Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
14th Year, No. 55, Autumn 2023, pp. 1-24

Petrological Journal

Research Article

Metamorphic evolution of Neoproterozoic - Lower Cambrian Schists in NW of Sarve-Jahan (Soltanieh belt NW of Iran) using equilibrium phase diagrams

Javad Izadyar [1], Mirmohammad Miri [2] and Masoumeh Zare-Shooli [3]

[1] Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran, izadyar@znu.ac.ir
[2] Assistant Professor, Department of Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, m.miri@scu.ac.ir
[3] Ph.D., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, zare.m@scu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 3 July 2023
Accepted: 18 September 2023

Keywords
Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian schists
Phase Equilibrium Diagrams
Sarve Jahan
Soltanieh Belt

10.22108/ijp.2023.138284.1304

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Mineral assemblage of metamorphic rocks forms by various factors including temperature, pressure, protolith chemical composition, and fluids. Although, P-T variation is the main factor controlling mineralogical evolution and assemblages, chemical differences of protoliths and metamorphic fluids also play an important role in the formation of final mineral assemblages (e.g. Spear, 1993). Therefore, mineral assemblages can be used in the study of thermodynamic and chemical conditions of metamorphic events. The studied area is located in the northwest of Sarve-Jahan village. For the purpose of the present paper, we investigate the metamorphic evolution of Sarve-Jahan schists (Zanjan province) and the effect of important factors on the formation of their mineral assemblages are through calculating phase diagrams.

Regional Geology

The study area is located in the northwest of Sarve-Jahan from Soltanieh structural zone and hosts Upper Neoproterozoic - Lower Cambrian schists (Fig. 1). The Soltanieh strip is a narrow and long structural strip trending northwest-southeast with a length of over 150 km and a width of 10-12 km. This belt as an uplifted tectonic bedrock lies in the structural zone of Central Iran. It comprises a complete set of thick clastic, carbonate and pyroclastic sediments (Kahar, Bayandor, Soltanieh, Barut and Lalon Formations) (Stöcklin and Eftekharnezhad, 1969) belonging to Precambrian-Paleozoic.. In the northwest of Sarve-Jahan and the vicinity of Sarve-Jahan granite, there is a metamorphic complex trending northwest-southeast, composing pelitic schists, metacarbonate (chalk schist) and sandstone (quartz schist and quartzite). The complex belongs to the Kahar Formation (Stöcklin and Eftekhar-nezhad, 1969; Babakhani and Sadeghi, 2004). In the southwest of metamorphic complex, there is a row of slates gradually replaced by phyllites and schists towards

✉ Corresponding Author
To cite this article: Izadyar, J., Miri, M., and Zare-Shooli, M. (2023) Metamorphic evolution of Neoproterozoic - Lower Cambrian Schists in NW of Sarve-Jahan (Soltanieh belt NW of Iran) using equilibrium phase diagrams. Petrological Journal, 14(3), 1-24.

the northeast. The exposed Mesozoic deposits in the studied area include the sediments of Shemshak Formation and Lar limestones (Fig. 1) (Babakhani and Sadeghi, 2004, Stöcklin and Eftekhar-nezhad, 1969). Tertiary deposits include a sequence of detrial sediments as well as igneous and volcanic rocks (Stöcklin and Eftekhar-nezhad, 1969).

Materials and Methods

Seventy microscopic thin sections were studied by a polarizing microscope with transmitted light. Five samples with the highest number of phases in equilibrium were selected for microprobe analyze. The samples were analyzed in Iranian Mineral Processing Research Center using a CAMECA model SX 100 device with an electron beam acceleration voltage of 15 kv, current intensity of 3 nA and analysis time of 40 seconds for each point. Whole-rock compositions of these samples, also were determined by X-ray Fluorescence (XRF) spectroscopy method using a PHILIPS PW1480 instrument in the Kansaran Binaloud laboratory.

Petrography

The studied rocks include garnet and staurolite porphyroblasts lie in a well-oriented matrix composed of biotite + muscovite + chlorite + plagioclase + quartz. Three phases of deformation (D_1, D_2, D_3) and two phases (M_1, M_2) of metamorphism occurred in the metamorphic rocks. The M_1, could be related to the D_1 and characterized by garnet + staurolite + chlorite + biotite + muscovite + plagioclase + quartz assemblage. The M_2, could occur in association with D2 and formed chlorite + biotite$_2$ + muscovite$_2$ + quartz. The third deformation phase (D_3) caused crenulation cleavage on D_2 schistosity but with no new mineral phase. Garnet and staurolite porphyroblasts formed during M1. Retrogressive metamorphism replaced these minerals with chlorite and muscovite in their rims.

Whole-rock and mineral chemistry

The samples studied contain high SiO_2, Al_2O_3 and K_2O corresponding to a Fe-rich shale protolith (Table 1). The biotites and white-micas have high annite and muscovite end-members, respectively. Garnets and staurolites are also Fe-rich and plagioclase are of albite to oligoclase compositions (Table 2).

Discussion

Thermobarometry

Various thermobarometry calculations based on garnet-biotite (Bhattacharya et al., 1992), muscovite-chlorite (Vidal and Parra, 2000) and garnet-plagioclase-biotite-quartz (Hoisch, 1990) methods resulted c.a. 600 °C and 5-7 kbar for the M1 and 500°C and 6 kbar for the M2.

Equilibrium phase diagram

The equilibrium phase diagrams were calculated using GeoPs software (version 3.3) and Bi(w), Chl(W), Crd(W), Ctd(W), St(W), Gt(W), Mica(W), Opx(W), melt(W) and Fsp(C1) (Holland and Powell, 2003; White et al, 2014) solid solution models for average composition of the studied samples. The P-T pseudosection diagram (Fig. 5) shows that the M1 assemblage garnet + staurolite + biotite + muscovite + chlorite + quartz + plagioclase is stable in 550 – 650 °C and 5 – 7.2 kbar, while the assemblage biotite2 + muscovite2 + chlorite2 + quartz + plagioclase corresponding to M2, is stable in T<550 °C and P<5 kbar. The calculated isopleths for pyrope in garnet and phlogopite in biotite intersect at the stable filed of M1 assemblage (Fig. 6) confirming the thermobarometry results.

Protolith composition

The Mg# [Mg# = (MgO/MgO+FeO)] versus T variations phase diagram (Fig. 7) shows that the stability of garnet and staurolite is affected by Mg and Fe contents of the protolith. They leave the system with increasing Mg# at constant T. In other words, the high FeO contents of the Sarve-Jahan schist protolith had a significant role in the formation and the stability of the peak metamorphism mineral assemblage.

Fluid composition

The CO_2 contents of metamorphic fluids is important in the stability of minerals (e.g. Miri et al., 2023). A T-XCO_2 phase diagram was calculated for the sample assuming a H_2O-CO_2 fluid to investigate the role of CO_2 in the metamorphic of the samples (Fig. 8). The diagram indicates that the M1 mineral assemblages was stable at XCO_2 < 0.3, but the M2 was stable only in the presence of pure H2O fluid.

Conclusion

- Microstructures show that the deformation phases (D1, D2, and D3) and the two metamorphic phases (M1 and M2) occurred in the area. The M1 and M2 were contemporaneous with D1 and D2, respectively, while D2 was not in association with a metamorphic phase.

- The mineral assemblage garnet + staurolite + chlorite + biotite + muscovite + plagioclase + quartz formed in M1 and peak of metamorphism (amphibolite facies) and biotite2 + muscovite2 + chlorite2 + quartz + plagioclase formed in the retrogressive metamorphism M2 phase (greenschist facies).
- The traditional (mineral pairs) and modern (phase diagram) thermobarometry calculations show obtain 550 – 650 °C and 5 –7 kbar for M1 and < 500 °C and < 5kbar for M2. On this basis, a clockwise P-T-t path can be considered for metamorphism of the Sarve-Jahan schists. Which could have occurred in a subduction-collision tectonic site.
- The calculated T-Mg# and T-XCO_2 phase diagrams show that the composition of the protolith and the metamorphic fluid played a significant role in the minerals assemblage event occurring during peak metamorphic conditions.

-

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۱۸۲-۲۳۲۲
سال چهاردهم، شماره پنجاه و پنجم، پاییز ۱۴۰۲، ص. ۱-۲۴.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
14th Year, No. 55, Autumn 2023, pp. 1-24.

Petrological Journal

مقالهٔ پژوهشی

بررسی تحول دگرگونی شیست‌های نئوپروتروزوییک بالایی - کامبرین پایینی شمال‌باختری سروجهان (نوار سلطانیه، شمال‌باختری ایران) با استفاده از نمودارهای تعادلی فازی

جواد ایزدیار [۱]، میرمحمد میری [۲]، معصومه زارع شولی [۳]

[۱] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، izadyar@znu.ac.ir
[۲] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، m.miri@scu.ac.ir
[۳] دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، zare.m@scu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۰۴/۱۲
تاریخ پذیرش ۱۴۰۲/۰۶/۲۷

کلید واژه‌ها
شیست
نئوپروتروزوییک بالایی- کامبرین پیشین
نمودار تعادلی فازی
سروجهان
کمربند سلطانیه

10.22108/ijp.2023.138284.1304

چکیده

در شمال‌باختری سروجهان، از بالاآمدگی سلطانیه در شمال‌باختری ایران، شیست‌های نئوپروتروزوییک بالایی - کامبرین زیرین در آن رخداد دارند. بررسی‌های ریزساختارها نشان می‌دهند شیست‌های یادشده در سه مرحلهٔ دگرریختی (D_1، D_2 و D_3) و دو مرحلهٔ دگرگونی (M_1 و M_2) پدید آمده‌اند. دگرگونی M_1، همزمان با D_1 رخ داده است و همتافت کانیایی گارنت + استارولیت + بیوتیت + مسکویت + کلریت + کوارتز + پلاژیوکلاز را پدید آورده است. دگرگونی M_2 به‌صورت پسرونده همزمان با فاز دگرریختی D_2 روی داده است و تبلور کانی‌های کلریت، بیوتیت، مسکوویت و کوارتز را به‌دنبال داشته است. فاز D_3 که به‌صورت ریزچین روی فابریک قدیمی‌تر (برگوارگی S_2) گسترش یافته، با فاز دگرگونی همراه نبوده است. نمودارهای تعادلی فازی به‌دست‌آمده و نتایج دما-فشارسنجی نشان می‌دهند دگرگونی M_1 در بازهٔ دمایی ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجهٔ سانتیگراد و فشارهای ۵ تا ۷ کیلوبار و دگرگونی M_2 در دماهای کمتر از ۵۰۰ درجهٔ سانتیگراد و فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار رخ داده‌اند. الگوی ساعت‌گرد مسیر فشار-دمای به‌دست‌آمده برای این شیست‌ها نشان‌دهندهٔ تحولات دگرگونی و زمین‌ساختی در محیطی برخوردی است. همچنین، نمودارهای فازی آشکار کردند محتوای بالای آهن سنگ مادر و محتوای کم کربن‌دی‌اکسید در سیال دگرگونی نقش بسزایی در پایداری همتافت کانی‌های گارنت + استارولیت + بیوتیت در این سنگ‌ها داشته‌اند.

مقدمه

همتافت کانی‌های سنگ‌های دگرگونی تحت‌تأثیر عوامل مختلفی مانند دما، فشار، ترکیب شیمیایی سنگ‌مادر و سیال پدید می‌آیند. اگرچه تحولات کانی‌شناسی همزمان با تغییرات دما و فشار به‌عنوان اصلی‌ترین عامل تعیین‌کنندهٔ همتافت کانی‌ها، بیشتر مورد توجه پژوهشگران بوده‌اند؛ اما

نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: ایزدیار، ج. میری، م. زارع شولی، م. (۱۴۰۲) بررسی تحول دگرگونی شیست‌های نئوپروتروزوییک پسین - کامبرین پیشین شمال‌باختری سروجهان (نوار سلطانیه، شمال‌باختری ایران) با استفاده از نمودارهای تعادلی فازی. پترولوژی، ۱۴(۳)، ۱-۲۴.

تفاوت‌های شیمیایی سنگ‌مادر و سیال دگرگونی نیز نقش مهمی در پیدایش همتافت‌های نهایی سنگ‌ها دارند (مانند Spear, 1993). برای نمونه، از دگرگونی سنگ‌مادر پلیتی، بازیک و کربناتی در دما و فشار یکسان، همتافت کانی‌های متفاوتی پدید می‌آیند. همچنین، حضور ناخالصی ترکیبی در سنگ‌مادر نیز می‌تواند رخداد همتافت‌های کمیاب در سنگ‌های دگرگونی را به‌دنبال داشته باشد (مانند: Saki et al., 2021; Fazlnia et al., 2023). تغییر در محتوای کربن‌دی‌اکسید سیال دگرگونی، عامل دیگری در پایداری همتافت‌های کانی‌هاست (Groppo et al., 2017). ازاین‌رو، همتافت‌های کانی‌ها می‌توانند در بررسی شرایط ترمودینامیکی و شیمیایی رویدادهای دگرگونی بررسی شود.

