

پetroگرافی و شیمی کانی‌های متالرزولیت‌های افیولیت پشت‌بادام (استان یزد)

خدیجه خلیلی، قدرت ترابی*؛

دانشگاه اصفهان، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۵/۳/۱۷

دریافت ۹۴/۶/۲

چکیده

افیولیت پشت‌بادام در شمال شرق استان یزد و در ۱۵ کیلومتری جنوب غرب روستای رباط پشت‌بادام رخمون دارد. سن این افیولیت پالئوزوئیک و باقی‌مانده پوستهٔ اقیانوسی پالئوتتیس است. این افیولیت سه فاز دگرگونی را در سیمین (پیشین، میانی، پسین) پشت سر گذاشته و شامل متاپریدوتیت، متاکابرو، آمفیبولیت (ارتوآمفیبولیت‌ها)، رودینگیت و لیستونیت است و متالرزولیت‌ها سالم‌ترین متاپریدوتیت‌های افیولیت پشت‌بادام هستند. افیولیت‌های پشت‌بادام شامل کانی‌های دگرگون‌یون، ترمولیت، سرپانتین، کلریت، مگنتیت کروم‌دار و مگنتیت است و بافت‌های اصلی نماتوبلاستیک، پویی کیلوبلاستیک، بافت درهم^۱ و مشبک را نشان می‌دهند. بررسی شیمی کانی‌های سازنده این سنگ‌ها نشان می‌دهد که الیون‌ها با $Mg\# (0.79-0.80)$ از نوع کریزولیت هستند. آمفیبول‌ها از نوع ترمولیت است و منیزیم زیاد $0.96-0.93$ دارند. کلریت‌ها دارای $Mg\# (0.92-0.93)$ است و از نوع پننیت هستند. اسپینل‌ها با $Cr\# 0.97-0.99$ از نوع مگنتیت کروم‌دار هستند. وجود ادخال‌های مگنتیت در الیون‌ها نشان از دگرگونی اولیه لرزولیت‌ها در حد رخساره شیست سبز دارد. وجود ترمولیت‌های با منشأ دگرگونی با بافت درهم، حضور کلریت منیزیم‌دار و آنتی‌گوریت در متالرزولیت‌ها نشان از دگرگون شدن این سنگ‌ها در رخساره آمفیبولیت را دارد. جای‌گزینی کلریت در حاشیهٔ برخی از ترمولیت‌ها و سرپانتینی شدن بخشی از الیون‌ها نشان از رخداد دگرگونی برگشتی در حد رخسارهٔ شیست سبز به‌دنبال دگرگونی پیش‌رونده در حد رخسارهٔ آمفیبولیت را دارد. تفسیر روابط فازی متالرزولیت‌های افیولیت پشت‌بادام در سیستم شده تحت تأثیر دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت تحتانی دگرگون شده‌اند و سپس تحت تأثیر دگرگونی پس‌رونده در حد رخساره شیست سبز قرار گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: متالرزولیت، آمفیبولیت، افیولیت پشت‌بادام، پالئوزوئیک، پالئوتتیس، ایران مرکزی

*نویسنده مسئول Torabighodrat@yahoo.com

1. Jack-Straw texture

¹ Jack-Straw texture

مقدمه

مجموعه‌های افیولیتی، به‌عنوان قطعه‌های لیتوسفر اقیانوسی، شاخص بسته شدن اقیانوس‌ها و بیان‌گر محل حوضه‌های اقیانوسی ناپدید شده هستند. این سنگ‌ها معمولاً در هنگام گسترش پوسته اقیانوسی دچار سرپانتینی شدن استاتیک و در حین جای‌گیری و حوادث تکتونیکی، دچار سرپانتینی شدن دینامیک می‌شوند [۲] [۱]. بعد از جای‌گیری افیولیت‌ها، بسته به شرایط دما و فشار دگرگونی ناحیه‌ای، کانی‌شناسی، ساخت، بافت و یا ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها دچار تغییر می‌شود. بررسی دقیق چنین روابط پیچیده پترولوژیکی، می‌تواند اطلاعات مفیدی راجع به زمین‌شناسی و تاریخچه زمین‌شناسی منطقه ارائه دهد. محاسبه دما-فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی در افیولیت‌ها وسیله بسیار مهمی در تعیین دما-فشار اعمال شده بر افیولیت‌ها به حساب می‌آید [۳].

