

بررسی سنگ‌شناسی، شیمی کانی و ترموبارومتري مجموعه سنگ‌های دگرگونی شمال ازنا

مهسا طهماسبی^۱، علی اصغر سپاهی‌گرو^{۲ و ۳*}، میر محمد میری^۴ و جواد ایزدیار^۵

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۵- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

نویسنده مسئول: aasepahi@um.ac.ir *

نوع مقاله: پژوهشی

دریافت: ۱۴۰۳/۱/۲۵ پذیرش: ۱۴۰۳/۴/۱۸

چکیده

در شمال ازنا (پهنه سندانج - سیرجان)، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل اسلیت، فیلیت، آندالوزیت استارولیت میکاشیست، هورنفلس، مرمر و ماسه‌سنگ دگرگون شده رخنمون دارند که در نتیجه فازهای مختلف دگرگونی و دگرشکلی در طی فرورانش نفوتیس در ژوراسیک شکل گرفته‌اند. آنالیزهای شیمیایی ریزکاو الکترونی نشان دادند که گارنت‌ها غنی از آلماندین، بیوتیت‌ها غنی از منیزیم، پلاژیوکلازها از نوع پلاژیوکلاز سدیک و کلریت‌ها غنی از آهن و منیزیم هستند. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که گردهمایی کانیایی گارنت + استارولیت + بیوتیت + آندالوزیت در شرایط اوج دگرگونی ناحیه‌ای در رخساره آمفیبولیت میانی در شیست‌ها رخداد داشته است. پس از آن و در نتیجه نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، فاز دوم دگرگونی سبب تشکیل هورنفلس‌های گارنت + آندالوزیت + بیوتیت‌دار شده است. این سنگ‌ها سپس دچار دگرگونی برگشتی شده که در طی آن استارولیت‌ها و آندالوزیت‌ها با بیوتیت + مسکوویت + کلریت جایگزین گشته‌اند. نمودارهای ترمودینامیکی فازی محاسبه شده برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد فاز دگرگونی ناحیه‌ای در اوج خود به دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ کیلوبار رسیده است. در دگرگونی همبری، دما تا اندازه‌ای افزایش داشته که سبب تشکیل آندالوزیت‌های بیشتر در هورنفلس‌ها شده است. اگرچه، محتوای آلومینیوم سنگ‌مادر این سنگ‌ها امکان تشکیل گسترده آندالوزیت را فراهم نکرده است.

واژه‌های کلیدی: شیست، هورنفلس، استارولیت، آندالوزیت، نمودار فازی، ازنا

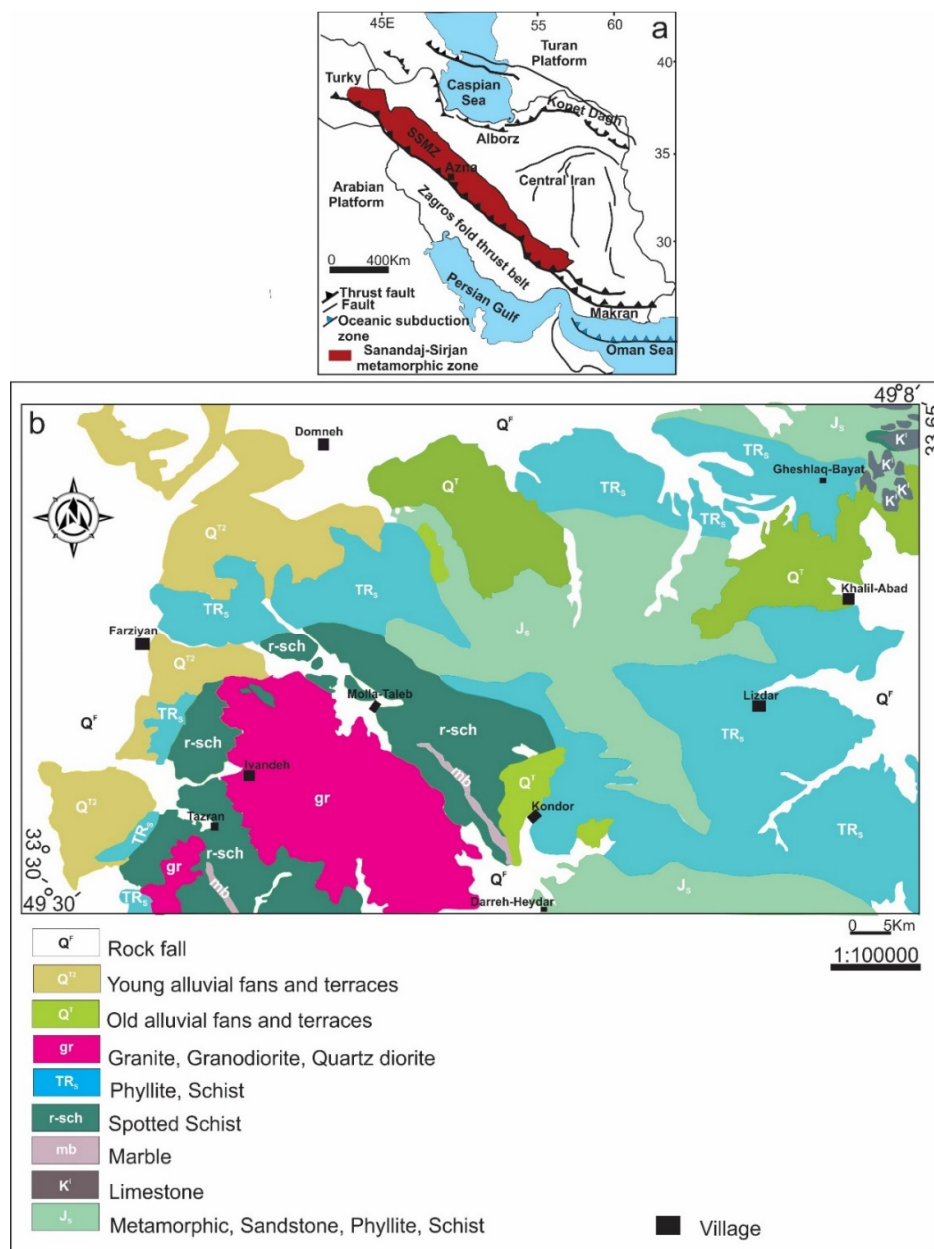
۱- پیشگفتار

مطالعه در شمال ازنا (شکل ۱) به عنوان بخشی از پهنه سندانج - سیرجان شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به همراه توده‌های گرانیتی است. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های درجه پائین تا متوسط دارای کانی‌های مسکوویت، بیوتیت، کلریت پتاسیم فلدسپارها و آلومینوسیلیکات‌ها و گارنت هستند. نفوذ توده‌های گرانیتی سبب رخداد دگرگونی همبری و شکل‌گیری هورنفلس در اطراف آن‌ها شده است. بررسی این سنگ‌های دگرگونی در مجاورت کمربند برشی متاگرانیت‌های شمال ازنا، رابطه بین ریزساختارهای اولیه حین فازهای دگرشکلی پیشرونده اولیه و تغییرات بعدی آن‌ها و امکان بازسازی دما - فشار همزمان با دگرشکلی‌های تدریجی را فراهم می‌کند. علاوه بر این، در پژوهش پیش‌رو، تغییر و تحول مجموعه

بررسی الگوی دما - فشار سنگ‌های دگرگونی یک منطقه، نشانه‌های خوبی برای بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی یک منطقه ارائه می‌دهد. پهنه سندانج - سیرجان به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا مکانی مناسب جهت بررسی نحوه تغییر شرایط دگرگونی در طی فرآیندهای زمین‌ساختی و ماگماتیسم می‌باشد. تغییر در شرایط دگرگونی سبب تغییر در گردهمایی‌های کانی‌ها می‌گردد تا همه فازها با یکدیگر به تعادل برسند. با بررسی این تغییر و تحولات می‌توان به درکی بهتر از نحوه رخداد فرآیندهای دگرگونی رسید. بررسی‌ها می‌توانند از راه مشاهدات سنگ‌نگاری نمونه‌های با گردهمایی کانیایی مختلف، بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و محاسبات ترمودینامیکی نمودارهای فازی صورت بگیرند. منطقه مورد

رہیافتی نو در جهت بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی منطقه حاصل گردد.

