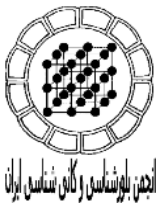
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال هجدهم، شمارۀ۳، پاییز ۸۹، از صفحۀ ۳۳۵ تا ۳۴۶




# عوامل موثر بر حضور یا عدم حضور کانی کلریتوئید در سنگ‌های رسی دگرگون شده‌ی مناطق بلند پرچین و پشتوک

**عادل ساکی***

*گروه زمین شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز*

(دریافت مقاله: ۸۸/۶/۲۳ ، نسخه نهایی: ۸۸/۱۲/۱۵ )

**چکیده:** ریزساخت‌ها، سیماهای سنگ‌نگاشتی و روابط صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های رسی دگرگون شده‌ی مناطق بلندپرچین و پشتوک واقع در شمالغرب ایران تحت تاثیر یک دگرگونی چند مرحله‌ای قرار گرفته‌اند. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون شده این دو منطقه با هم تفاوت دارند. شیست‌ها در منطقه‌ی بلندپرچین دارای گرافیت‌اند و به‌رنگ تیره دیده می‌شوند. کانی-های با اوج دگرگونی در این سنگ‌ها عبارتند از: گارنت، استارولیت، آلومینوسیلیکات‌ها (آندالوزیت/سیلیمانیت)، بیوتیت، کلریت، مسکویت و کوارتز، در حالی‌که سنگ‌های رسی دگرگون شده در منطقه‌ی پشتوک بدون گرافیت هستند و مجموعه کانیایی آن‌ها شامل: گارنت، استارولیت، کلریتوئید، کلریت، مسکویت و کوارتز است که معمولاً به‌صورت همزمان با یک فاز دگرگونی مجاورتی رشد کرده‌اند. در سنگ‌های منطقه‌ی پشتوک ایزوگرادها شبیه سری دگرگونی بارووین نیستند ولی اولین ظهور کانی کلریتوئید در این سنگ‌ها (ترکیبات غنی از آلومینیوم) رخ داده است. در این پژوهش معلوم شد که با وجود ترکیب سنگ مادر اولیه‌ی یکسان و گرادیان زمین گرمایی مشابه در هر دو منطقه، آنچه سبب حضور مجموعه کانیایی متفاوت در این دو منطقه (بلندپرچین و پشتوک) شده است وجود و یا عدم وجود گرافیت و در نتیجه فعالیت متفاوت $H_2O$ است، به‌طوری‌که در منطقه‌ی پشتوک به‌دلیل عدم وجود گرافیت و بالا بودن فعالیت $H_2O$ (۰/۸ تا ۱) کلریتوئید ظاهر شده است در صورتی‌که در منطقه‌ی بلندپرچین به‌علت وجود گسترده‌ی گرافیت و به-دنبال آن پایین بودن فعالیت $H_2O$ (۰/۵) کانی‌های آلومینوسیلیکات مانند آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت رشد کرده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** *منطقه‌ی پشتوک، کلریتوئید، گرافیت، فعالیت $H_2O$ ، شیب زمین گرمایی.*

**مقدمه**

یکی از هدف‌های مهم سنگ‌شناسی دگرگونی، براورد دما و فشار تشکیل سنگ به‌منظور شناسایی ماهیت دگرگونی و شرایط زمین‌ساختی پوسته است. در زمین‌شناسی بیشتر محاسبات دماسنجی و فشارسنجی بر اساس شرایط تعادلی، بنابر روابط ترمودینامیکی انجام می‌گیرد [۱]. دما و فشار دگرگونی بر اساس پاراژنز کانی‌های موجود در سنگ تعیین می‌شود، به طوری‌که شرایط واقعی تشکیل کانی‌های دگرگون بیانگر شرایط حاکم بر دگرگونی است که به عوامل متعددی از جمله دما، فشار، فعالیت آبگون‌ها و پروتولیت اولیه‌ی سنگ مادر دگرگونی بستگی دارد [۳،۲]. برای مثال وجود بعضی از کانی‌ها مانند کلریتوئید در سنگ علاوه بر ترکیب سنگ مادر اولیه مناسب به فعالیت آبگون‌ها نیز بستگی دارد [۴]. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از این روابط و شرایط

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۴۶۱۰۵۴، نمابر: ۳۳۳۱۰۵۹ (۰۶۱۱)، پست الکترونیکی: adel_saki@yahoo.com

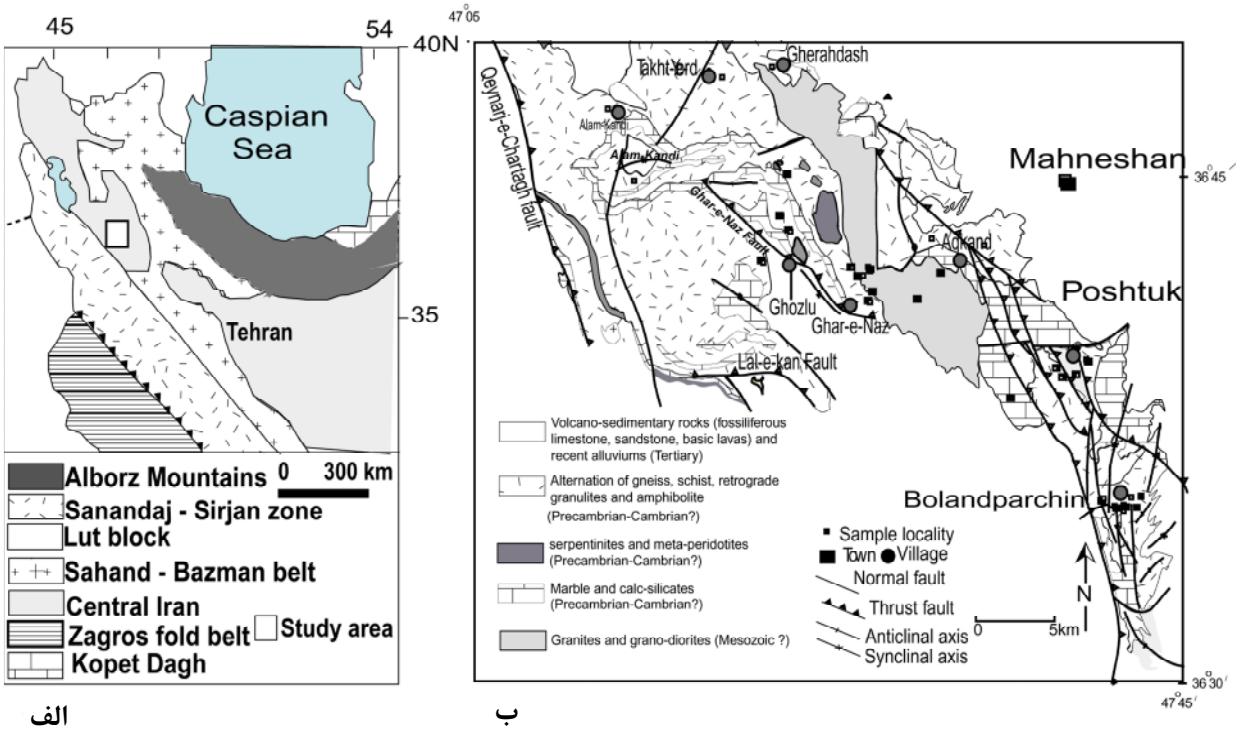
[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

دگرگونی به دست آمده برای سنگ‌های رسی دگرگون شده‌ی منطقه بلند پرچین و پشتوک، تاثیر عواملی مانند ترکیب آبگون‌ها و ترکیب سنگ مادر اولیه بر پیدایش و یا عدم پیدایش کلریتوئید مشخص شود. کلریتوئید معمولاً در سنگ‌های رسی دگرگون شده غنی از آلومینیوم و آهن فریک به وجود می‌آید [۵].