در منطقه پشت بادام، سنگ‌های افیولیتی دگرگون شده برون‌زد دارند. افیولیت پشت بادام یکی از افیولیت‌های ایران زمین با سن احتمالی پالئوزوئیک و باقی‌مانده پوسته اقیانوسی پالئوتتیس است [۴]. افیولیت پشت بادام بعد از جای‌گیری روی پوسته قاره‌ای در انتهای پالئوزوئیک یا ابتدای مزوزوئیک، طی فازهای کوه‌زایی سیمیرین (ژوراسیک) چند مرحله دگرگونی را پشت سر نهاده است [۵]. در این نوشتار، شواهد رخداد دگرگونی در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت پشت بادام، با استفاده از پژوهش‌های پتروگرافی و شیمی کانی بررسی می‌شود. این مقاله، نتیجه اولین بررسی پترولوژی روی پریدوتیت‌های افیولیت‌های پشت بادام است.

زمین‌شناسی منطقه

افیولیت پشت بادام در بخش‌های شمال شرقی استان یزد، ۱۵ کیلومتری جنوب غرب روستای رباط پشت بادام و در مجاورت مزرعه اسماعیل آباد واقع شده است (شکل ۱).

منطقه پشت بادام و بخش‌های جنوبی آن (منطقه خشومی و چاپدونی) به‌عنوان بخشی از یک کمپلکس حلقوی دگرگون در نظر گرفته شده است [۷] [۶]. خرد قاره شرق-ایران مرکزی^۱ (CEIM)، بخشی از ایران مرکزی است که با زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر-سبزواری احاطه شده و باقی‌مانده پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند. این خرده قاره با گسل‌های طولی که به سمت غرب خمیدگی دارند و از نوع امتداد لغز راست‌گرد هستند از سمت شرق به غرب قابل تقسیم به بلوک لوت، بلوک طبس (کرمان)، بلوک پشت بادام، و بلوک یزد (نائین) است [۸]. افیولیت پشت بادام، بخشی از خرد قاره شرق-ایران مرکزی است و در بلوک پشت بادام واقع شده است. این بلوک طبق بررسی‌های انجام شده [۶] شامل سه بخش مرکزی، شرقی و غربی است. طبق این رده‌بندی افیولیت پشت بادام در قسمت مرکزی واقع شده است. بخش مرکزی با پهنای حداکثر ۱۷ کیلومتر یک زون گسله است، که از شرق به گسل پشت بادام و از غرب به وسیله گسل نی باز-چاه تک محصور شده است (شکل ۲). این ناحیه میزبان سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط کمپلکس پشت بادام (شیست، گنیس، مرمر)، افیولیت پشت بادام و توده‌های نفوذی گرانیتی و تونالیتی است.

مجموعه سنگ‌های دگرگونی پشت بادام از واحدهای آمیزه افیولیتی، توالی‌های شیب قاره‌ای، توربیدیت‌های آذرآواری و سنگ‌های کربناته فلات قاره‌ای تشکیل شده‌اند. بررسی‌های U-Pb زیرکن‌های توده‌های نفوذی منطقه میانگین سن

1. Central-East Iranian Microcontinent

۲۱۴Ma و ۲۲۰ (تریاس پسین) را به ترتیب برای واحدهای گرانودیوریتی و گرانیته نشان می‌دهد [۶]. این توده‌های نفوذی افیولیت پست بادام را قطع کرده و سپس خود با سنگ آهک کرتاسه پوشیده شده‌اند. توده اصلی این کمپلکس در قسمت شمالی این بخش، روی سنگ‌های دگرگونی درجه بالای کمپلکس چاپدونی در امتداد گسل چاه تک رانده شده است. هرچند که اتصال بین گستره مرکزی و غربی بیش‌تر در دو نوار غیرممتد رخنمون یافته است، ولی نشان می‌دهد که یک سیستم گسلی کم‌زاویه (گسل نی باز- چاه تک) دو ناحیه یاد شده را در کنار هم قرار داده است [۹]. سن‌سنجی هورنبلندهای نمونه‌ای از آمفیبولیت‌های پست بادام با استفاده از روش Ar-Ar سنی معادل $183 \pm 187/6$ میلیون سال (بخش بالایی ژوراسیک پیشین) به دست آمده است [۴]. این سن نشان‌گر تأثیر فاز کوهزایی سیمیرین میانی در تشکیل آمفیبولیت‌های افیولیت پست بادام است. وجود همراهانی از سنگ‌های پالئوزوئیک سبب شده تا سن پرکامبرین-پالئوزوئیک را برای این مجموعه در نظر بگیرند [۱۰]. علاوه بر شواهد ایزوتوپی و فسیل‌شناسی، قطعاتی از سنگ‌های دگرگون شده پست بادام را در کنگلومرا و سنگ ماسه‌های قاعده‌ای تریاس (کوه‌های سفیددنبه و ساغند) می‌توان یافت که به سمت بالای توالی به سنگ آهک‌ها و دولومیت‌های دارای آثار کرم و میکروفسیل‌های تریاس پیشین-میانی تبدیل می‌شود. بنابراین سن سنگ مادر دگرگونه‌های پست بادام پالئوزوئیک پسین-تریاس پیشین پیشنهاد شده است [۱۱].