سنگ‌های دگرگونی شمال ازنا به وسیله مطالعه ترکیب شیمیایی کانی‌های شاخص و محاسبه نمودارهای ترمودینامیکی فازی مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد تا



شکل ۱. a: نقشه زمین‌شناسی ایران به همراه پهنه‌های ساختمانی برگرفته از (اشتوکلین، ۱۹۷۴) و b: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورچه (واعظی‌پور، ۱۹۸۵)

Fig. 1. a: Geological map with structural zones of Iran taken from (Stocklin, 1974), b: Geological map of the studied area based on the 1:100000 geological map of Varcheh (Vaezi Pour, 1985)

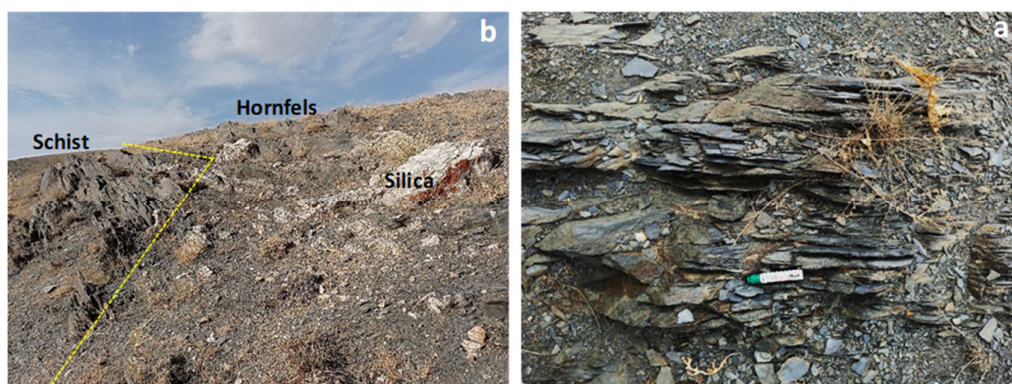
۲- زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تغییر شکل یافته با سن تریاس بالایی تا ژوراسیک و توده‌های نفوذی با ترکیبات متعدد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ قاسمی و تالپول، ۲۰۰۶؛ محجل و فرگوسن، ۲۰۱۴؛ حسن‌زاده و ورنیک، ۲۰۱۶؛

منطقه ازنا در بخش شمالی پهنه زمین‌ساختی سنج - سیرجان قرار دارد. این پهنه نواری به طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۱۰۰ کیلومتر و شامل توالی

دگرگونی مجاورتی با فازهای متفاوت دگرشکلی تشکیل شده‌اند. تکنونیزه شدن سنگ‌های منطقه تحت تاثیر گسل‌های فراوان حاضر در شمال شرق منطقه رخ داده است. سنگ‌های منطقه شامل فیلیت، استارولیت گارنت شیت، شیت‌های لکه‌ای، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، و هورنفلس با پروتولیت رسی و گریوکی هستند. شیت‌توزیته و فولیاسیون در متاپلیت‌ها به وضوح دیده می‌شود (شکل ۲a). همچنین لایه‌هایی از مرمر در قسمت‌هایی از جنوب تازران با ضخامت متوسط تا ۶ متر و گاهی بیشتر رخمون دارند. گرانیات، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت ژوراسیک میانی و بالایی بیشترین حجم سنگ‌های نفوذی منطقه ازنا و الیگودرز (اثنی‌عشری و همکاران، ۲۰۱۲) به خود اختصاص می‌دهند. هورنفلس‌ها در هاله دگرگونی توده‌های نفوذی شکل گرفته‌اند. رگه‌های سیلیس به صورت پراکنده در این مناطق وجود دارد که توالی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را قطع کرده‌اند (شکل ۲b). آثار رخداد چند دگرگونی و چند دگرشکلی همانند دیگر مناطق سنندج - سیرجان در اینجا نیز مشهود هستند.

عزیزی و همکاران، ۲۰۱۹). این پهنه در نتیجه همگرایی بخش شمالی گندوانا با جنوب اوراسیا، در بین زون ایران مرکزی و راندگی اصلی زاگرس شکل گرفته است (سنگور، ۱۹۹۰؛ علوی، ۱۹۹۴). این رویداد، همزمان با فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس سبب شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی فشار متوسط - حرارت متوسط تا حرارت بالا در ژوراسیک و کرتاسه گشته است (برای مثال ساکی و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۲۰؛ محجل و فرگوسن، ۲۰۱۴؛ شیخ الاسلام، ۲۰۱۵؛ حسن‌زاده و ورنیک، ۲۰۱۶؛ شفائی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۶؛ محمودی و بهاری‌فر، ۲۰۱۸؛ سپاهی و همکاران، ۲۰۱۸؛ فضل‌نیا و همکاران، ۲۰۲۳؛ میری و همکاران، ۲۰۲۴). در برخی از بخش‌ها، دگرگونی‌های درجه بالا سبب آتاکسی و تشکیل میگماتیت نیز شده‌اند. با توجه به پیشینه زمین‌شناسی پهنه سنندج-سیرجان، رخداد دگرشکلی‌های چند مرحله‌ای در سنگ‌های آن قابل بررسی است. ارتفاعات و دامنه‌های تازران در شمال ازنا در حاشیه شرقی نوار سنندج - سیرجان، بخشی از فاز کوهزایی زاگرس هستند (شکل ۱). مجموعه دگرگونی ازنا از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، متاگرانیات و سنگ‌های



شکل ۲. a: نمایی از شیت‌های شمال ازنا و b: سنگ‌های میکایی هورنفلس و شیت در مجاورت رگه سیلیسی، شمال ازنا، دید به شمال.
Fig. 2. a: View of the schists north of Azna. b: Mica hornfels rocks and schists in the vicinity of the siliceous vein north of Azna, looking to north.

۳- روش پژوهش

پس از بررسی دقیق روابط صحرایی و ساختاری سنگ‌های دگرگونی منطقه، حدود ۷۰ نمونه سنگ مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند. با توجه به نیازهای پژوهش و گردهمایی‌های کانی‌های در تعادل، تعداد ۲ نمونه جهت تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها انتخاب شدند. آنالیزهای میکروپروپ در دانشگاه زمین و علوم محیطی پوتسدام آلمان و توسط دستگاه JEOL JXA-۸۲۰۰ با ولتاژ KV

۱۵ و جریان NA ۲۰ با باریکه ۲-۱۰ Mm صورت گرفتند. همچنین، ترکیب شیمیایی سنگ‌کل یک نمونه گارنت استارولیت‌شیت و یک نمونه گارنت هورنفلس با روش XRF توسط دستگاه پراش سنج RIG AKU مدل ۲۵۰۰ RU تحت فاز ۴۰ KV و ۸۰ MA با آند مس در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه زاراگوزا کشور اسپانیا تعیین شدند. دقت میانگین نتایج در آنالیزهای XRF ± 0.25 گزارش شده است.

۴- نتایج

۴-۱- سنگ‌نگاری

اسلیت و فیلیت: کانی‌های کوارتز، موسکویت و کلریت به ترتیب شاخص‌ترین کانی‌ها در این سنگ‌ها هستند. اغلب گرافیت هم در فیلیت و اسلیت‌های تازران وجود دارد. در اغلب موارد بلورهای سنگ به قدری ریز هستند که قابل تشخیص نیستند. جهت‌گیری کانی‌ها در امتداد محور ریزچین‌ها S1 و یا چین‌های جناغی S2، شکستگی و خردشدگی و کشیدگی دانه‌های کوارتز در جهت خطوارگی و شیستوزیته و یا به صورت پراکنده و حفره پرکن از فابریک‌های دگرشکلی سنگ هستند (شکل ۳a).

گارنت استارولیت شیست: بافت اصلی در این سنگ‌ها پورفایرولپیدوبلاستیک، لپیدوبلاستیک و در بخش‌هایی گرانولپیدوبلاستیک است. کانی‌ها در این نمونه‌ها عمدتاً شامل کوارتز، موسکویت، کلریت، گارنت، استارولیت، آندالوزیت، بیوتیت و کانی‌های ایک است (شکل ۳f,g). علاوه بر این‌ها، تورمالین، روتیل، ایلمنیت و گرافیت حضور دارند. گردهمایی گارنت + بیوتیت + استارولیت ± آندالوزیت را می‌توان به عنوان گردهمایی اوج دگرگونی در این سنگ‌ها در نظر گرفت که با شرایط رخساره آمفیبولیت میانی سازگاری دارد. این کانی‌ها در ادامه دچار دگرگونی

برگشتی شده که سبب جایگزینی استارولیت‌ها و گارنت‌ها با مسکوویت و کلریتی شدن بیوتیت‌ها گشته است (شکل ۳g). فازهای دگرشکلی به صورت یال‌های چین‌های جناغی S1 و یال‌های ریزچین‌های میکروسکوپی S2، باقیمانده‌های ادخال در مرکز پورفایرولباست‌ها D2، خلاف شیستوزیته خارجی و در حاشیه فشارشی D2، اطراف کانی‌های پورفایرپویی کلاست D1 دیده می‌شود. پورفایرولباست‌های این میکاها اغلب با سایه‌های فشارشی خود تقارن منوکلینیک نوع سیگما σ نمایش می‌دهند (شکل ۳f). گارنت‌ها در بین خمیره سنگ و گاهی مابین فولیاسیون سنگ دیده شده یا در بلورهای استارولیت‌های سریسیتی شده حضور دارند (شکل ۳g). در اینجا استارولیت حاشیه فشارشی مشترکی با گارنت تشکیل داده که شامل بلورهای خرد شده کوارتز و بیوتیت و گارنت و استارولیت است (شکل ۳g) پورفایرولباست‌های گارنت (قطر ۱ تا ۰/۸ میلی‌متر) دارای یا فاقد میانبرهای کوارتز و بیوتیت و اسفن با اندازه مختلف و گاهی تکتونیزه و شکسته شده‌اند. دسته‌ای از گارنت‌های این سنگ‌ها بدون حاشیه فشارشی هستند و وقوع آن‌ها را می‌توان به بعد از حادثه تغییرات دگرگونی نسبت داد. توالی پاراژنزی این سنگ‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. نمودار فازهای تقریبی دگرگونی‌های پیشرونده مرحله اول و دگرگونی پسرورنده مرحله دوم با احتساب فابریک.

Table 1. Diagram of the approximate phases of the progressive metamorphism of the first stage and the regressive metamorphism of the second stage, including the fabric.