در این مقاله سنگ‌های رسی دگرگون شده‌ی منطقه بلند پرچین و پشتوک به‌منظور بررسی حضور و یا عدم حضور کانی کلریتوئید مورد بررسی قرار گرفته‌اند که برای نیل به این هدف ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ، شرایط P-T، فعالیت آبگون و ترکیب شیمیایی سنگ مادر مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

**جایگاه زمین‌شناسی**

منطقه‌ی مورد بررسی (شکل ۱ الف و ب) بین طول‌های جغرافیایی '۳۰ °۴۷ تا'۴۰ °۴۷ شرقی و عرض'۳۶ °۳۶ تا '۴۷ °۳۶ شمالی قرار دارد. در شمالغرب ایران یک نوار با ویژگی چند دگرگونی (همبافته ماهنشان و تکاب) با روند NW-SE با طول تقریبی ۴۰۰ کیلومتر از شمال غربی به جنوب شرقی وجود دارد. همبافته‌ی ماهنشان به وسیله‌ی نوارهایی از چین‌ها و گسل‌ها، درون سیستم کوهزایی آلپ-هیمالیا، در غرب آسیا قرار گرفته است. زون البرز-آذربایجان در شمال، زون دگرگونی سنندج سیرجان و ایران مرکزی در جنوب و شرق همبافته‌ی ماهنشان قرار گرفته‌اند [۷،۶]. بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران، همبافته‌ی تکاب توسط زمین‌شناسان مختلف در زون‌های زمین‌شناسی متفاوت، قرار گرفته است، برای مثال جزء زون ایران مرکزی توسط [۸،۶] زون سلطانیه-میشو توسط [۹] و زون البرز-آذربایجان و سنندج-سیرجان توسط[۱۰]. اگر چه همبافته‌ی تکاب دارای روند عمومی شمال‌غربی- جنوب شرقی است و به‌طور خاصی به زون سنندج-سیرجان وابسته است، ولی از لحاظ ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی به نظر می‌رسد که بیشترین شباهت را با زون ایران مرکزی دارد (شکل ۱ الف). بر اساس نقشه‌ی زمین‌شناسی ایران [۱۱] منطقه‌ی مورد بررسی در زون ایران مرکزی قرار دارد. بر اساس جدیدترین سال سنجی‌های U-Pb که از زیرکن‌های موجود در پروتولیت سنگ‌های دگرگونی به دست آمده‌اند سن همبافت ماهنشان ۵۶۰ میلیون سال براورد شده است [۱۲].




**شکل ۱** الف) نقشه‌ی ساده تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران و جایگاه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (با تغییراتی از[۱۱] . ب) نقشه زمین‌شناسی و نمونه‌برداری منطقه‌ی مورد بررسی (بلندپرچین و پشتوک) (گرفته شده از نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهنشان سازمان زمین‌شناسی کشور).

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

**روش بررسی**

پس از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی به‌منظور بررسی‌های سنگ نگاشتی و روابط بافتی مورد بررسی[۱۲] قرار گرفتند. نمونه‌های معرف از شیست‌های گرافیتی بلند پرچین و غیر گرافیتی پشتوک برای بررسی‌های بعدی انتخاب شدند. این نمونه‌ها به منظور بررسی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در آزمایشگاه دانشگاه پتسدام کشور آلمان، به روش‌های OA-GRA, ME-ICP, ME-MS مورد آنالیز شیمیایی سنگ کل قرار گرفتند که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده‌اند.

۵ مقطع با بالاترین تعداد فاز در حال تعادل از این سنگ-های رسی دگرگون شده، در موسسه‌ی تحقیقاتیGFZ در پتسدام آلمان با استفاده از دستگاه CAMECA, SX100 مورد تجزیه‌ی ریز پردازشی قرار گرفتند (جدول ۲ و ۳). این دستگاه در حالت wavelength dispersive کار می‌کند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر۱۵ kV و زمان تجزیه برای هر نقطه ۴۰ ثانیه بوده است. برای تجزیه‌ی نمونه، از جریانی به شدت 3 nA استفاده شد. خطای دستگاه در حدود ۱ ٪ به صورت اکسید عناصر است.

**جدول ۱** در صد وزنی عناصر اصلی شیست‌های دگرگونی در منطقه‌ی بلند پرچین و پشتوک (آنالیز سنگ کل) شیست‌های پشتوک P ، شیست‌های بلندپرچین :B.

| Sample | $SiO_2$ (%) | $TiO_2$ (%) | $Al_2O_3$ (%) | $Fe_2O_3$ (%) | MnO (%) | MgO (%) | CaO (%) | $Na_2O$ (%) | $K_2O$ (%) | $P_2O_5$ (%) | $H_2O$ % | $CO_2$ % | Sum % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| P1 | ۵۸٫۱۰ | ۰٫۹۹۱ | ۱۸٫۹ | ۷٫۴۵ | ۰٫۰۷۲ | ۲٫۸۳ | ۰٫۴۷ | ۱٫۱۹ | ۵٫۹۹ | ۰٫۱۴۵ | ۲٫۸۵ | ۰٫۵۶ | ۹۹٫۵ |
| P2 | ۶۳٫۹ | ۱٫۴۵۸ | ۱۷٫۵ | ۱۱٫۸۸ | ۰٫۱۵۴ | ۰٫۵۹ | ۰٫۴۸ | ۰٫۴۰ | ۰٫۷۶ | ۰٫۰۶۴ | ۲٫۴۸ | ۰٫۱۰ | ۹۹٫۸ |
| P3 | ۵۶٫۵ | ۱٫۱۷۹ | ۲۳٫۰ | ۸٫۷۵ | ۰٫۰۴۵ | ۱٫۰۸ | ۱٫۰۴ | ۰٫۵۸ | ۳٫۸۶ | ۰٫۱۲۱ | ۰٫۱۹ | ۳٫۲۳ | ۹۹٫۶ |
| P4 | ۵۴٫۶۰ | ۱٫۵۶۹ | ۲۰٫۵ | ۱۰٫۶۵ | ۰٫۱۰۹ | ۱٫۹۰ | ۱٫۹۲ | ۱٫۰۹ | ۳٫۰۲ | ۰٫۱۳۹ | ۳٫۹۰ | ۰٫۲۶ | ۹۹٫۷ |
| B1 | ۶۳٫۱ | ۰٫۷۰۸ | ۱۶٫۴ | ۶٫۴۶ | ۰٫۰۹۹ | ۲٫۲۰ | ۱٫۲۹ | ۱٫۵۰ | ۳٫۲۲ | ۰٫۱۷۵ | ۲٫۹۲ | ۱٫۵۶ | ۹۹٫۶ |
| B2 | ۶۰٫۱۰ | ۰٫۹۶۲ | ۱۹٫۶ | ۶٫۹۵ | ۰٫۱۲۴ | ۲٫۰۴ | ۰٫۵۰ | ۰٫۹۴ | ۳٫۸۵ | ۰٫۱۰۷ | ۲٫۷۴ | ۱٫۷۲ | ۹۹٫۶ |
| B3 | ۶۳٫۰۰ | ۰٫۸۵۸ | ۱۷٫۴ | ۵٫۷۴ | ۰٫۱۱۷ | ۱٫۶۳ | ۰٫۸۶ | ۱٫۵۹ | ۳٫۳۲ | ۰٫۱۳۴ | ۳٫۱۷ | ۰٫۰۵ | ۹۹٫۶ |
| B4 | ۶۳٫۶۰ | ۰٫۹۰۰ | ۱۷٫۰ | ۶٫۶۵ | ۰٫۱۴۶ | ۲٫۰۰ | ۰٫۷۱ | ۱٫۴۸ | ۲٫۴۹ | ۰٫۱۴۹ | ۲٫۸۵ | ۱٫۷۵ | ۹۹٫۶ |
| B5 | ۶۰٫۰۰ | ۰٫۸۷۵ | ۱۸٫۳ | ۸٫۲۲ | ۰٫۲۷۸ | ۲٫۲۶ | ۱٫۲۹ | ۱٫۵۶ | ۳٫۵۱ | ۰٫۱۸۰ | ۲٫۲۳ | ۰٫۹۹ | ۹۹٫۷ |
| B6 | ۶۵٫۸۰ | ۰٫۸۱ | ۱۶٫۹۰ | ۶٫۴۱ | ۰٫۱۳ | ۱٫۸۴ | ۰٫۶۱ | ۱٫۵۵ | ۲٫۴۷ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۵ | ۹۹٫۸ |