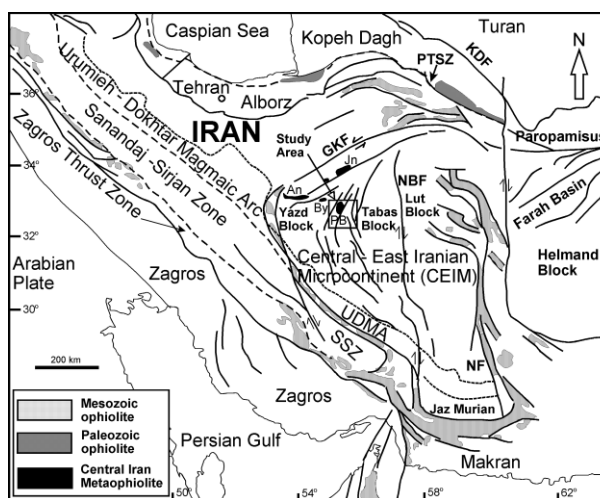
پژوهش‌های صحرایی

افیولیت پست بادام، شامل متاپریدوتیت‌ها، متاگابرو، آمفیبولیت، رودینگیت و لیستونیت است. این مجموعه افیولیتی به وسیله توربیدیت‌های آذرآواری دگرگون شده پوشیده شده است که متشکل از توف‌ها و لاپیلی توف‌ها با میان‌طبقاتی از ماسه سنگ‌های کربناته تا توفیتی دگرگون شده است و مرمهرهای متناوب با متاچرت‌های طبقه نازک حاوی کنودونت‌های پالئوزوئیک فوقانی است. مجموعه سنگ‌های نواحی شیب قاره‌ای به صورت تناوبی از سنگ ماسه‌های گریوکی و آرژیلیت‌های دگرگون شده با میان‌لایه‌هایی از مرمهرهای لایه نازک روی توالی‌های مذکور قرار گرفته‌اند. واحدهای سنگی نواحی فلات قاره‌ای مرمهرهایی ضخیم لایه تا توده‌ای را تشکیل می‌دهند که اغلب به صورت ورقه‌های رانده مجزایی بر سایر واحدهای سنگی پست بادام رانده شده یا به صورت هورست‌هایی در بین واحدهای سنگی دیگر یافت می‌شوند. به‌طور کلی واحدهای رسوبی اولیه پوشاننده این افیولیت بعد از رخداد دگرگونی طی فاز کوهزایی سیمیرین میانی به شیست و مرمر تبدیل شده‌اند. توده‌های نفوذی گرانیته و گرانودیوریتی مزوزوئیک در کمپلکس پست بادام نفوذ کرده و واحدهای آهک پرمین را به شدت دگرگون کرده است و سپس خود توسط آهک کرتاسه پوشیده شده است. لیستونیت‌ها در امتداد گسل‌های موجود در منطقه مطابق با روند عمومی شمالی-جنوبی قابل مشاهده هستند و آمفیبولیت‌ها به صورت توده‌های کوچک و بزرگ دیده می‌شوند (شکل ۳).