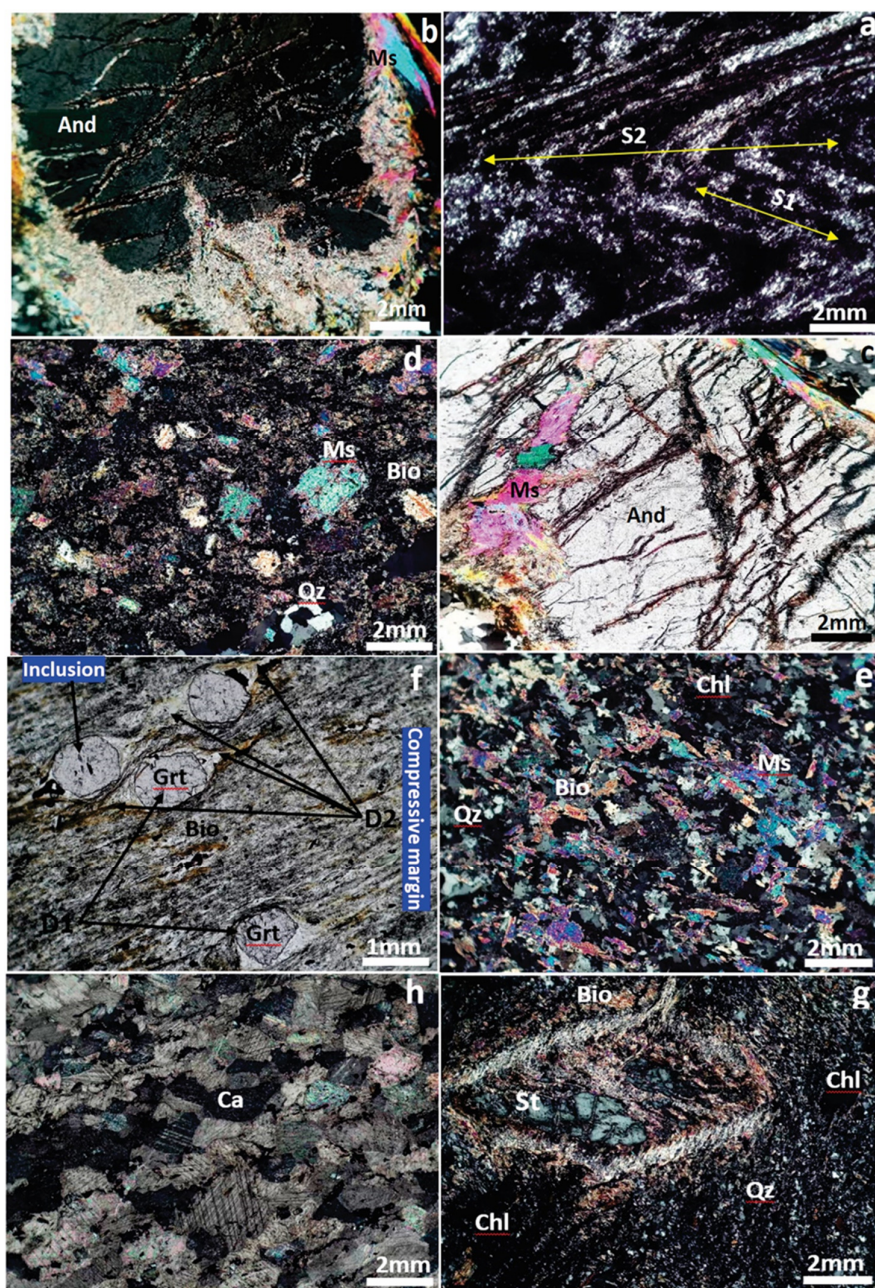
توضیحات	D2	D1	مراحل دگرشکلی
	M2	M1	مراحل دگرگونی
ادخال در مرکز پوئی کیلوبلاست‌ها D2، خلاف شیستوزیته و دارای ساختار منطقه بندی در شیستوزیته اصلی			White -mica, first stage
مرکز پلاژیوکلاز سدیک D1 دارای انکلوژون و نسبت به شیستوزیته خارجی دارای منطقه بندی است.			Plagioclase
مرکزیت کانی با میانبر پر شده است.			Garnet, first stage
حاشیه فشارشی کانی D2 دارای منطقه بندی است.			White -mica, second stage
در گام اول پورفایرولباست‌هایی در شیستوزیته اصلی، در گام دوم جزئی از شیستوزیته سنگ			Biotite
جزئی از حاشیه فشارشی پورفایرولباست‌ها D2			Chlorite
بلورهای تکتونیزه شده D2 در مشاهدات فابریکی			Garnet, second stage

شیست لکه‌ای: اسلیت، فیلیت و شیست‌های لکه‌ای بخشی از رخنمون‌های پراکنده را در بر می‌گیرد. وسعت این بخش به نسبت کم و حداقلی است. در این نمونه‌ها تکه‌های خرد شده کوارتز، بیوتیت، پتاسیم-فلدسپار دیده می‌شوند.

دگرگونی برگشتی سبب سریسیتی شدن آندالوزیت‌ها و کردیریت‌ها و کلریتی شدن بیوتیت‌ها شده است. این فرآیند سبب ایجاد بافت لکه‌ای در این سنگ‌ها گشته است. حاشیه فشارشی در اطراف این لکه‌ها تشکیل شده‌اند. لکه‌ها

گاهی به اندازه‌ای است که ماهیت سنگ اولیه قابل تشخیص نیست.

احتمالا اثرات فاز دگرسانی یا دگرگونی پسروده هستند. گاهی تکه‌هایی از استارولیت و آندالوزیت در مرکز لکه‌ها باقی مانده است (شکل‌های d,e). شدت این دگرگونی



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی (XPL) از انواع سنگ‌های ناحیه‌ای و مجاورتی منطقه تازران، a: فیلیت با برگرگی S2 و S1، b,c: اندالوزیت پورفایرولایت جایگزین شده توسط موسکوویت و سیرسیت در هورنفلس‌ها، d: شیسیت لکه‌ای با زمینه‌ای سیرسیتی از موسکوویت و بیوتیت، کوارتز و گرافیت، e: میکاشیست، f: میکاشیست، g: گارنت میکاشیست شده، با شواهد فازهای دگرشکلی و دگرگونی مرحله اول (M1,D1) در پورفایرولایت‌های گارنت و استارولیت و استارولیت و M2 و D2 در سایه فشارشی کانی‌های پورفایرولایت. h: مرمر با کلسیت‌های تجدیدتبلور یافته. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (۲۰۱۰).

Fig. 3. Microscopic images (XPL) of the regional and contact rocks from the north Tazran area. a : Phyllite with S2, S1 foliations; b,c: Andalusite porphyroblasts substituted by muscovite and sericite in the hornfels; d: spotted schist containing muscovite and sericite, biotite, quartz and graphite; e: micachist; f: Garnet mica schist, with the evidence of first phases of metamorphism and deformation (M1, D1) around the garnet and staurolite porphyroblasts, and D2 and M2 in the compression shadows; h: marble with recrystallized calcites. The mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).

ترکیب نهایی اعضای گارنت‌ها پیروپ - آلماندن - گروسولار - اسپسارتن بدست آمد. محدوده تغییرات اعضای نهایی در شیت‌ها $Py_{5.5-5.9}$ ، نوع $Gr_{3.1-4.1}$ ، نوع $Alm_{72.7-75.3}$ و نوع $Spss_{13.49-18.85}$ و تغییرات اعضای برای هورنفلس $Py_{5.8-5.9}$ ، $Gr_{3.34-3.45}$ ، $Alm_{71.95-72.71}$ و $Spss_{17.75-18.85}$ می‌باشند (شکل ۴a).

استارولیت: ترکیب اعضای نهایی استارولیت با احتساب ۲۲ اکسیژن، آهن - استارولیت و منیزیم - استارولیت با دامنه تغییرات $Fst_{0.56-0.10}$ و $Mst_{0.037}$ متغییر است. بررسی نتایج اعضای نهایی ترکیب آهن دار استارولیت‌ها را در (شکل ۴b) نشان می‌دهد.

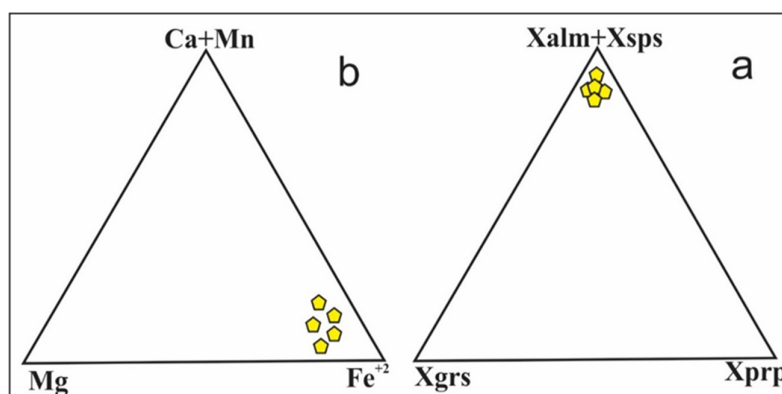
مسکوویت: ترکیب شیمیایی و مقادیر کاتیون ساختاری مسکوویت‌ها بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده‌اند. در تمام بلورهای آنالیز شده، عضو انتهایی مسکوویت بر دیگران برتری داشته $Al_2O_3-K_2O$ - ۰/۶۴-۰/۷۶ و در نمودار سه‌تایی $(FeO+MgO)$ نمونه‌ها در قطب مسکوویت قرار می‌گیرند (شکل ۴a). تفاوت مشخصی بین مسکوویت‌های هورنفلس و شیت وجود ندارد، اگرچه سدیم مسکوویت‌های شیت‌ها اندکی بالاتر است (جدول ۲).

