگونی تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرگونی بررسی شده و برآورد دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی، به منظور شناسایی ساز و کار دگرگونی و شرایط زمین‌ساختی پوخته در هنگام دگرگونی است. در

روش سن-سنجی U-Pb سن‌های تقریباً مشابهی (ژوراسیک میانی، ۱۶۵ میلیون سال پیش) را برای مجموعه پلوتونیک الوند به دست آورده‌اند.

سنگ‌های حاشیه توده الوند، نخست تحت تأثیر حرارت ناحیه‌ای متحمل دگرگونی دیناموترمال و سپس در مرحله بعدی دستخوش دگرگونی مجاورتی شده‌اند. توده‌های عامل این دگرگونی‌ها شامل انواع مختلف بازیک تا اسیدی است. در شرق الوند گستره وسیعی از سنگ‌های حاوی سیلیکات آلومینیوم دیده می‌شود. اما در غرب الوند دگرگونی مجاورتی بسیار ساده بوده و سیلیکات‌های آلومینیوم تنها در مجاورت توده ظاهر می‌شود. نکته‌ای که در تکوین سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه نقش داشته ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های ناحیه‌ای است که در مراحل بعدی توسط تزریق توده‌های نفوذی، گرمای مجدد دیده‌اند. در غرب توده، فیلیت‌ها در اثر گرمای توده به هورنفلس تبدیل شده‌اند. اما در شرق الوند استارولیت‌شیسست‌ها و آندالوزیت‌شیسست‌ها در معرض دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های دگرگونی در حاشیه مجموعه پلوتونیک الوند شامل:

#### الف- سنگ‌های دگرگونی مجاورتی: انواع

شیسست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها را شامل می‌شود که در نتیجه تأثیر حرارتی نفوذ توده‌های بازیک و اسیدی بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند. ضخامت ظاهری این سنگ‌ها در محل بیرون‌زدگی به طور متوسط چهار تا پنج کیلومتر است و در بعضی نقاط، به ویژه در جنوب‌شرقی توده الوند تا ۱۰ کیلومتر هم می‌رسد (Zareian *et al.*, 1972).

ب- سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای: این سنگ‌ها شامل: انواع اسلیت، فیلیت، شیسست، آمفیبولیت و میگماتیت است. Sadeghian (۱۹۹۴) معتقد است

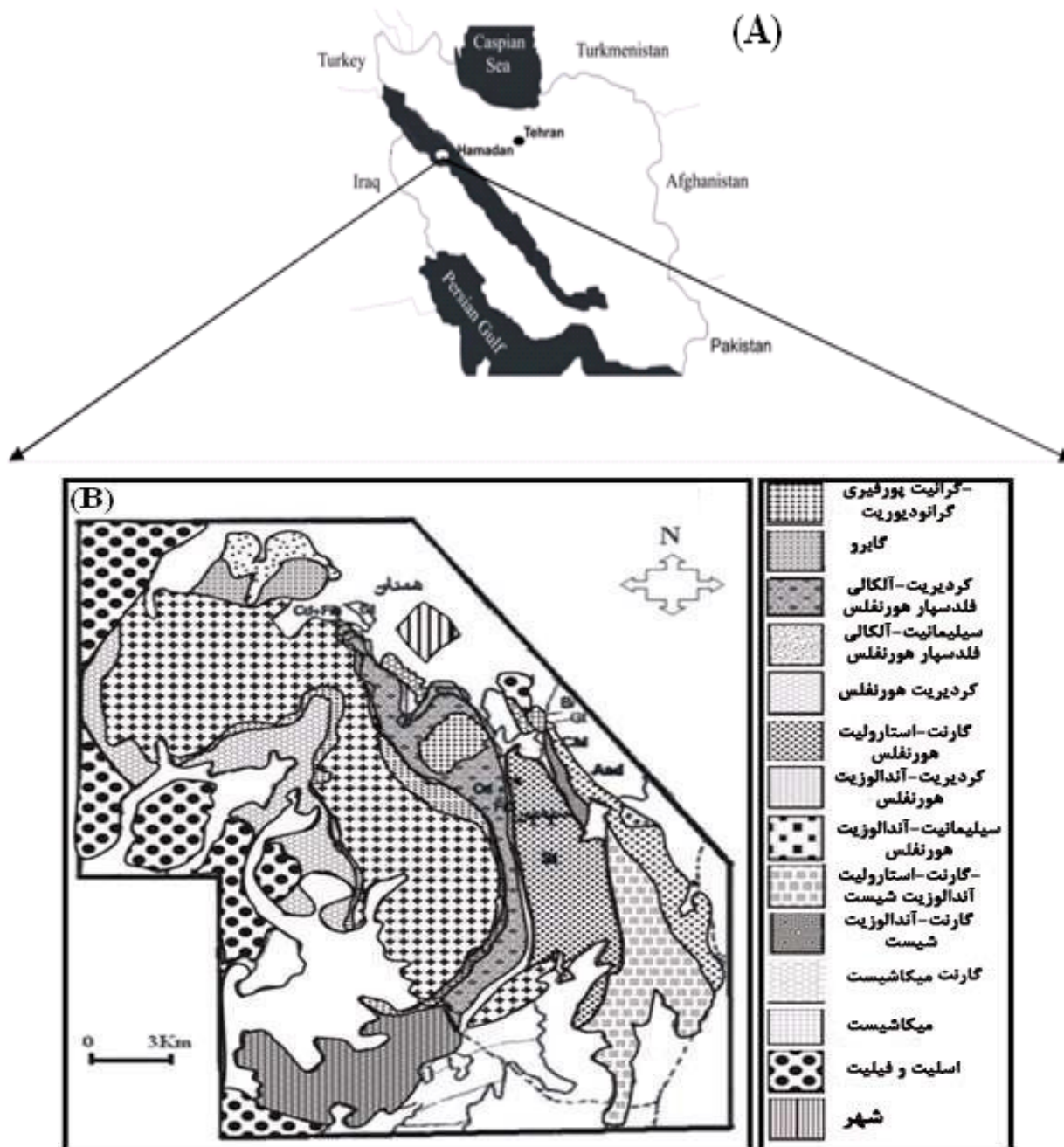
Stout و Ghent (۱۹۸۱)، Bhattacharya و همکاران (۱۹۹۲)، Blundy و Holland (۱۹۹۲)، Spear (۱۹۹۳) و Powell (۱۹۷۸) با استفاده از کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و کوارتز فشارسنجی و دماسنجی انجام داده‌اند. سنگ‌های دگرگونی حاشیه مجموعه پلوتونیک الوند شامل: سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نظیر: انواع شیسست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل: اسلیت، فیلیت، انواع شیسست‌ها، آمفیبولیت و میگماتیت است. بر روی سنگ‌های دگرگونی منطقه تاکنون مطالعات زیادی انجام شده است. از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به Zareian و همکاران (۱۹۷۲)، a, b و c، ۱۹۷۳ و ۱۹۷۴، Zareian Sadeghian و Darvishzadeh (۱۹۷۵)، Baharifar (۱۹۹۷) و Sepahi (۲۰۰۴)، Sepahi و همکاران (۲۰۰۴)، Jafari (۲۰۰۶) و Mani-Kashani (۲۰۰۶) و Ghadiri (۲۰۰۹) اشاره کرد. در این بررسی‌ها پروتولیت هورنفلس‌ها و دما-فشارسنجی آنها، کمتر مورد توجه قرار گرفته است. بنابراین، در این پژوهش هدف آن است که سنگ منشأ و دما-فشارسنجی هورنفلس‌های حاشیه شرقی و شمال‌شرقی مجموعه پلوتونیک الوند مورد بررسی قرار گیرد.

#### زمین‌شناسی منطقه

منطقه مطالعه شده در عرض جغرافیایی ۲۶° ۳۴' تا ۲۷° ۳۴' شمالی و طول جغرافیایی ۱۲° ۴۸' تا ۱۳° ۴۸' شرقی در جنوب و غرب همدان در پهنه سنندج-سیرجان، با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی واقع شده است (Stöcklin, 1968) (شکل A-۱). توده گرانیتوئیدی الوند بر اساس سن سنجی با روش U-Pb، در زمان ژوراسیک میانی در نوار دگرگونی-نفوذی سنندج-سیرجان جایگزین شده است (Shahbazi *et al.*, 2010). Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱) نیز با

سیلیمانیت (نوع آبوکوما) با یک مجموعه دگرگونی فشار بالاتر (نوع باروین) تعقیب شده است. در این پژوهش، مطالعه سنگ‌های دگرگونی حاشیه شرقی و شمال شرقی توده پلوتونیک الوند که ظاهر هورنفلسی دارد، مد نظر است (شکل ۱-۲).

نوع دگرگونی ناحیه‌ای همدان از نوع فشار و دمای متوسط، تیپ باروین (کیانیت-سیلیمانیت) است. چنین به نظر می‌رسد که بیش از یک واقعه دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه رخ داده باشد. به طوری که یک مجموعه دگرگونی تیپ آندالوزیت-



شکل ۱-۲ (A) موقعیت مجموعه پلوتونیک الوند و دگرگونی‌های مجاور آن در پهنه سنندج-سیرجان، (B) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ توده پلوتونیک الوند و واحدهای دگرگونی پیرامون، آن با تغییرات از (Sepahi et al., 2004).

## روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش طی مطالعات صحرایی حدود ۴۰۰ نمونه دستی برداشت و از بین این نمونه‌ها، تعداد ۴۸ مقطع نازک برای مطالعه میکروسکوپی تهیه شد. تعداد ۱۳ نمونه نیز برای تجزیه با روش ICP-MS به آزمایشگاه SGS در کشور کانادا ارسال گردید (جدول ۱). به منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی مطالعه شده، تجزیه ریزکاو الکترونی بر روی پنج مقطع نازک از انواع مختلف هورنفلس‌ها انجام شد که طی آن کانی‌های بیوتیت (۲۴ نقطه)، گارنت (۲۰ نقطه)، پلاژیوکلاز (۱۵ نقطه) و ارتوکلاز (۶ نقطه) تجزیه شد (جدول‌های ۴ تا ۷). این تجزیه‌ها توسط شرکت فرآوری مواد معدنی کرج با دستگاه تجزیه نقطه‌ای مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط ولتاژ ۱۵ kV، فشار  $10^{-7}$  Torr و آمپراژ ۲۰ nA انجام شد. ابتدا با نرم افزار AX ۱۰× و سپس با استفاده از نرم‌افزارهای رایانه‌ای مانند: Gcdkit، THERMOCALC و Mincalculation نمودارهای لازم ترسیم و تفسیر شد.

## پتروگرافی

در برداشت‌های صحرایی، به جز در منطقه چشمه‌قصابان که سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در کنتاکت مستقیم با گابروها قرار دارد، در مناطق دیگر (دره‌مرادیگ، چشمه‌ملک، مریانج، سولان، توئجین، موئجین، حیدره بالا شهر و سیمین که در حاشیه شرقی و شمال شرقی مجموعه پلوتونیک الوند قرار دارد)، سنگ‌های دگرگونی در مجاور انواع مختلف گرانیتوئیدها قرار گرفته‌اند (شکل ۲-A). پتروگرافی انواع هورنفلس‌های حاشیه الوند به این شرح است:

**گردیریت‌هورنفلس:** این سنگ‌ها را می‌توان در حاشیه شرقی و شمال شرقی توده پلوتونیک الوند در مناطق

دره‌مرادیگ، موئجین، چشمه‌قصابان و چشمه‌ملک به صورت توده‌ای، دارای بقایای لایه‌بندی اولیه قابل مشاهده در سطح و به رنگ خاکستری تیره (شکل ۲-B) مشاهده کرد. کانی‌های این سنگ‌ها شامل: کوارتز، بیوتیت، گردیریت،  $\pm$ گارنت، کلریت، ارتوکلاز، مسکویت، تورمالین، پلاژیوکلاز، آپاتیت، زیرکن، اسپینل و کانی‌های کدر است. بافت‌های پورفیروگرانوبلاستیک، میرمکیت و پرتیت دارد. (وجود بافت‌هایی مانند: میرمکیت و پرتیت در دگرگونی مجاورتی یا ناحیه‌ای درجه بالا و همچنین، در اثر متاسوماتیسم سدیم، پتاسیم و کلسیم امکان پذیر است). گردیریت‌ها متحمل دگرسانی پنیتی (تبدیل گردیریت به میکای ریزدانه) شده‌اند؛ که شاید این دگرسانی به علت تأثیر سیالات گرمایی منشأ گرفته از توده پلوتونیک، روی داده باشد (شکل ۳-A).

**گارنت-فیبرولیت‌هورنفلس:** این گروه از سنگ‌ها در منطقه سولان (شرق و غرب منطقه) به صورت صخره‌ای و توده‌ای و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شود. از کانی‌های این سنگ‌ها می‌توان بیوتیت، کوارتز، فیبرولیت، گارنت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، تورمالین، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر را نام برد. بافت پورفیروگرانوبلاستیک دارد (شکل ۳-B).

**گارنت-آندالوزیت-استارولیت‌هورنفلس:** این سنگ‌ها به صورت توده‌ای و خاکستری تیره در سمت راست دره‌حیدره و دره‌مرادیگ (شکل ۲-C) مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها ریزدانه، دارای تجمعات کوچک غنی از بیوتیت، گارنت‌های بی‌شکل، پر از ادخال کوارتز و بافت پورفیروگرانوبلاستیک است. کانی‌های آنها شامل: کوارتز، بیوتیت، استارولیت، آندالوزیت، گارنت، مسکویت، تورمالین و کانی کدر هست. بیوتیت‌ها جهت‌یابی ضعیفی دارد (شکل ۳-C).

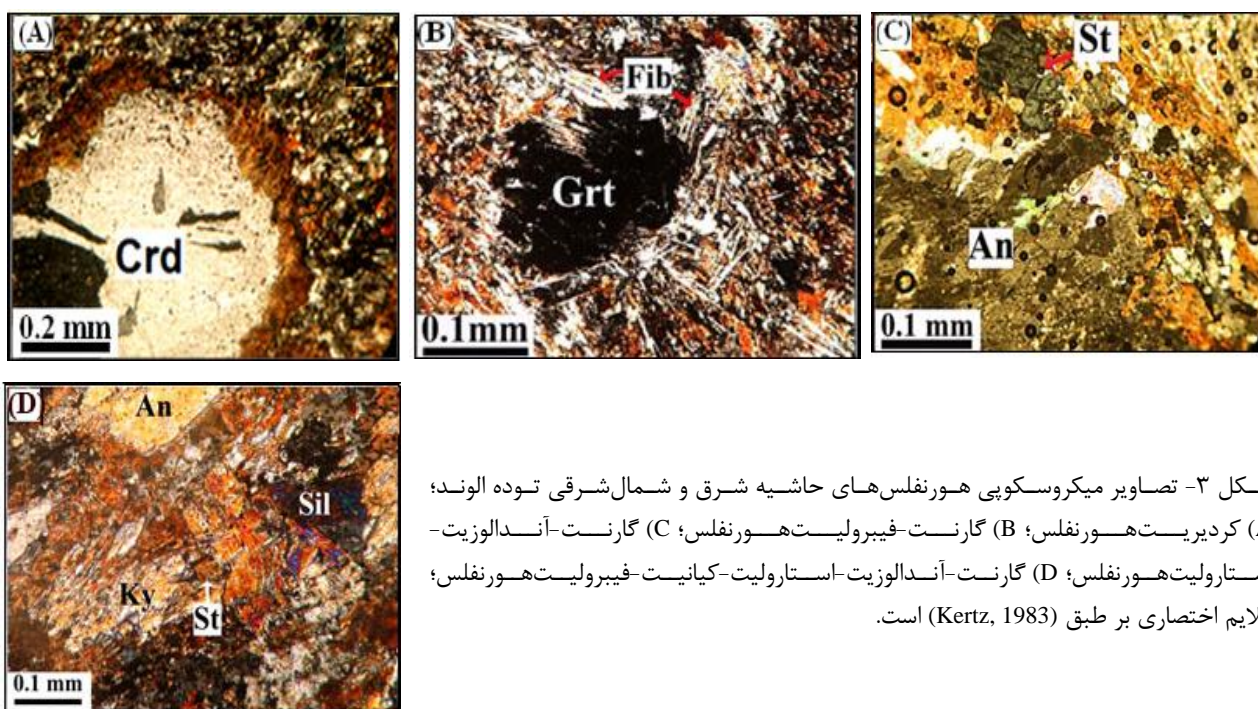
**گارنت-آندالوزیت-استارولیت-کیانیت-فیبرولیت‌هورنفلس:** این گروه از سنگ‌ها توده‌ای،

کانی‌های کدر است. بافت سنگ‌ها پورفیرو-گرانوبلاستیک است. بر طبق شواهد میکروسکوپی، کیانیت‌ها از گارنت‌ها در حال تشکیل‌اند. سیلیمانیت‌ها سوزنی، کیانیت‌ها را قطع کرده و بر روی آندالوزیت‌ها هم، رشد کرده‌اند (شکل ۳-D).

خاکستری تیره و دارای گارنت و میکا در سطح سنگ است. در مناطق چشمه‌قصابان و چشمه‌ملک مشاهده می‌شود. دارای کانی‌های: کوارتز، بیوتیت، فیبرولیت، کیانیت، استارولیت، آندالوزیت، گارنت، مسکویت، پلاژیوکلاز، سیلیمانیت، تورمالین، آپاتیت، زیرکن و



شکل ۲- (A) مرز گرانیت و هورنفلس در منطقه دره مرادبیگ، دید به سمت غرب؛ (B) لایه‌بندی اولیه محفوظ در هورنفلس‌های مجاور توده الوند؛ (C) هورنفلس‌های آندالوزیت‌دار مربوط به منطقه دره مرادبیگ



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی هورنفلس‌های حاشیه شرق و شمال شرقی توده الوند؛ (A) کردیریت-هورنفلس؛ (B) گارنت-فیبرولیت-هورنفلس؛ (C) گارنت-آندالوزیت-استارولیت-هورنفلس؛ (D) گارنت-آندالوزیت-استارولیت-کیانیت-فیبرولیت-هورنفلس؛ علائم اختصاری بر طبق (Kertz, 1983) است.

مجاورتی، ۱۳ نمونه از هورنفلس‌های منطقه با روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. این نتایج در جدول ۱ آورده شده است.