روش پژوهش

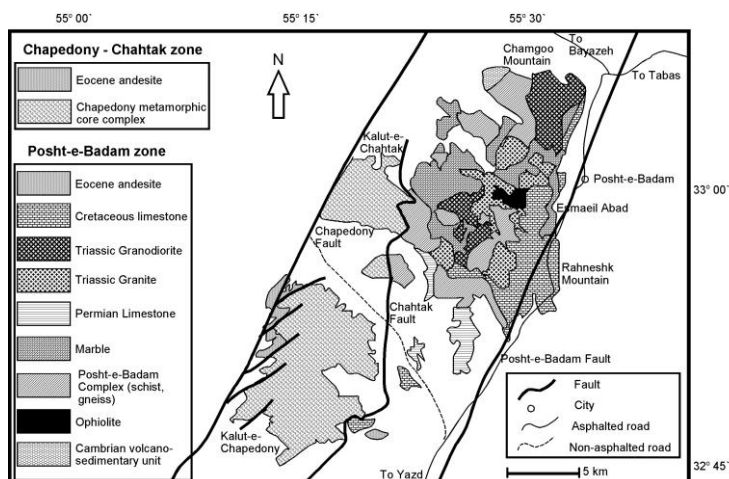
پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، به منظور انجام پژوهش‌های پتروگرافی از نمونه‌های مناسب مقطع نازک تهیه شد. تعداد ۱۰ نمونه از مقاطع انتخاب و از آن‌ها برای تجزیه نقطه‌ای، مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. ترکیب

شیمیایی کانی‌ها با دستگاه الکترون میکروپروب JEOL مدل (WDS) JXA-8800 دانشگاه کاناواوی ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده 20KV و جریان تجزیه 20nA شدند. همچنین تعیین نوع کانی سرپانتین موجود در متالزولیت‌ها با Bruker D8 advance, XRD در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان انجام شد. نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۴ آورده شده است. $Mg\#, Fe^{3+\#}, Cr\#$ کانی‌ها به ترتیب به صورت $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ، $Cr/(Cr+Al)$ و $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ محاسبه شده است. علامت اختصاری کانی‌ها در تصاویر میکروسکوپی بر اساس ویتنی و اوانس [۱۲] نوشته شده است. در محاسبه مقدار Fe^{3+} موجود در ساختار کانی‌ها از استوکیومتری کانی‌ها استفاده شد [۱۳].