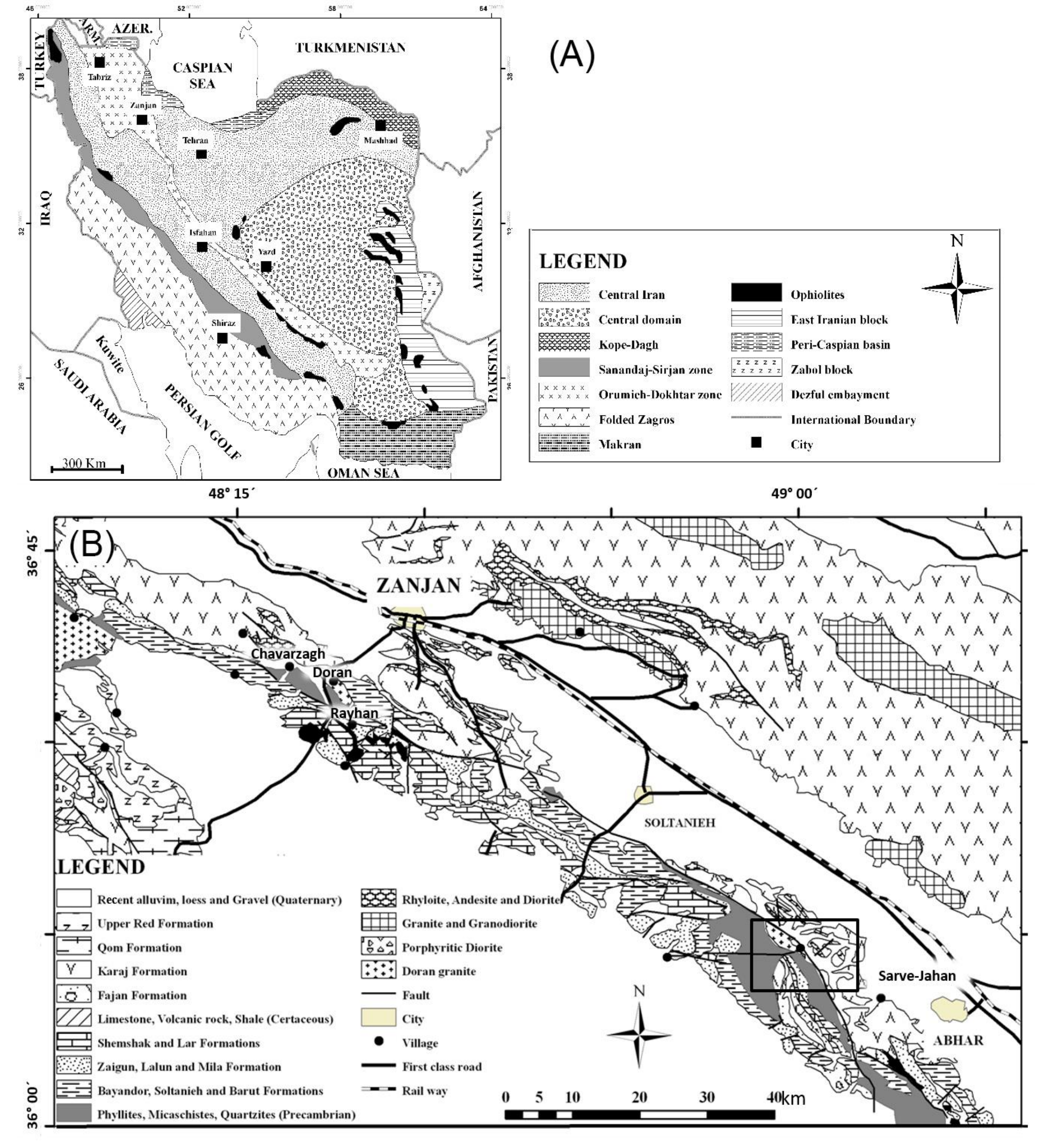
گروهی از پژوهشگران رخداد دگرگونی‌های پرکامبرین را فرایندی وابسته به کشش و بازشدگی قاره‌ای دانسته‌اند (Berberian and King, 1981)؛ اما رمضانی و همکاران (Ramezani et al., 2003)، باور به پیدایش دگرگونی‌ها در محیط فرورانش دارند. همچنین، بررسی‌هایی روی دگریختی و دگرگونی سنگ‌های دگرگونی مناطق همسایه انجام شده است. در منطقهٔ چورزق و ریحان سه مرحلهٔ دگریختی و دو مرحلهٔ دگرگونی رخ داده است. دگرگونی M_1 بر دگریخت D_1 منطبق است و دگرگونی M_2 با فاز دگریختی D_3 روی داده است (Ghadimi,2009). در سنگ‌های دگرگونی منطقهٔ چورزق - ریحان دما و فشار به‌دست‌آمده با کمک برنامهٔ ترموکالک نشان می‌دهد در مرحلهٔ دگرگونی M_1، فشار نزدیک به ۳ کیلوبار و دما نزدیک به ۵۷۰ درجهٔ سانتیگراد است و با توجه به گرادیان زمین‌گرمایی به‌دست‌آمده برای این مرحلهٔ دگرگونی ($۶۸\frac{°C}{Km}$)، سنگ‌های دگرگونی همانند مناطق دگرگونی ابوکوما است. در مرحلهٔ دگرگونی M_2، فشار نزدیک به ۵/۵ کیلوبار و دما نزدیک به ۶۱۰ درجهٔ سانتیگراد و درجهٔ زمین‌گرمایی نزدیک به $۳۹/۶\frac{°C}{Km}$ است. این دما و فشار با دگرگونی نوع باروین همخوانی دارد (Azimi, 2009). همهٔ بررسی‌ها در این منطقه روی سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی کانی‌ها تمرکز داشته‌اند. در این پژوهش، تحولات دگرگونی شیست‌های منطقهٔ سروجهان و تأثیر عوامل مهم بر پیدایش همتافت کانیایی آنها از راه محاسبهٔ نمودارهای فازی بررسی می‌شوند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقهٔ مورد بررسی شمال‌باختری روستای سروجهان در استان زنجان و در طول‌های جغرافیایی '۵۵ °۴۸ تا '۵۸ °۴۸ خاوری و عرض‌های جغرافیایی '۱۵ °۳۶ تا '۱۷ °۳۶ شمالی جای گرفته است (شکل ۱). از نظر رده‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، این منطقه بخشی از ایران مرکزی و زیرپهنهٔ نوار سلطانیه است که در آن سنگ‌هایی با سن پرکامبرین- پالئوزوییک تا کواترنری رخداد دارند. سنگ‌های دگرگونی منطقهٔ سروجهان شامل شیست‌های پلیتی، کالک‌شیست و مرمر هستن که در نئوپروتروزوییک بالایی - کامبرین پایینی دگرگون شده‌اند (Crawford, 1977). بررسی چگونگی رخداد دگرگونی این سنگ‌ها در آشکارسازی تحولات ژئودینامیکی خردقاره ایران در پرکامبرین دارد.

منطقهٔ سروجهان بخشی از گوشهٔ جنوب‌خاوری نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خدابنده - سلطانیه است (شکل ۱). پهنهٔ سلطانیه، یک پهنهٔ ساختاری باریک و دراز با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری با درازای بیش از ۱۵۰ کیلومتر و پهنای ۱۲-۱۰ کیلومتر است. این پهنه یک پی‌سنگ بالاآمده زمین‌ساختی با سن پرکامبرین - پالئوزوییک در پهنه ساختاری ایران مرکزی است و شامل مجموعهٔ کاملی از رسوبات ضخیم آواری، کربناته و آذرآواری (سازندکهر، بایندور، سلطانیه، باروت و لالون) است (Stöcklin and Eftekhar-Nezhad, 1969). برپایهٔ شرح نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان (Stöcklin and Eftekhar-Nezhad, 1969) و نیز شرح نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خدابنده - سلطانیه (Babakhani and Sadeghi, 2004)، سنگ‌های دگرگونی بررسی‌شده بخشی از سازند کهر هستند. کرافورد (Crawford, 1977) با به‌کارگیری روش Rb-Sr سنی برابر ۶۴۵ Ma را برای سازند کهر در سروجهان به‌دست آورد. هورتن و همکاران (Horton et al., 2008) برپایهٔ سن‌سنجی به روش U-Pb، آغاز رسوب‌گذاری سازند کهر را نئوپروتروزوییک بالایی دانسته‌اند که تا کامبرین پایینی تداوم داشته است و با سن ۵۳۳-۶۲۷ Ma به‌دست‌آمده به روش U-Pb برای سازند تاشک در ایران مرکزی همخوانی

دارد (Ramezani et al., 2003). ایـن موضـوع نشـان می‌دهد سنگ‌های نوع کهر به‌صـورت گسـترده‌ای در ایـران وجود دارند و سازندهٔ بخش بزرگی از پی‌سنگ ایران هستند (Ramezani et al., 2003).



شکل ۱. A) واحدهای رسوبی ساختاری ایران برگرفته از آقانباتی (Aghanabati 1998)؛ **B**) نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ سروجهان برگرفته از قدیمی و همکاران (Ghadimi et al, 2012). محدودهٔ مطالعاتی با چهارگوش نشان داده شده است.

Figure 1. A) Major sedimentary and structural units of Iran (from Aghanabati, 1998); **B**) Geological map of the study area (Ghadimi et al, 2012). The study area is shown by a rectangle.

در شمال‌باختری سروجهان و در نزدیکی گرانیت سروجهان، مجموعهٔ دگرگونی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری گسترش دارد که شامل تناوبی از شیست‌ها با خاستگاه پلیتی (اسلیت و شیست‌ها)، کربناته (کالک شیست) و ماسه سنگی (کوارتز شیست و کوارتزیت) است. سنگ‌های رسی دگرگون‌شده فراوان‌ترین سنگ‌های منطقه هستند. در جنوب‌باختری این مجموعهٔ دگرگونی، ردیفی از اسلیت‌های سازند کهر وجود دارند که به‌سوی شمال‌خاوری به‌صورت تدریجی با فیلیت و شیست‌های مجموعهٔ دگرگونی جایگزین می‌شوند و از این‌رو می‌توان این مجموعهٔ دگرگونی را بخشی از سازند کهر دانست که از نظر درجه و شدت دگرگونی با یکدیگر تفاوت دارند. افزون‌بر شیست‌های مجموعهٔ دگرگونی و اسلیت‌های سازند کهر، ردیفی از رسوبات کربناتی و آواری (شامل سازندهای بایندر، سلطانیه، باروت و لالون نیز رخنمون دارند (شکل ۱). هورتون و همکاران (Horton et al., 2008) با بررسی‌های ایزوتوپی U-Pb زیرکن‌ها در ردیفی از سازندهای کهر، بایندر، سلطانیه، باروت و لالون پیشنهاد کردند مجموعهٔ این سازندها یک توالی کامل رسوبی است که آغاز آن از نئوپروتروزوییک بالایی-کامبرین پایینی روی داده است. نهشته‌های مزوزوییک رخنمون یافته در منطقه یادشده شامل رسوب‌های آواری سازند شمشک و سنگ آهک‌های لار هستند (شکل ۱) (Stöcklin and Eftekhar-Nezhad, 1969; Babakhani and Sadeghi, 2004). نهشته‌های ترشیری شامل دنبالهٔ رسوب‌های آواری و سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی هستند (Stöcklin and Eftekhar-Nezhad, 1969).

روش انجام پژوهش

پس از بازدیدهای میدانی و نمونه‌برداری، شمار ۷۰ مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ نگاری، دگرریختی و روابط پتروفابریک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان با نور عبوری بررسی شدند.

برای شناسایی ترکیب کانی‌ها و سنجش شرایط دما و فشار، ۵ مقطع با بیشترین شمار فازهای در حال تعادل برگزیده شد. نمونه‌ها در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه CAMECA مدل SX 100 با ولتاژ شتاب باریکهٔ الکترونی ۱۵ kv، شدت جریان ۳ nA و زمان تجزیهٔ ۴۰ ثانیه برای هر نقطه بوده است تجزیهٔ ریزکاو الکترونی شدند. همچنین، این نمونه‌ها برای بررسی ترکیب شیمیایی سنگ‌کل به آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود فرستاده شدند و محتوای اکسید عنصرهای اصلی آنها به روش طیف‌سنجی فلوئورسانس پرتوی ایکس (XRF) با دستگاه PHILIPS PW1480 اندازه‌گیری شد.