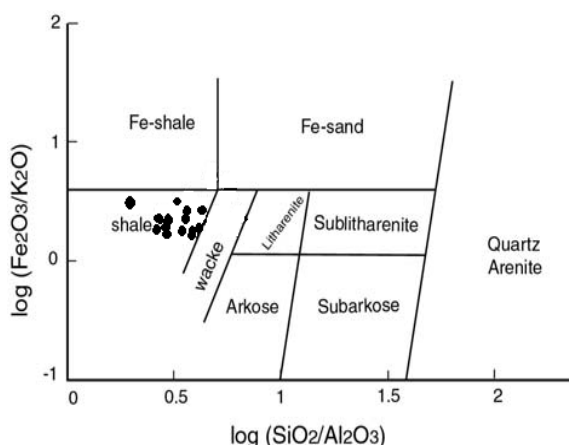
شیمی سنگ کل در هورنفلس‌های حاشیه توده الوند

به منظور بررسی شیمی سنگ‌های دگرگونی

جدول ۱- نتایج تجزیه هورنفلس‌های حاشیه‌ی الوند با روش ICP-MS

Sample	H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	H-8	H-9	H-10	H-11	H-12	H-13
Major elements (Wt%)													
SiO <sub>2</sub>	59	59.6	62.2	63.8	59.7	63.9	59.1	61.5	49.9	59.5	58.9	62.2	59.3
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.89	0.77	0.86	0.89	0.76	0.8	0.86	1.22	0.84	0.8	0.82	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.7	19.7	16.5	18.3	18	17.1	19.4	19.7	26.1	18.1	18.4	17.6	17.9
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.42	7.58	6.33	7.26	7.25	6.83	6.87	6.98	10.5	6.78	7.75	6.08	7.59
MgO	2.28	2.33	1.97	2.27	2.39	1.95	2.1	2.23	3.14	2.03	2.18	1.63	2.12
MnO	0.13	0.1	0.1	0.14	0.21	0.12	0.15	0.24	0.31	0.16	0.16	0.07	0.14
CaO	0.69	0.3	0.71	0.66	1.53	0.48	0.67	0.5	0.74	0.72	0.53	0.73	0.51
K <sub>2</sub> O	3.94	3.92	3.51	3.76	3.72	3.28	3.82	3.99	3.76	3.77	2.99	3.33	3.33
Na <sub>2</sub> O	1.3	1.6	1.7	1.8	1.9	1.5	1.3	1.3	1.2	1.7	1.4	1.6	1.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.12	0.12	0.09	0.14	0.14	0.12	0.13	0.31	0.14	0.2	0.14	0.15
LOI	1.76	1.18	2.25	1.69	2.96	1.19	1.99	1.37	2.36	1.38	1.64	4.85	1.71
total	96.3	97.3	96.2	100.7	98.6	97.3	96.4	98.9	99.6	95.1	95	99	95
Trace elements (ppm)													
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	390	350	300	370	360	290	360	360	410	400	310	300	320
Ce	92.8	91.8	75.3	85.9	78.6	76.6	86.3	90.1	132	90.4	87	80.2	86.4
Co	20.9	22.4	21.3	19.7	20	17.7	14.9	17.9	15.9	20.1	16.8	8.4	20.7
Cs	9.3	12.3	10.7	9.7	12.8	15.4	12.5	11.9	14.7	9.7	12.2	9.7	9.5
Cu	39	<5	11	21	11	8	11	15	94	15	10	17	9
Dy	5.86	5.42	5.12	5.66	4.94	4.93	4.84	5.59	9.84	5.31	6.12	5.29	5.24
Er	3.52	3.44	3.13	3.41	2.9	3.09	3.24	3.46	5.42	3.32	3.53	3.24	3.3
Ga	29	29	23	27	26	25	27	29	41	28	27	26	27
Gd	6.31	5.78	5.33	5.82	5.18	5.07	5.08	5.7	10.1	5.9	6.57	5.49	5.74
Hf	6	6	6	6	5	6	5	5	8	6	5	5	5
Ho	1.23	1.1	1.08	1.12	1	0.97	1.08	1.16	1.96	1.09	1.28	1.07	1.09
La	45.2	45.7	36.8	42.3	39	37.9	43	44.5	64.2	44.2	42.3	39.8	41.9
Lu	0.52	0.52	0.46	0.49	0.46	0.43	0.49	0.47	0.79	0.47	0.52	0.47	0.48
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	17	17	14	16	17	15	15	15	23	17	15	16	15
Nd	38.4	38	31.6	36.3	32.5	31.5	34.9	36.2	54.3	36.4	36.3	33.5	35.6
Ni	40	40	36	37	48	34	36	41	37	40	35	31	42
Pr	10.5	10.3	8.45	9.78	8.76	8.58	9.78	10.1	15	10.1	9.75	9.24	9.68
Rb	175	183	169	179	193	186	178	175	222	186	161	168	177
Sm	7.2	7	6	6.7	6.3	5.9	6.3	6.6	11.2	6.7	7.4	6.5	6.6
Sn	3	4	3	3	4	5	5	4	5	3	12	4	3
Sr	120	90	90	120	160	100	90	80	100	120	100	100	100
Ta	1.7	1.9	1.5	1.6	1.6	1.7	1.5	1.6	2	1.6	1.6	1.5	1.4
Tb	0.99	0.84	0.82	0.89	0.78	0.83	0.81	0.86	1.63	0.87	1.01	0.86	0.86
Th	16.8	17.2	14.5	16.4	14.4	15	16.4	16.9	24.3	17.3	16.3	16.4	16.8
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.5	0.51	0.43	0.47	0.4	0.43	0.48	0.47	0.81	0.47	0.51	0.46	0.46
U	2.99	3.43	2.89	3.18	2.15	3.47	3.42	3.5	5.45	2.95	3.18	3.49	3.29
V	189	195	153	177	190	179	202	177	260	183	180	165	172
W	<1	2	1	1	1	2	<1	2	2	1	2	2	1
Y	33.1	32.2	29.7	31.3	28	29.9	30.2	32.4	56	31.2	34.6	31.7	31
Yb	3.3	3.3	3.1	3.2	2.8	2.9	3.1	3.3	5.1	3.2	3.3	3.2	3.2
Zn	150	114	102	112	66	105	115	94	203	108	107	92	111
Zr	217	245	225	227	192	244	213	203	308	222	201	216	193

در نتیجه پروتولیت این هورنفلس‌ها رسوبی است و از طرفی همان طور که در بخش پتروگرافی نیز بیان شد، لایه‌ندی ترکیبی مشاهده شده در سنگ‌ها می‌تواند شواهدی بر وجود پروتولیت رسوبی مانند: تناوب شیل و ماسه‌سنگ (در حد لامیناسیون) برای این سنگ‌ها باشد.



از این نتایج، برای تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرگونی مجاورتی استفاده شد. نمودار (Herron, 1988): در این نمودار که بر پایه تغییرات لگاریتمی  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  است تمام هورنفلس‌های مطالعه شده در محدوده شیل قرار می‌گیرد (شکل ۴).

شکل ۴- نمودار طبقه‌بندی نمونه‌های رسی بر اساس مقادیر لگاریتمی  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Herron, 1988). تمام هورنفلس‌های مطالعه شده در محدوده شیل قرار می‌گیرد.

Guidotti (۲۰۰۲) و Henry و همکاران (۲۰۰۵) دماسنج بیوتیت را بر مبنای Ti و Mg موجود در ساختار این کانی در فشار ۴ تا ۶ کیلو بار ارایه کرده‌اند که اندازه‌گیری دما با استفاده از معادله  $T = \{[\ln(\text{Ti}) - a - c(\text{XMg})^3]/b\} \cdot 0.333$  انجام شده است.

به دلیل اینکه بیوتیت‌های سنگ‌های کردیریت‌دار منطقه دارای مقدار تیتانیم بیشتری در ترکیب خود هستند (هر چند تمرکز تیتانیم در بیوتیت به ترکیب سنگ‌کل، فشار، نوع کانی‌های همزیست و فوگاسیته اکسیژن نیز مرتبط است)، نتیجه می‌گیریم که شاید بیوتیت‌ها در دمای بالاتری تشکیل شده‌اند. در بیشتر بیوتیت‌های مطالعه شده از مرکز به سمت حاشیه بر مقدار Ti افزوده می‌شود که نشان‌دهنده افزایش دما همزمان با تبلور بیوتیت است. پایین بودن مقدار XMg در بیوتیت پهنه‌های کردیریت و آندالوزیت دگرگونی

### شیمی کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی

از آنجا که مطالعات ترموبارومتري بر پایه شیمی کانی‌های متعادل با یکدیگر استوار است بنابراین، ابتدا شیمی بعضی از کانی‌های استفاده شده برای ترموبارومتري در این قسمت مورد بررسی قرار می‌گیرد و سپس از این نتایج در ترموبارومتري هورنفلس‌ها استفاده می‌شود.

**شیمی کانی بیوتیت:** به منظور بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت در سنگ‌های مطالعه شده تعداد ۲۴ نقطه بیوتیت تجزیه شد (جدول ۲) و نتایج حاصل از این تجزیه‌ها بررسی شد. مقدار Ti در بیوتیت‌های تجزیه شده بین ۰/۴۸ و ۰/۱۷ است. علاوه بر این، کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در سنگ‌های دگرگونی محسوب می‌شود. جایگزینی این عنصر در ساختار بیوتیت ارتباط مستقیمی با دما دارد. بر این اساس، Henry و

XMg در بیوتیت خواهد شد (Miyashiro, 1973).  
در سنگ‌های درجه بالاتر که کردیریت حذف  
می‌شود، XMg بیوتیت به نسبت بالاتر است.