**جدول ۲** آنالیزهای معرف مسکویت، کلریت، کلریتوئید، استارولیت و گارنت در شیست‌های پشتوک.

| Sample | 49g | 49g | 49g | 49g | 49g | 49g | 49g | 49g | 49g | 49g | 49g |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mineral | St Cor | St | St Rim | Grt Cor | Grt Rim | Grt Iner | Ctd Cor | Ctd | Chl | Chl | Ms |
| $SiO_2$ | ۲۷٫۴۵ | ۲۸٫۲۰ | ۲۸٫۱۵ | ۳۶٫۷۸ | ۳۶٫۳۸ | ۳۶٫۳۷ | ۲۳٫۶۰ | ۲۳٫۴۴ | ۲۲٫۹۹ | ۲۳٫۱۳ | ۴۴٫۴۲ |
| $TiO_2$ | ۰٫۵۲ | ۰٫۷۰ | ۰٫۶۶ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۴ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۸ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۶ |
| $Al_2O_3$ | ۵۷٫۱۴ | ۵۶٫۷۴ | ۵۶٫۵۱ | ۲۰٫۸۴ | ۲۰٫۶۸ | ۲۰٫۳۶ | ۴۱٫۳۵ | ۴۱٫۲۶ | ۲۳٫۰۰ | ۲۳٫۳۲ | ۳۷٫۶۳ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۵ |
| $Fe_2O_3$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۱٫۴۷ | ۲٫۳۴ | ۱٫۵۱ | ۱٫۳۱ | ۲٫۱۰ | ۱٫۳۱ | ۰٫۸۱ | ۱٫۴۵ |
| FeO | ۱۴٫۲۴ | ۱۴٫۴۰ | ۱۴٫۷۲ | ۳۸٫۲۵ | ۳۹٫۱۳ | ۳۸٫۷۶ | ۲۶٫۳۷ | ۲۶٫۱۶ | ۳۶٫۷۲ | ۳۵٫۴۵ | ۰٫۳۳ |
| MnO | ۰٫۰۷ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۵ | ۱٫۳۵ | ۰٫۴۴ | ۱٫۳۷ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۰ |
| MgO | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۰ | ۰٫۳۱ | ۱٫۳۷ | ۱٫۵۰ | ۰٫۵۷ | ۱٫۶۵ | ۱٫۷۰ | ۷٫۱۳ | ۸٫۱۹ | ۰٫۲۵ |
| CaO | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۱٫۵۷ | ۱٫۰۲ | ۱٫۹۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| $Na_2O$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۱ | ۱٫۷۷ |
| $K_2O$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۸٫۸۵ |
| Totals | ۹۹٫۰۰ | ۱۰۰٫۶۰ | ۱۰۰٫۵۸ | ۱۰۱٫۷۶ | ۱۰۱٫۵۸ | ۱۰۱٫۰۳ | ۹۴٫۴۱ | ۹۴٫۷۶ | ۹۱٫۴۳ | ۹۱٫۲۸ | ۹۴٫۹۱ |
| Structurl Formulae on a basis of | 28 oxygens | | | 12 oxygens | | | 12 oxygens | | 28 oxygen | | 11 |
| Si | ۷٫۴۶ | ۷٫۶۰ | ۷٫۶۰ | ۲٫۹۶ | ۲٫۹۴ | ۲٫۹۶ | ۰٫۹۹۴ | ۰٫۹۸۶ | ۲٫۴۸ | ۲٫۴۷ | ۲٫۹۸ |
| Ti | ۰٫۱۰۶ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ |
| Al | ۱۸٫۳۱ | ۱۸٫۰۴ | ۱۸٫۰۰ | ۱٫۹۷ | ۱٫۹۷ | ۱٫۹۶ | ۱٫۹۷ | ۱٫۹۶ | ۲٫۹۲ | ۲٫۹۴ | ۲٫۹۰ |
| Cr | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Fe(3+) | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۴ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۷ |
| Fe(2+) | ۳٫۲۳ | ۳٫۲۵ | ۳٫۳۲ | ۲٫۵۷ | ۲٫۶۴ | ۲٫۶۴ | ۰٫۸۹ | ۰٫۸۸ | ۳٫۳۱ | ۳٫۱۷۴ | ۰٫۰۲ |
| Mn | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Mg | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۸ | ۰٫۰۷ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۰ | ۱٫۱۴ | ۱٫۳۰ | ۰٫۰۲ |
| Ca | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۳ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۶ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Na | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۲ |
| K | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۷۲ |
| Totals | ۲۹٫۲۷ | ۲۹٫۲۲ | ۲۹٫۲۵ | ۸٫۰۰ | ۸٫۰۰ | ۸٫۰۰ | ۴٫۰۰ | ۴٫۰۰ | ۱۰٫۰۰ | ۱۰٫۰۰ | ۶٫۹۰ |

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

**جدول ۳** آنالیزهای معرف بیوتیت، گارنت، کلریت، مسکوویت، استارولیت و پلاژیوکلاژ در شیست‌های بلند پرچین. فرمول ساختاری به ازای تعداد اتم‌های اکسیژن در کانی‌ها محاسبه شده است.

| *Sampel* | *43c* | *44c* | *13b* | *44c* | *43b1* | *43c* | *13f* | *43c* | *44c* | *43c* | *13b* | *44c* | *13f* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mineral | Bt Post | Bt Post | Bt | Grt Rim | Grt Core | Grt Post | Chl | Ms Pre | Ms | St | St Core | Pl | Pl |
| $SiO_2$ | ۳۴٫۹۵ | ۳۴٫۴۰ | ۳۴٫۳۴ | ۳۶٫۸ | ۳۸٫۱۱ | ۳۶٫۷۱ | ۲۳٫۶۲ | ۴۶٫۶۳ | ۴۶٫۳۴ | ۲۶٫۰۴ | ۲۷٫۲۸ | ۶۰٫۶۱ | ۶۳٫۴۲ |
| $TiO_2$ | ۱٫۹۶ | ۲٫۴۵ | ۱٫۳۶ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۷ | ۰٫۴۴ | ۰٫۷۰ | ۰٫۴۵ | ۰٫۳۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ |
| $Al_2O_3$ | ۲۰٫۱۵ | ۲۰٫۲۳ | ۱۹٫۶۶ | ۲۱٫۰۷ | ۲۰٫۶۷ | ۲۱٫۱۷ | ۲۲٫۷۶ | ۳۶٫۳۰ | ۳۶٫۷۰ | ۵۷٫۳۴ | ۵۳٫۶۰ | ۲۶٫۲۲ | ۲۲٫۹۲ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| $Fe_2O_3$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۱٫۹۳ | ۱٫۸۰ | ۲٫۰۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۹۲ | ۰٫۸۶ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۴ | ۲٫۴۰ |
| FeO | ۲۲٫۹۳ | ۲۱٫۸۵ | ۲۱٫۸۴ | ۲۸٫۴۴ | ۳۰٫۰۰ | ۳۱٫۸۰ | ۲۸٫۷۷ | ۰٫۲۱ | ۰٫۱۹ | ۱۱٫۹۰ | ۱۴٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ |
| MnO | ۰٫۱۷ | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۰ | ۸٫۲۵ | ۸٫۱۸ | ۵٫۹۴ | ۰٫۳۸ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۲۸ | ۰٫۶۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۵ |
| MgO | ۸٫۴۳ | ۸٫۵۸ | ۷٫۸۲ | ۱٫۸۰ | ۱٫۴۱ | ۲٫۰۲ | ۱۱٫۶۸ | ۰٫۵۸ | ۰٫۶۰ | ۰٫۰۱ | ۱٫۲۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۴ |
| CaO | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۱۲ | ۳٫۱۸ | ۲٫۵۵ | ۱٫۹۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۶٫۷۷ | ۲٫۴۰ |
| $Na_2O$ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۲ | ۰٫۳۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۱٫۲۰ | ۱٫۰۰ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۱ | ۸٫۴۶ | ۷٫۹۱ |
| $K_2O$ | ۸٫۹۱ | ۸٫۰۵ | ۸٫۱۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۹٫۷۰ | ۱۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۲ | ۲٫۰۴ |
| Totals | ۹۷٫۰۰ | ۹۵٫۵۰ | ۹۴٫۰۷ | ۱۰۱٫۵ | ۱۰۲ | ۱۰۱٫۶ | ۸۷٫۳۰ | ۹۶٫۰۰ | ۹۶٫۴۰ | ۹۷٫۰۰ | ۹۷٫۰۰ | ۱۰۱٫۹ | ۹۸٫۹۳ |
| Si | ۲٫۶۲ | ۲٫۶۱ | ۲٫۶۷ | ۲٫۹۴ | ۳٫۰۲۷ | ۲٫۹۳ | ۲٫۵۵ | ۳٫۰۰ | ۳٫۰۳ | ۷٫۲۰ | ۷٫۶۶ | ۲٫۶۵ | ۲٫۸۳ |
| Ti | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۴ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Al | ۱٫۷۸ | ۱٫۸۱ | ۱٫۸۰ | ۲٫۰۰ | ۱٫۹۳۵ | ۲٫۰۰ | ۲٫۷۶ | ۲٫۹۰ | ۲٫۸۳ | ۱۸٫۷۰ | ۱۷٫۷۳ | ۱٫۳۵ | ۱٫۲۱ |
| Cr | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| $Fe^{(3+)}$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۰۷ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| $Fe^{(2+)}$ | ۱٫۴۴ | ۱٫۳۹ | ۱٫۴۲ | ۱٫۹۰ | ۲٫۰۹ | ۲٫۱۲ | ۲٫۶۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۲٫۷۵ | ۳٫۳۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ |
| Mn | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۵۵ | ۰٫۵۵ | ۰٫۴۰ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۴ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Mg | ۰٫۹۴ | ۰٫۹۷ | ۰٫۹۰ | ۰٫۲۱ | ۰٫۱۶۷ | ۰٫۲۴ | ۱٫۸۸ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۶ | ۰٫۴۱ | ۰٫۵۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Ca | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۲۷ | ۰٫۲۱۷ | ۰٫۱۶ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۳۲ | ۰٫۱۱ |
| Na | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۷۲ | ۰٫۶۸ |
| K | ۰٫۸۵ | ۰٫۷۸ | ۰٫۸۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۸۰ | ۰٫۸۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۲ |
| Totals | ۷٫۷۰ | ۷٫۷۴ | ۷٫۷۷ | ۸٫۰۵ | ۸٫۰۵ | ۸٫۰۰ | ۹٫۹۸ | ۶٫۹۸ | ۶٫۹۷ | ۲۹ | ۲۹٫۴۰ | ۵٫۰۴ | ۴٫۹۶ |