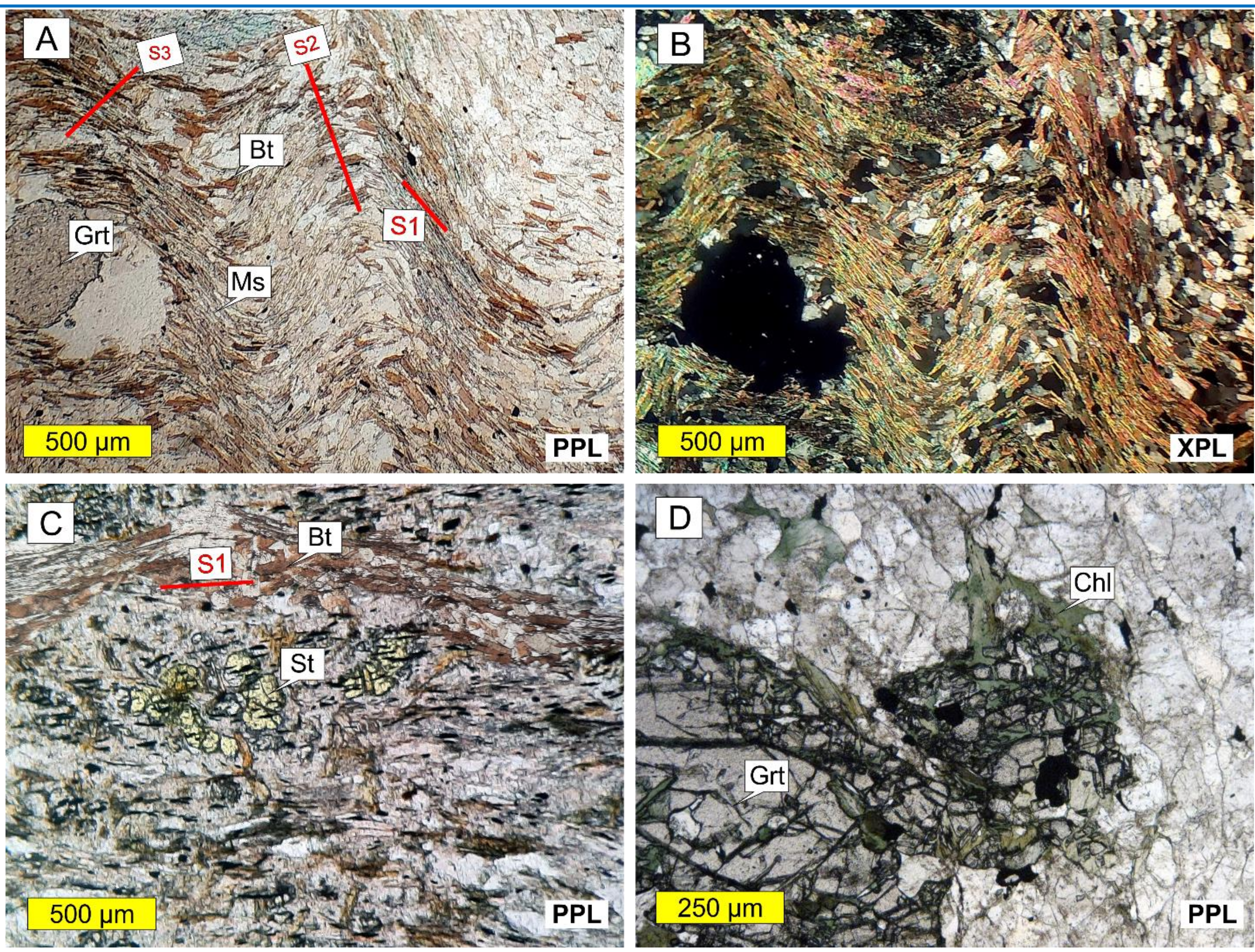
نتایج

بررسی‌های سنگ‌نگاری

شیست‌های بررسی‌شده شامل پورفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت هستند که در زمینه‌ای دانه‌ریز از مسکوویت، بیوتیت، کلریت، پلاژیوکلاز و کواتز جای گرفته‌اند (شکل ۲). بیشتر نمونه‌ها در یک یا دو روند، جهت گیری ترجیحی نشان می‌دهند و بافت آن‌ها را می‌توان پورفیرولپیدوبلاستیک دانست. بررسی ریزساختارها نشان می‌دهد پوفیروبلاست‌های گارنت، استارولیت و پلاژیوکلازها همزمان با نخستین دگرگونی (M_1) پدید آمده‌اند و با داشتن حاشیه فشارشی و داشتن میانبارهای مایل نسبت به برگوارگی نسل دوم (S_2) شناخته می‌شوند. بیوتیت‌ها، مسکوویت وکلریت‌ها در دو نسل دگرریختی (D_1 و D_2) پدید آمده‌اند. بیوتیت، مسکوویت و کلریت‌های نسل نخست دگرریختی، برگوارگی S_1 و بیوتیت، مسکوویت و کلریت نسل دوم دگرگونی، برگوارگی S_2 را ساخته‌اند.

پورفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت که اندازهٔ آنها از ۱ میلیمتر تا چند سانتیمتر می‌رسد و معمولاً به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و پویی‌کلیتیک (دارای میانبار) رخداد دارند. این کانی‌ها همزمان با دگرریختی نسل

نخست (D_1) پدید آمده‌اند. آثار دگرگونی برگشتی روی این کانی‌ها به‌صورت پیدایش مسکوویت، کلریت و بیوتیت روی بخش‌های حاشیه‌ای آن‌ها دیده می‌شوند. تغییر روند جهت‌گیری ترجیحی کانی‌ها در این سنگ‌ها نشان‌دهندۀ رخداد فازهای مختلف دگرریختی و دگرگونی در منطقه است.



شکل ۲. تصویرهای میکروسکوپی از شیست‌های منطقهٔ سروجهان. **A**، **B**) برگوارگی‌های S_1 و S_2 در نمونه‌های بررسی‌شده که در اطراف درشت‌بلور گارنت چرخش یافته‌اند؛ **C**) برگوارگی S_1 ساخته‌شده از بیوتیت‌های نسل نخست در اطراف دانه‌های استارولیت؛ **D**) جایگزینی گارنت با کلریت در پی دگرگونی برگشتی M2 (نام اختصاری کانی‌ها: Bt: بیوتیت؛ Chl: کلریت؛ Grt: گارنت؛ Ms: مسکوویت؛ St: استارولیت؛ Whitney and Evans, 2010).

Figure 2. Photomicrographs of the Sarve-Jahan area schists. **A, B**) the S1 and S2 schistosity wrapped the garnet phenocrsyts in the samples; **C**) the S_1 schistosity formed by the first generations of biotite around the staurolites; **D**) chlorite replacing garnet during the retrogressive metamorphism of M2 (The abbreviations: Bt: biotite; Chl: chlorite; Grt: Garnet; Ms: muscovite; St: staurolite; Whitney and Evans, 2010).

بررسی‌های ریزساختارها نشان می‌دهند که بیوتیت‌ها، مسکوویت وکلریت‌ها در دو نسل پدید آمده‌اند. برگوارگی نخست (S_1) که در فاز دگرریختی D_1 روی داده است با کانی‌های بیوتیت، مسکوویت و کلریت دگرگونی نسل نخست شناخته می‌شود (شکل‌های ۲-A و ۲-B). در اثر چین‌خوردگی S_1، ریزچین‌هایی[1] در فاز دگرریختی D_2 پدید آمده و گسترش پیدا کرده‌اند. برگوارگی S_1 در یال‌های ریزچین و برگوارگی S_2، در راستای لولای ریزچین شکل گرفته است (شکل‌های ۲-A و ۲-B). پورفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت همزمان با پیدایش S_1 و پیش از D_2 رشد یافته‌اند و با داشتن

سـایهٔ واتنشـی و دارابـودن میانبـار تفکیـک و شناسـایی می‌شـــوند (شـــکل‌های ۲-A تـــا ۲-C). کلریـــت در نمونـه‌هـا به‌صـورت اولیـه و ثانویـه رخـداد داشـته اسـت. کلریت‌هـای اولیـه از جهـت S_1 پیـروی مـی‌کننـد و انـواع ثانویـــه بـــه‌طور بخشـــی جـــایگزین گارنـــت و بیوتیـــت شده‌اند و جهت‌گیـری ندارنـد (شکل ۲-D). دگریختـی نسـل سـوم (D_3)، بیشـتر باعـث پیـدایش ریـزچین روی فابریک‌های قـدیمی‌تـر شـده اسـت. کـانی‌هـای دگرگـونی خاصـی کـه بـا ایـن مرحلـه همزمـان باشـد در فابریـک یافـت نمی‌شـود پـس در ایـن نسـل دگریختـی بـا دگرگونی همراه نیست.

بررسی فازهای دگرگـونی در منطقـهٔ سـروجهان برپایـهٔ بررسی روند میانبارها و ارتباط برگوارگی زمینهٔ سنگ با آن نشان می‌دهـد در منطقـهٔ سـروجهان دسـت‌کـم دو مرحلـهٔ دگرگونی رخ داده است:

(۱) دگرگونی M_1 که همزمان با D_1 رخ داده است. بخشـی از کانی‌های بیوتیت، مسـکوویت، کلریـت، پلاژیـوکلاز و کوارتز در این فاز دگرگونی متبلور شده‌اند؛

(۲) دگرگـونی M_2 کـه به‌صـورت پسـرونده همزمـان بـا دگریختی D_2 رخ است.

همچنین، این دگرگونی بـا جهـت‌گیـری دوبـاره غالـب کـانی‌هـای ورقـه‌ای و پیـدایش برگـوارگی (S_2) شـناخته می‌شود. بیشتر کانی‌هـای کلریـت، بیوتیـت، مسـکوویت بـا جهت‌گیری مشخص در زمینهٔ سنگ در این فـاز دگرگـونی متبلور شده‌انـد. پورفیروبلاسـت‌هـای گارنـت و اسـتارولیت همزمان با D_1 و پیش از D_2 پدید آمده‌اند. جدول ۱ ارتباط زمانی میان پیدایش کانی‌ها با فازهای دگریختـی اصـلی را نشان می‌دهد.

[1] Crenulation

جدول ۱. ارتباط زمانی پیدایش کانی‌ها با فازهای دگریختی اصلی.

Table 1. Time relationships between the minerals and the deformation phases.

Deformation stages	D_1	D_2	D_3	Description
Metamorphic stages / Mineral name	M_1	M_2	-	
Garnet	▬			M_1: Having a pressure shadow and oblique inclusion to the Matrix (S_2)
Staurolite	▬			M_1: Having a pressure shadow and oblique inclusion to the Matrix (S_2)
Biotite	▬	▬		M_1: Schistosity (S_1), inclusion of inside porphyroblasts M_2: constituent of the matrix schistosity (S_2)
Muscovite	▬	▬		M_1: Schistosity (S_1), inclusion of inside porphyroblasts and pressure shadow of porphyroblasts M_2: constituent of the matrix schistosity (S_2)
Chlorite	▬	▬		M_1: Schistosity (S_1), inclusion of inside porphyroblasts and pressure shadow of porphyroblasts M_2: constituent of the matrix schistosity (S_2)
Quartz	▬	▬		M_1: Inclusion of inside porphyroblasts and pressure shadow of porphyroblasts M_2: constituent of the matrix schistosity (S_2)
Plagioclase	▬			M_1: Having a pressure shadow and oblique inclusions relative to the matrix (S_2)