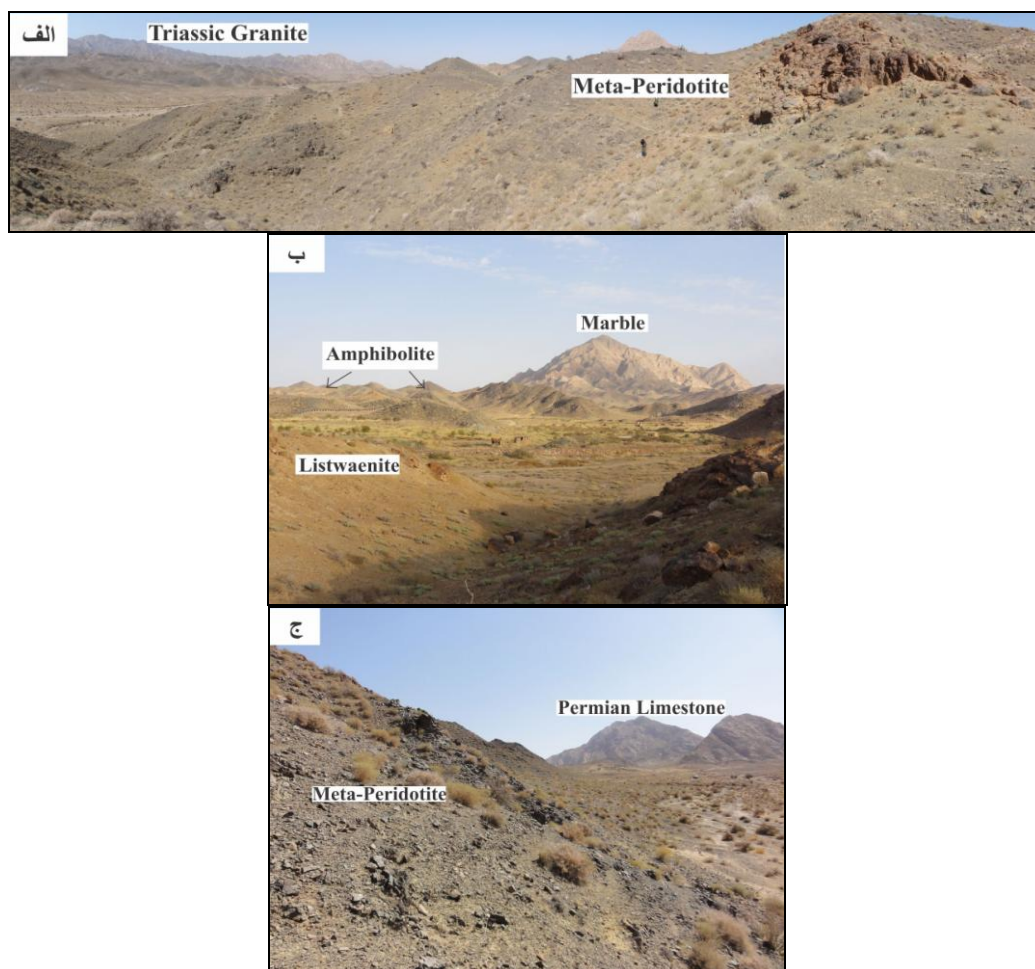


شکل ۱. نقشه مهم‌ترین رخنمون‌های افیولیتی ایران برگرفته از [۱۴] و موقعیت افیولیت پشت بادام

KH= Khoy; KR= Kermanshah; NY= Neyriz; BZ= Band Ziarat; NA= Naein; BF= Baft; ES= Esphandagheh; FM= Fanuj-Maskutan; IR= Iranshahr; TK= Tchehel Kureh; MS= Mashhad; SB= Sabzevar; SM= Samail; An= Anarak; Ja= Jandaq, BY= Bayazeh, PB= Posht-e-Badam.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه پشت بادام (برگرفته از [۷] با تغییرات)



شکل ۳. تصاویر صحرایی افیولیت پشت بادام و واحدهای سنگی اطراف، الف) نمایی کلی از متاپریدوتیت‌های پشت بادام (دید رو به شمال)، ب) لیستونیت‌ها و آمفیبولیت‌های افیولیت پشت بادام، ج) متاپریدوتیت‌های افیولیت پشت بادام

جدول ۱. نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب الیون‌های موجود در متالزولیت‌های افیولیت پشت بادام و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

Sample	B۱۳۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱	B۱۳۱	B۱۳۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱
Point	۳۶	۶۵	۶۷	۶۹	۳۴	۷۸	۸۰	۷۵	۷۷
SiO ₂	۳۸/۷۱	۳۹/۰۴	۳۹/۱۲	۳۹/۲۸	۳۸/۹۴	۳۹/۲۹	۳۹/۲۲	۳۹/۱۲	۳۹/۲۳
TiO ₂	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO*	۱۹/۴۸	۱۸/۷۵	۱۸/۵۵	۱۸/۷۹	۱۸/۸۳	۱۹/۰۴	۱۸/۸۹	۱۸/۹۹	۱۸/۹۳
MnO	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۳۰
MgO	۴۲/۲۶	۴۱/۸۹	۴۲/۰۵	۴۱/۷۵	۴۲/۱۸	۴۱/۷۱	۴۱/۴۷	۴۱/۵۱	۴۱/۴۴
CaO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Na ₂ O	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
NiO	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵
Total	۱۰۰/۸۹	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۱۰	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۳۷	۱۰۰/۴۳	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹۵

Structural formula based on 4 Oxygens									
Si	۰/۹۸۶	۰/۹۹۷	۰/۹۹۸	۱/۰۰۲	۰/۹۹۳	۱/۰۰۱	۱/۰۰۳	۱/۰۰۱	۱/۰۰۳
Ti	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Al	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe ²⁺	۰/۴۱۵	۰/۴۰۰	۰/۳۹۶	۰/۴۰۱	۰/۴۰۲	۰/۴۰۶	۰/۴۰۴	۰/۴۰۶	۰/۴۰۵
Fe ³⁺	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mn	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶
Mg	۱/۶۰۴	۱/۵۹۴	۱/۶۰۰	۱/۵۸۷	۱/۶۰۳	۱/۵۸۴	۱/۵۸۱	۱/۵۸۳	۱/۵۸۰
Ca	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Na	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
Ni	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Sum	۳/۰۱۵	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۲/۹۹۹	۳/۰۰۷	۳/۰۰۰	۲/۹۹۷	۲/۹۹۹	۲/۹۹۵
Fe#	۰/۲۱۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰
Mg#	۰/۷۹۰	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰	۰/۸۰۰

جدول ۲. نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب آمفیبول‌های موجود در متالرزولیت‌های افیولیت پشت بادام و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