مجاورتی، می‌تواند ناشی از پایداری کردیریت در  
این سنگ‌ها باشد. زیرا تبلور کردیریت که دارای  
ترکیب XMg بالاتری است؛ باعث کاهش نسبی

جدول ۲- تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت در هورنفلس‌های مناطق چشمه قصابان و سیمین

Sample	Number 1: Biotite from Cheshmeh ghasaban area			Number 2: Biotite from Cheshmeh ghasaban area			Number 3: Biotite from Cheshmeh ghasaban area			Number 1: Biotite from Simin area		
	point 1	point 2	point 3	point 1	point 2	point 3	point 1	point 2	point 3	point 1	point 2	point 3
SiO <sub>2</sub>	36.15	36.03	37.58	36.68	35.75	35.32	38.38	32.66	38.27	35.13	35.12	34.2
TiO <sub>2</sub>	1.19	1.22	1.51	1.74	1.71	1.69	2.02	1.57	2.26	3.06	2.39	2.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.47	19	19.53	20.67	19.78	19.94	20.44	19.08	21.97	19.85	19.61	19.57
FeO <sub>(0)</sub>	17.29	18.14	18.02	18.05	17.81	18.36	17.55	18.84	16.31	19.78	19.82	20.12
MnO	0.05	0.05	0.04	0.17	0.2	0.13	0.06	0.04	0.04	0.13	0.15	0.16
MgO	9.2	9.52	9.62	9.04	8.77	9.83	8.01	8.89	7.16	8.33	8.31	7.98
CaO	1.05	0.17	0.22	0.05	0.64	0.16	0.19	0.41	0.3	0.03	0.05	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.62	0.5	0.44	0.17	0.23	0.19	0.48	0.47	0.53	0.21	0.26	0.23
K <sub>2</sub> O	8.85	8.71	9.61	8.39	8.77	8.64	9.23	5.61	8.14	10.38	10.04	9.84
Total	93.87	93.34	96.57	94.96	93.66	94.26	96.36	91.62	94.98	96.9	95.75	94.89
Number of cations on the basis of 22 oxygens												
Si	5.519	5.539	5.58	5.497	5.474	5.38	5.66	5.32	5.64	5.29	5.35	5.27
Ti	0.137	0.141	0.169	0.196	0.197	0.19	0.22	0.19	0.25	0.34	0.27	0.31
Al	3.503	3.442	3.418	3.651	3.569	3.58	3.553	3.66	3.819	3.52	3.52	3.56
Fe <sup>2+</sup>	2.053	2.169	2.082	2.103	2.121	2.175	2.013	2.38	1.87	2.315	2.343	2.40 8
Fe <sup>3+</sup>	0.154	0.163	0.156	0.158	0.159	0.163	0.151	0.179	0.14	0.174	0.176	0.18 1
Mn	0.006	0.007	0.001	0.022	0.026	0.017	0.007	0.006	0.005	0.017	0.02	0.02
Mg	2.094	2.182	2.129	2.02	2.002	2.232	1.761	2.16	1.574	1.87	1.88	1.83
Ca	0.172	0.028	0.035	0.008	0.105	0.026	0.03	0.072	0.047	0.005	0.008	0.01
Na	0.184	0.149	0.127	0.049	0.068	0.056	0.137	0.148	0.15	0.06	.077	0.07
K	1.724	1.708	1.82	1.604	1.713	1.679	1.737	1.16	1.53	1.99	1.95	1.94
Total	15.547	15.528	15.516	15.308	15.435	15.504	15.276	15.3	15.037	15.62	15.62	15.6 2
Mg/(Mg+Fe)	0.48	0.48	0.48	0.47	0.46	0.48	0.44	0.45	0.43	0.42	0.42	0.41
Fe/(Fe+Mg)	0.51	0.52	0.51	0.53	0.53	0.51	0.55	0.55	0.56	0.57	0.57	0.59
Al <sup>IV</sup>	2.48	2.46	2.42	2.50	2.53	2.62	2.34	2.69	2.36	2.7	2.65	2.72
Al <sup>VI</sup>	1.02	0.98	1.00	1.15	1.04	0.96	1.21	0.97	1.46	0.83	0.88	0.84



Sample	Number 2: Biotite from Simin area			Number 3: Biotite from Simin area			Number 4: Biotite from Simin area				Number 5: Biotite from Simin area		
	Point 1	Poin t 2	Poin t 3	Point 1	point 2	Point 3	point 1	point 2	point 3	point 4	Poin t 1	point 2	Point 3
SiO <sub>2</sub>	40.38	39.02	36.04	35.26	35.1	35.72	35.71	34.64	34.77	34.91	35.24	35.08	35.27
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.93	0.82	3.17	3.12	2.42	2.53	2.67	2.96	3.12	2.7	2.74	2.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.24	19.47	20.81	19.47	19.57	20.06	20.09	18.99	19.16	19.25	20.21	19.91	18.73
FeO <sub>(t)</sub>	16.45	17.29	17.99	19.79	20.12	20.13	19.59	19.85	20	20.37	19.49	18.82	19.12
MnO	0.11	0.1	0.14	0.16	0.12	0.21	0.09	0.1	0.08	0.1	0.07	0.06	0.08
MgO	8.04	9.32	9.47	8.02	8.28	8	7.22	7.8	7.82	8.08	8.74	8.6	8.66
CaO	0.07	0.08	0.08	0.03	0.08	0.03	0.01	0.24	0.07	0.04	0	0	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.29	0.25	0.16	0.36	0.2	0.18	0.26	0.24	0.23	0.2	0.16	0.15
K <sub>2</sub> O	8.94	9.7	10.37	10.22	10.24	10.22	10.34	9.62	10.41	10.05	10.21	10.08	10.03
Total	94.07	95.34	95.97	96.28	96.99	96.99	95.76	96.17	95.51	96.15	96.86	95.45	94.8
Number of cations on the basis of 22 oxygens													
Si	6.02	5.76	5.42	5.35	5.3	5.37	5.43	5.52	5.339	5.32	5.3	5.33	5.41
Ti	0.06	0.104	0.09	0.36	0.35	0.27	0.29	0.303	0.34	0.36	0.305	0.31	0.316
Al	3.38	3.39	3.69	3.48	3.48	3.55	3.6	3.37	3.46	3.45	3.58	3.57	3.39
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	1.9	1.98	2.101	2.334	2.362	2.352	2.31	2.328	2.41	2.418	2.278	2.22	2.278
Fe <sup>3+</sup>	0.143	0.149	0.158	0.175	0.177	0.177	0.174	0.175	0.179	0.182	0.171	0.167	0.171
Mn	0.014	0.013	0.02	0.02	0.015	0.027	0.012	0.013	0.01	0.013	0.009	0.008	0.01
Mg	1.78	2.053	2.12	1.81	1.86	1.79	1.63	1.754	1.79	1.83	1.96	1.95	1.98
Ca	0.011	0.013	0.01	0.005	0.013	0.005	0.0	0.039	0.012	0.007	0	0	0.003
Na	0.093	0.083	0.07	0.047	0.105	0.058	0.05	0.076	0.071	0.068	0.058	0.047	0.045
K	1.701	1.829	1.99	1.97	1.97	1.96	2.005	1.851	2.039	1.95	1.958	1.95	1.96
Total	15.127	15.39	15.67	15.56	15.64	15.58	15.51	15.44	15.64	15.61	15.61	15.56	15.58
Mg/(Mg+ Fe)	0.46	0.48	0.48	0.42	0.41	0.46	0.41	0.41	0.41	0.41	0.44	0.44	0.44
Fe/(Fe+Mg)	0.53	0.51	0.52	0.57	0.59	0.53	0.60	0.59	0.59	0.59	0.56	0.55	0.55
Al <sup>IV</sup>	1.98	2.23	2.58	2.65	2.72	1.98	2.57	2.63	2.66	2.68	2.70	2.67	2.59
Al <sup>VI</sup>	1.41	1.16	1.11	0.88	0.84	1.41	1.03	0.85	0.81	0.78	0.88	0.90	0.80

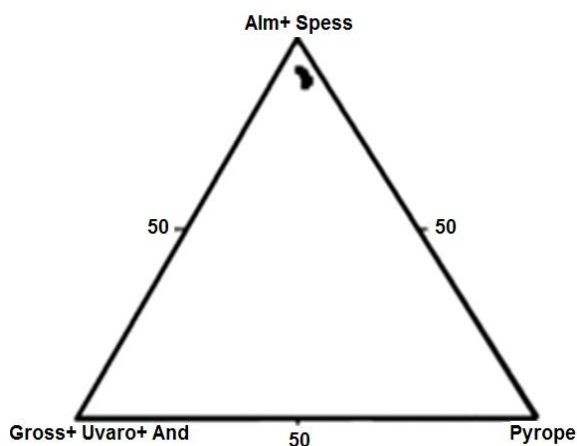
ادامه جدول ۲-۱...