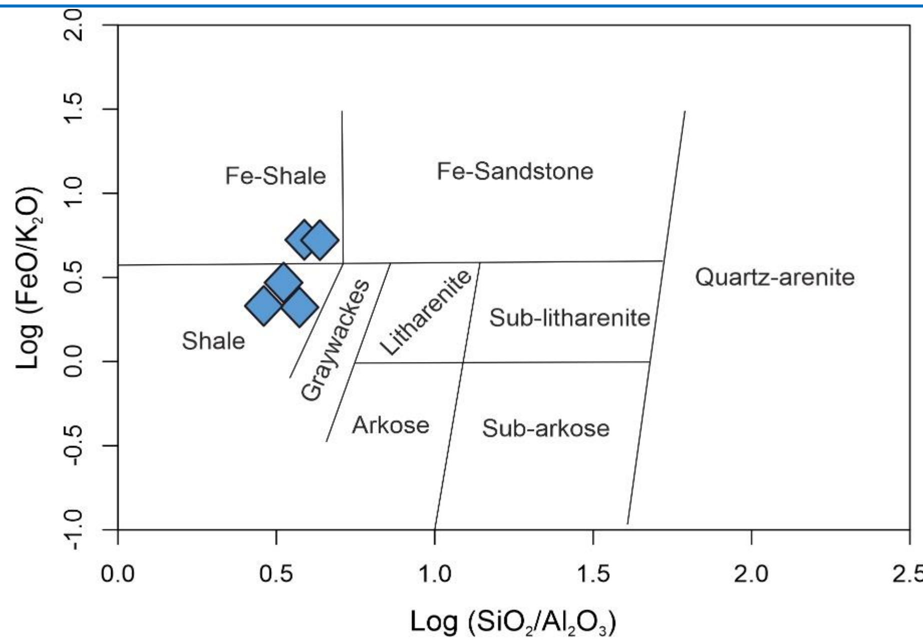
شیمی سنگ کل

ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده در جدول ۲ آورده شده است. محتوای SiO_2 در بازهٔ ۵۸ تا ۶۷ درصدوزنی تغییر می‌کند و نشان‌دهندهٔ حضور مقادیر متفاوت کوارتز در بخش‌های لایه‌های شیستی است. پس از SiO_2، Al_2O_3 (۱۵ تا ۲۰ درصدوزنی) و FeO (۸ تا ۱۰ درصدوزنی) بیشترین فراوانی را دارند. K_2O (۲ تا ۴ درصدوزنی)، MgO (۱/۵ تا ۳ درصدوزنی)، TiO_2 (۱ تا ۱/۵ درصدوزنی)، Na_2O (۰/۵ تا ۱/۷ درصدوزنی)، CaO (۰/۵ تا ۲/۵ درصدوزنی)، MnO (۰/۱ تا ۰/۵ درصدوزنی) و P_2O_5 (۰/۱ تا ۰/۲ درصدوزنی) دیگر اکسیدهای سازنده این سنگ‌ها هستند. محتوای بالای اکسید عناصر سیلیسیم، آلومینیم و آهن، ترکیب شیمیایی کلی همانند شیل را می‌سازد. برای سنجش درستی این موضوع، ترکیب شیمیایی نمونه‌ها روی نمودار نسبت SiO_2/Al_2O_3 در برابر FeO/K_2O نمایش داده شد. در این نمودار ترکیب آنها در محدودهٔ شیل یا شیل آهن‌دار و نزدیک به مرز گریوک‌ها جای می‌گیرد (شکل ۳). بر این اساس، می‌توان گفت شیست‌های منطقهٔ سروجهان از دگرگونی سنگ مادری رسی پدید آمده‌اند که شاید مقادیر اندکی ناخالصی کربنات نیز داشته است. حضور مقادیر کم CaO در ترکیب شیمیایی نمونه‌ها و همجواری آن‌ها با کالک‌شیست گویای این نکته هستند.

جدول ۲. ترکیب شیمیایی سنگ‌کل (برپایهٔ wt%) شیست‌های منطقهٔ سروجهان.

Table 2. Whole-rock chemical composition (in wt%) of the Sarve-Jahan schists.

Sample No.	SJ-1	SJ-2	SJ-3	SJ-4	SJ-5	*Average*
SiO_2	66.0	62.3	58.8	62.2	67.3	63.3
TiO_2	1.4	1.3	1.1	0.9	1.4	1.2
Al_2O_3	16.8	16.4	20.1	18.4	15.3	17.4
$FeO_{(t)}$	10.1	8.5	8.4	9.4	10.3	9.3
MnO	0.4	0.3	0.1	0.4	0.3	0.3
MgO	1.4	2.5	2.9	1.7	1.4	2.0
CaO	0.5	2.4	1.4	1.1	0.5	1.2
Na_2O	0.4	1.2	1.7	0.6	0.4	0.9
K_2O	1.9	4.0	3.9	3.1	1.9	3.0
P_2O_5	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
Total	99.0	99.1	98.6	98.0	99.0	98.7
LOI	0.9	1.1	1.2	1.5	1.1	1/1



شکل ۳. تعیین سنگ مادر شیست‌های منطقهٔ سروجهان برپایهٔ نسبت Log SiO_2/Al_2O_3 در برابر Log FeO_t/K_2O (Herron, 1988).

Figure 3. Determination of protolith for the schists in Sarve-Jahan region on the Log SiO_2/Al_2O_3 versus Log FeO_t/K_2O diagram (Herron, 1988)

شیمی کانی‌ها

بیوتیت

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی بیوتیت‌ها در جدول ۲ آورده شده‌اند. بر پایهٔ شکل ۴-A، ترکیب بیوتیت‌ها در گسترهٔ آنیت تا فلوگوپیت جای می‌گیرند. تفاوت ترکیبی بسیار آشکاری میان این بیوتیت‌ها دیده نمی‌شود. داده‌ها نشان می‌دهند مقدار MgO در بیوتیت‌های نسل نخست دگریختی در مقایسه با بیوتیت‌های نسل دوم دگرگونی بیشتر است و بیوتیت‌های بیوتیت‌های نسل دوم دگریختی مقدار FeO و SiO_2 بیشتری دارند. بیوتیت‌های نسل دوم دگریختی مقدار Al_2O_3 بالایی نشان می‌دهند.

مسکوویت

شمار کاتیون‌ها در ساختار مسکوویت‌ها بر پایه ۱۱ اتم اکسیژن به‌دست آورده شده است (جدول ۳). در نمودار سه‌تایی K_2O-Al_2O_3-(MgO+FeO) (شکل ۴- B)، مسکوویت‌های بررسی‌شده در فاصلهٔ مسکوویت-سلادونیت جای گرفته‌اند و با داشتن مقدار Si بالا می‌توانند مسکوویت فنژیتی باشند. مسکوویت‌های منطقه سروجهان در دو مرحلهٔ دگریختی پدید آمده‌اند (D_1 و D_2).تفاوت ترکیبی مشخصی میان مسکوویت‌های نسل اول و دوم دگریختی (D_1 و D_2) دیده می‌شود. مقدار Si و Mg مسکوویت‌های نسل اول دگریختی (D_1) بسیار بیشتر از مسکوویت‌های نسل دوم دگریختی (D_2) است؛ اما مقدار Al کمتری دارند.

جدول ۳. ترکیب شیمیایی (برپایهٔ wt%) به همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده (برپایهٔ a.p.f.u) برای کانی‌های شیست‌های منطقهٔ سروجهان (P: پورفیروبلاست؛ I: میانبار؛ P.Sh: حاشیهٔ فشارشی؛ M: ماتریکس؛ D1: مرحلهٔ نخست دگریختی؛ D2: مرحلهٔ دوم دگریختی).

Table 3. Chemical compositions (in wt%) and structural formula (in a.p.f.u.) of minerals in the Sarve-Jahan schists (P: porphyroblast; I: Inclusion; P.Sh: pressure shadow; M: Matrix; D1: First stage of deformation; D2: second stage of deformation).

Mineral name	Grt	Grt	Grt	Grt	Bt (PT)	Bt (PT)	Bt (PT)	Bt (ST)	Bt (ST)
Sample No.	S-14	S-52	S-63	S-17	S-52	S-17	S-63	S-35	S-44
Textures	P	P	P	P	M	M	M	I	I
Deformation phase	D_1	D_1	D_1	D_1	D_2	D_2	D_2	D_1	D_1
SiO_2	36.43	36.66	36.28	36.55	35.73	35.56	35.43	34.35	34.45
TiO_2	0.04	0.1	0.12	0.22	1.12	1.08	1.17	2.12	1.22
Al_2O_3	20.56	20.43	20.13	20.12	19.81	19.76	19.63	20.12	20.31
FeO	31.85	32.01	33.02	32.76	19.98	19.01	19.12	18.18	18.2
MnO	5.64	4.53	3.63	3.75	0.22	0.18	0.19	0.33	0.11
MgO	3.43	3.47	4.12	4.08	9.02	8.98	9.12	8.83	8.53
CaO	1.76	2.06	1.98	2.12	0.1	0.11	0	0	0
Na_2O	-	-	-	-	0.09	0	0.12	0.12	0.09
K_2O	-	-	-	-	8.33	8.63	8.76	9.05	9.08
Total	99.71	99.26	99.28	99.6	93.4	93.31	93.54	93.1	91.99
Oxygen	12(O)	12(O)	12(O)	12(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)
Si	2.941	2.968	2.93	2.943	2.729	2.74	2.73	2.661	2.696
Ti	0.002	0.006	0.007	0.013	0.064	0.063	0.068	0.124	0.072
Al	1.956	1.95	1.916	1.909	1.783	1.795	1.782	1.837	1.873
Fe^{3+}	0.158	0.101	0.209	0.178	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	1.993	2.066	2.022	2.028	1.276	1.225	1.232	1.178	1.191
Mn	0.386	0.311	0.248	0.256	0.014	0.012	0.012	0.022	0.007
Mg	0.413	0.419	0.496	0.49	1.027	1.032	1.047	1.02	0.995
Ca	0.152	0.179	0.171	0.183	0.008	0.009	0	0	0
Na	-	-	-	-	0.013	0	0.018	0.018	0.014
K	-	-	-	-	0.812	0.848	0.861	0.894	0.907
Sum	8	8	8	8	7.727	7.724	7.751	7.753	7.755

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Mineral name	Bt (ST)	Chl	Chl	Chl	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
Textures	S-15	S-70	S-63	S-22	I	I	M	M	M
Deformation phase	D_1	D_2	D_1	D_2	D_1	D_1	D_2	D_2	D_2
Sample No	I	M	P.S	M	S-14	S-63	S-80	S-82	S-52
SiO_2	34.67	23.74	23.52	24.01	47.02	51.58	48.63	49.42	47.52
TiO_2	1.85	0.1	0.09	0.08	2.14	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	20.45	21.96	22.12	22.63	27.12	24.35	29.36	30.98	31.73
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	18.15	27.86	26.94	27.12	4.90	4.60	3.61	3.95	3.75
MnO	0.27	0.26	0.36	0.22	-	-	-	-	-
MgO	8.66	12.73	13.02	12.63	3.08	2.63	1.46	1.29	1.32
CaO	0	-	-	-	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03
Na_2O	0.1	-	-	-	0.10	0.07	0.10	0.12	0.26
K_2O	9.06	-	-	-	9.76	10.65	11.54	11.24	12.01
Total	93.21	86.65	86.05	86.69	94.14	93.90	94.71	97.00	96.62
Oxygen	11(O)	14(O)	14(O)	14(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)	11(O)
Si	2.677	2.577	2.562	2.589	3.228	3.527	3.306	3.272	3.184
Ti	0.107	0.008	0.007	0.006	0.111	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.861	2.81	2.84	2.876	2.194	1.962	2.352	2.418	2.505
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{2+}	1.172	2.53	2.454	2.445	0.281	0.263	0.205	0.219	0.210
Mn	0.018	0.024	0.033	0.02	-	-	-	-	-
Mg	0.997	2.06	2.114	2.03	0.315	0.268	0.148	0.127	0.132
Ca	0	-	-	-	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002
Na	0.015	-	-	-	0.013	0.009	0.013	0.015	0.034
K	0.892	-	-	-	0.855	0.929	1.001	0.949	1.027
Sum	7.739	10.00	10.011	9.967	6.99	6.96	7.03	7.00	7.09

گارنت

فرمول گارنت‌های بررسی‌شده بر پایه ۱۲ اتم اکسیژن به‌دست آورده شده است (جدول ۳). گارنت‌های منطقهٔ سروجهان همزمان با دگریختی نخستین نسل پدید آمده‌اند. سازندهٔ پایانی آلماندین بخش بزرگی از ساختار گارنت‌ها را در بر گرفته است (X_{Alm}=۰/۶۹ – ۰/۶۷) و پس از آن پیروپ (X_{Prp} = ۰/۱۷- ۰/۱۴)، اسپسارتین (X_{Sps} = ۰/۱۳- ۰/۸) و آندرادیت (X_{Adr}= ۰/۰۵ – ۰/۰۳) و گروسولار (X_{Grs} = ۰/۰۳ – ۰/۰۱) هستند. در نمودار سه‌تایی Grs+Sps-Pyp-Alm، نقاط تجزیه‌شده در محدودهٔ آلماندین جای گرفته‌اند (شکل ۴-D).

استارولیت

تجزیه‌های معرف استارولیت در جدول ۳ آورده‌شده‌اند و فرمول‌های ساختاری بر پایه ۲۲ اکسیژن به‌دست آورده شده‌اند. کانی استارولیت همزمان با نخستین مرحلهٔ دگریختی پدید آمده است. نمودار سه‌تایی Mn+Ca-Fe^{2+}-Mg نشان می‌دهد استارولیت‌های یادشده از نوع غنی از آهن هستند (شکل ۴-E).