Sample	B۱۳۱	B۱۳۱	B۱۳۱	B۱۳۱	B۱۳۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱
Point	۳۲	۳۳	۳۵	۸۱	۸۲	۶۰	۶۱	۶۳	۶۸	۷۶	۷۹
SiO ₂	۵۸/۹۰	۵۹/۳۸	۵۹/۱۰	۵۸/۸۴	۵۸/۷۵	۵۸/۸۸	۵۸/۸۱	۵۸/۹۲	۵۸/۸۹	۵۸/۷۱	۵۹/۰۰
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۱۰	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO*	۲/۶۸	۲/۷۳	۲/۷۵	۲/۸۱	۲/۶۲	۲/۸۹	۲/۷۷	۲/۷۹	۲/۶۶	۲/۸۵	۲/۹۲
MnO	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۱
MgO	۲۳/۹۳	۲۴/۰۵	۲۳/۵۷	۲۳/۱۰	۲۳/۰۲	۲۳/۰۶	۲۳/۰۷	۲۲/۹۹	۲۳/۱۶	۲۳/۰۶	۲۳/۳۸
CaO	۱۲/۹۱	۱۳/۰۸	۱۲/۹۹	۱۲/۸۱	۱۲/۹۳	۱۲/۷۲	۱۲/۹۰	۱۲/۸۴	۱۳/۰۴	۱۲/۹۸	۱۲/۴۹
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Total	۹۸/۶۱	۹۹/۴۲	۹۸/۶۲	۹۷/۸۰	۹۷/۵۷	۹۷/۸۳	۹۷/۸۰	۹۷/۷۵	۹۷/۹۱	۹۷/۷۶	۹۷/۹۹
Structural formula based on 23 Oxygens											
Si	۷/۸۹۲	۷/۹۰۲	۷/۹۴۲	۷/۹۸۰	۷/۹۹۴	۷/۹۷۲	۷/۹۸۳	۸/۰۰۳	۷/۹۹۳	۷/۹۸۳	۷/۹۵۱
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲
Al ^{IV}	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۱۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۱۵	۰/۰۰۹	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸
Al ^{VI}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷	۰/۰۱۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۱	۰/۰۸۵	۰/۰۰۰	۰/۰۵۶	۰/۰۷۶	۰/۰۸۶	۰/۰۸۳	۰/۰۰۰
Fe ³⁺	۰/۳۰۱	۰/۳۰۴	۰/۳۱۰	۰/۳۰۸	۰/۳۱۳	۰/۳۲۶	۰/۳۵۸	۰/۳۴۱	۰/۳۱۶	۰/۳۴۰	۰/۳۲۹
Mn	۰/۰۱۹	۰/۰۱۴	۰/۰۱۶	۰/۰۲۳	۰/۰۱۵	۰/۰۱۹	۰/۰۱۷	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲
Mg	۴/۷۸۰	۴/۷۷۱	۴/۷۲۲	۴/۶۷۰	۴/۶۶۹	۴/۶۵۵	۴/۶۶۹	۴/۶۵۵	۴/۶۸۶	۴/۶۷۴	۴/۶۹۸
Ca	۱/۸۵۴	۱/۸۶۵	۱/۸۷۱	۱/۸۶۲	۱/۸۸۵	۱/۸۴۵	۱/۸۷۶	۱/۸۶۹	۱/۸۹۷	۱/۸۹۱	۱/۸۰۳
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Sum	۱۴/۸۵۴	۱۴/۸۷۱	۱۴/۸۷۲	۱۴/۸۶۲	۱۴/۸۸۵	۱۴/۸۴۷	۱۴/۸۸۰	۱۴/۸۴۷	۱۴/۸۹۷	۱۴/۸۹۴	۱۴/۸۰۸

جدول ۳. نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب کلریت‌ها و سرپانتین* موجود در متالرزولیت‌های افیولیت پست بادام و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