(GAU<sub>1,2-1,9</sub>- Prp<sub>10,2-13,4</sub>- Sp<sub>5,9-14,4</sub>- Alm<sub>74,2-79,2</sub>) است (شکل ۵). پهنه‌بندی دو نمونه گارنت از سنگ‌های هورنفلس کردیریت‌دار و بدون کردیریت در شکل ۶ نشان داده شده است. در گارنت موجود در سنگ‌های هورنفلس بدون کردیریت با پیشروی

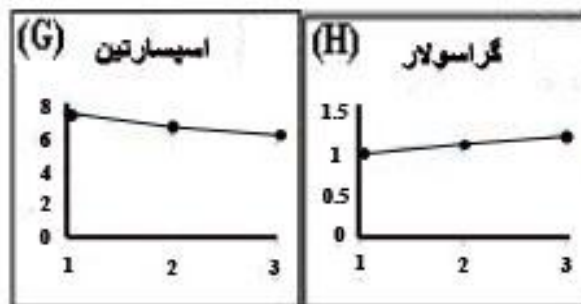
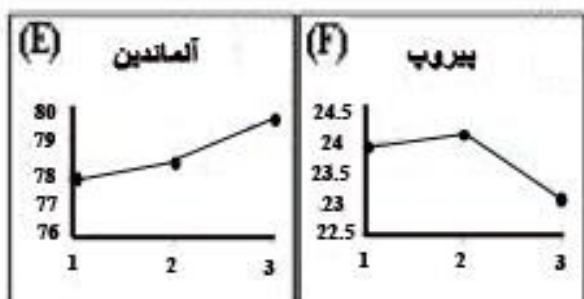
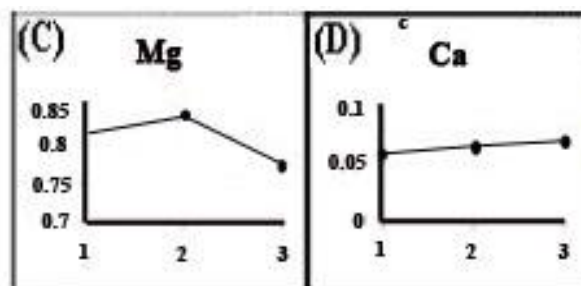
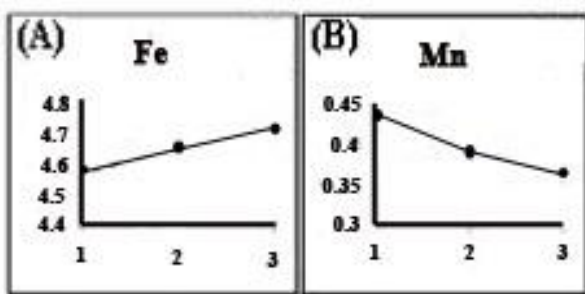
شیمی کانی گارنت: برای بررسی ترکیب شیمیایی گارنت سنگ‌های مطالعه شده، تعداد ۲۰ نقطه گارنت تجزیه ریزکاو الکترونی شد (جدول ۳). ترکیب گارنت‌های موجود در سنگ‌های منطقه غنی از آلماندین است که به اختصار به صورت

دلیل آلماندین و گراسولار افزایش و پیروپ کاهش دارد که بیانگر تبلور و رشد گارنت طی دگرگونی پیشرونده است. به علت این که Mg و Mn به طور معمول زودتر از آهن و کلسیم در ترکیب گارنت تثبیت می‌شود؛ بنابراین، در قسمت‌های مرکزی کانی گارنت مقدار منیزیم و منگنز نسبت به حاشیه برتری نسبی دارد. (شکل ۶).

به سمت حاشیه بر مقدار Ca، Mg و Mn افزوده می‌شود. از آنجا که مقدار Fe به سمت حاشیه کاسته شده است؛ بنابراین، به سمت حاشیه اسپسارتین، گراسولار و پیروپ افزایش دارد و آلماندین کاهش می‌یابد. در گارنت سنگ‌های هورنفلس بدون کردیریت به سمت حاشیه Fe و Ca افزایش و Mg و Mn کاهش می‌یابد و به این



شکل ۵- تقسیم‌بندی گارنت‌های موجود در هورنفلس‌های پیرامون الوند، بر اساس ترکیب شیمیایی



شکل ۶- ترکیب گارنت در هورنفلس کردیریت‌دار؛ (A, B, C و D) مربوط به ترکیب عناصر؛ (E, F, G و H) ترکیب کانی (اعضای انتهایی گارنت)؛ نقطه‌های ۱ تا ۳ به ترتیب نقطه‌های تجزیه شده از کانی گارنت است. نقطه ۱ ترکیب مرکز گارنت و نقطه ۳ ترکیب حاشیه گارنت را نشان می‌دهد.

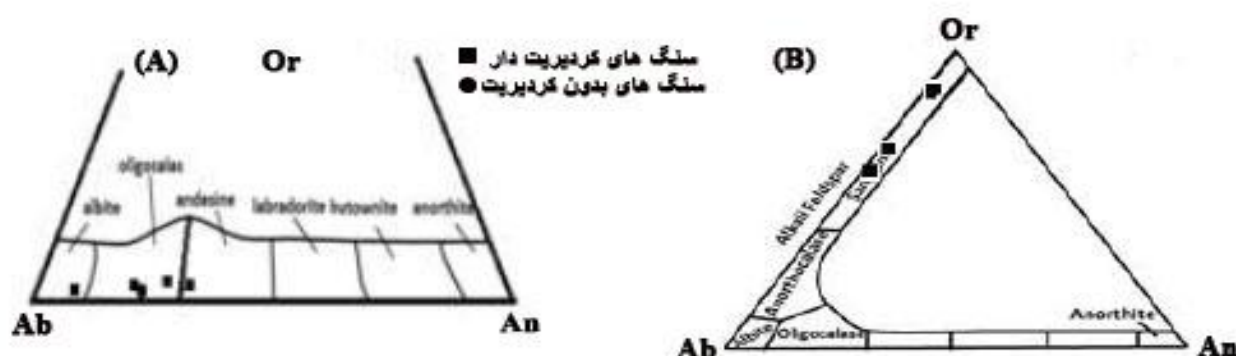
جدول ۳- تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت در هورنفلس‌های پیرامون توده پلوتونیک الوند

Sample	Number 1: Garnet from Haydareh area			Number 2: Garnet from Haydareh area			Number 3: Garnet from Haydareh area				
	point 1	point 2	point 3	point 1	point 2	point 3	point1	point 2	point 3	point 4	point 5
SiO <sub>2</sub>	37.63	37.24	37.49	37.35	36.81	37.29	37.21	37.9	37.02	38.01	38.04
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.07	0.02	0	0.02	0	0	0	0.01	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.52	21.34	21.29	21.66	21.98	22	20.16	21.12	20.54	20.14	20.86
FeO <sub>(t)</sub>	34.65	34.06	34.42	34.76	33.36	34.74	31.67	29.7	34.16	32.41	31.66
MnO	2.23	2.12	2.83	2.66	2.8	2.64	5.31	5.26	5.01	5.08	5
MgO	2.84	2.9	2.95	3.74	3.89	3.76	3.33	3.69	3.57	3.07	3.35
CaO	0.62	0.55	0.64	0.38	0.34	0.37	0.66	0.52	0.55	0.63	0.47
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0	0	0	0	0.05	0	0	0	0.01
Total	99.54	98.33	99.64	100.55	99.18	100.83	98.39	98.19	100.86	99.54	99.40
Number of cations on the basis of 12 oxygens											
Si	3.028	3.029	3.021	2.982	2.966	2.968	3.043	3.063	2.98	3.076	3.06
Ti	0.002	0.004	0.001	0.000	0.00	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Al	2.041	2.045	2.022	2.038	2.088	2.063	1.943	2.012	1.948	1.921	1.97
Fe <sup>2+</sup>	2.26	2.247	2.251	2.251	2.18	2.243	2.101	1.946	2.221	2.127	2.066
Fe <sup>3+</sup>	0.069	0.069	0.069	0.069	0.067	0.069	0.064	0.06	0.068	0.065	0.063
Mn	0.152	0.146	0.193	0.18	0.191	0.18	0.368	0.36	0.342	0.348	0.341
Mg	0.341	0.352	0.354	0.445	0.467	0.446	0.406	0.445	0.428	0.37	0.402
Ca	0.053	0.048	0.055	0.033	0.029	0.032	0.058	0.045	0.047	0.055	0.041
Na	0.002	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	0.00
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.0	0.000	0.001
Total	7.951	7.94	7.96	7.99	7.99	8	7.988	7.931	8.000	7.963	7.951
Alm(%)	81.0	80.9	79.4	77.9	76.6	81.0	81.0	81.0	81.0	81.0	81.0
Prp(%)	11.8	12.3	12.1	14.9	15.9	11.8	11.8	11.8	11.8	11.8	11.8
Sps(%)	5.3	5.1	6.6	6.0	6.5	5.3	5.3	5.3	5.3	5.3	5.3
Grs(%)	1.9	1.7	1.9	1.1	1.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Sample	Number 4: Garnet from Simin area			Number 5: Garnet from Simin area			Number 6: Garnet from Cheshmeh ghasaban area				
	point 1	point 2	point 3	point 1	point 2	point 3	point 1	point 2	point 3		
SiO <sub>2</sub>	37.59	37.07	37.31	37.66	36.79	37.05	38.12	37.69	37.86		
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.06	0.05	0.03	0.15	0.03	0	0.02	0.03		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.28	21.08	20.92	21.5	22.5	20.75	21.33	21.48	21.2		
FeO <sub>(t)</sub>	32.91	33.58	33.33	33.97	33.1	34.8	34.36	34.91	35.34		
MnO	6.56	6.3	6.18	4.31	4.29	4.29	3.22	2.9	2.69		
MgO	2.69	2.46	2.53	2.87	2.58	2.58	3.44	3.52	3.25		
CaO	0.43	0.44	0.43	0.47	0.74	0.74	0.34	0.38	0.41		
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.06	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.0	0.03		
K <sub>2</sub> O	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0.02	0.03		
Total	101.55	101.06	100.76	100.83	100.2	100.29	100.82	100.92	100.84		
Number of cations on the basis of 12 oxygens											
Si	2.99	2.983	3.004	3.008	2.952	2.999	3.031	3.001	3.021		
Ti	0.003	0.004	0.003	0.002	0.009	0.002	0.000	0.001	0.002		
Al	2	1.99	1.985	2.024	2.127	1.98	1.999	2.016	1.993		
Fe <sup>3+</sup>	0.065	0.067	0.067	0.068	0.066	0.07	0.068	0.069	0.07		
+Fe <sup>2+</sup>	2.129	2.192	2.172	2.2002	2.154	2.285	2.216	2.255	2.287		
Mn	0.44	0.429	0.421	0.292	0.292	0.294	0.217	0.196	0.182		
Mg	0.32	0.295	0.304	0.342	0.309	0.311	0.408	0.418	0.387		
Ca	0.037	0.038	0.037	0.04	0.064	0.064	0.029	0.032	0.035		
Na	0.005	0.009	0.002	0.003	0.006	0.006	0.002	0.00	0.005		
K	0	0.001	0	0	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003		
Total	8.00	8.00	8.00	7.98	8	7.97	7.97	7.99	7.98		
Alm(%)	73.3	74.6	74.6	77.1	77.0	77.7	77.8	78.3	79.6		
Prp(%)	10.7	9.8	10.1	11.6	10.7	10.4	13.9	14.1	13.1		
Sps(%)	14.8	14.3	14.0	9.9	10.1	9.8	7.4	6.6	6.1		
Grs(%)	1.2	1.3	1.2	1.4	2.2	2.1	1.0	1.1	1.2		

ادامه جدول ۳-...