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازهای به طور کلی دارای ترکیب پلاژیوکلاز سدیک هستند. ترکیب پلاژیوکلاز در گارنت میکاشیت‌ها $Or_{0.20-0.56}$ - $An_{4.14-20.24}$ - $Ab_{79.19-95.64}$ بوده و در هورنفلس‌ها در محدوده $Ab_{75.33-82.61}$ - $Or_{15.63-24.41}$ - $An_{1.76-0.26}$ می‌باشد (شکل ۴b).

گارنت استارولیت هورنفلس: هورنفلس‌های ازنا در نزدیکی توده پلوتونیک رخداد دارند، اما تماس واقعی اغلب یا وجود ندارد یا مرز آن‌ها پنهان است. بافت این سنگ‌ها پورفیروگرانوبلاستیک است، اگرچه در برخی نقاط آثاری از جهت‌یافتگی پیش از دگرگونی همبری به چشم می‌خورد. کوارتز، موسکویت، کلریت، بیوتیت، آندالوزیت و استارولیت کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۳c، b). گاهی به علت وجود رگچه‌های کوارتز سنگ دچار تبلور دوباره شده است. استارولیت در اندازه‌های مختلف تا بلورهای با طول ۵ cm و در زمینه‌ای متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، موسکویت و بیوتیت رخداد دارد. استارولیت‌ها و آندالوزیت‌ها خرده شده و هم سرسیتی شده هستند. **مرمر:** کلسیت کانی اصلی سنگ است (شکل ۳g). رگچه‌های کوارتز به صورت پراکنده گاهی به همراه بلورهای تالک دیده می‌شود. دانه‌های هم بعد و موزائیکی کلسیت با بافت گرانوبلاستیک نشان دهنده شکل‌گیری آن‌ها در نتیجه دگرگونی مجاورتی است. در بعضی قسمت‌ها مرمرها دارای آثار شکستگی مزدوج و چین‌خوردگی بوده و فابریک‌های δ ، σ و یا جهت استرس برشی چپ‌بر را به وضوح نشان می‌دهند.

۵- شیمی کانی

گارنت: جدول ۲ ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت آنالیز شده در نمونه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. ترکیب ساختاری کانی‌ها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شدند.



شکل ۴. a: ترکیب گارنت‌ها در نمودار سه‌تایی Alm + Sps-Prp- Grs (رایت، ۱۹۸۳) و b: ترکیب استارولیت‌ها در نمودار سه‌تایی Ca+Mn, Mg, Fe⁺²

Fig. 4. a: The composition of garnets in the ternary diagram Alm + Sps-Prp-Grs (Wright, 1983). b: The composition of staurolites in the Ca+Mn, Mg, Fe⁺² ternary diagram.

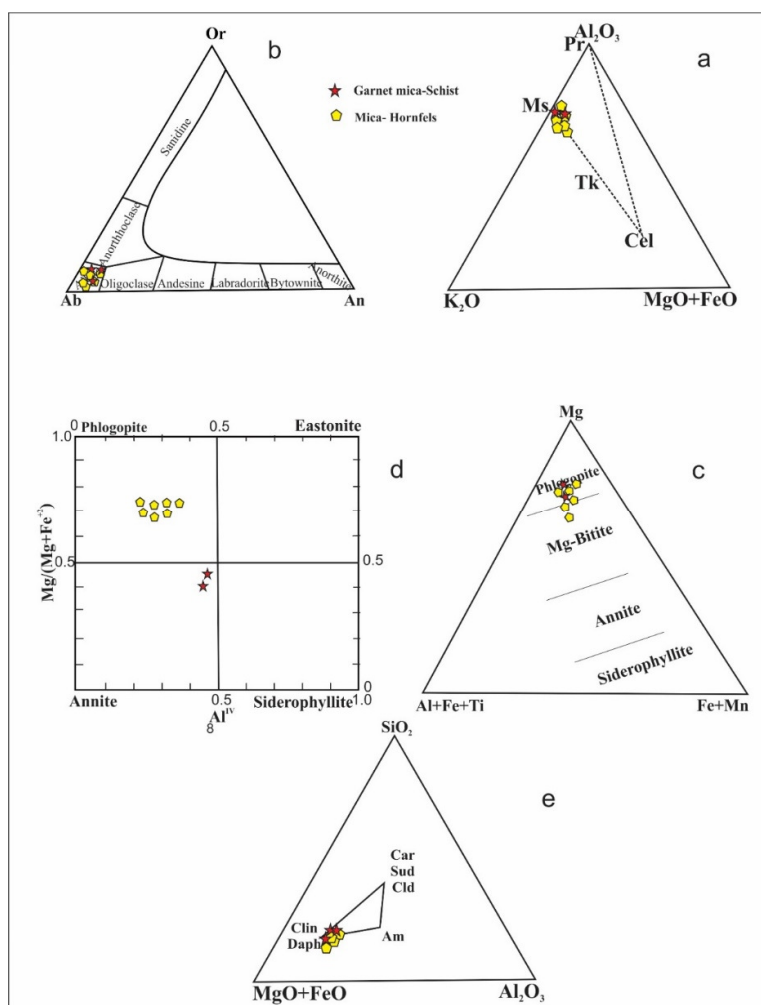
جدول ۲. آنالیز میکروپروب انواع کانی‌های گارنت، استارولیت و موسکویت در سنگ‌های دگرگونی شمال ازنا، تازران

Table 4. Microprobe analysis of biotite and chlorite minerals in metamorphic rocks of North of Azna, Tazran.

	Garnet Schist			Mica-Hornfels		Mica-Hornfels					Mica-Hornfels			
	Gr			Gr		St					Mus			
SiO ₂	36.883	36.923	36.857	36.643	36.974	39.522	39.983	28.839	27.133	28.056	48.436	48.408	48.018	48.050
TiO ₂	0.004	0.063	0.085	0.046	0.091	0.091	0.045	0.411	0.285	0.405	0.158	0.128	0.317	0.065
Al ₂ O ₃	21.395	21.374	21.647	21.426	21.445	23.057	23.515	54.169	55.755	54.713	37.978	37.637	37.470	37.350
FeO	32.765	33.483	32.593	31.839	31.425	24.383	24.581	12.009	12.144	11.877	1.055	1.037	1.230	1.397
MnO	7.011	5.883	7.194	7.724	8.231	0.618	0.659	0.286	0.263	0.252	0.009	0.019	0.000	0.026
MgO	1.365	1.464	1.428	1.469	1.449	10.274	10.391	0.908	0.921	0.896	0.346	0.488	0.533	0.694
CaO	1.084	1.446	1.382	1.181	1.154	4.272	4.307	0.018	0.006	0.0	0.020	0.035	0.036	0.018
Na ₂ O	0.015	0.020	0.000	0.028	0.012	0.0	0.001	0.047	0.042	0.047	0.741	0.705	0.648	0.686
K ₂ O	0.003	0.000	0.006	0.000	0.000	0.0	0.0	0.004	0.0	0.011	9.361	9.354	9.341	9.267
Cl	0.003	0.000	0.002	0.000	0.003	0.001	0.002	0.0	0.0	0.004	0.000	0.003	0.013	0.011
Total	100.52	100.66	79.55	100.36	100.78	102.22	103.48	96.69	96.55	96.26	98.10	97.81	97.63	97.66
12O						24O					22O			
Si	2.980	2.978	2.960	2.967	2.977	11.310	11.295	8.001	7.560	7.821	6.182	6.197	6.170	6.180
Al	2.043	2.037	3.275	2.049	2.041	7.778	7.831	17.718	18.315	17.982	1.818	1.803	1.830	1.820
Al _{IV}	0.019	0.021	0.039	0.032	0.022	2.591	2.598	4.173	4.384	4.259	3.895	3.876	3.845	3.842
Al _{VI}	2.022	2.015	2.014	2.016	2.017	1.128	1.147	4.301	4.375	4.340	5.437	5.405	5.407	5.393
Ti	0.00	0.003	0.005	0.002	0.005	0.020	0.010	0.086	0.060	0.085	0.015	0.012	0.031	0.006
Fe ⁺²	2.244	2.283	2.215	2.182	2.146	5.835	5.807	2.787	2.830	2.769	0.113	0.111	0.132	0.150
Mn	0.479	0.401	0.489	0.529	0.563	0.150	0.158	0.067	0.062	0.060	0.001	0.002	0.00	0.003
Mg	0.165	0.176	0.176	0.170	0.177	0.173	4.375	0.375	0.382	0.372	0.066	0.093	0.102	0.133
Ca	0.094	0.125	0.118	0.102	0.099	1.310	1.304	0.005	0.002	0.00	0.003	0.005	0.005	0.002
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.001	0.025	0.023	0.025	0.183	0.175	0.161	0.171
K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.001	0.0	0.00	1.524	1.527	1.531	1.520
py	5.516	5.910	5.775	5.976	5.841	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gr	3.149	4.196	4.017	3.453	3.344	-	-	-	-	-	-	-	-	-
alm	75.232	76.396	73.673	72.715	71.956	-	-	-	-	-	-	-	-	-
spss	16.101	13.496	16.533	17.855	18.856	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fst	-	-	-	-	-	0.10	0.100	0.55	0.56	0.56	-	-	-	-
mu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.77	0.76	0.76	0.77
cel	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00
fecl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00
pa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.261	0.253	0.210	0.197

کلریت: ترکیب شیمیایی ساختاری کلریت‌ها بر مبنای ۱۴ اکسیژن برای شیست‌ها و هورنفلس‌ها محاسبه شده‌اند (جدول ۴). بازه تغییرات Clin, Daph, Ames برای گارنت میکاشیست و هورنفلس در شکل ۵ ترسیم شده است. این نمونه‌ها در نمودار رده‌بندی SiO₂-FeO-Al₂O₃ در نزدیکی قطب کلینوکلر تا دافنیت قرار می‌گیرند (شکل ۵e).