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

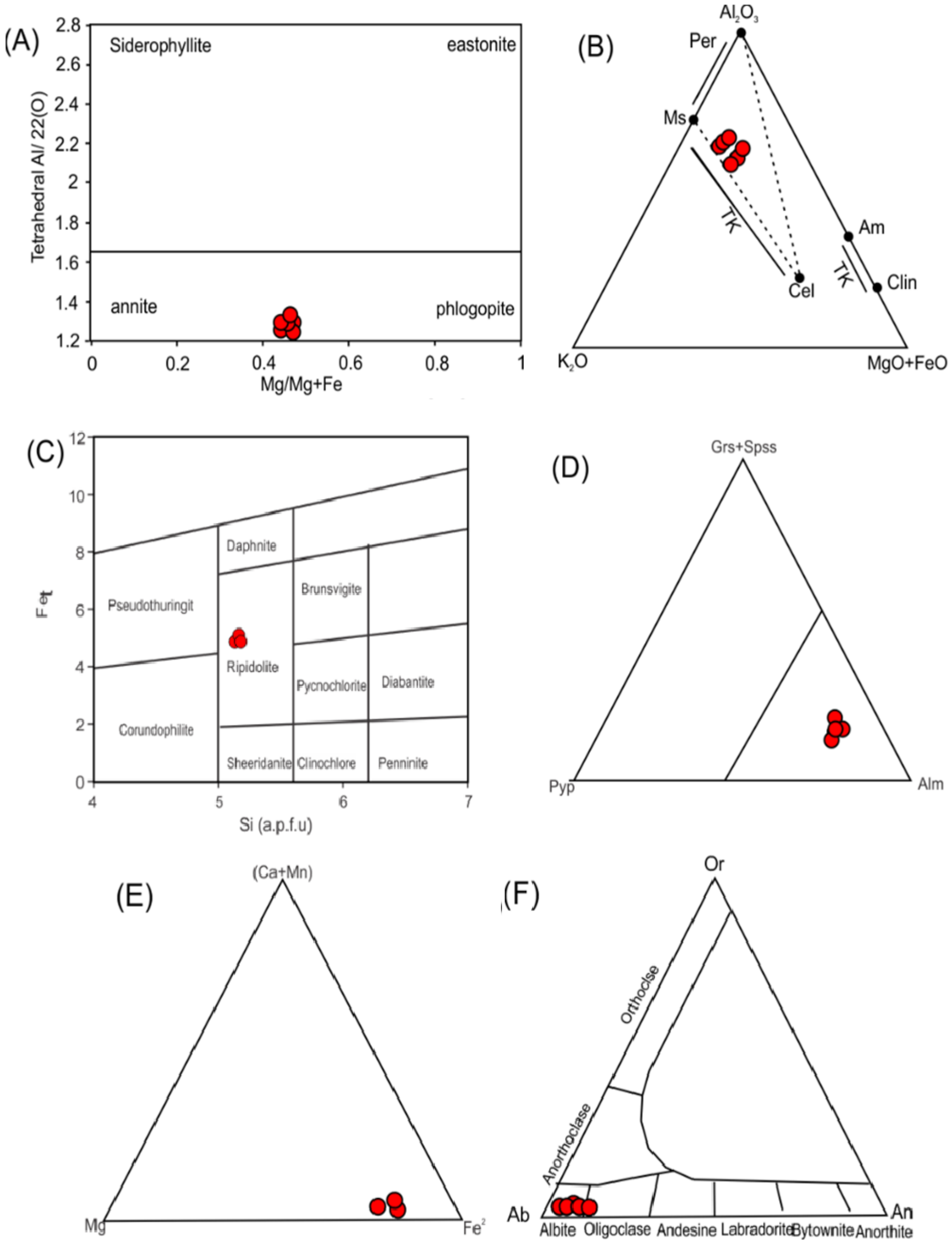
Mineral name	Ms	St	St	St	Pl	Pl	Pl	Pl
Textures	I	P	P	P	p	p	p	p
Deformation phase	D_1	D_1	D_1	D_1	D_1	D_1	D_1	D_1
Sample No.	S-85	S-14	S-24	S-16				
SiO_2	48.46	27.34	26.75	25.63	60.63	59.96	62.03	62.48
TiO_2	0.00	0.45	0.64	0.54	0.10	0.13	0.03	0.01
Al_2O_3	27.82	53.85	54.75	53.65	23.49	23.75	23.07	23.46
Fe_2O_3	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.92	13.85	14.01	13.76	0.15	0.15	0.01	0.00
MnO	-	0.70	0.62	0.61	0.12	0.15	0.00	0.00
MgO	3.46	1.63	1.54	2.12	0.07	0.07	0.00	0.00
CaO	0.14	-	-	-	5.00	5.37	4.62	4.89
Na_2O	1.08	-	-	-	9.04	8.56	9.09	8.81
K_2O	9.10	-	-	-	0.14	0.15	0.19	0.12
Total	94.98	97.82	98.31	96.31	98.74	98.28	99.04	99.77
Oxygen	11(O)	23(O)	23(O)	23(O)	8(O)	8(O)	8(O)	8(O)
Si	3.283	3.807	3.711	3.637	2.73	2.72	2.78	2.77
Ti	0.000	0.047	0.067	0.058	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.221	8.838	8.952	8.971	1.25	1.27	1.22	1.23
Fe^{3+}	-	-	-	-	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.279	1.613	1.625	1.633	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn		0.083	0.073	0.073	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.349	0.338	0.318	0.448	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.010	-	-	-	0.24	0.26	0.22	0.23
Na	0.142	-	-	-	0.79	0.75	0.79	0.76
K	0.786	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Sum	7.07	14.73	14.75	14.82	5.04	5.02	5.02	5.00

کلریت

فرمول ساختاری و ترکیب شیمیایی کلریت در شیست‌های سروجهان در جدول ۳ آورده شده‌اند. کلریت‌ها محتوای بالایی از FeO و MgO دارند و در نمودار رده‌بندی کلریت‌ها در محدودهٔ ریپیدولیت جای می‌گیرند (شکل ۳-C).

پلاژیوکلاز

ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و فرمول ساختاری آنها بر پایهٔ ۸ اتم اکسیژن در جدول ۳ آورده شده است. پلاژیوکلازهای منطقهٔ سروجهان همزمان با دگریختی نسل نخست (D_1) پدیدار شده‌اند. پلاژیوکلازها از سازندهٔ پایانی آلبیت غنی هستند و ترکیب میانگین آنها به‌صورت $An_{0.2}Ab_{0.8}$ است. این نمونه‌ها در نمودار رده‌بندی فلدسپارها در محدودهٔ آلبیت تا الیگوکلاز جای می‌گیرند (شکل ۳-F).



شکل ۴. A) ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودار Mg/Mg+Fe در برابر Al(Total) (Deer et al., 1992)؛ **B**) ترکیب شیمیایی مسکوویت‌ها درنمودار سه‌تایی K_2O، Al_2O_3، MgO+FeO (Vidal and Parra, 2000)؛ **C**) ترکیب شیمیایی کلریت‌ها در نمودار سه‌تایی SiO_2، Al_2O_3، FeO+MgO (Vidal and Parra, 2000)؛ **D**) ترکیب شیمیایی گارنت‌ها روی نمودار سه‌تایی Grs+Sps-Pyp-Alm (Coleman et al. 1965)؛ **E**) ترکیب شیمیایی استارولیت‌ها روی نمودار سه تایی Ca+Mn، Fe^{2+}، Mg؛ **F**) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در متاپلیت‌های سروجهان روی نمودارهای سه تایی Ab، Or، An.

Figure 4. A) Chemical compositions of the biotites on Mg/Mg+Fe versus Al(Total) diagram (Deer et al., 1992); **B**) Chemical composition of muscovites in the ternary plot of K_2O, Al_2O_3, MgO+FeO (Vidal and Parra, 2000); **C**) Chemical composition of chlorites in the ternary diagram of SiO_2, Al_2O_3, FeO+MgO (Vidal and Parra, 2000); **D**) Chemical composition of garnets on the ternary diagram of Grs+Sps, Pyp, Alm (Coleman et al. 1965); **E**) Chemical composition of the staurolites on the ternary diagram of Ca+ Mn, Fe^{2+}, Mg; **F**) Chemical composition of plagioclase in Sarve-Jahan metalites on the ternary diagrams of Ab, Or, An.

دمافشارسنجی

برای برآورد دمای اوج دگرگونی (M_1) از تبادل کاتیونی میان کانی‌های گارنت-بیوتیت، و برای ارزیابی فشار از روش فشارسنجی گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز- کوارتز (GPBQ) بهره گرفته شد. دما و فشار دگرگونی M_2 نیز با دما-فشارسنج کلریت- مسکوویت (Vidal and Parra, 2000) برآورد شد.

دماسنجی با استفاده از گارنت- بیوتیت

محاسبات دماسنجی گارنت- بیوتیت بر پایهٔ تجزیهٔ گارنت و بیوتیت‌های همزیست انجام شده است. با فرض انتشار سریع کاتیونی و رسیدن به تعادل میان حاشیهٔ کانی و زمینه، ترکیب بخش حاشیه‌ای کانی گارنت و بیوتیت برای محاسبات به‌کار برده شد. میانگین دمای به‌دست‌آمده از کالیبراسیون (Bhattacharya et al., 1992) برای فشارهای ۳ تا ۸ کیلوبار برای اوج دگرگونی (M_1) برابر با ۶۰۰ درجهٔ سانتیگراد است.

فشارسنجی با استفاده از GPBQ

مجموعهٔ کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و کوارتز در طیف گسترده‌ای از درجات دگرگونی از پهنهٔ گارنت تا سیلیمانیت پایین در سنگ‌های دگرگونی پدید می‌آید. در این روش، فشار با کمک مجموعه کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، و کوارتز به‌دست آورده می‌شود (Hoisch, 1990). فشار به‌دست‌آمده برپایهٔ کالیبراسیون هویش (Hoisch, 1990) برای متاپلیت‌های سروجهان (دگرگونی M_1) گویای دما و فشاری در بازهٔ ۶/۵- ۷ کیلوبار و دمای ۶۰۰ درجهٔ سانتیگراد است.

دما - فشارسنجی کلریت –مسکوویت

کلریت و مسکوویت کانی‌های بسیار شایع در دگرگونی سنگ‌های پلیتی به‌شمار می‌روند که در شرایط متفاوت فشار-دما پایدار هستند. افزون‌بر این، بررسی‌های آزمایشگاهی و تجربی نشان داده‌اند ترکیب کلریت و مسکوویت به تغییر فشار و دما حساس هستند (Schreyer, 1982; Massonne, 2000; Vidal et al, 2000). ازاین‌رو، تعادل کلریت و مسکوویت را می‌توان برای سنجش فشار-دمای دگرگونی به‌کار برد. فشارهای دگرگونی معمولاً بر پایهٔ درصد Si موجود در مسکوویت و دمای دگرگونی بر پایهٔ میزان Al^{IV} به‌دست آورده می‌شوند (Massonne, 2000)؛ اما تعادل هر دو کانی به‌طور همزمان در دما-فشارسنجی به‌کار می‌رود. دما و فشار به‌دست‌آمده برپایهٔ کالیبراسیون ویدال و پارا (Vidal and Parra, 2000) (رابطهٔ ۱) گویای رخداد دگرگونی (M_2) در ۵۰۰ درجهٔ سانتیگراد و ۶/۲ کیلوبار است.

$$\P \mathrm{n}_s RT\, L_n \gamma_m = \sum W_{ij} X_i X_j \left[\frac{Q_m}{X_m} - 1\right]$$ رابطهٔ ۱:

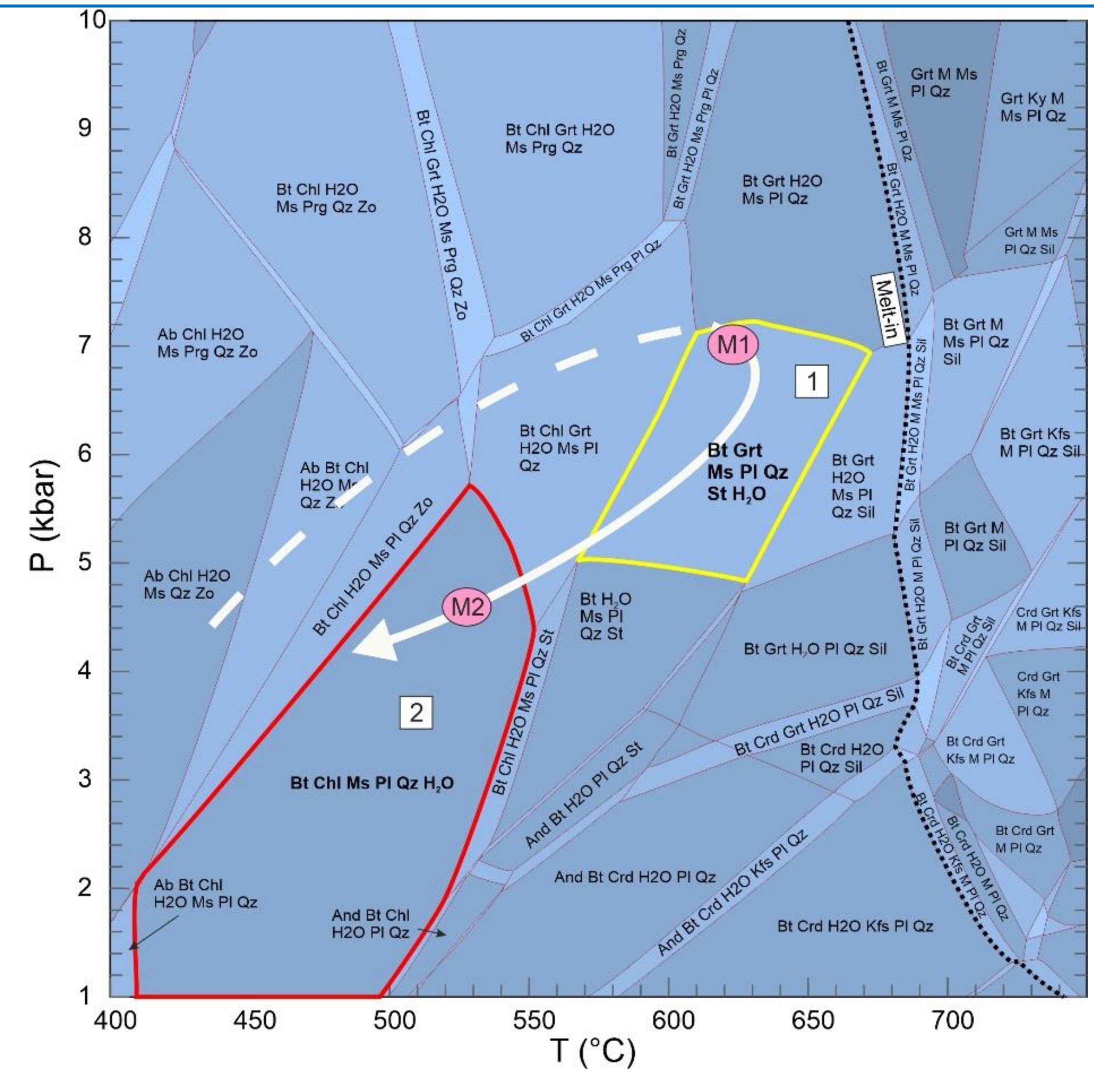
بحث

نمودار تعادلی فازی

برای بررسی دقیق‌تر روند دگرگونی شیست‌های سروجهان، نمودارهای تعادلی فازی از نرم‌افزار GeoPs (نسخه 3.3) و مدل‌های محلول جامد کانی‌های Bi(W) برای بیوتیت، Chl(W) برای کلریت، Crd(W) برای کردیریت، Ctd(W) برای کلریتویید، St(W) برای استارولیت، Gt(W) برای گارنت، Mica(W) برای مسکوویت، Opx(W) برای ارتوپیروکسن، melt(W) برای مذاب (White et al, 2014) و Fsp(C1) برای فلدسپارها (Holland and Powell, 2003) بهره گرفته شد. با توجه به تغییرات ترکیب نمونه‌های تجزیه‌شده، ترکیب میانگین آنها در محاسبه به‌کار برده شد (جدول ۳). سیال نخست به‌صورت آب خالص و مازاد در نظر گرفته شد تا امکان مقایسه با شرایط سیال ترکیبی (H_2O-CO_2) وجود داشته باشد.

نمودار فازی به‌دست‌آمده در شکل ۵ نمایش داده شده است. روی این نمودار، محدوده‌های با همافت کانی‌های متناسب با بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان داده شده‌اند. نمودار به‌دست‌آمده نشان می‌دهد همافت گارنت + استارولیت + بیوتیت + مسکوویت + کلریت + کوارتز + پلاژیوکلاز که پیش از این به‌عنوان شاخص شرایط بیشینه دگرگونی (M_1) دانسته شده بود، در شرایط دمایی ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۵ تا ۷/۲ کیلوبار پایدار است (محدودهٔ شماره ۱). در فشارهای بالاتر، استارولیت از محدوده‌ها حذف می‌شود و با افزایش دما نیز این کانی با سیلیمانیت جایگزین می‌شود. همافت کانیایی دگرگونی پسرونده (M_2) شامل بیوتیت + مسکوویت + کلریت +

کوارتز + پلاژیوکلاز در شرایط دمای کمتر از ۵۵۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار کمتر از ۵ کیلوبار پدیدار می‌شود (محدوده شماره ۲). این محدوده با حذف گارنت و استارولیت شناخته می‌شود، به گفتهٔ دیگر، بر پایهٔ پیش‌بینی نمودار، متاپلیت‌های منطقهٔ سروجهان برای پیدایش گارنت استارولیت به دماهای بالاتر از ۵۵۰ درجهٔ سانتیگراد نیاز داشته‌اند. موضوع دیگر، همپوشانی اندک محدوده‌های شمارهٔ ۱ و ۲ از نظر فشار است. همان‌گونه‌که دیده می‌شود این دو محدوده در فشارهای نزدیک به ۵ تا ۶ کیلوبار همپوشانی دارند. به گفتهٔ دیگر نمودار پیش‌بینی می‌کند تغییر اندک در فشار در پی بالاآمدگی و کاهش همزمان دما می‌تواند رخداد دگرگونی برگشتی و جانشینی استارولیت و گارنت با بیوتیت + مسکوویت + کلریت را به‌دنبال داشته باشد که این موضوع با داده‌های به‌دست‌آمده از دما- و فشارسنجی (که در آنها مقدار فشار M_1 و M_2 تا اندازه‌ای همپوشانی دارد) سازگاری دارد.

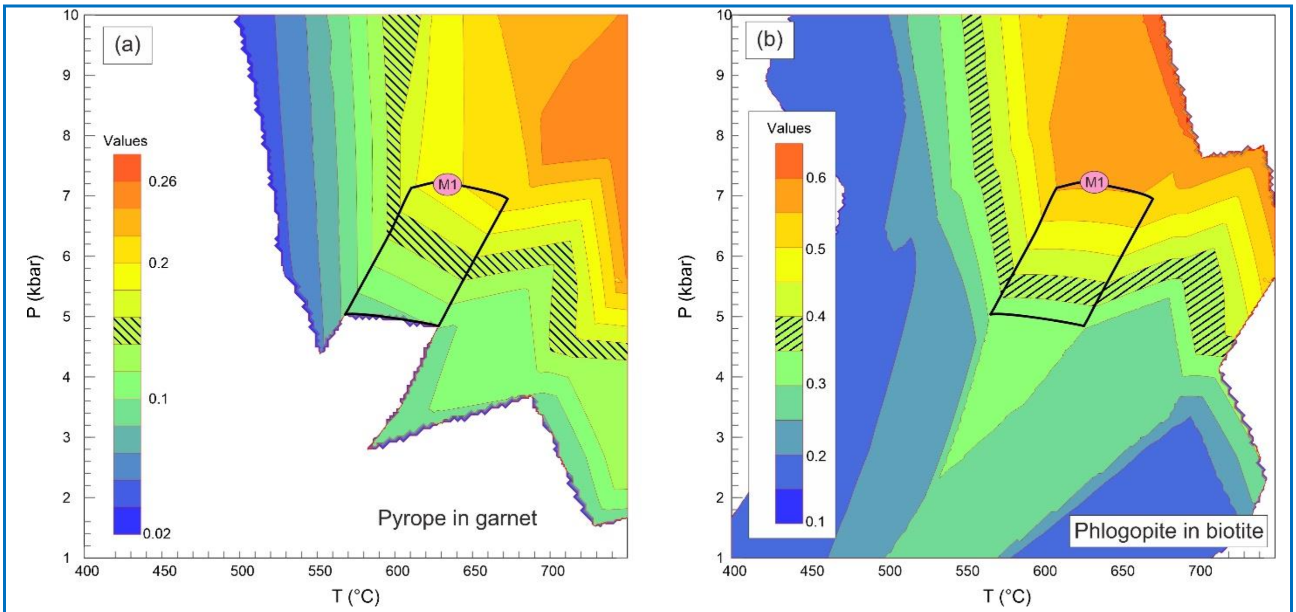


شکل ۵. نمودار تعادلی فازی به‌دست‌آمده برای ترکیب میانگین شیست‌های سروجهان. نام اختصاری کانی‌ها: Ab: آلبیت؛ And: آندالوزیت؛ Bt: بیوتیت؛ Chl: کلریت؛ Crd: کردیریت؛ Grt : گارنت؛ Kfs: پتاسیم‌فلدسپار؛ M: مذاب؛ Ms: مسکوویت؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Prg: پاراگونیت؛ Qz: کوارتز؛ Sil: سیلیمانیت؛ Zo: زوییزیت؛ (Whitney and Evans, 2010).

Figure 5. The Calculated phase equilibrium diagram for the average composition schist of the Sarve-Jahan schists (Mineral abbreviations: Ab: albite; And: andalusite; Bt: biotite; Chl: chlorite; Crd: cordierite; Grt: garnet; Kfs: potassium feldspar; M: melt; Ms: muscovite; Pl: plagioclase; Prg: paragonite; Qz: quartz; Sil: sillimanite; Zo: zoisite; Whitney and Evans, 2010).

مقایسه منحنی‌های هم‌ترکیب کانی‌های[2] می‌تواند تا اندازه‌ای در بررسی‌های شرایط دگرگونی سودمند باشد. برای بررسی این موضوع، محتوای پیروپ در گارنت (شکل a۶) و فلوگوپیت در بیوتیت (شکل b۶) برای نمودار تعادلی فازی شکل به‌دست آورده شد. بر پایهٔ این محاسبه‌ها، محتوای پیروپ گارنت در بازهٔ ۰/۰۲ تا ۰/۲۶ و محتوای فلوگوپیت بیوتیت در بازهٔ ۰/۱ تا ۰/۶ تغییر می‌کنند. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های گارنت و بیوتیت شیست‌های سروجهان نشان می‌دهند محتوای پیروپ گارنت نزدیک به ۰/۱۴ تا ۰/۱۷ و محتوای فلوگوپیت بیوتیت‌های دگرگونی M_1 نزدیک به ۰/۳۷ است. این مقادیر روی نمودارهای شکل ۶ هاشور زده شده‌اند تا از دیگر بخش‌ها جدا شوند. همان‌گونه‌که دیده می‌شود، هر دو خط هم‌ترکیب در شرایط پایداری محدودهٔ شمارهٔ ۱ جای می‌گیرند که نشان‌دهندهٔ نتایج به‌دست‌آمده از محاسبهٔ نمودار فازی و نیز محاسبهٔ دما و فشارسنجی برای شرایط اوج دگرگونی است. بالابودن محتوای فلوگوپیت در بیوتیت‌های مرتبط با M_2 (جدول ۳) نشان می‌دهد آنها از دگرگونی M_1 بر جای مانده و یا دگرگونی برگشتی تأثیر چشمگیری روی ترکیب شیمیایی آنها نداشته است.