داده شده است. بر طبق نمودار تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها، ترکیب پلاژیوکلاز سنگ‌ها از محدوده آلبیت تا آندزین متغیر است (شکل ۷-۴) (Deer *et al.*, 1992). در نمونه‌های ارتوکلاز تجزیه شده دو نمونه که دارای بافت پرتیت هستند حدوداً ۴۰ درصد ناخالصی آلبیت نشان می‌دهد و نمونه‌ای که به قطب ارتوکلاز نزدیک است بافت پرتیت را نشان نمی‌دهد (۷-۸).

**شیمی فلدسپارها:** برای بررسی ترکیب شیمیایی فلدسپار موجود در سنگ‌های مطالعه شده، تعداد ۱۵ نقطه پلاژیوکلاز (جدول ۴) و ۶ نقطه ارتوکلاز (جدول ۵) تجزیه ریزکاو الکترونی شد. ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در هورنفلس‌های کردیریت‌دار و بدون کردیریت به ترتیب شامل:  $Ab_{76.96}$  و  $Ab_{78}$  است. ترکیب شیمیایی فلدسپارها در نمودار سه تایی  $Ab$ ،  $Or$ ،  $An$  (شکل ۷) نشان



شکل ۷- ترکیب پلاژیوکلاز و ارتوکلازهای موجود در هورنفلس‌های پیرامون توده پلوتونیک (Deer *et al.*, 1992).

جدول ۴- تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلاز در هورنفلس‌های پیرامون توده پلوتونیک الوند

Sample	Plagioclase from Dareh Moradbeig area		Plagioclase from Cheshmeh ghasaban area		Number 1: Plagioclase from Simin area			Number 2: Plagioclase from Simin area				Number 3: Plagioclase from Simin area		
	point 1	point 2	Point1	point2	point1	point2	point3	point 1	point 2	point 3	point 4	point 1	point 2	point 3
SiO <sub>2</sub>	67.26	67.34	57.85	64.18	64.43	64.26	63.84	60.04	63.69	67.45	60.07	61.37	61.25	60.42
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0.02	0.03	0.02	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.43	21.32	30.34	22.15	23.09	22.96	23.09	25.45	22.78	20.55	25.17	25.13	25.08	24.44
FeO <sub>(t)</sub>	0	0	1.02	0	0	0	0.22	0	0.03	0	0.34	0.07	0	0.12
MnO	0.01	0	0.16	0.02	0	0	0.01	0.01	0	0	0.02	0.01	0.01	0.02
MgO	0.01	0.01	0.53	1.17	0	0	0	0.03	0.02	0	0.02	0.04	0.02	0.01
CaO	0.21	0.2	8.2	8.89	3.61	3.74	3.74	6.3	2.72	0.57	6.31	6.32	6.35	6.26
Na <sub>2</sub> O	9.89	11.07	1.18	1.62	7.82	7.94	6.79	8.44	9.15	10.25	8.24	7.42	0.16	7.15
K <sub>2</sub> O	0.1	0.13	0	0	0.34	0.31	0.32	0.17	0.41	0.13	0.18	0.27	0.21	0.17
Totals	98.94	100.1	99.29	98.05	99.3	99.21	98.1	100.45	98.81	98.95	100.37	100.66	102.97	98.59
Number of cations on the basis of 8 oxygens														
Si	2.951	2.936	2.575	2.877	2.842	2.84	2.845	2.666	2.834	2.967	2.67	2.705	2.718	2.716
Ti	0.001	0.001	0.000	0.001	0	0	0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0
Al	1.108	1.096	1.592	1.170	1.201	1.196	1.213	1.332	1.195	1.066	1.319	1.306	1.312	1.295
Fe <sup>2+</sup>	0	0	0.038	0.000	0	0	0.007	0	0.001	0	0.012	0.002	0	0.004
Mn	0	0	0.011	0.001	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0.001
Mg	0.001	0.001	0.025	0.056	0	0	0	0.002	0.001	0	0.001	0.003	0.001	0.001
Ca	0.01	0.009	0.708	0.773	0.171	0.177	0.179	0.3	0.13	0.027	0.301	0.298	0.302	0.302
Na	0.841	0.936	0.067	0.093	0.669	0.68	0.584	0.727	0.789	0.874	0.71	0.634	0.014	0.623
K	0.006	0.007	0.000	0.000	0.019	0.017	0.018	0.01	0.023	0.007	0.01	0.015	0.571	0.01
Total	4.918	4.986	5.016	4.970	4.901	4.911	4.846	5.036	4.974	4.941	5.024	4.965	4.918	4.951

جدول ۵- تجزیه ریزکاو الکترونی ارتوکلاز در هورنفلس‌های پیرامون توده پلوتونیک الوند

Sample	Orthoclase from Dareh Moradbeig area		Orthoclase from Simin area		Orthoclase from Cheshmeh ghasaban area	
	Point 1	Point 2	Point 1	Point 2	Point 1	Point 2
SiO <sub>2</sub>	64.48	65.03	64.62	64.79	60.46	63.46
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.02	0	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.7	19.54	18.97	18.54	23.57	19.93
FeO	0	0	0.16	0.16	0	0
MnO	0	0.01	0.01	0.01	0	0.02
MgO	0.02	0.01	0.1	0.01	0.05	0.02
CaO	0.04	0.04	0	0	0.15	0.05
Na <sub>2</sub> O	1.4	1.51	1.31	1.31	1.24	1.09
K <sub>2</sub> O	15.03	15.08	14.96	14.96	15.16	16.1
Totals	100.68	101.23	100.05	99.8	100.63	100.70
Number of cations on the basis of 8 oxygens						
Si	2.951	2.96	2.974	2.989	2.785	2.924
Ti	0	0	0	0.001	0.000	0.001
Al	1.063	1.048	1.029	1.008	1.280	1.082
Fe <sub>2</sub>	0	0	0.005	0.005	0	0
Mn	0	0	0	0	0.000	0.001
Mg	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001
Ca	0.002	0.002	0	0	0.007	0.002
Na	0.124	0.133	0.117	0.117	0.111	0.097
K	0.877	0.876	0.878	0.881	0.891	0.946
Total	5.019	5.021	5.006	5.003	5.076	5.056

### دما-فشارسنجی

به کار بستن روش‌های ترمودینامیکی برای پارائزهای تعیین شده به صورت بافتی، مبنای دما-فشارسنجی در این پژوهش بوده است. در انتخاب کانی‌ها به عنوان پارائز باید شرایط متعادل وجود داشته باشد (Droop and Bucher-Nurminen, 1984؛ Dale and Holland, 2003). در این پژوهش از دما-فشارسنجی کاتیونی و برخوردگاه منحنی‌های تعادل چندگانه نیز بهره برده‌ایم. به این منظور، از ترکیب حاشیه کانی‌های در حال تعادل استفاده شد. دما-فشارسنجی با روش قطع واکنش‌های تعادلی چندگانه و داده‌های ترمودینامیکی در برنامه ترموکالک (v.2.4) انجام گرفت (Holland and Powell, 1998). ترکیب فعالیت اعضای نهایی کانی‌ها با برنامه AX محاسبه و به علاوه، از روش تبادل کاتیونی بین گارنت و بیوتیت برای تعیین دما استفاده شد. برای این منظور سعی شد که از ترکیب شیمیایی حاشیه بیوتیت‌های اولیه موجود

در زمینه سنگ که در مجاور گارنت قرار دارد استفاده شود. روش‌های استفاده شده به منظور دما-فشارسنجی در این پژوهش شامل چند روش است که در ادامه توضیح داده می‌شود.

الف) دماسنجی (ترمومتری) با استفاده از تبادل کاتیونی بین جفت کانی‌ها مانند: زوج کانی گارنت-بیوتیت (متداول‌ترین ترمومتر) و گارنت-کردیریت.

ب) فشارسنجی با استفاده از واکنش‌های انتقالی محض (مانند: تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت-پلاژیوکلاز-بیوتیت-کوارتز-سامانه GBPQ و یا تعادل کانی‌های گارنت-پلاژیوکلاز-مسکویت-بیوتیت، سامانه GPMB).

ج) دما-فشارسنجی با استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه.