بیوتیت: بیوتیت‌های آنالیز شده در شیست و هورنفلس تفاوت بسیار آشکاری با یکدیگر دارند (جدول‌های ۴ و ۳). مهم‌ترین تفاوت در محتوای منیزیم بسیار بالاتر بیوتیت-های هورنفلس نسبت به بیوتیت‌های شیست است که سبب بالا رفتن مقدار عضو انتهایی فلوگوپیت در آن‌ها شده است. این تفاوت در نمودار Al_{VI} در برابر Mg# این بیوتیت‌ها کاملاً آشکار است. این موضوع نشان‌دهنده تفاوت در شرایط شکل‌گیری آن‌ها می‌باشد.



شکل ۵. نمودارهای رده‌بندی کانی‌های مورد بررسی، a: نمودار سه‌تایی $\text{MgO}+\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ برای موسکوویت‌ها (ویدال و پارا، ۲۰۰۰)، b: نمودار سه‌تایی $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$ برای فلدسپارها (دبیر و همکاران، ۱۹۹۲)، c: نمودار سه‌تایی $\text{Mg} - \text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti} - \text{Fe}+\text{Mn}$ برای بیوتیت‌ها (فوستر، ۱۹۶۰)، d: نمودار Al^{IV} در برابر $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ برای بیوتیت (دبیر و همکاران، ۱۹۹۲؛ گودتی، ۱۹۸۴) و e: نمودار سه‌تایی $\text{MgO}+\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ برای اعضای نهایی کلریت‌ها (ویدال و پارا، ۲۰۰۰).

Fig. 5. a: Classification diagrams for the studied minerals. a: $\text{MgO}+\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ ternary diagram for the muscovites (Vidal & Parra, 2000). b: $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$ ternary diagram for the feldspars (Deer et al., 1992). c: $\text{Mg} - \text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti} - \text{Fe}+\text{Mn}$ ternary diagram for the biotites (Foster, 1960). d: Al^{IV} vs. $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ for the biotites (Deer et al., 1992 and Guidotti, 1984). e: $\text{MgO}+\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ ternary diagram of the chlorite end members (Vidal & Parra, 2000).

۶- دما - فشارسنجی

شده‌اند و هم بیوتیت‌ها با کلریت که نشان‌دهنده عدم تعادل آن‌ها است. از سوی دیگر، دمای به دست آمده از روش تیتانیم در مسکوویت بیشینه دمای ۴۷۰ درجه سانتی‌گراد و ۴۵۴ درجه سانتی‌گراد را به ترتیب برای هورنفلس‌ها و شیست‌ها به دست می‌دهد. همچنین دماسنجی تیتانیم در بیوتیت (وو و چن، ۲۰۱۵) نیز بیشینه دمای ۴۷۸ درجه سانتی‌گراد را برای هورنفلس‌ها ارائه می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که استفاده از این روش‌ها برای بررسی سنگ‌های منطقه ازنا-تازران کافی نبوده و نیاز به استفاده از محاسبات ترمودینامیکی وجود دارد.

محاسبات دما و فشارسنجی با استفاده از زوج کانی‌ها، یکی از روش‌های متداول در تخمین شرایط دگرگونی است، اما باید در استفاده از این کانی‌ها دقت نمود. کانی‌های مورد استفاده باید از نظر بافتی کاملاً با یکدیگر در تعادل باشند تا محاسبات به نتایج مطلب برسد. در غیر این صورت نتایج به دست آمده قابل استناد نخواهند بود. با توجه به مشاهدات سنگ‌نگاری و رخداد دگرگونی برگشتی در نمونه‌ها، امکان استفاده از زوج کانی‌های گارنت-بیوتیت فراهم نیست چرا که هم گارنت‌ها با مسکوویت جایگزین

جدول ۳. آنالیز میکروپروب انواع کانی‌های موسکوویت، پلاژیوکلاز و بیوتیت در سنگ‌های دگرگونی شمال ازنا، تازران.

Table 3. Microprobe analysis of muscovite, plagioclase and biotite minerals in metamorphic rocks north of Azna, Tazran.

	Mica-Hornfels		Garnet Schist		Mica-Hornfels						Garnet Schist			M-HO
	Mus		Mus		Plag						Plag			Bi
SiO ₂	51.279	47.754	47.629	46.944	64.258	63.646	63.413	62.282	65.404	62.207	67.931	65.649	63.033	39.983
TiO ₂	0.204	0.194	0.277	0.087	0.009	0.000	0.003	0.015	0.031	0.000	0.000	0.000	0.009	0.045
Al ₂ O ₃	34.169	37.170	37.314	37.569	22.754	22.609	23.869	24.258	23.352	24.407	20.515	21.893	23.369	15.706
FeO	0.944	0.978	1.083	0.978	0.262	0.150	0.165	0.199	0.209	0.268	0.113	0.105	0.284	10.680
MnO	0.001	0.005	0.000	0.000	0.000	0.023	0.013	0.000	0.011	0.000	0.020	0.000	0.000	0.156
MgO	0.574	0.623	0.397	0.419	0.004	0.000	0.010	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	19.207
CaO	0.009	0.007	0.002	0.000	4.094	3.153	4.873	4.788	4.525	5.081	0.864	2.382	4.139	0.026
Na ₂ O	0.614	0.699	1.121	1.123	8.765	9.207	8.563	8.565	8.580	8.664	11.036	10.032	8.948	0.099
K ₂ O	8.644	9.274	9.110	9.032	0.106	0.298	0.044	0.037	0.051	0.046	0.039	0.035	0.097	9.927
Cl	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012
Total	96.44	96.72	96.933	96.153	100.28	99.10	100.97	100.17	102.19	100.72	100.518	100.096	99.879	96.01
	22O				8O						11O			
Si	6.596	6.185	6.162	6.121	11.30	11.32	11.10	11.01	11.28	10.96	11.82	11.52	11.52	2.874
Al	1.404	19.228	19.258	19.222	0.925	0.908	1.029	1.074	0.949	1.101	0.670	0.817	0.996	1.00
Al _{IV}	3.776	1.815	1.838	1.879	2.028	2.062	2.063	2.105	2.019	2.089	1.939	2.006	2.065	2.355
Al _{VI}	4.884	3.859	3.852	3.894	2.953	2.970	3.093	3.180	2.967	3.190	2.609	2.823	3.061	0.259
Ti	0.020	0.019	0.027	0.009	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002
Fe ⁺²	0.102	0.106	0.117	0.107	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.381
Mn	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.009
Mg	0.110	0.120	0.077	0.081	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.047
Ca	0.001	0.001	0.00	0.00	0.77	0.1502	0.2286	0.2266	0.2091	0.240	0.0403	0.1119	0.1962	0.002
Na	0.153	0.176	0.281	0.284	2.99	3.18	2.91	2.93	2.87	2.96	3.72	3.41	3.07	0.14
K	1.418	1.532	1.503	1.502	0.02	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.911
mu	0.64	0.75	0.73	0.76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cel	0.030	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fcel	0.027	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
pa	0.347	0.241	0.41	0.38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
An	-	-	-	-	20.39	15.63	23.86	23.55	22.50	24.41	4.14	11.58	20.24	-
Ab	-	-	-	-	78.98	82.61	75.88	76.23	77.20	75.33	95.64	88.22	79.19	-
Or	-	-	-	-	0.63	1.76	0.26	0.22	0.30	0.26	0.22	0.20	0.56	-
phl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.787
ann	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.209

۷- بحث

محاسبه شد. با فرض اینکه هورنفلس‌ها و شپست‌ها سنگ

مادر مشترک داشتند، از نتایج این نمودار برای بررسی هر دو نوع سنگ استفاده می‌شود. سیستم شیمیایی به صورت MnO-Na₂O-K₂O-CaO-FeO-) MnNCKFMASH (MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) در نظر گرفته شد تا بیشترین تعداد فاز ممکن امکان تشکیل داشته باشند. مقدار LOI این نمونه برابر با ۳ درصد وزنی بوده که به عنوان H₂O

نمودارهای فازی: جهت بررسی شرایط دگرگونی سنگ‌های مورد مطالعه، یک نمودار فازی بر اساس ترکیب شیمیایی نمونه شپست شامل SiO₂: ۵۰/۶۵ درصد وزنی، Al₂O₃: ۱۸/۶۵ درصد وزنی، FeO: ۶/۱۲ درصد وزنی، MnO: ۰/۲ درصد وزنی، MgO: ۲/۱۶ درصد وزنی، CaO: ۱/۰۱ درصد وزنی، Na₂O: ۱/۱۲ درصد وزنی و K₂O: ۲/۶۵ درصد وزنی

و Melt(W) برای مذاب، (وایت و همکاران، ۲۰۱۴) به کار گرفته شدند. برای محاسبات از نرم‌افزار GeoPs (یانگ و کونولی، ۲۰۲۲) نسخه ۳,۵,۵,۴۲۷ منتشر شده در سال ۲۰۲۴ استفاده شد.