**بررسی‌های سنگ نگاشتی**

سنگ‌های رسی و نیمه‌رسی دگرگون شده (شیست‌ها)، در تمام منطقه ماهنشان به‌صورت میان لایه با گنیس‌ها، آمفیبولیت‌ها و دیگر سنگ‌ها دیده می‌شوند ولی در چند منطقه با حجم‌های گسترده رخنمون دارند از جمله در روستاهای بلند پرچین، پشتوک، آلمالو (همبافت ماهنشان) و انگوران (همبافت امیرآباد) که شیست‌های هر منطقه کانی‌شناسی و ترکیب مودی خاص خود را دارند (شکل ۱ ب). بیشتر سنگ‌های دگرگون بیش از یک مرحله‌ی دگرریختی و یا دگرگونی را نشان می‌دهند. با بررسی دقیق سیماهای کانی‌شناسی و بافتی سنگ می‌توان از پیوند میان فازهای گوناگونی، درک درستی داشت و چگونگی ارتباط آن‌ها را با رویدادهای دگرگونی و دگرریختی دریافت [۱۴،۱۳]. شیست‌های منطقه بر اساس حضور یا عدم حضور گرافیت به دو دسته تقسیم می‌شوند:

شیست‌های گرافیتی بلند پرچین در شمال روستای بلند پرچین در کنار جاده‌ی برونزد دارند و به رنگ تیره دیده می‌شوند و پرفیروبلاست‌هایی از آندالوزیت و استارولیت بر سطح آن‌ها دیده می‌شوند. این سنگ‌ها نیز در نمونه‌ی دستی شیستوزیته کاملاً مشخصی دارند (شکل ۲ الف). این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی حاوی کانی آندالوزیت به طول ۲ سانتی‌مترند و به‌دلیل وجود گرافیت به رنگ تیره دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). مجموعه کانیایی مشاهده شده در این سنگ‌ها عبارتند از:

St + And + Ky + Grt + Bt + Ms + Qtz + Grap

بیوتیت - مسکوویت شیستها: شیست‌های گرافیتی خاکستری رنگ با اندازه‌ی دانه‌های ریز تا متوسط که در شمال غربی روستای آلمالو برونزد دارند و دو فاز دگرشکلی $D_1$, $D_2$ در نمونه‌ها در صحرا قابل تشخیص و اندازه‌گیری‌اند. کرینولیشن کلیواز در این سنگ‌ها به‌وجود آمده است و بافت آن‌ها در زیر میکروسکوپ لپیدوگرانوبلاستی است. مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها عبارتند از:

Bt + Ms + Qtz + Pl + Graph

گارنت شیست‌ها: از روی تنوع بافتی گارنت در این شیست‌ها می‌توان اطلاعات با ارزشی در مورد تاریخچه‌ی دگرشکلی

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

منطقه به دست آورد. گارنت در شیست‌های بلندپرچین تا ۱ میلیمتر قطر دارد و معمولاً بدون ادخال (انکلوزیون) است.

استارولیت شیست‌ها: همزمان با ظهور استارولیت، سنگ‌های رسی دگرگون شده به بیشتر دارای برگوارگی و درشت دانه‌اند و این شیست‌های رسی و نیمه‌رسی محتوی گرافیت و سولفید هستند. مجموعه کانیایی اصلی وابسته به این شیست‌های گرافیتی عبارتند از:

Bt + Grt + St + Qtz + Pl + Ms + Ore + Grap

آندالوزیت و کیانیت شیست‌ها: کانی آندالوزیت به صورت دو نسل متفاوت دیده می‌شوند. یکی پیش از زمین‌ساختی (نسبت به فاز $D_2$)که شیستوزیته $S_2$ کاملاً آن را دور می‌زند (شکل۲ ب). این نسل معمولاً دارای منطقه‌بندی است و بخش مرکزی آندالوزیت در نور طبیعی دارای رنگ صورتی است. نسل دوم آن که پسا زمین‌ساختی (نسبت به فاز $D_2$) است و روی لایه‌های غنی از فیلوسیلیکات رشد کرده و لایه‌های غنی از کوارتز به‌صورت ادخال در درون آن قرار دارند. نسل دوم آندالوزیت احتمالاً بر اثر دگرگونی همبری و همزمان با دیگر کانی‌ها به وجود آمده است. آندالوزیت‌های نسل دوم دارای منطقه‌بندی نیستند. کیانیت به‌صورت همزمان با فاز دگرشکلی $D_2$ متبلور شده است. مجموعه کانیایی عبارتند از

And + Ky + Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz + Ore and
And + St + Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz

با توجه به روابط بافتی مشخص است که نسل اول آندالوزیت طی دگرگونی ناحیه‌ای و نسل دوم آن در طی دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است.

سیلیمانیت شیست‌ها: این کانی فقط در شیست‌های گرافیتی مشاهده شده است. سیلیمانیت به دو صورت متفاوت در این شیستها دیده می‌شود. بلورهای ریز سیلیمانیت به‌صورت منشوری در سنگ متبلور شده‌اند، همچنین در بیشتر نمونه‌ها به صورت سوزن‌های فیبرولیت با اگرگات دسته جارویی متبلور شده‌اند و معمولاً در مجاورت میکاها قرار دارند که احتمال می‌رود این فیبرولیت‌ها بر اثر دگرنهادی میکاها ایجاد شده باشند. مجموعه ی کانیایی شیست‌های سیلیمانیت دار عبارتند از

Sil(Fib) + Grt + Bt + Ms + Pl + Qtz + Ore

شیست‌های بدون گرافیت پشتوک که در مجاورت آمفیبولیت‌ها و گرانیت‌ها در غرب و جنوب روستای پشتوک رخنمون دارند. این شیست‌ها از نظر رنگ و بافت و کانی‌شناسی با شیست‌های گرافیتی بلند پرچین اختلاف دارند به‌طوری‌که گرافیت در این شیست‌ها وجود ندارد و کانی کلریتوئید به فراوانی در این شیست‌ها حضور دارد(شکل ۲ ت) [۱۴]. گارنت در این شیست‌ها درشت دانه (شکل ۲ ت و ث) بوده و بافت هلیسیتی از ویژگی‌های آن است. این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ زرد تا قهوه‌ای و خاکستری دیده می‌شوند. اندازه‌ی گارنت در این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی تا ۱/۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. شیستوزیته در این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده است. در مقاطع نازک گارنت‌ها به‌صورت حلزونی و شکل‌دار دیده می‌شوند. استارولیت در نور طبیعی به رنگ زرد و تقریباً شکل‌دار است و بیش از ۴۰ درصد سنگ از این کانی تشکیل شده است. مسکویت نیز در این سنگ به‌صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار قابل دیدن است. در مقاطع نازک بلورهای منشوری ریزدانه با رنگ آبی (نور طبیعی) با سمت‌گیری موازی با شیستوزیته غالب سنگ دیده می‌شوند که کلریتوئیدند (شکل ۲ ج).