Sample	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱	Sample	B۱۳۱-۱
Point	۷۱	۷۲	۷۴	۳۰	Point	۶۴*
SiO ₂	۳۵/۶۱	۳۶/۴۹	۳۵/۶۴	۳۳/۰۵	SiO ₂	۴۲/۹۱
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	TiO ₂	0.00
Al ₂ O ₃	۱۰/۲۶	۱۰/۵۶	۱۱/۳۲	۱۳/۸۴	Al ₂ O ₃	۰/۰۵
Cr ₂ O ₃	۱/۳۹	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۶۳	FeO*	۴/۲۸
FeO*	۵/۲۶	۴/۴۸	۴/۷۷	۵/۴۲	MnO	۰/۱۵
MnO	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	MgO	۳۶/۸۷
MgO	۳۳/۵۶	۳۴/۳۷	۳۳/۵۶	۳۳/۲۸	CaO	۰/۰۶
CaO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	Na ₂ O	۰/۰۰
Na ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	K ₂ O	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	Total	۸۴/۳۱۳
Total	۸۶/۱۸	۸۶/۰۱	۸۵/۴۸	۸۶/۳۰	Structural formula based on 7 Oxygens	
Structural formula based on 28 Oxygens				Si	۲/۰۷۷	
Si	۶/۸۵۱	۶/۹۶۲	۶/۸۵۸	Ti	۰/۰۰۰	
Ti	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	Al	۰/۰۰۳	
Al ^{IV}	۱/۱۴۹	۱/۰۳۸	۱/۱۴۲	Fe ²⁺	۰/۱۷۳	
Al ^{VI}	۱/۱۷۶	۱/۳۳۴	۱/۴۲۳	Mn	۰/۰۰۶	
Cr	۰/۲۱۱	۰/۰۰۸	۰/۰۱۳	Mg	۲/۶۶۰	
Fe ²⁺	۰/۸۴۶	۰/۷۱۴	۰/۷۶۷	Ca	۰/۰۰۳	
Mn	۰/۰۰۷	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	Na	۰/۰۰۰	
Mg	۹/۶۲۴	۹/۷۷۶	۹/۶۲۵	K	۰/۰۰۰	
Ca	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	Sum	۴/۹۲۲	
Na	۰/۰۰۷	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	Mg#	۰/۹۳	
K	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲			
Sum	۱۹/۸۷۸	۱۹/۸۴۳	۱۹/۸۴۷			
Fe#	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷			
Mg#	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۳			

جدول ۴. نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب مگنتیت‌های کروم دار و مگنتیت* موجود در متالرزولیت‌های افیولیت پست بادام و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

Sample	B۱۳۱-۱	B۱۳۱-۱	B۱۳۱	Sample	B۱۳۱-۱
Point	۶۲	۶۶	۳۱	Point	۷۳*
SiO ₂	۰/۰۴	۱/۵۲	۱/۲۵	SiO ₂	۰/۶۹
TiO ₂	۲/۳۳	۲/۵۴	۲/۷۱	TiO ₂	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۷	Al ₂ O ₃	۰/۲۱
Cr ₂ O ₃	۱۳/۱۹	۱۴/۲۱	۱۲/۰۲	FeO*	۹۰/۱۳
FeO*	۷۷/۴۴	۷۴/۸۷	۷۶/۰۲	MnO	۰/۰۴
MnO	۰/۲۷	۰/۳۲	۰/۲۶	MgO	۰/۳۲
MgO	۰/۵۵	۱/۳۸	۱/۴۵	Na ₂ O	۰/۰۰
NiO	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱	K ₂ O	۰/۰۰
Total	۹۴/۰۰	۹۵/۰۰	۹۳/۸۹	NiO	۰/۰۰
Structural formula based on the 32 Oxygens				Total	۹۱/۴۱

Si	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	Structural formula based on 4 Oxygens	
Ti	۰/۵۳۹	۰/۵۸۶	۰/۶۲۹	Si	۰/۰۳۵
Al	۰/۰۳۵	۰/۰۳۴	۰/۰۶۳	Ti	۰/۰۰۰
Cr	۳/۲۰۴	۳/۴۴۹	۲/۹۳۷	Al	۰/۱۲۸
Fe ²⁺	۱۲/۰۹۸	۱۱/۵۴۳	۱۱/۸۱۹	Fe ²⁺	۱/۰۰۰
Fe ³⁺	۹/۵۵۱	۹/۳۳۳	۹/۵۸۷	Fe ³⁺	۱/۹۳۶
Mn	۰/۰۵۷	۰/۰۶۸	۰/۰۵۵	Mn	۰/۰۰۱
Mg	۰/۲۵۱	۰/۶۳۰	۰/۶۶۶	Mg	۰/۰۲۴
Sum	۲۵/۷۴۳	۲۵/۶۵۴	۲۵/۷۵۹	Na	۰/۰۰۰
Mg#	۰/۲۰	۰/۵۴	۰/۵۶	K	۰/۰۰۰
Cr#	۰/۹۸۹	۰/۹۹۰	۰/۹۷	Ni	۰/۰۰۰
Fe ³⁺ #	۰/۷۴	۰/۷۲	۰/۷۶	Total	۳/۰۸۹