خالص در محاسبات منظور گردید. مدل‌های محلول جامد Gt(W) برای گارنت، Bio(W) برای بیوتیت، Mica(W) برای مسکوویت، St(W) برای استارولیت، Crd(W) برای کلدیریت، Chl(W) برای کلریت، Fsp(W) برای فلدسپات

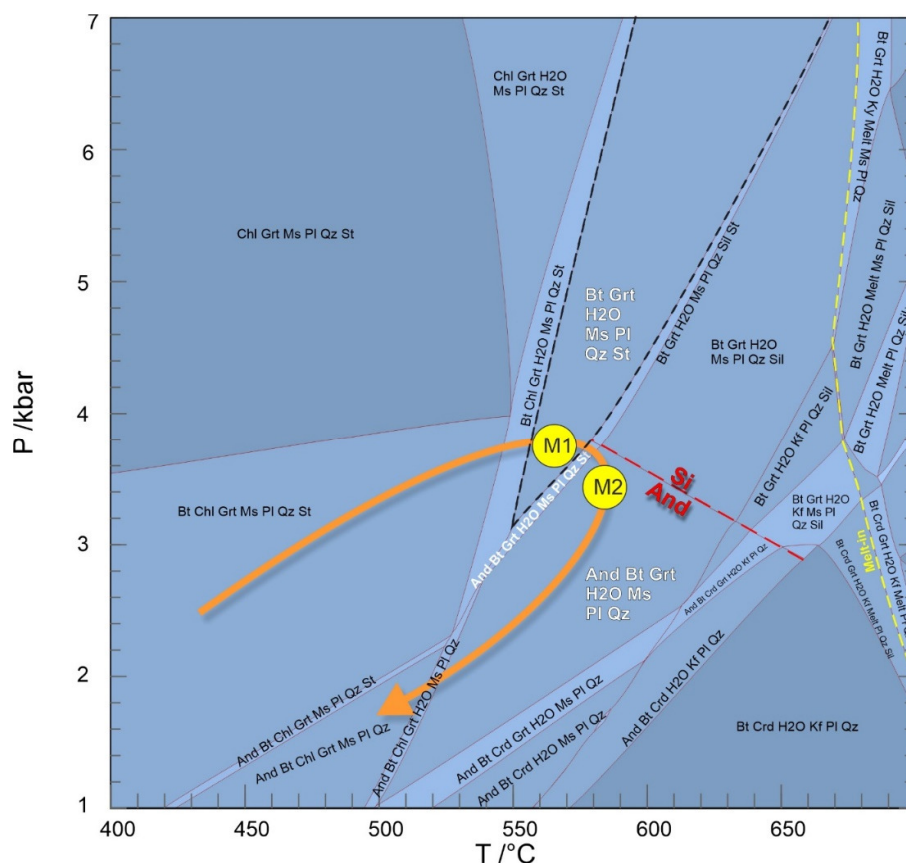
جدول ۴. آنالیز میکروپروب انواع کانی‌های بیوتیت و کلریت در سنگ‌های دگرگونی شمال ازنا، تازران.

Table 4. Microprobe analysis of biotite and chlorite minerals in metamorphic rocks of North of Azna, Tazran.

	Mica-Hornfels					Garnet Schist		Mica-Hornfels				Garnet Schist		
	Bi					Bi		Chl				Chl		
SiO ₂	38.484	38.562	39.741	39.522	38.795	32.081	25.378	24.536	24.076	24.454	23.893	24.115	25.185	24.490
TiO ₂	1.471	1.365	0.026	0.035	1.346	1.170	0.175	0.017	0.069	0.037	0.042	0.041	0.053	0.068
Al ₂ O ₃	15.706	15.605	15.045	15.746	15.246	19.982	22.992	24.309	24.394	24.263	24.386	23.930	23.743	23.189
FeO	10.680	10.354	10.685	10.365	10.578	23.736	29.499	28.933	29.824	28.732	29.684	29.776	29.792	30.800
MnO	0.156	0.2356	0.126	0.145	0.137	0.099	0.160	0.460	0.502	0.423	0.439	0.196	0.142	0.157
MgO	19.207	19.542	19.035	19.035	19.451	8.860	11.219	11.471	11.133	11.117	11.002	11.468	11.522	11.305
CaO	0.026	0.023	0.026	0.027	0.028	0.684	0.149	0.028	0.013	0.045	0.028	0.016	0.024	0.080
Na ₂ O	0.099	0.099	0.069	0.035	0.095	0.071	0.016	0.012	0.007	0.003	0.016	0.011	0.019	0.035
K ₂ O	9.927	9.653	9.215	9.012	9.845	2.967	0.279	0.055	0.009	0.036	0.015	0.111	0.067	0.057
Cl	0.012	0.011	0.012	0.013	0.011	0.089	0.032	0.008	0.004	0.014	0.000	0.018	0.015	0.021
Total	95.93	95.93	94.15	94.10	95.70	89.719	89.892	89.82	90.07	89.11	89.11	89.678	90.559	90.197
11O								28O						
Si	2.804	2.805	2.887	2.863	2.825	2.486	2.018	5.119	5.046	5.135	5.036	5.074	5.218	5.149
Al	1.119	1.117	0.958	1.012	1.077	1.482	1.926	2.998	3.018	3.013	3.013	2.973	2.909	2.878
Al _{IV}	2.506	2.494	2.295	2.336	2.462	2.852	3.820	2.881	2.954	2.865	2.964	2.926	2.782	2.851
Al _{VI}	0.137	0.132	0.251	0.324	0.103	0.928	0.645	3.113	3.082	3.160	3.105	3.017	3.033	2.904
Ti	0.078	0.074	0.005	0.005	0.072	0.074	0.00	0.003	0.011	0.006	0.007	0.006	0.008	0.011
Fe ⁺²	0.55	0.382	0.345	0.340	0.401	0.973	1.024	4.925	5.147	4.879	5.153	5.194	5.023	5.384
Mn	0.10	0.015	0.008	0.009	0.008	0.006	0.011	0.081	0.089	0.075	0.078	0.035	0.025	0.028
Mg	2.076	2.111	2.050	2.045	2.102	0.919	1.259	3.568	3.478	3.480	3.457	3.597	3.558	3.543
Ca	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.057	0.013	0.006	0.003	0.010	0.006	0.004	0.005	0.018
Na	0.014	0.014	0.010	0.005	0.013	0.011	0.002	0.010	0.006	0.002	0.013	0.009	0.015	0.029
K	0.923	0.902	0.866	0.848	0.917	0.468	0.220	0.007	0.007	0.005	0.001	0.060	0.035	0.031
phl	0.724	0.921	0.786	0.791	0.770	0.425	0.440	-	-	-	-	-	-	-
ann	0.192	0.041	0.210	0.206	0.201	0.545	0.555	-	-	-	-	-	-	-

این سنگ‌ها در طی دگرگونی ناحیه‌ای (M1) فشارهای بالاتر از ۴ کیلو بار را متحمل شده باشند. از سوی دیگر، نمودار فازی نشان می‌دهد که گردهمایی گارنت + بیوتیت + مسکوویت + استارولیت (بدون کلریت) که پیش از این به عنوان گردهمایی اوج دگرگونی مطرح شده بود در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد برای نخستین بار پایدار می‌شود (محدوده نشان داده شده با خط‌چین). درواقع، می‌توان در نظر گرفت که شیب‌های منطقه حداقل دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را تجربه نموده‌اند.

همانطور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، محدوده‌های دارای گارنت + استارولیت + بیوتیت در شرایط دمایی رخساره آمفیبولیت پایدار هستند. بر طبق نمودار، با افزایش دما، آندالوزیت نیز به این مجموعه‌ها اضافه می‌شود. حد نهایی پایداری آندالوزیت و جایگزینی آن با سیلیمانیت با خط‌چین قرمز رنگ بر روی نمودار مشخص شده است. این مرز در دمای کمی بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۴ کیلو بار قرار دارد. با توجه به حضور آندالوزیت در شیب‌های منطقه به عنوان یک کانی کلیدی در تعیین دما و به ویژه فشار، به نظر نمی‌رسد که

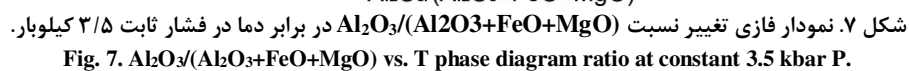


شکل ۶. نمودار فازی ترمودینامیکی محاسبه شده برای نمونه استارولیت گارنت شیست منطقه تازران.

Fig. 6. Calculated thermodynamic phase diagram for the garnet staurolite schist of the Tazran area.