Ctd + St + Grt + Ms + Chl + Qtz

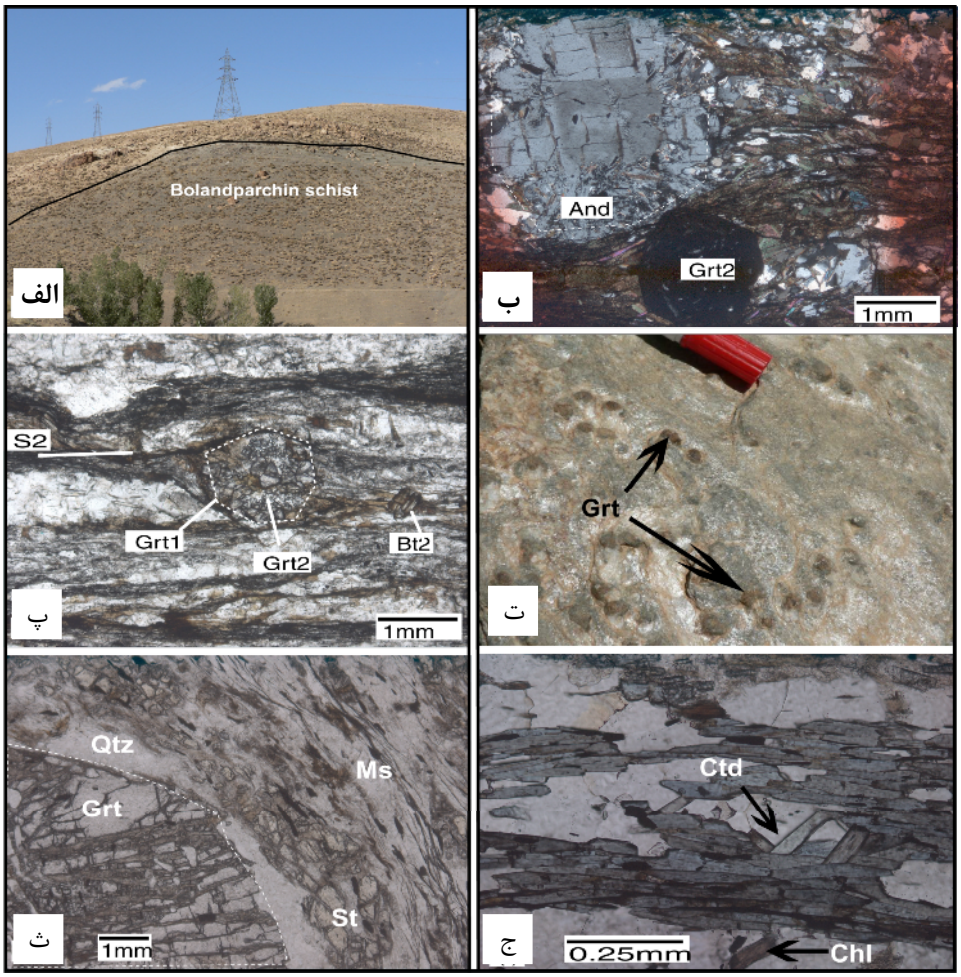
استارولیت-گارنت شیست‌ها: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ زرد تا قهوه‌ای و خاکستری دیده می‌شوند. اندازه‌ی گارنت در این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی تا ۱/۵ سانتیمتر نیز می‌رسد. شیستوزیته در این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده است. در مقاطع نازک گارنت‌ها به‌صورت حلزونی و شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۲ ث). ادخال‌های درون گارنت معمولاً کوارتزند. استارولیت در نور طبیعی به‌رنگ زرد و تقریباً شکل‌دار دیده می‌شود و بیش از ۴۰ درصد سنگ از این کانی تشکیل شده است. مسکویت نیز در این سنگ به‌صورت نیمه شکل‌دار تا شکل دار دیده می‌شود. در بعضی از نمونه‌ها گارنت شبه ریخت که با استارولیت جایگزین شده است مشاهده شد. نمونه شماره ۴۷b دارای پاراژنز اصلی زیر است.

St + Grt + Ms + Chl + Qtz

کلریتوئید-استارولیت-گارنت شیست‌ها: این سنگ‌ها نیز مانند شیست‌های بالا پیرامون روستای پشتوک رخنمون دارند. در نمونه‌ی دستی شیستوزیته به خوبی دیده می‌شود و پورفیروبلاست‌های گارنت به اندازه ۱ تا ۱/۵سانتیمتر در سنگ دیده می‌شوند. در مقاطع نازک (نمونه‌ی شماره ۴۹g) بلورهای منشوری ریز دانه با رنگ آبی (نور طبیعی) و با سمت‌گیری موازی با شیستوزیته غالب سنگ دیده می‌شوند که کلریتوئیدند (شکل ۲ ج). گارنت با بافت حلزونی در این شیست‌ها شکل گرفته است که معمولاً بلورهای استارولیت در مجاورت آن و موازی شیستوزیته هستند. پاراژنز اصلی این سنگ‌ها عبارتند از

Ctd + St + Grt + Ms + Chl + Qtz

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

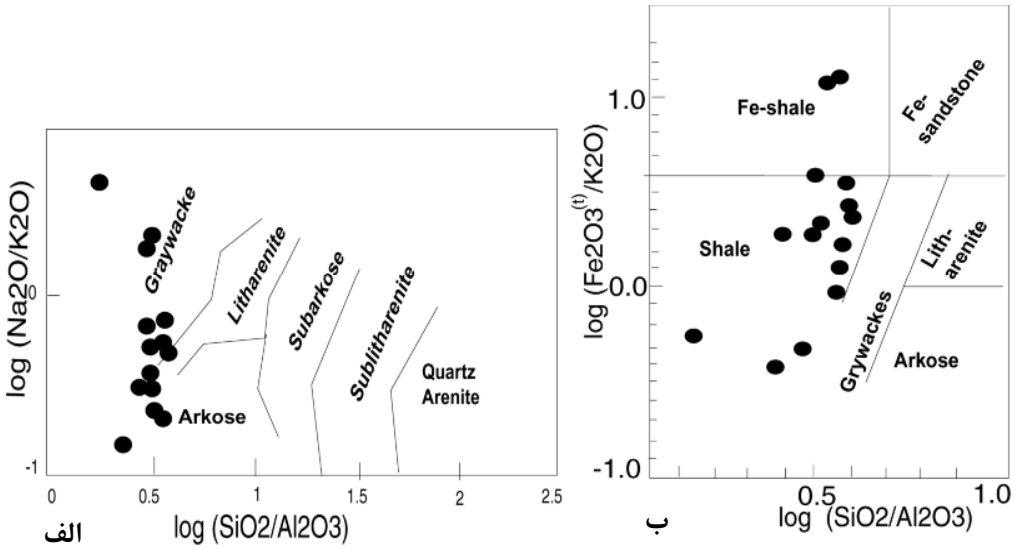



**شکل۲** (الف) رخنمون سنگ‌های رسی دگرگون شده گرافیتی بلندپرچین. (ب) مقطع میکروسکوپی از شیست‌های بلندپرچین که پرفیروبلاست-های درشت آندالوزیت در سمت چپ مقطع دیده می‌شوند، و بلور درشت گارنت و بیوتیت نیز در آن دیده می‌شود نور xpl. (پ) در این مقطع رنگ تیره‌ی گرافیت در شیست‌های بلند پرچین دیده می‌شود و کانی‌های گارنت و بیوتیت نیز به خوبی قابل رویتند نور ppl. (ت) شکل از نمونه‌ی دستی شیست‌های پشتوک که به رنگ خاکستری روشن تا زرد دیده می‌شوند و پورفیروبلاست‌های گارنت تا اندازه‌ی ۱ سانتیمتر دیده می‌شود. (ث) مقطع میکروسکوپی از شیست‌های پشتوک که دارای پورفیروبلاست‌های گارنت، کوارتز، استارولیت و مسکویت است نور ppl. (ج) کلریتوئید و کلریت در شیست‌های پشتوک نور ppl.