### دماسنجی با روش گارنت-بیوتیت

محاسبات دماسنجی گارنت-بیوتیت بر اساس تجزیه بیوتیت‌ها و گارنت‌های هم‌زیست در دو نمونه هورنفلس کردیریت‌دار و بدون کردیریت

همان طور که در این جدول ملاحظه می‌شود، دمای به دست آمده برای این زوجها با احتساب متوسط همه کالیبراسیون‌ها در هورنفلس‌های کردیریت‌دار ۵۶۳/۳۳ و ۶۳۵/۴۵ درجه سانتیگراد و برای هورنفلس‌های بدون کردیریت ۶۰۰/۴ درجه سانتیگراد به دست آمده است.

انجام شده است. در این نمونه کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت به عنوان کانی‌های اصلی دیده می‌شود.

برای محاسبه دما با این روش از ۱۱ کالیبراسیون رایج استفاده شده است و فشار حداکثر ۳ کیلو بار منظور شده است (جدول ۶).

جدول ۶- نتایج دماسنجی برای زوجها هم‌زیست گارنت-بیوتیت توسط کالیبراسیون‌های مختلف در یک نمونه هورنفلس

Different calibrations	Cordierite-bearing hornfels from Cheshmeh ghasaban area	Cordierite-bearing hornfels from Simin area	hornfels without cordierite from Simin area
Ln Kd (Gt- Bi)	1.6	1.85	1.69
Thompson, 1976	614.7	549.8	590.2
Holdaway and Lee, 1977	601.2	544.2	579
Lavrent'eva and Perchuk, 1981	617.9	570.7	600.3
Hodges and Spear, 1982	619.4	538.9	587.3
Pigage and Greenwood, 1982	656.9	592.6	666
Perchuk and Lavrent'eva, 1983-1	637.1	581.2	611.2
Perchuk and Lavrent'eva, 1983-2	629	570.6	600.2
Perchuk and Lavrent'eva, 1983-3	617.8	549.6	578.5
Williams and Grambling, 1990	665	597.1	667.8
Bathacharya <i>et al</i> , 1988	667	554	571
Bathacharya <i>et al</i> , 1988	664	548	553
Median	635.45	563.33	600.4

با سامانه تعادل ترمودینامیکی GPBMQ حدود ۲/۴۲ تا ۲/۹۵ و در سامانه GPBQ، فشار بین ۲/۹۸ تا ۳/۶۸ محاسبه شد (جدول ۷).

جدول ۷- نتایج ژئوبارومتري با سامانه GPBMQ و GPBQ بر اساس کالیبراسیون (Hoisch, 1991).

GPBMQ	
calibrations	pressure
Hoisch, 1991-R(5)	2.95
Hoisch, 1991-R(6)	2.42
Mean	2.68
GPBQ	
calibrations	pressure
Hoisch, 1991-Mg	2.98
Hoisch, 1991-Fe	3.68
Mean	3.33

### فشارسنجی با واکنش‌های انتقالی محض

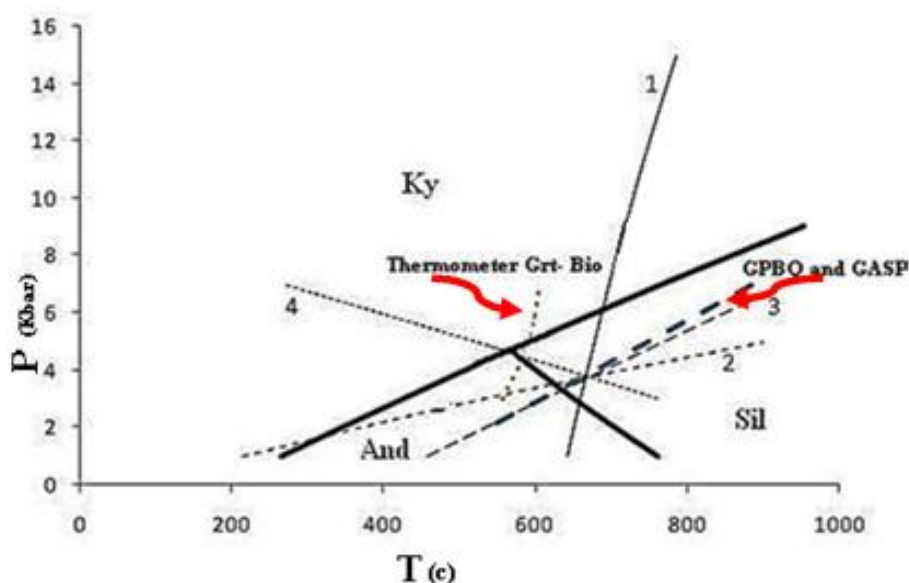
مجموعه کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و کوارتز در طیف وسیعی از درجات دگرگونی از پهنه گارنت تا سیلیمانیت پایین در سنگ‌های دگرگون شده تشکیل می‌شود. Ghent و Stout (۱۹۸۱)، Bhattacharya و همکاران (۱۹۹۲)، Blundy و Holland (۱۹۹۲) و Powell (۱۹۷۸) با کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و کوارتز فشارسنجی و دماسنجی انجام داده‌اند. در این روش با استفاده از دو مجموعه کانی فشارسنج (گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و کوارتز) GPBMQ و (گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز) GPBQ، فشار محاسبه شده است. نتایج فشارسنجی

## دما-فشارسنجی با منحنی‌های تعادلی چندگانه

یکی از مهم‌ترین روش‌های دما-فشارسنجی استفاده از منحنی‌های تعادلی چندگانه بین کانی‌های موجود در یک سنگ در نمودار P-T است. در این روش ابتدا واکنش‌های دگرگونی را در سنگی که بالاترین تعداد کانی‌های دگرگونی در حالت تعادل کانی‌شناسی را دارد (پایین‌ترین درجه آزادی) پیدا می‌کنیم. سپس با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها (نتایج حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی) منحنی‌های نشان‌دهنده واکنش را در یک نمودار P-T رسم کرده و با استفاده از پیوندگاه منحنی‌ها، دما و فشار را به دست می‌آوریم. با استفاده از ترموکالک و فعالیت اعضای نهایی، واکنش‌هایی برای انواع مختلف سنگ‌ها تعریف می‌شود (واکنش‌های ۲ تا ۵). دما و فشار هرکدام از این واکنش‌ها با استفاده از نرم‌افزار

ترموکالک تعریف شده است. سپس با استفاده از این دما و فشارها خطوطی برای انواع مختلف سنگ‌ها در نمودار P-T رسم شد. دما و فشار به دست آمده توسط ترکیب حاشیه کانی‌های در حال تعادل با هم با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک نشان‌دهنده دمای تقریبی ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود سه کیلوبار است ( $SdT = \pm 11/1$  و  $SdP = \pm 0.72$ ) (شکل ۸).

واکنش (۱) ۲ پیروپ + ۳ کردیریت آهن‌دار = ۲ آلماندین + ۳ کردیریت  
 واکنش (۲) آلماندین + ایستونیت + ۳ کوارتز = آنیت + کردیریت  
 واکنش (۳) ۵ آلماندین + ۳ ایستونیت + ۹ کوارتز = ۲ پیروپ + ۳ آنیت + ۳ کردیریت آهن‌دار  
 واکنش (۴) ۲ پیروپ + ۲ ایستونیت + ۳ کردیریت آهن‌دار + ۶ کوارتز = ۲ آنیت + ۵ کردیریت



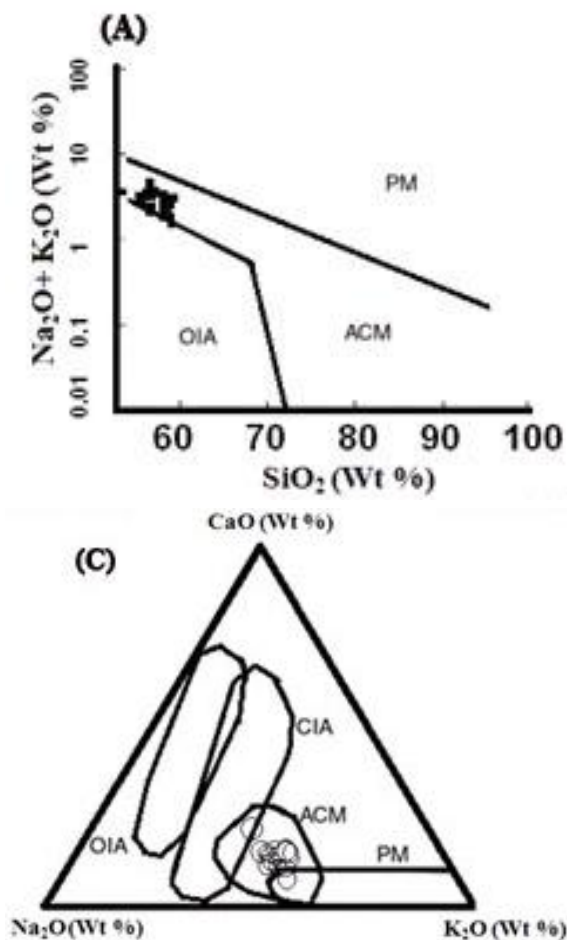
شکل ۸- نمودار دما-فشار به دست آمده با ترکیب حاشیه کانی‌ها توسط نرم‌افزار ترموکالک؛ در این نمودار نتایج به دست آمده از نرم‌افزار ترموکالک به صورت خطوطی که با شماره ۱ تا ۴ مشخص است ترسیم شده‌اند. دماسنجی گارنت- بیوتیت (نقطه‌چین) و فشارسنجی‌های سامانه‌های GASP و GPBQ (خط‌چین) بر روی نمودار محدوده پایداری آلومینوسیلیکات‌ها ترسیم شده است.