فازی تغییر نسبت $Al_2O_3/(Al_2O_3+FeO+MgO)$ در برابر دما در فشار ثابت ۳/۵ کیلو بار محاسبه شد (شکل ۷). محدوده تغییرات نسبت محور افقی از ۰/۵ تا ۱ در نظر گرفته شده تا محدوده‌های انتهایی نمودار واضح‌تر شوند. محدوده‌های آندالوزیت‌دار با خط‌چین قرمز مشخص شده‌اند. همانطور که مشاهده می‌شود در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (متناسب با فاز M2 و اوج دما) محدوده دارای آندالوزیت + استارولیت + گارنت + بیوتیت در نسبت $Al_2O_3/(Al_2O_3+FeO+MgO)$ بالاتر از ۰/۹ رخداد دارند که نشان می‌دهد این سنگ‌ها برای داشتن آندالوزیت به نسبت آلومینیوم به آهن و منیزیم بسیار بالایی نیاز داشته‌اند. بر این اساس، حضور ضعیف و اندک آندالوزیت در هورنفلس‌ها را علاوه بر شرایط دما و فشار می‌توان به محتوای آلومینیوم این سنگ‌مادر این سنگ‌ها نیز نسبت داد. با توجه به اینکه نسبت در نمونه مورد بررسی در حدود ۰/۷ می‌باشد، امکان تشکیل آزادانه آندالوزیت در طی واکنش‌های دگرگونی فراهم نشده است.

پس از دگرگونی ناحیه‌ای و در نتیجه نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، دگرگونی فاز دوم (M2) به صورت همبری رخ داده که حاصل آن تشکیل هورنفلس‌ها بوده است. نمودار نشان می‌دهد که در فشارهای پائین آندالوزیت جایگزین استارولیت می‌گردد. اگرچه شواهد مستقیم این رویداد در نمونه‌های مورد مطالعه دیده نشده است اما محتوای آندالوزیت هورنفلس‌ها در کل افزایش می‌یابد. در ادامه و در طی دگرگونی پس‌رونده کانی‌های فرومنیزین با مسکوویت و کلریت جایگزین شده‌اند. نتایج به دست آمده از این نمودار تا اندازه‌ای دماهای به دست آمده از روش‌های دماسنجی تیتانیم در بیوتیت و مسکوویت را تایید می‌کند. ترکیب شیمیایی سنگ‌مادر سنگ‌های دگرگونی عامل دیگری است که می‌تواند در رخداد کانی‌ها تاثیرگذار باشد. بالا بودن عناصری چون آهن و منیزیم امکان تشکیل کانی‌های فرومنیزین را فراهم نموده و از سوی دیگر تشکیل آلومینوسیلیکات‌ها مستلزم حضور کافی آلومینیوم در محیط است. به‌منظور بررسی این موضوع در خصوص سنگ‌های متاپلیتی منطقه، نمودار



است. همچنین گردهمایی بیوتیت + مسکوویت + کلریت شاخص دگرگونی برگشتی در این سنگ‌ها است. ریزساختارهای شکل گرفته در این سنگ‌ها نشان‌دهنده رخداد حداقل دو مرحله دگرشکلی در این سنگ‌ها که سبب تغییر در جهت‌گیری کانی‌ها شده‌اند. با توجه به محاسبات دما- فشارسنجی بر اساس ترکیب کانی‌های بیوتیت و مسکوویت و نیز محاسبات نمودارهای ترمودینامیکی فازی می‌توان نتیجه گرفت که فاز دگرگونی ناحیه‌ای در اوج خود به دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ کیلوبار رسیده است. در نتیجه نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، افزایش دمای ناشی دگرگونی همبری سبب تشکیل هورنفلس‌ها و تشکیل آندالوزیت‌های بیشتر شده است.

مجموعه دگرگونی شمال ازنا (تازران) واقع در جنوب شرق لرستان و جنوب شازند در محل گسل‌های اصلی راندگی زاگرس و در مرز برخورد دو پهنه ساختاری سنندج - سیرجان و ایران مرکزی قرار گرفته است. بر پایه بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، مجموعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، استارولیت گارنت‌شیست، و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده می‌باشند. که تحت تاثیر نفوذ توده پلوتونیک شمال ازنا به سن ژوراسیک میانی به‌طور محلی به هورنفلس تبدیل شده‌اند. گردهمایی اوج دگرگونی ناحیه‌ای شامل گارنت + استارولیت + بیوتیت + آندالوزیت بوده و در اوج دگرگونی همبری گردهمایی گارنت + آندالوزیت + بیوتیت رخ داده

- Journal of Asian Earth Science, 26 683–693. doi.org/10.1016/j.jseas.2005.01.003.
- Guidotti, S (1984) Micas in metamorphic rocks, Mineralogy, 13: 357-476.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B (2016) The Neotethyan Sanadaj–Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin–arc transitions, Tectonics, 35: 586–621. doi.org/10.1002/2015TC003926.
- Mahmodi, Sh., Baharifar, A. A (2018) Metasomatism and corundum formation in migmatites of Broujerd area, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran, Advanced applied geology, 93-81.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran, International Geology Reviews, 56: 263–287. doi/abs/10.1080/00206814.2013.853919.
- Miri, A., Sepahi, A., Maanijou, M., Lucci, F (2024) Rare earth element (REE) partitioning in amphibole-bearing medium grade metamorphic rocks from the Alvand Complex (Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran), Periodico di Mineralogia, 93: 11-33. doi:10.13133/2239-1002/18284.
- Saki, A., Moazzen, M., Baharifar, A. A (2012) Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran, International geology review, 54: 1229-1240. doi/abs/10.1080/00206814.2011.636639.
- Saki, A., Miri, M. M., Oberhansli, R (2020) High temperature - low pressure metamorphism during subduction of Neo-Tethys beneath the Iranian plate: evidence for mafic migmatite formation in the Alvand complex (western Iran), Mineralogy and Petrology, 539-557. doi: 10.1007/s00710-020-00721-z.
- Sengor, A. M., C (1990) A New Model for the Late Paleozoic–Mesozoic Tectonic Evolution of Iran and Implications for Oman, Geological Society, London, Special Publication, 49: 797–831.
- Sepahi Gero, A. A., Jafari, S. R., Moazzen, M. Shahbazi, H (2018) Study of mineral chemistry, thermobarometry and petrogenesis of migmatitic rocks of Hamedan area, Petrological Journal, 9 (1): 165-190.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Stern, R., Ghorbani, Gh., Bakhshizad, F (2016) Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan–Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments, Lithos, 240 (243): 34-48.
- Sheikholeslami, M. R (2015) Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 106: 130-149.
- Stöcklin, J (1974) Possible ancient continental margins in Iran. 873-887p.
- دگرگونی پسروده را می‌توان آخرین فاز دگرگونی در این سنگ‌ها در نظر گرفت که سبب جایگزینی کانی‌های فرومنیزین با کلریت و مسکوویت در دماهای پائین شده است. براساس موارد عنوان شده، مدل دگرگونی نوع فشار پائین دما متوسط تا بالا (ابوکوما) تا حد رخساره آمفیبولیت - شپست سبز در راستای ساعتگرد برای مجموعه سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی پیشنهاد می‌شود.
- ### ۹- تشکر و قدردانی
- این پژوهش از بخشی از رساله دکتری در دانشگاه بوعلی سینا استخراج شده است. بدین وسیله بر خود لازم می‌دانیم مراتب تشکر صمیمانه خود را از داوران محترم و مسئولان پژوهشی دانشکده علوم دانشگاه بوعلی سینا به‌عمل آوریم.
- ### References
- Alavi, M (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, Tectonophysics, 229 (3-4), 211-38. doi.org/10.1016/0040-1951 (94)90030-2.
- Azizi, H., Stern, R. J (2019) Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc, Terra Nova, 31: 415-423. doi.org/10.1111/ter.12404.
- Berberian, M., King, G (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210–265.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J (1992) An Introduction to the Rock Forming Minerals, Longman, London, 528 p.
- Esna Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A. A (2012) Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 43: 11-22. doi.org/10.1016/j.jseas.2011.09.001.
- Fazlnia, A., Miri, M. 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 shahid Beheshti university, 14: 18-31.
- Foster, M. D (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas, U.S. Geological Survey Professional Paper, 354: B 1-49. 10.48308/ESRJ.2023.103056.
- Ghasemi, A., Talbot, C. J (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran),

- Vaezi Pour, M. J (1985) Geological and petrological map of 1:100000 Varcheh. (in Persian).
- Vidal, O., Parra, T (2000) Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblage, *Geological Journal*, 35: 139-161.
- White, R. W., Powell, R., Johnson, T. E (2014) The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new $a-x$ relations for manganese-bearing minerals, *Journal of Metamorphic*, 32(8): 809-828. doi.org/10.1111/jmg.12095.
- Whitney, D. L., Evans, B. W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogists*, 95: 185-187.
- Wright, W. I (1983) The composition and occurrence of garnets, *American Mineralogist*, 23: 436-449.
- Wu, C. M., Chen, H. X (2015a) Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite-and Al₂SiO₅- bearing metapelites, *Lithos*, 212 (215): 122-127.
- Wu, C. M., Chen, H. X (2015b) Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite-or rutile-bearing crustal metapelites, *Science Bulletin*, 60: 116-121. doi.org/10.1007/s11434-014-0674-y.
- Xiang, H., Connolly, J. A. D (2022) GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria, *Journal of Metamorphic Geology*, 40 (2): 243-255. doi.org/10.1111/jmg.12626.