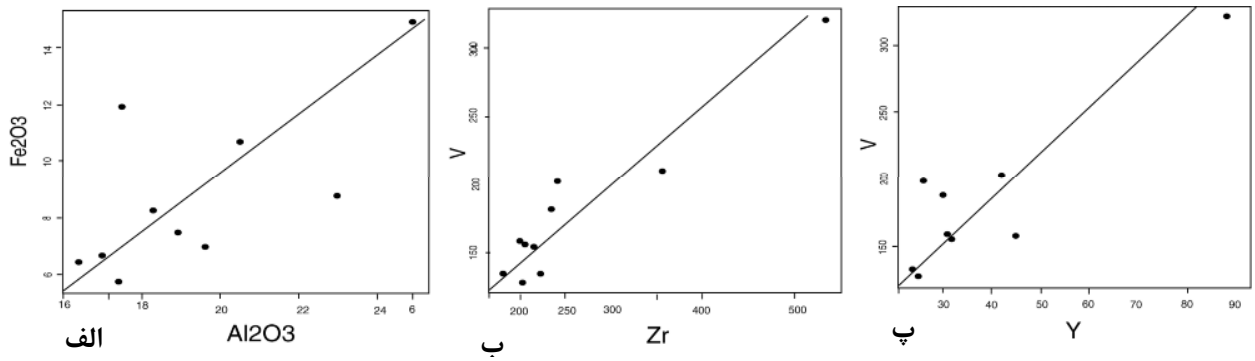
**ترکیب سنگ رسوبی اولیه**

به‌منظور مشخص کردن سنگ رسوبی قدیمی که اکنون دگرگون شده است، استفاده از عناصر اصلی موجود در سنگ دگرگون موثر است، به‌طوری‌که از نمودارهای [۱۵] که مرز انواع سنگ‌ها در آن‌ها توسط [۱۶] تغییر یافته است، در این کار مورد استفاده قرار گرفته است. در این نمودارهای متمایزکننده که بر مبنای تغییرات لگاریتمی $K_2O/Na_2O$ و $Fe_2O_3/K_2O$ نسبت به $SiO_2/Al_2O_3$ طراحی شده‌اند، انواع گریوک و شیل برای سنگ رسوبی که اکنون دگرگون شده، مشخص شده است (شکل ۳ الف و ب). نمودار $Fe_2O_3/K_2O$ نسبت به سیلیس کاربرد بیشتری بین دانشمندان دارد [۱۸،۱۷]. با استفاده از عناصر مقاوم در برابر دگرسانی و هوازدگی از قبیل Hf، Zr، Fe، Al، Ti، Th، Nb، Sc و REE می‌توان به هم‌خاستگاه بودن و یا هم‌خاستگاه نبودن رسوب‌ها پی‌برد. برای رسیدن به این هدف عناصر مقاوم و پایدار را در نمودارهای دوتایی-$Fe_2O_3$ $Al_2O_3$, V-Zr, V-Y مانند (شکل ۴ الف، ب و پ) را در مقابل هم قرار داده‌ایم، به‌طوری‌که ملاحظه می‌شود همخوانی نسبتاً خوبی بین این عناصر با یکدیگر دیده می‌شود که دلالت بر خاستگاه همسان این رسوب‌ها دارد، به عبارت دیگر سنگ مادر این رسوب‌ها احتمالاً خاستگاه همسانی دارند.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]




**شکل۳** الف) رده‌بندی پتی‌جان و همکاران [۱۵] مرزها توسط هرون [۱۶] اصلاح شده است. طبق این نمودار اکثرمتاپلیت‌های ماهنشان در گستره‌ی گریوک هستند. ب) رده بندی هرون [۱۶]که بر اساس آن متاپلیت‌ها در قلمرو شیل واقع شده‌اند.




**شکل ۴** عناصر مقاوم و پایدار را در نمودارهای دوتایی $Fe_2O_3$-$Al_2O_3$, V-Zr, V-Y در مقابل هم قرار داده‌ایم، به‌طوری‌که ملاحظه می‌شود برازش نسبتاً خوبی بین این عناصر با یکدیگر دیده می‌شود.

**محاسبه‌ی فعالیت سیالات در منطقه‌ی بلند پرچین و پشتوک**

با استفاده از دما و فشارهای به دست آمده از روش‌هایی که فعالیت آب در آن‌ها تاثیر ندارد (مانند گارنت-بیوتیت و GASP) و با استفاده از واکنش آب‌زدایی زیر که با فعالیت‌های متغیر آب با برنامه‌ی THRMOCALC به‌دست آمده است می‌توان فعالیت دقیق آب در سنگ‌های رسی دگرگون شده را حساب کرد.

دماسنج تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از سنجه‌ی [۱۹] برای شیست‌های گرافیتی منطقه‌ی بلند پرچین به‌کار گرفته شده است. مدل‌های انحلال [۲۱،۲۰] برای گارنت بکار گرفته شده‌اند. گارنت با بالاترین محتوای Mg و بیوتیت با بالاترین محتوای Ti، برای پیدا کردن شرایط اوج دگرگونی استفاده شده‌اند. بافرض انتشار سریع کاتیونی و حصول تعادل بین حاشیه کانی- زمینه، از آنالیزهای صورت گرفته از بخش‌های حاشیه‌ای گارنت برای دما- فشارسنجی استفاده شد. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی شیست‌های گرافیتی ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتیگراد.

به‌منظور محاسبه‌ی دما در شیست‌های کلریتوئید دار منطقه پشتوک از روش‌های زیر استفاده شده است، دماسنج تبادل کاتیونی Mg-Fe بین گارنت و کلریت، با سنجه‌ی [۲۳،۲۲] و نیز دماسنج تبادل کاتیونی Mg-Fe بین کلریتوئید و کلریت (این دماسنج به فشار وابستگی ندارد و برای دگرگونی‌های رخساره‌ی شیست سبز به کار می‌رود) با سنجه-ی [۲۴] برای براورد شرایط تشکیل شیست‌های کلریتوئیددار

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

پشتوک استفاده شد. دمای تقریبی به دست آمده با سنجه‌ی [۲۵] برای شیست‌های پشتوک عبارت است از ۶۰۰ تا ۶۳۵ درجه سانتی‌گراد و با استفاده از سنجه‌ی [۲۴] ۵۳۳ تا ۶۰۷ درجه سانتی‌گراد است.

پس از محاسبه‌ی دما با استفاده از واکنش‌های مستقل از فعالیت آبگون‌ها، از واکنش زیر برای تعیین فعالیت آب در شیست‌های گرافیتی بلند پرچین استفاده شد، مقدار این فعالیت در حدود ۵٪ برای شیست‌های گرافیتی بلند پرچین به دست آمده است (شکل۵ الف).

$$2py + 3mu + 7pa = 9and + 7ab + 3east + 7H_2O$$

انحراف معیار این واکنش در تمام واکنش‌های با فعالیت های متفاوت آب $sdP = 0.8$ kbar و $sdT = 33$ ˚C بوده است. این نمودار در مورد نمونه‌ی 43b1 به عنوان نماینده به‌کار گرفته شده است (شکل۵ الف).

مقدار این فعالیت برای شیست‌های کلریتوئیددار پشتوک حدود ۸٪ تا ۱ است (شکل۵ ب). از واکنش زیر برای تعیین فعالیت آب استفاده شده است:

$$7q + 23fctd = 5alm + 2fst + 19H_2O$$

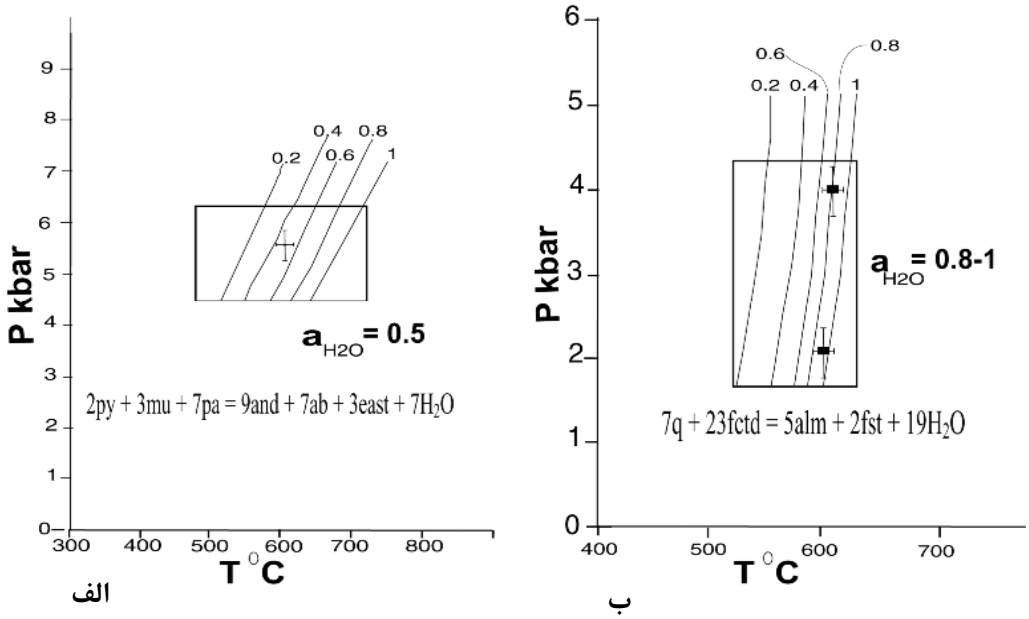
انحراف معیار برای این واکنش در تمام واکنش‌های با فعلیت‌های متفاوت آب $sdP = 0.5$ kbar و $sdT = 25$ ˚C بوده است. این نمودار در مورد نمونه‌ی 49 g به عنوان نماینده آورده شده است (شکل۵ ب).