[2] Isopleth



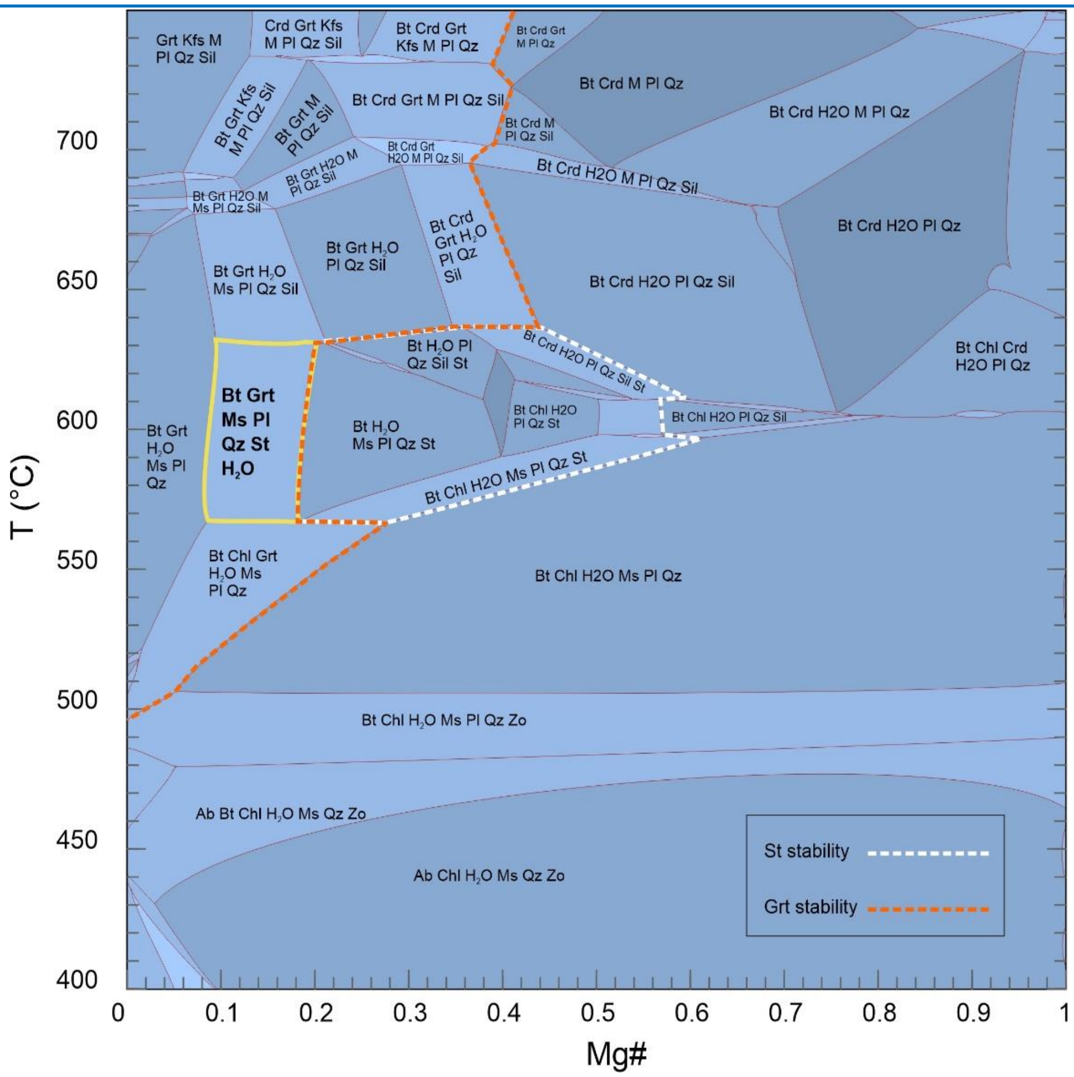
شکل ۶. منحنی‌های هم‌ترکیب به‌دست‌آمده برای محتوای پیروپ در گارنت (A) و فلوگوپیت در بیوتیت (B) در نمودار شکل ۵. محدودهٔ پایداری دگرگونی M_1 برای مقایسه نشان داده شده است.

Figure 6. The isopleth curves calculated for pyrope content in garnet (A) and phlogopite in biotite (B) on Figure 5. The M_1 metamorphism stability range is shown for comparison.

ترکیب سنگ‌مادر

تغییرات نسبت منیزیم به آهن سنگ‌مادر که از آن با نام عدد منیزیم [Mg#=(MgO/MgO+FeO)] یاد می‌شود در بررسی همتافت‌های کانی‌های سنگ‌های دگرگونی نقش مهمی دارد (مانند Bucher and Grapes, 2010; Fazlnia et al., 2023). برای بررسی این موضوع دربارهٔ شیست‌های منطقهٔ سروجهان، یک نمودار تعادل فازی دما در برابر عدد منیزیم (T-Mg#) در فشار ثابت ۶ کیلوبار (برپایهٔ محاسبهٔ دما و فشارسنجی) به‌دست‌آورده شد (شکل ۷). همان‌گونه‌که دیده می‌شود، پایداری کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و کلریت تحت‌تأثیر عدد منیزیم سنگ‌مادر نیست؛ اما استارولیت و گارنت نسبت به آن واکنش نشان می‌دهند. جدای از تأثیر تغییرات دما، گارنت تا عدد منیزیم نزدیک به ۰/۵ (منحنی خط‌چین نارنجی‌رنگ) پایدار است و استارولیت تا عدد منیزیم نزدیک به ۰/۷

(منحنی خط‌چین سفیدرنگ) پایدار است؛ اما مجموعه‌ای که دارای همتافت گارنت + استارولیت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز + پلاژیوکلاز مربوط به M_1 است، در دمای ۵۶۰ تا ۶۴۰ درجهٔ سانتیگراد و عدد منیزیم ۰/۱ تا ۰/۲ رخداد دارد. در این بازهٔ دمایی، با افزایش عدد منیزیم نخست گارنت و سپس استارولیت از سنگ حذف می‌شوند. به گفتهٔ دیگر، محتوای بالای آهن سنگ‌مادر شیست‌های سروجهان، نقش بسیار مهمی در پیدایش همتافت کانی‌های آن در شرایط اوج دگرگون دارد. گفتنی است بر پایهٔ این نمودار، عدد منیزم تأثیری بر همتافت کانی‌های M_2 ندارد و آنها تنها در پی تغییر دما پدید آمده‌اند.



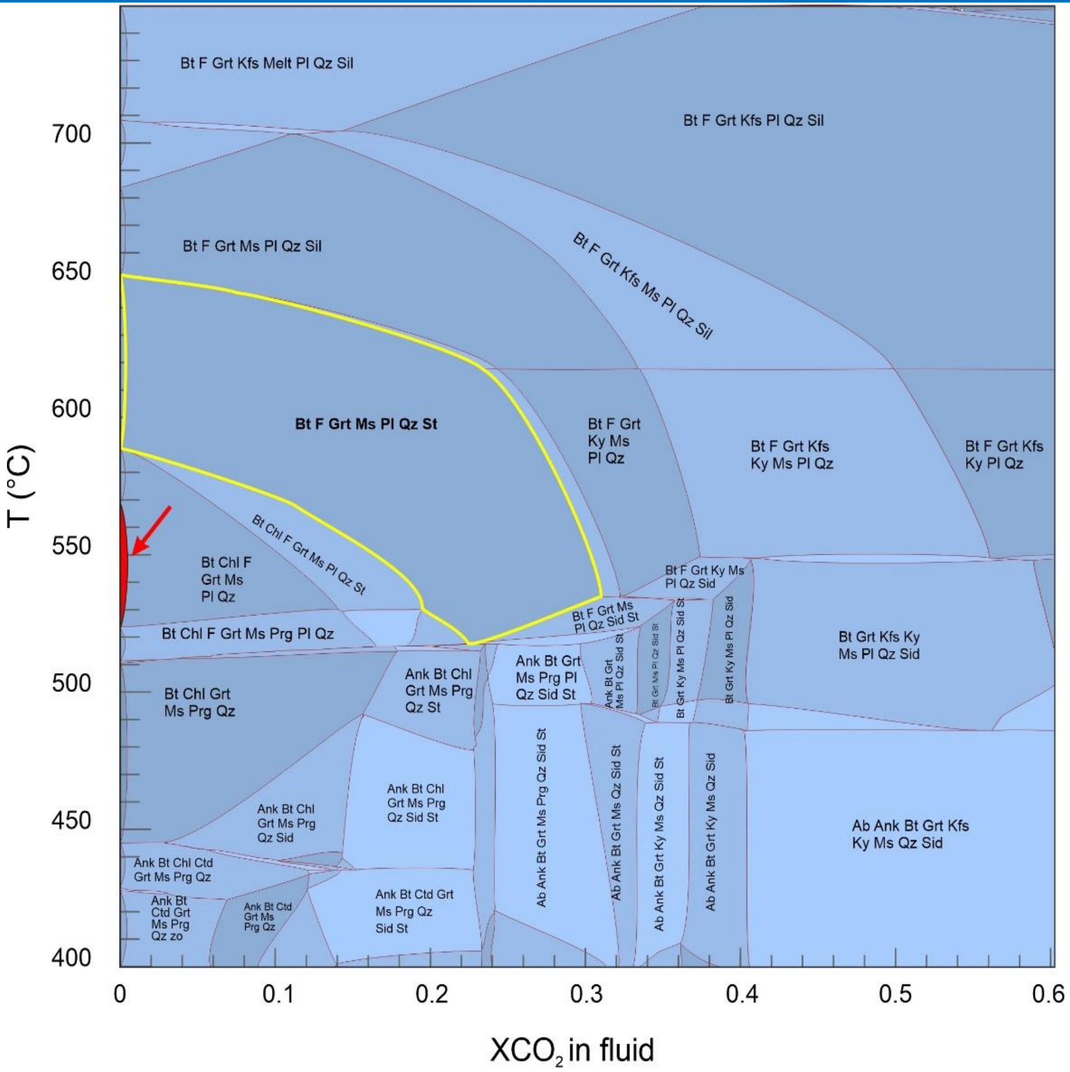
شکل ۷. نمودار تعادل فازی دما در برابر عدد منیزیم (T-Mg#) در فشار ثابت ۶ کیلوبار. نام اختصاری کانی‌ها همانند شکل ۵. است. محدودهٔ زردرنگ، همتافت کانی‌های M_1 را نشان می‌دهد.

Figure 7. The temperature phase equilibrium diagram against magnesium number (T-Mg#) at the constant pressure of 6 kbar. The mineral abbreviations are similar to Figure 5. The yellowish limit shows the assemblage of M_1 minerals.

ترکیب سیال

محتوای کربن‌دی‌اکسید سیال دگرگونی نیز نقشی مهم در همتافت کانی‌های آن‌ها بازی می‌کند (Saki et al., 2021; Miri et al., 2023). با توجه به حضور مقادیر متوسط CaO در ترکیب سنگ‌مادر (جدول ۲) باید تأثیر CO_2 در سیال دگرگونی بررسی شود. از این

گذشته، حضور کالک‌شیست و دیگر سنگ‌های کالک‌سیلیکات در منطقه، احتمال تأثیر CO_2 بر سیال دگرگونی را افزایش می‌دهد. برای سنجش این پدیده در سنگ‌ها، نمودار تغییرات محتوای CO_2 سیال دگرگونی در برابر دما ($T\text{-}XCO_2$) در فشار ثابت ۶ کیلوبار به‌دست‌آورده شد (شکل ۸).



شکل ۸. نمودار تغییرات محتوای CO_2 سیال دگرگونی در برابر دما ($T\text{-}XCO_2$) در فشار ثابت ۶ کیلوبار برای شیست‌های سروجهان (نام اختصاری کانی‌ها شامل: Ank: آنکریت؛ Ky: کیانیت؛ F: سیال ($H_2O\text{-}CO_2$)؛ Sid: سیدریت؛ دیگر نام‌های اختصاری همانند شکل ۵ هستند. محدودۀ زردرنگ، همتافت کانی‌های M_1 را نشان می‌دهد. پیکان سرخ‌رنگ، همتافت M_2 را نشان می‌دهد).

Figure 8. The variation diagram based on CO_2 content in the metamorphic fluid against temperature ($T\text{-}XCO_2$) at a constant pressure of 6 kbar for Sarve-Jahan schists (Mineral Abbreviations: Ank: ankrite; Ky: kyanite; F: fluid ($H_2O\text{-}CO_2$); Sid: siderite; other abbreviations are as in Figure 5. The yellowish area defines the assemblage of M1 minerals. The red arrow shows the Paragenesis of M_2).

تغییرات محتوای CO_2 سیال نزدیک به صفر تا ۰/۶ در نظر گرفته شد تا محدوده‌ها از یکدیگر بهتر تفکیک شوند. تغییرات XCO_2 به‌طور مشخص همتافت کانی‌ها را تحت‌تأثیر قرار می‌دهد و رخداد فازهای کربناتی، به‌ویژه در مقدارهای کربن‌دی‌اکسید بالا را به‌دنبال دارد. محدودۀ پایداری همتافت کانی‌های M_1 روی شکل با منحنی زردرنگ نمایش داده شده است. همان‌گونه‌که دیده می‌شود،

این همتافت در XCO_2 برابر با ۰/۳ تا ۰ (آب خالص) پایدار است. از آنجایی‌که گارنت می‌تواند عنصر Ca را در ساختار خود جای دهد (سازندۀ پایانی گراسولار و آندرادیت)، در XCO_2های بالاتر نیز پایدار می‌ماند؛ اما استارولیت که این ویژگی را ندارد از سیستم حذف می‌شود. همتافت M_2 تنها در حضور سیال آب خالص رخداد دارد که روی شکل با پیکان سرخ نشان داده شده است. از این رو، محتوای مناسب CO_2 سیال نیز نقش مهمی در پیدایش همتافت کانی‌های M_1 و M_2 داشته است.