Petrology, mineral chemistry, and thermobarometry of the metamorphic rock assemblages in north Azna

M. Tahmasbi¹, A. A. Sepahi Gerow^{2,3*}, M. M. Miri⁴ and J. Izadyar⁵

1- Ph. D. student. Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

2- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

4- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

5- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

* aasepahi@um.ac.ir

Received: 2024.4.13 Accepted: 2024.7.8

Abstract

North Azna (the Sanandaj-Sirjan zone) hosts metamorphic complex including slate, phyllite, andalusite staurolite schist, hornfels, marble and meta-sandstone formed by various metamorphism and deformation phases during subduction of Neo-Tethys beneath in the Jurassic. Electron microprobe analyses show that the garnets are almandine-rich, the biotites are high-Mg, the plagioclases are of sodic plagioclase and the chlorites are Fe-Mg rich. Petrographic observations reveal that the mineral assemblage garnet + staurolite + biotite + andalusite formed in the schists at peak of the regional metamorphism in the middle amphibolite facies. After that and due to intrusion of the granitoid bodies, the second metamorphism phase formed the garnet + biotite + andalusite hornfels. The rocks subsequently endured retrograde metamorphism caused substitution of the staurolite and andalusite with the biotite + muscovite + chlorite assemblage. The calculated thermodynamic phase diagram show that the regional metamorphism reached 550 °C and 4 kbar at its peak condition. In the contact metamorphism, increasing temperature caused formation of more andalusite in the hornfels. Although, Al₂O₃ content of the protolith was not sufficient to form high amounts of andalusite.

Keywords: Schist, Hornfels, Staurolite, Andalusite, Phase diagram, Azna

Introduction

Investigating the temperature-pressure patterns of metamorphic rocks provides valuable insights for reconstructing the geological history of an area. Changes in metamorphic conditions lead to evolution in mineral assemblages, until all phases equilibrate. Studying these changes allows for a better understanding of metamorphic processes. These investigations can be carried out through petrographic studies, chemical composition of minerals, and thermodynamic phase diagram calculations.

The study area in north Azna, as part of the Sanandaj-Sirjan zone, includes a set of regional and contact metamorphic rocks along with granitoid intrusions. The regional metamorphic rocks consist of low- to medium-grade metapelites and metapsammites containing minerals such as muscovite, biotite, chlorite, potassium feldspar, aluminosilicates, and garnet. The intrusion of granitic bodies led to contact metamorphism and the formation of

hornfels. This study investigates the transformations in the metamorphic rock assemblages of northern Azna through the chemical composition of the minerals and calculation of thermodynamic phase diagrams to provide new insights for reconstructing the region's geological history.

Methodology

Following a detailed field observations and petrography study of about 70 samples, 2 samples were selected for EPMA analyses. The analyses were conducted at the University of Potsdam, Germany, using a JEOL JXA-8200 instrument at 15 KV and 20 NA current with a 2-10 mm beam. The results are presented in Tables 2, 3 and 4. Additionally, the whole-rock chemical composition of a garnet-staurolite schist and a garnet-hornfels sample was determined using XRF analysis with a RIG AKU model 2500 RU diffractometer under 40 KV and 80 MA with a copper anode in the geochemistry laboratory of

Zaragoza University, Spain. The average accuracy of the XRF results is reported as ± 0.25 .

Results

Petrography

Garnet-Staurolite Schist: The main texture in these rocks is porphyro-lepidoblastic. The minerals mainly include quartz, muscovite, chlorite, garnet, staurolite, andalusite, biotite, and opaque minerals. The garnet + biotite + staurolite $\pm$ andalusite assemblage can be considered as the peak metamorphic assemblage (mid-amphibolite facie). The minerals have subsequently undergone retrograde metamorphism, resulting in the replacement of staurolite and garnet by muscovite and chloritization of biotite. Deformation phases are observed as chevron folds (S1) and microfold limbs (S2), inclusions in the cores of the porphyroblasts (D2), contrary to the external schistosity and shear edges around the porphyroclasts (D1).

Garnet-Staurolite Hornfels: The hornfels occur near the plutonic bodies, but real contacts are often absent or hidden. The texture of these rocks is porphyrogranoblastic, although in some areas pre-contact metamorphism foliation is visible. Quartz, muscovite, chlorite, biotite, andalusite, and staurolite are the main minerals in these rocks.

Mineral Chemistry

Garnet: The end-member variations in garnets from the schists range as follows: $\text{Py}_{5.5-5.9}$, $\text{Gr}_{3.1-4.1}$, $\text{Alm}_{72.7-75.3}$, and $\text{Spss}_{13.49-18.85}$. For the hornfels, the variations are $\text{Py}_{5.8-5.9}$, $\text{Gr}_{3.34-3.45}$, $\text{Alm}_{71.95-72.71}$, and $\text{Spss}_{17.75-18.85}$.

Staurolite: Staurolite end-member composition varies between Fe-staurolite (Fst 0.10-0.56) and Mg-staurolite (Mst 0.037).

Muscovite: In all the analyzed crystals, the muscovite end-member is dominant (0.64-0.76) and they plot in the muscovite pole of the $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-(FeO+MgO)}$ ternary diagram.

Plagioclase: The plagioclases generally have sodic plagioclase composition. In the garnet staurolite schist, the composition ranges from $\text{Ab}_{79.19-95.64}$ – $\text{An}_{4.14-20.24}$ – $\text{Or}_{0.20-0.56}$. In the hornfels, it ranges from $\text{Ab}_{75.33-82.61}$ – $\text{An}_{15.63-24.41}$ – $\text{Or}_{0.26-1.76}$.

Biotite: The analyzed biotites in schist and hornfels differ significantly. The main difference is the higher Mg content in hornfels

biotites, leading to an increased phlogopite end-member.

Chlorite: These samples are rich in Fe and plot near the clinocllore to daphnite pole in the $\text{SiO}_2\text{-FeO-Al}_2\text{O}_3$ classification diagram.

Discussion

Phase Diagrams: To investigate the metamorphic conditions, a phase diagram was calculated based on the chemical composition of the schist sample: SiO_2 : 50.65 wt%, Al_2O_3 : 18.65 wt%, FeO : 6.012 wt%, MnO : 0.2 wt%, MgO : 2.16 wt%, CaO : 1.01 wt%, Na_2O : 1.12 wt%, K_2O : 2.65 wt%. Assuming hornfels and schists had a common parent rock, the results apply to both rock types. The chemical system was considered as MnNCKFMASH ($\text{MnO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) to allow for the formation of the maximum number of phases. The LOI was 3 wt%, considered as pure H_2O in the calculations. Solid solution models Gt(W) for garnet, Bio(W) for biotite, Mica(W) for muscovite, St(W) for staurolite, Crd(W) for cordierite, Chl(W) for chlorite, Fsp(W) for feldspar, and Melt(W) for melt were used. Calculations were performed using GeoPs software (Yang and Connolly, 2022) version 3.5.5.427 released in 2024. The garnet + staurolite + biotite fields are stable at amphibolite facies condition. According to the diagram, increasing temperature adds andalusite to these assemblages. The final stability limit of andalusite, replacing with sillimanite, is indicated by a red dashed line, at temperatures slightly above 550°C and $P \sim 4$ kbar. The presence of andalusite in regional schists suggests pressures not exceeding 4 kbar during regional metamorphism (M1). The phase diagram also shows the garnet + biotite + muscovite + staurolite assemblage (without chlorite) indicating peak metamorphism condition is stable at around 550°C . Thus, the schists experienced a minimum temperature of 550°C at least. After the regional metamorphism, the intrusion of granitic bodies caused contact metamorphism (M2), and formed the hornfels. During retrograde metamorphism, ferro-magnesian minerals were replaced by muscovite and chlorite. The diagram corroborates temperatures obtained from titanium-in-biotite and muscovite thermometry.

Chemical composition of protolith also influences mineral formation. High Fe and Mg

contents facilitates ferro-magnesian mineral formation, while sufficient aluminum is needed for aluminosilicates. To examine this in the studied metapelitic rocks, a phase diagram was calculated for $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$ versus temperature at constant 3.5 kbar pressure. The horizontal axis ratio ranges from 0.5 to 1. Andalusite-bearing fields are marked with red dashed lines. At 550°C , andalusite + staurolite + garnet + biotite fields occur at $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$ ratios above 0.9, indicating high Al to Fe and Mg ratios are necessary for andalusite formation. Therefore, limited andalusite amounts in hornfelses can be attributed to both temperature-pressure conditions and the protolith Al_2O_3 content. The ratio in the studied sample is around 0.7, insufficient for free andalusite formation during metamorphic reactions.

Conclusion

Based on the field and petrography studies, the regional metamorphic rock sequence includes slate, phyllite, mica schist, staurolite garnet schist, and metamorphosed sandstone. These rocks locally transformed into hornfels due to the intrusion of the Middle Jurassic plutonic mass north of Azna.

The peak regional metamorphism assemblage includes garnet + staurolite + biotite + andalusite, and at the peak of contact metamorphism, the garnet + andalusite + biotite assemblage occurred. Additionally, the biotite + muscovite + chlorite assemblage is indicative of retrograde metamorphism in these rocks.

The microstructures formed in these rocks indicate the occurrence of at least two deformation phases that have caused changes in the mineral orientations.

Based on the thermodynamic phase diagrams, it can be concluded that the peak of regional metamorphism reached approximately 550°C and 4 kbar. As a result of the intrusion of granitic bodies, the increase in temperature due to contact metamorphism led to the formation of hornfels and the development of additional andalusite. Retrograde metamorphism can be considered the last phase of metamorphism in these rocks, resulting in the replacement of ferromagnesian minerals with chlorite and muscovite at low temperatures.

Based on the presented information, a model of low-pressure, medium- to high-temperature metamorphism (Abukuma-type) up to the amphibolite-green schist facies in a clockwise direction is proposed for the Tazran area.