پس از تعیین فعالیت تقریبی آب دخیل در واکنش‌های آب زدایی در شیست‌های بلند پرچین و پشتوک این مقدار همراه با فعالیت انتخابی کانی‌های دیگر در محاسبات برنامه‌ی ترموکالک نسخه ۳٫۲ [۲۶] به‌کار گرفته شد و نتایج آن در شکل ۶ آورده شده‌اند.

براساس این محاسبات دمای دگرگونی در شیست‌های بلندپرچین و پشتوک به‌ترتیب ۶۲۰ و ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار معادل ۶ و ۳ کیلو بار برآورد شد که با روش‌های دیگر همخوانی کامل دارد.

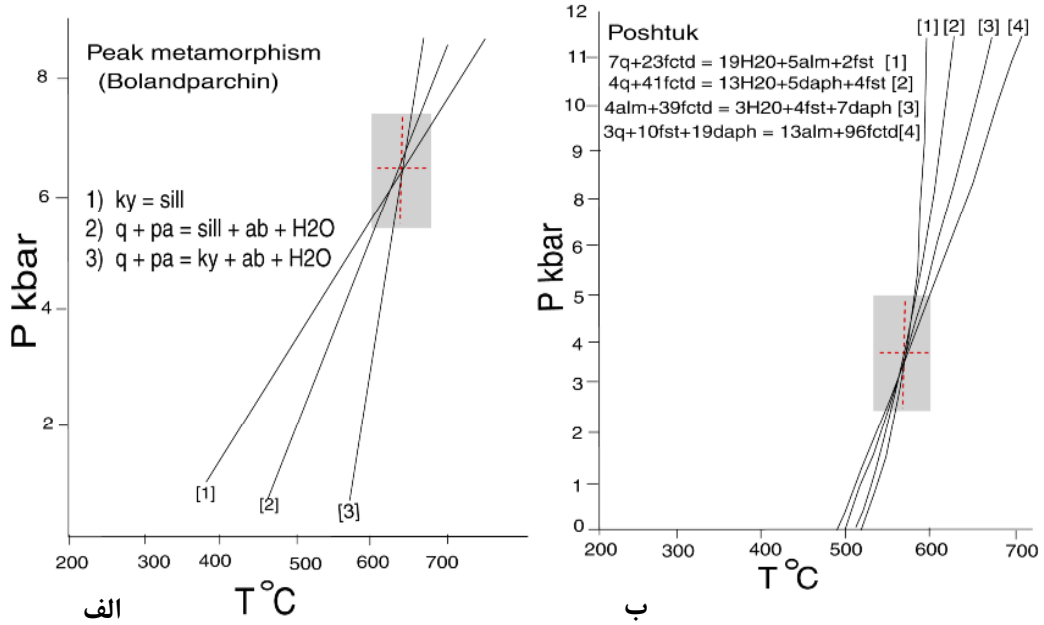
**شیب گرمایی و نوع دگرگونی در منطقه‌ی مورد بررسی**

شیب زمین‌گرمایی در مناطق بلندپرچین و پشتوک به ترتیب در حدود ۳۵ تا ۵۰ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر است که بیانگر دگرگونی دمای بالاست و بر اساس شکل ۷ مناطق مورد بررسی در گستره‌ی دگرگونی مجاورتی و یا قوس ماگمایی قرار می‌گیرند.

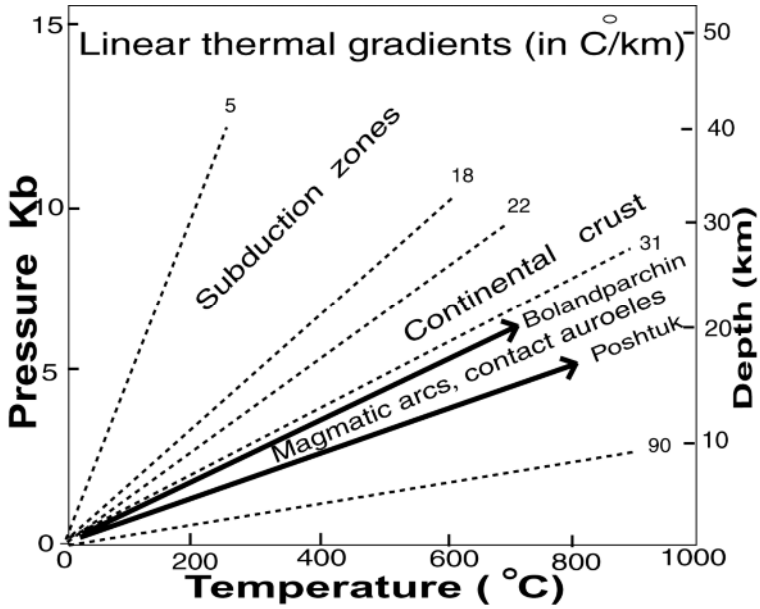



**شکل۵** (الف) محاسبه‌ی فعالیت آب در سنگ‌های رسی دگرگون شده گرافیتی بلند پرچین. (ب) محاسبه‌ی فعالیت آب در سنگ‌های رسی دگرگون شده غیرگرافیتی پشتوک. علائم اختصاری کانی‌ها عبارتند از کوارتز=q، ،مسکویت= mu، پاراگونیت= pa، آلبیت=ab، استونیت=east، کلریتوئید = ctd، آلماندین=alm، استارولیت آهن دار=fst.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]




**شکل۶** (الف) نتایج زمین دما- فشارسنجی با استفاده از ترمو کالک برای اوج دگرگونی در شیست‌های بلندپرچین. (ب) نتایج زمین دما- فشارسنجی با استفاده از ترمو کالک برای اوج دگرگونی در شیست‌های پشتوک. علائم اختصاری کانی‌ها عبارتند از کوارتز = q، مسکویت = mu، پاراگونیت = pa، آلبیت = ab ، استونیت = east، کلریتوئید = ctd، آلماندین= alm، استارولیت آهن دار= fst، کیانیت = ky، سیلیمانیت = sill.




**شکل ۷** رابطه‌ی خطی بین دما-عمق که بیانگر گرادیان زمین گرمایی است. مناطق بلندپرچین و پشتوک با پیکان نشان داده شده‌اند.

**بحث و بررسی**

بسیاری از زمین‌شناسان و کانی‌شناسان معتقدند که کلریتوئید در سنگ‌های رسی دگرگون شده‌ای که داری Al بالایی باشند به‌وجود می‌آید [۴،۲]. اگر چنین است چه عاملی سبب شده است که در سنگ‌های رسی دگرگون شده بلند پرچین که Al بالایی دارند حضور استارولیت در سنگ نشان می‌دهد که

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

ترکیب آن برای پیدایش کلریتوئید مناسب است، [۲] کلریتوئید شکل نگیرد در حالیکه در سنگ‌های پشتوک که تقریباً همان ترکیب شیمیایی را دارند این کانی به‌وجود آمده است؟

ترکیب شیمیایی سنگ کل شیست‌های منطقه بلند پرچین و پشتوک تقریباً مشابه‌اند (جدول۱) به طوری‌که می‌توان نتیجه گرفت که در هر دو منطقه عناصر اصلی از جمله $Al_2O_3$ و FeOt که از عناصر اصلی برای پیدایش کانی کلریتوئیدند با هم تفاوت چندانی ندارند. علاوه بر این، به‌طور کلی عدم وجود بیوتیت در سنگ‌های رسی دگرگون شده معمولاً نشانه‌ی آهن کم و آلومینیم زیاد در پروتولیت سنگ‌ها و یا فشار زیاد است [۲۷]، در منطقه‌ی مورد بررسی بیوتیت در شیست‌های پشتوک وجود ندارد، در حالی‌که در شیست‌های بلند پرچین حضور دارد. با نگاهی به‌ترکیب شیمیایی شیست‌های دو منطقه می‌بینیم که برخلاف برداشت بیان شده، مقدار آهن در شیست‌های پشتوک که بیوتیت ندارند بالاتر از شیست‌های بلندپرچین است که این نیز نقش ترکیب شیمیایی پروتولیت را برای پیدایش کانی‌هایی مانند کلریتوئید و یا بیوتیت کمرنگ‌تر از دیگر عوامل دگرگونی می‌داند. بنابراین نقش ترکیب شیمیایی سنگ خاستگاه در دو منطقه یکسان است.