## تعیین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب

با نمودارهای متمایز کننده می‌توان به محیط

تکتونیکی تشکیل پروتولیت رسوبی سنگ دگرگونی پی برد. به دلیل متحرک بودن بعضی از

منشأ رسوبات احتیاط کرد. بر اساس نمودارهای موجود نمونه‌های تجزیه شده بیشتر در منطقه قوس‌های حاشیه قاره قرار گرفته‌اند (شکل ۹).



عناصر مانند: Ca و Na که در درجه هوازگی متوسط سیستم را ترک می‌کنند (Middleburg *et al.*, 1988) باید در به کار بردن نمودارهای تعیین

شکل ۹- A) نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات مادر (Roser and Korsch, 1986). بیشتر نمونه‌ها در محیط قوس‌های حاشیه فعال قاره قرار گرفته‌اند؛ B) نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات بر پایه اکسیدهای اصلی (Maynard *et al.*, 1982)، اغلب نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره جای گرفته‌اند؛ C) نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات (Toukeridis *et al.*, 1999)، اغلب نمونه‌ها محیط حاشیه فعال قاره را نشان می‌دهد.

## نتیجه‌گیری

است اما ترکیب پلاژیوکلاز سنگ‌های بدون کردیریت در محدوده الیگوکلاز قرار دارد. دماسنجی با تبادل کاتیونی زوج کانی‌های گارنت-بیوتیت میانگین دمای هورنفلس‌های بدون کردیریت حدود ۶۰۰ درجه سانتیگراد و برای هورنفلس‌های کردیریت‌دار دمایی حدود ۵۶۳ تا ۶۳۵ درجه سانتیگراد به دست آمد. در فشارسنجی سنگ‌های گارنت-فیبرولیت-کردیریت-آندالوزیت-هورنفلس با واکنش‌های انتقالی محض، فشار با استفاده از سه مجموعه کانی فشارسنج GPBMQ و GPBQ محاسبه

در حاشیه الوند طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای وجود دارد. پروتولیت تعیین شده برای هورنفلس‌های مطالعه شده، رسوبی و از نوع شیل تشخیص داده شد. بر مبنای شیمی کانی‌ها شرایط دما-فشار تشکیل هورنفلس‌های منطقه تخمین زده شد. ترکیب شیمیایی گارنت‌های موجود در هورنفلس‌ها (Sps<sub>5.9-14.4</sub> -Alm<sub>74.2-79.2</sub> -GAU<sub>1.2-1.9</sub> -Prp<sub>10.2-13.4</sub>) است. ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های کردیریت‌دار از محدوده آلبیت تا آندزین متغیر



است. فشار و حرارت‌هایی که در این پژوهش به دست آمده است در مقایسه با شرایط به دست آمده توسط پژوهشگران پیشین مانند Baharifar, (2004) که برای آندالوزیت-کردیریت هورنفلس‌ها دمای ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار حداکثر ۴ را به دست آورده بود اختلاف در خور توجهی را نشان نمی‌دهد و در تناقض با آن نیست و می‌تواند به عنوان مکمل آنها در نظر گرفته شود.

### سپاسگزاری

نگارندگان از راهنمایی‌های استاد بزرگوار جناب دکتر مؤذن تشکر و قدردانی می‌نمایند.

شده است. فشارسنجی سنگ‌های گارنت-فیبرولیت-کردیریت-آندالوزیت هورنفلس با سامانه تعادل ترمودینامیکی GPBMQ، کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت، کوارتز حدود ۲/۴۲ تا ۲/۹۵ محاسبه شد. فشارسنجی سنگ‌های گارنت-فیبرولیت-کردیریت-آندالوزیت هورنفلس با استفاده از تعادل ترمودینامیکی GPBQ، بین ۲/۹۸ تا ۳/۶۵ تخمین زده شد. دما و فشار به دست آمده با استفاده از ترکیب حاشیه کانی‌های در حال تعادل در سنگ‌های دارای کردیریت و آلومینوسیلیکات‌دار، با استفاده از منحنی‌های تعادل چندگانه، شامل دمای تقریبی در حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود سه کیلو بار

### منابع

- Baharifar, A. A. (1997) New perspective on petrogenesis of regional metamorphism rocks of Hamedan. MSc thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Baharifar, A. A. (2004) Petrology of metamorphic rocks of Hamedan region. PhD thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Bhattacharya, A., Mazumdar, A. C. and Sen, S. K. (1988) Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implication for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *American Mineralogist* 73: 338-344.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1992) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer-reply to the comment of Poli and Schmidt. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 278-282.
- Dale, J. and Holland, T. J. B. (2003) Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-P rock from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 813-829.
- Deer, W. A., Howie R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Longman, London.
- Droop, G. T. R. and Bucher-Nurminen, K. (1984) Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine-bearing granulites from the Gruf Complex, Italian Central Alps. *Journal of Petrology* 25: 766-803.
- Ghadiri, M. (2009) The study of Alvand plutonic complex and its metamorphic aureole in Marianej-Pasijan area (Hamedan). MSc thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Ghent, E. D. and Stout, M. Z. (1981) Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76: 92-97.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (2002) Titanium in biotite from metapelitic rocks: temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist* 87: 375-382.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The saturation surface for low-to-medium

- pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Herron, M. M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 820-829.
- Hodges, K. V. Y. and Spear, F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* 67: 1118-1134.
- Hoisch, T. D. (1991) Equilibria within the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+garnet+plagioclase and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108: 43-54.
- Holdaway, M. J. and Lee, S. M. (1977) Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 175-198.
- Holland, T. J. B. and Powell, R. (1998) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation. *Journal of metamorphic Geology* 3: 343-37.
- Jafari, S. R. (2006) Petrology of migmatites and plutonic rocks from south of Simin area (Hamedan). MSc thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Kertz, R. (1983) Symbol for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lvarenteva, I. V. and Perchuck, L. L. (1981) Phase correspondence in the system biotite-garnet, experimental data. *Dokl. Akad. Nauk, SSSR* (in Russian) 260: 731-734.
- Mahmoudi Sh., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238-249.
- Mani-Kashani, S., (2006) The study of plutonic rocks and its metamorphic aureole in Khakou area (Hamedan). MSc thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Maynard, J. B., Valloni, R. and Yu, H. (1982) Composition of modern deep sea sands from arc-related basin. *Geology Society of London, Special Publication* 10: 551-561.
- Miyashiro, A. (1973) *Metamorphism and metamorphic belt*. George Allen and Unwin, London.
- Perchuk, L. L. Y. and Lavrent'eva, I. V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* (Ed. S.K. Saxena) 3: 199-239. *Advances in Physical Geochemistry*, Springer-Verlag, New-York.
- Pigage, L. C. and Greenwood, H. G. (1982) Internally consistent estimates of pressure and temperature, the staurolite problem. *American Journal of Science* 282: 943-69.
- Powell, R. (1978) *Equilibrium Thermodynamics in Petrology, an introduction*. Harper and Row, London.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67: 119-139.
- Sadeghian, M. (1994) The study of petrology of igneous and metamorphic rocks of Cheshmeh Ghassaban, Hamedan. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Sepahi, A. A. (1999) Petrology of Alvand plutonic complex with special reference on granitoids. PhD thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Sepahi, A. A., Jafari, S. R. and Mani-Kashani, S. (2004) The study of chemical composition and evolution of minerals during various metamorphic events in the Hamedan region. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*. 2: 431-454 (in Persian).

- Sepahi, A. A., Whitney, D. L. and Baharifar, A. A. (2004) Petrogenesis of andalusite- kyanite- silimanite veins and host rocks, Sanandaj- Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 22: 119-134.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi-Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj -Sirjan zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683.
- Spear, F. S. (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure- temperature time paths*. Mineralogical Society of America. Monograph.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1285.
- Thompson, A. B. (1976) Mineral reaction pelitic rocks: I. Prediction in P-T-X (Fe-Mg) phase relations, II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science* 276: 401-454.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Kroner, A., Reimer, T. and Todt, W. (1999) Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig tree graywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, south Africa. *Sedimentary Geology* 124: 113-129.
- Williams, M. L. and Grambling, J. A. (1990) Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *American Mineralogist* 75: 886-908.
- Zamani, H. (2004) The Study of metamorphic aureole of Alvand plutonic complex in north and northwest of Shahrestaneh, Hamedan. MSc thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Zareian, S. and Darvishzadeh, A. (1975) A brief about regional metamorphism in the Hamedan. *Journal of Science, University of Tehran* 7: 55-62 (in Persian).
- Zareian, S., Forghani, A. and Fayyaz, H. (1972a) Alvand granitic complex and its metamorphic aureole. *Journal of Science, University of Tehran* 4: 23-28 (in Persian).
- Zareian, S., Forghani, A. and Fayyaz, H. (1972b) Alvand granitic complex and its metamorphic aureole. *Journal of Science, University of Tehran* 4: 83-90 (in Persian).
- Zareian, S., Forghani, A. and Fayyaz, H. (1972c) Alvand granitic complex and its metamorphic aureole. *Journal of Science, University of Tehran* 4: 97-106 (in Persian).
- Zareian, S., Forghani, A. and Fayyaz, H. (1973) Alvand granitic complex and its metamorphic aureole. *Journal of Science, University of Tehran* 5: 49-54 (in Persian).
- Zareian, S., Forghani, A. and Fayyaz, H. (1974) Alvand granitic complex and its metamorphic aureole. *Journal of Science, University of Tehran* 6: 4-33 (in Persian).