نگرشی دربارۀ خاستگاه زمین‌ساختی

در بیشتر الگوهای بازسازی‌شده از جغرافیای دیرینه قاره‌ها برای زمان نئوپروتروزوییک ایران در حاشیۀ پالئوتتیس، ابرقاره گندوانا میان حاشیۀ زاگرس صفحۀ عربی وحاشیۀ شمال‌باختری صفحه هند جای گرفته است (Ramezani and Tuker, 2003; Hassanzadeh et al., 2008; Stampfli, 2000). به باور گروهی از پژوهشگران، ماگماتیسم آلکالن در زمان نئوپروتروزوییک بالایی-کامبرین پایینی در نتیجۀ کشش پوسته‌ای رخ داده است و همچنین، رسوبات کربناته – آواری زاگرس (سازند هرمز) و سنگ‌های معادل آن‌ها در نواحی مجاور (مانند سالت رنج در پاکستان) را متعلق به حوضه زمین‌ساختی ریختی مرتبط با کوهزایی پان‌آفریکن می‌دانند (Berberian and king, 1981; Husseini, 1989; Samani et al, 1994). البته تالبوت و علوی (Talbot and Alavi, 1996) الگوی زمین‌ساختی ریختی توسعه‌نیافته‌ای را برای حاشیۀ گندوانا در زمان نئوپروتروزوییک بالایی-کامبرین پایینی مطرح کرده‌اند که در آن پوسته دچار کشش شده است؛ اما سیستم ریختی تکامل نیافته است. از سوی دیگر، رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) بر پایۀ داده‌های سن‌سنجی و زمین‌شیمی دربارۀ مجموعه‌های دگرگونی ایران مرکزی نشان دادند دگرگونی مرتبط با نئوپروتروزوییک بالایی-کامبرین پایینی در محیط زمین‌ساختی برخوردی روی داده است و با گرانیت‌های کامبرین پایینی و مجموعه‌های آتشفشانی ریولیتی-داسیتی همراه بوده است که آنها نیز در حاشیۀ زمین‌ساختی فعال روی داده‌اند. همچنین، به باور آنها مجموعه سنگ‌های تبخیری کامبرین پایینی در محیط کششی پشت کمانی پدید آمده‌اند. این تحلیل را پژوهشگران دیگر نیز تایید کرده‌اند (Hassanzadeh et al., 2008; Horton et al., 2008). در پهنه‌های فرورانش مانند ژاپن، ترکیه، یونان و نیوزلند الگوی فشار-دما معمولاً یک مسیر ساعت‌گرد را نشان می‌دهد که بخش فشار بالا- دما پایین آن در پهنۀ فرورانش با یک بالاآمدگی با کاهش فشار همراه بوده است و در این حالت رخساره‌های دگرگونی اکلوژیتی یا شیست آبی در اوج دگرگونی با رخسارۀ شیست سبز یا آمفیبولیت در مرحلۀ برگشت به سطح تحت‌تأثیر قرار می‌گیرند (Dempester and Tanner, 1997; Ernst, 1988; Wang et al., 1986). در دگرگونی برخوردی سرزمین‌های پرکامبرین به‌علت نبود ضخامت کافی پوسته، دگرگونی در اوج دگرگونی به رخساره اکلوژیتی و شیست آبی نمی‌رسد و در حد نوع فشار بالای بوهمین می‌ماند و با یک دگرگونی فشار پایین‌تر نوع باکان تداوم می‌یابد؛ اما الگوی فشار-دما با نواحی جوان‌تر هماهنگی دارد (Ernst, 1988). در برابر، در نواحی کششی درون قاره‌ای، دگرگونی نخست از نوع دمای بالا- فشار پایین همراه با مقدار فراوانی ماگماتیسم آلکالن است و سپس به‌علت بسته‌شدن کافت‌ها دگرگونی فشار بالا رخ می‌دهد که الگوی فشار-دما این محیط‌ها کاملا با محیط زمین‌ساختی برخوردی متفاوت است (Sandiford, 1999). در این پژوهش نشان داده شد شیست‌های نئوپروتروزوییک بالایی- کامبرین پایینی در منطقۀ سروجهان تحت‌تأثیر دو مرحلۀ دگرگونی M_1 و M_2 قرار گرفته‌اند. دگرگونی M_1 در بازۀ دمایی ۵۵۰-۶۵۰ درجۀ سانتیگراد و فشارهای ۵ تا ۷ کیلوبار روی داده است؛ اما رخداد مرحلۀ دوم دگرگونی (M_2) در دمای کمتر از ۵۵۰ درجۀ سانتیگراد و فشار کمتر از ۵ کیلوبار بوده است. ازاین‌رو، الگوی فشار دمای به‌دست‌آمده از M_1 بهM_2 یک الگوی ساعت‌گرد است که با الگوی فشار-دمای رژیم زمین‌ساختی برخوردی همخوانی دارد. اگرچه

با توجه به نبود داده‌های سن‌سنجی کافی دربارۀ زمان رخداد دگرگونی‌های یادشده، این نتیجه‌گیری باید با احتیاط در نظر گرفته شود.

برداشت

بر پایۀ بررسی‌ها در این پژوهش نتایج زیر برداشت می‌شوند:

- همتافت کانی‌های گارنت + استارولیت + بیوتیت + کلریت + مسکوویت + پلاژیوکلاز + کوارتز که در فاز M_1 و در شرایط رخسارۀ آمفیبولیت شکل گرفته است، نمایندۀ شرایط اوج دگرگونی است. این فاز با دگرگونی برگشتی M_2 دنبال شده است که سبب رخداد همتافت کانی‌های بیوتیت + مسکوویت + کلریت + کوارتز در شرایط رخسارۀ شیست‌سبز شده است.
- دما و فشار به‌دست‌آمده از روش‌های تبادل کاتیونی و محاسبه نمودار تعادل فازی مقادیر ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجۀ سانتیگراد و فشار ۵ تا ۷ کیلوبار را برای M_1 و دمای کمتر از ۵۰۰ درجۀ سانتیگراد و فشار کمتر از ۵ کیلوبار را برای M_2 نشان می‌دهند. بر این اساس، می‌توان یک مسیر دما-فشار-زمان ساعت‌گرد را برای رخداد دگرگونی در منطقۀ سروجهان در نظر گرفت که می‌تواند در یک جایگاه زمین‌ساختی فرورانشی-برخوردی رخ داده باشد.
- نمودارهای فازی T-Mg# و $T\text{-}XCO_2$ به‌دست‌آمده نشان می‌دهند ترکیب سنگ‌مادر و سیال دگرگونی نقش بسزایی در رخداد همتافت کانی‌های رخدادیافته در شرایط اوج دگرگونی داشته‌اند.

References

Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). Geosciences, 7, 29-30.

Azimi, S. (2009) Thermodynamic studing of metamorphic rocks from Chavarzagh-Reyhan area in the SouthWest of Zanjan. 156 p., M.Sc. Thesis, Zanjan University, Zanjan, Iran (In Persian).

Babakhani, A., Sadeghi, A., (2004) Zanjan Quadrangle Geological Map, Scale (1/100000), Iran Geological Organization Publications.

Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards apaleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth sciences, 18 (2), 210-265. https://doi.org/10.1139/e81-019.

Bhattacharya, A., Mazumdar, A.C., and Sen, S.K. (1992) Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implication for cordierite-garnet geothermometry in granulites. American Mineralogist, 73, 338-344.

Bucher, K., and Grapes, R. (2010) Petrogenesis of metamorphic rocks. 440 p. Springer, Berlin. https://doi.org/10.1007/978-3-031-12595-9

Coleman, R.G., Lee. D.E., Beatty, L.B., and Brannock, W.W. (1965) Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geological Society of America Bulletin, 76 (5), 483-508. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[483:EAETDA]2.0.CO;2.

Crawford, A.R. (1977). A summary of isotopic age for Iran, Pakistan and India. Memoire hors serie n8. Societe Geologique de France, 251-260. http://pascalfrancis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7720435255

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1992) An Introduction to the Rock forming Minerals. Longman. England, 696 p.

Dempester, T.J., and Tanner, P.W.G. (1997) The biotite isograde, Central Pyrenees: a deformation controlled reaction. Journal of Metamorphic Geology, 15(14), 531-584. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00039.x.

Ernst, G. (1988) Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. Geology, 16, 1081- 1084. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016%3C1081:THOSZI%3E2.3.CO;2.

Fazlnia, A., Miri, M., Saki, A., (2023) Determining the conditions and factors affected partial melting in the Chah-Bazargan migmatitic xenoliths (NE Neyriz) using thermodynamic phase diagrams. Researches in Earth Sciences, 14 (1) 18-31. https://doi.org/10.48308/esrj.2023.103056.

Ghadimi, A. (2009) Petrology and deformation of metamorphic rocks from Chavarzagh-Reyhan area located in south-west of Zanjan. 147 p., M.Sc. Thesis, Zanjan University, Zanjan, Iran (In Persian).

Ghadimi, A., Izadyar, J., Azimi, S., Mousavizadeh, M., and Eram M (2012) Metamorphism of Late Neoproterozoic-Early Cambrian Schists in Southwest of Zanjan from the Soltanieh Belt in Northwest of Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 23(2), 147-161.

Groppo, C., Rolfo, F., Castelli, D., and Mosca, P. (2017) Metamorphic CO2 production in collisional orogens: Petrological constraints from phase diagram modeling of Himalayan, scapolite-bearing, calc-silicate rocks in the NKC (F) MAS (T)-HC system. Journal of Petrology, 58 (1), 53-83. https://doi.org/10.1093/petrology/egx005.

Hassanzade, J., Stöcklin, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stöcklin, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., and walker, J.D. (2008) U-Pb- zorcon geochronology of late Neoproterozoic- Early Cambrian granitoid in Iran: Implication for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement. Tecttonophysics, 451, 71-96. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062.

Herron, M.M. (1988) Chemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Petrology, 58, 820-829. https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D .

Hoisch, T. D. (1990) 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 (1-2), 43-54. https://doi.org/10.1007/BF00307325.

Holland, T., and Powell, R. (2003) Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145, 492-501. https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z.

Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G. J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S. M., and Grove, M. (2008) Detrital zircon Mprovenance of Neoproterozoic to Cenozoic depositsinIran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. Tectonophysics, 451, 97-122. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063.

Husseini, M.I. (1989) Tectonic and depositional model of Late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining plates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73, 1117-1131. https://doi.org/10.1306/0C9B274F-1710-11D7-8645000102C1865D

Massonne, H.J. (2000) The upper thermal stability of chlorite + quartz: an experimental study in the system MgO-Al2O3-SiO2-H2O. Journal of metamorphic Geology, 7 (6), 567-581. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1989.tb00619.x

Miri, M. (2023) Investigation of metamorphic conditions and mineralogical changes at green-schist to amphibolite facies transition zone using phase diagrams and compositions of the mineral: a case study from the Kordestan province metabasites. Kharazmi Journal of Earth Sciences, 8 (1), 87-110. URL: http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2803-en.html

Ramezani, J., and Tucker, R.D. (2003) The Saghand region,central Iran: U-Pb geochronology, petrogensis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of Sciences, 303 (7), 622-655. DOI: https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622

Saki, A., Miri, M., and Oberhansli, R. (2021) Pseudosection modelling of the Precambrian meta-pelites from the Poshtuk area, NW Iran. Periodico di Mineralogia, 90, 325-340. https://doi.org/10.13133/2239-1002/16632.

Samani, B.A., Zhuyi, C., Xueto, G., and Chuan T. (1994) Geology of Precambrian in central Iran: On the context of stratigraphy, magmatism and metamorphism. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 3, 40-63.

Sandiford, M. (1999) Mechanics of basin inversion. Tectonophysics, 305 (1-3), 109-120. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00023-2

Schreyer, W., Mendehbach, O., Abroham, K., Gebert, W., and Muller, W.F. (1982) Kulkeite, a new metamorphic phyllosillicate mineral: ordered 1:1 chlorite/talk mixed-layer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80, 103-109. https://doi.org/10.1007/BF00374887

Spear, F. S. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America Monograph, 799 p. Washington.

Stampfli, G.M. (2000) Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., and Piper, J. D. A. Eds., Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area, Geological Society of London Special Publication, 1-23. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.01.

Stöcklin, J., and Eftekhar-ndezhad, J., (1969) Explanatory text of the zanjan Quadrangle Mape, 1/250000, Geological survey of Iran, Geological Quadrangle. NO. D4

Talbot, C.J., and Alavi, M. (1996) The past of a future syntaxis across the Zagros, In: Alsop, G. I., Blundell, D. J., Davison, I. Eds., Salt Tectonics, Geological Society of London Special Publication, 89-109. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.100.01.08.

Vidal, O., and Parra, T. (2000) Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite- phengite assemblages. Geological Journal, 35 (3-4), 139-161. https://doi.org/10.1002/gj.856

Wang, G.F., Banno, S., and Takeuchi, K. (1986) Reactions to define the biotite isograde in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. Contribution to Mineralogy and Petrology, 93, 9-17. https://doi.org/10.1007/BF00963581.

White, R. W., Powell, R. O. G. E. R., Holland, T. J. B., Johnson, T. E., and Green, E. C. R. (2014) New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. Journal of Metamorphic Geology, 32 (3), 261-286. https://doi.org/10.1111/jmg.12071.

Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95 (1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371.