دما و فشار محاسبه شده در دو منطقه‌ی بلند پرچین و پشتوک نشان می‌دهد که شیب زمین گرمایی در دو منطقه تقریباً نزدیک به هم است، به‌طوری‌که بر اساس شکل۷ شیب هر دو منطقه با قوس‌های ماگمایی و دگرگونی‌های مجاورتی وابسته است. کلریتوئید و کلریت در درجات پایین دگرگونی پایدارند به طوری‌که این دو کانی با توجه به پروتولیت مناسب آلومین‌دار در منطقه‌ی پشتوک در پایین‌ترین رخساره‌ی دگرگونی (معادل زون کلریت و بیوتیت سری بارووین در منطقه بلندپرچین) شکل گرفته‌اند.

از دیگر عوامل دگرگونی موثر که بر شکل‌گیری کانی‌های دگرگون تاثیر بسزایی دارد، فعالیت سیالات می‌باشد [۳،۲]. وجود و یا عدم وجود گرافیت از عوامل مهمی است که بر فعالیت سیالات تاثیر می‌گذارد به طوری‌که در منطقه‌ی مورد بررسی سنگ‌های بلندپرچین دارای گرافیت‌اند، در حالی‌که سنگ‌های منطقه‌ی پشتوک بدون گرافیت هستند و چنانکه محاسبات نشان داد فعالیت $H_2O$ در منطقه‌ی بلند پرچین به دلیل وجود گرافیت کمتر از منطقه پشتوک است به عبارت دیگر در منطقه‌ی بلند پرچین فعالیت $CO_2$ نیز به همان اندازه‌ی فعالیت $H_2O$ موثر است، بنابراین اگر فعالیت سیالات را برابربا ۱ در نظر بگیریم، در منطقه‌ی بلندپرچین فعالیت $CO_2$ برابر ۰/۵ خواهد بود در حالی‌که در منطقه‌ی پشتوک فعالیت $H_2O$ برابر با ۰/۸ تا ۱ است. بنابراین فعالیت بالای آب در منطقه‌ی پشتوک، از عوامل دیگر دگرگونی (مانند پرتولیت، دما و فشار) نقش موثرتری در پیدایش کانی‌ها از جمله کلریتوئید، ایفا کرده است

**برداشت**

سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه‌ی بلندپرچین و پشتوک بخشی از همبافت دگرگونی ماهنشان در شمال‌غرب ایران‌اند. شیست‌های گرافیتی منطقه‌ی بلند پرچین دارای کانی‌های دگرگونی گارنت، استارولیت، آندالوزیت/سیلیمانیت، بیوتیت، مسکویت، کلریت و کوارتزند در حالی‌که شیست‌های بدون گرافیت پشتوک دارای کانی‌های گارنت، استارولیت، کلریتوئید، مسکویت، کلریت و کوارتز هستند. با بررسی عوامل دگرگونی مختلف مانند دما، فشار، ترکیب سنگ مادر و فعالیت سیالات در سنگ‌های دگرگون دو منطقه (بلندپرچین و پشتوک) مشخص شد که علت شکل‌گیری مجموعه کانیایی متفاوت در دو منطقه مشابه وجود کلریتوئید و عدم وجود بیوتیت در شیست‌های پشتوک به فعالیت بالای $H_2O$ وابسته است و دیگر عوامل دگرگونی نقش کمتری در پیدایش این کانی‌ها دارند، به عبارتی در منطقه پشتوک به دلیل عدم وجود گرافیت و بالا بودن فعالیت$H_2O$ (۰/۸ تا ۱) کلریتوئید ظاهر شده است در صورتی‌که در منطقه‌ی بلندپرچین به علت حضور گسترده‌ی گرافیت و به‌دنبال آن پایین بودن فعالیت $H_2O$ (۰/۵) کانی‌های آلومینوسیلیکات مانند آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت رشد کرده‌اند.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

**مراجع**

[1] Will T.M., *"Phase Equilibria in Metamorphic Rocks",* Thermodynamic Backgrounds and Petrological Applications (1995)350p.

[2] Bucher K., Frey M., *"Petrogenesis of metamorphic Rocks",* sixth ed., Complete Revision of Winklers Textbooks (1994).

[3] Miyashiro A., *"Metamorphic Petrology",* UCL Press, London (1994).

[4] Ganguly J., *"Chloritoid stability and related parageneses: theory experiments and applications"*, American Journal of Science 267 (1996) 910-944.

[5] Deer H.Z., *"An introduction to the rock forming minerals",* Longman Scientific & Technical, (1991) 528pp.

[6] Berberian M., King GCP., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran",* Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.

[7] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East",* Geology Survey of Iran, Scale 1/5000000 (1991).

[8] Nabavi M.H., *"An Introduction to the Geology of Iran"*, Geological Survey of Iran (1976) 109 pp, (in Persian).

[9] Eftekhar Nejad J., *"Tectonic classi.cation of Iran in relation to depositional basins",* Journal of Iranian Petroleum Society, 82 (1980) 19-28 (in Persian).

[10] Babakhani A.R., Ghalamghash J., *"Geological map of Iran, scale 1:100,000 series sheet Takht-e-Soleiman"*, Geological Survey of Iran, Tehran (1990).

[11] Stocklin J., Setudinia A., *"Lexique Stratigraphique International Volume III ASIE. Centre National de la Re´cherche Scienti.que"*, 15, quai Anatole-France (1972) 75p (Paris-VII).

[12] Stockli D.F., Hassanzadeh J., Stockli L.D., Axen G., Walker J.D., Dewane T.J., *"Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran"*, Abstract, Programs Geological Society of America, 36 (2004) 319.

[13] Saki A., Moazzen M., Modjtahedi M., Oberhänsli R., *"Phase relations and reaction histories of chloritoid-free and chloritoid-bearing metapelites from the Mahneshan area, NW Iran",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 16 (2008a) 622-640.

[14] Saki A., Moazzen M., Modjtahedi M., Oberhänsli R., *"Determination of P-T conditions of metamorphism of Mahneshan Complex, NW Iran",* Iranian Journal of Geosciences, 68 (2008b)80-94.

[15] Pettijohn F.S., Potter P.E., Siever R., *"Sand and Sandstones"*, Springer (1972), Verlag, New York.

[16] Herron M.M., *"Geochemical classi.cation of terrigenous sands and shales from core or log data",* Journal Sedimentary Petrology, 58 (1988) 820–829.

[17] Moyen J.F., Watt G.R., *"Pre-Nagssugtoqidian crustal evolution in West Greenland: geology, geochemistry and deformation of supracrustal and granitic rocks north-east of Kangaatsiaq",* Geol Surv Denmark Greenland Bull, 11(2006) 33-52.

[18] Osae S., Asiedu D.K., Banoeng-Yakubo B., Koeberl C., Dampare S.B., *"Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandston of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes",* J Afri Earth Sci, 44: (2006) 85-96.

[19] Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen SK., Raith M., "*Non-ideal mixing in the phlogopiteannite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet thermometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology 111 (1992) 87-93.

[20] Helffrich G., Wood B., *"Subregular model for multicomponent solutions",* American Mineralogist 74 (1989)1016-1022.

[21] Ganguly J., Saxena S., *"Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry*", American Mineralogist 69: 1984., 88-97.

[22] Dickenson M.P. III, Hewitt D.A., *"A garnet-chlorite geothermometer (abstract)",* Geological

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]

Society of America, Abstracts with Programs (1986) 18, 584.

[23] Moazzen M., *"Chlorite-chloritoid-garnet equilibria and geothermometry in the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Southern Iran",* International journal of science, Iranian, Shiraz University (2004).

[24] Vidal O., Goffe B., Bousquet R., Parra T., "*Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite",* Journal of metamorphic geology, 17 (1999) 25-39.

[25] Grambling J.A., *"Internally-consistent geothermometry and H2O barometry in metamorphic rocks: the example garnet-chlorite-quartz",* Contribution to Mineralogy and Petrology,105 (1990) 617-628.

[26] Holland T.J.B., Powell R., *"An internally consistent thermobarometric data set for phases of petrological interest",* Journal of Metamorphic Geology, 16 (1990) 309-343.

[27] Yardley B.W.D., *"An interdiction to metamorphic petrology",* Longman Scientific & Technical (1989) 248 pp.

[ Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-05 ]