در جدول‌های ۱، ۲، ۳ و ۴، برای محاسبه مقدار Fe³⁺ موجود در ساختار کانی از استوکیومتری کانی استفاده شد [۱۳]

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

متاپریدوتیت‌ها از واحدهای مهم تشکیل‌دهنده افیولیت پشت بادام هستند و در برون‌زدهای صحرایی به رنگ سبز خاکستری تا سبزه دیده می‌شوند. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که متالرزولیت‌ها سالم‌ترین متاپریدوتیت‌های این افیولیت هستند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها شامل نماتوبلاستیک، پویی کیلوبلاستیک، درهم و بافت مشبک است. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده متالرزولیت‌ها، الیوین، آمفیبول، کلریت، سرپانتین، مگنتیت کروم‌دار، مگنتیت و کلسیت است (شکل ۴). الیوین‌های موجود در این سنگ‌ها به صورت نتوبلاست‌های دانه‌ریز با ادخال‌هایی از مگنتیت مشاهده می‌شوند (شکل ۴ الف).

در مراحل اولیه دگرگونی، طی هیدراته شدن کانی‌های تشکیل‌دهنده لرزولیت‌ها سرپانتین تشکیل می‌شود [۳]. در درجات پایین دگرگونی کانی غالب گروه سرپانتین لیزاردیت است که جای‌گزين الیوین و پزودومورف‌های پیروکسن می‌شود و با افزایش درجه دگرگونی لیزاردیت ابتدا به لیزاردیت + کریزوتیل و سپس به آنتی‌گوریت + کریزوتیل و در نهایت به آنتی‌گوریت تبدیل می‌شود [۱۵]. در بررسی کانی‌شناسی متالرزولیت‌های منطقه بررسی شده، مرز نامنظم الیوین‌ها با سایر کانی‌ها و هم‌چنین وجود ادخال‌های ریزمگنتیت در الیوین‌های دگرگونی نشان از تشکیل این الیوین‌ها در اثر دگرگونی پیش‌رونده سنگ‌های پریدوتیتی سرپانتینی است [۱۶].

الیوین‌های موجود در سنگ‌های بررسی شده احتمالاً در اثر رخداد این واکنش‌ها تشکیل شده‌اند:



برخی از این الیوین‌ها به‌طور بخشی سرپانتینی شده‌اند.

بر اساس روابط فازی در متالرزولیت‌ها در طی دگرگونی پیش‌رونده دیوپسید در دماهای پایین پایدار است و با افزایش دما ترمولیت جای‌گزين دیوپسید می‌شود چنان‌چه در رخساره آمفیبولیت، ترمولیت به‌طور کامل جای‌گزين دیوپسید می‌شود و ترمولیت تنها فاز کلسیکی است که در تمامی رخساره آمفیبولیت در یک سیستم لرزولیتی یافت می‌شود [۱۷] [۱۸]. ترمولیت، مهم‌ترین سیلیکات کلسیم‌دار این متاپریدوتیت‌ها است. براساس شواهد سنگ‌نگاری دو

دسته آمفیبول در این سنگ‌ها حضور دارد که عبارتند از: ۱. ترمولیت‌های منشوری که جای‌گزین کلینوپیروکسن شده و بافت پویی کیلوبلاستیک با ادخال‌هایی از مگنتیت را نشان می‌دهند. ۲. ترمولیت‌های سوزنی که بافت‌های نماتوبلاستیک یا درهم را نشان می‌دهند و در هم‌زیستی با الیوین دیده می‌شوند. در متالرزولیت‌های پشت بادام بعد از سرپانتینی شدن، طی مراحل اولیه هیدراته شدن پریدوتیت‌ها، سرپانتین حاصل با کلینوپیروکسن واکنش داده و ترمولیت و فورستریت به‌وجود آمده است [۱۷] [۱۸]. اولین واکنشی که در طی دگرگونی پیش‌رونده در این سنگ‌ها ترمولیت را تشکیل می‌دهد طبق رابطه (۲) است.

ترمولیت‌های حاصل از این واکنش، بافت‌های درهم و نماتوبلاستیک نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها بر اثر دگرگونی ناحیه‌ای آمفیبول تشکیل و جای‌گزین کلینوپیروکسن‌ها شده است. حاشیه برخی از ترمولیت‌ها با کلریت جای‌گزین شده است. جای‌گزینی کلریت در حاشیه ترمولیت‌ها حاکی از رخداد دگرگونی پس‌رونده بعد از یک دگرگونی پیش‌رونده است [۳] [۱۴].

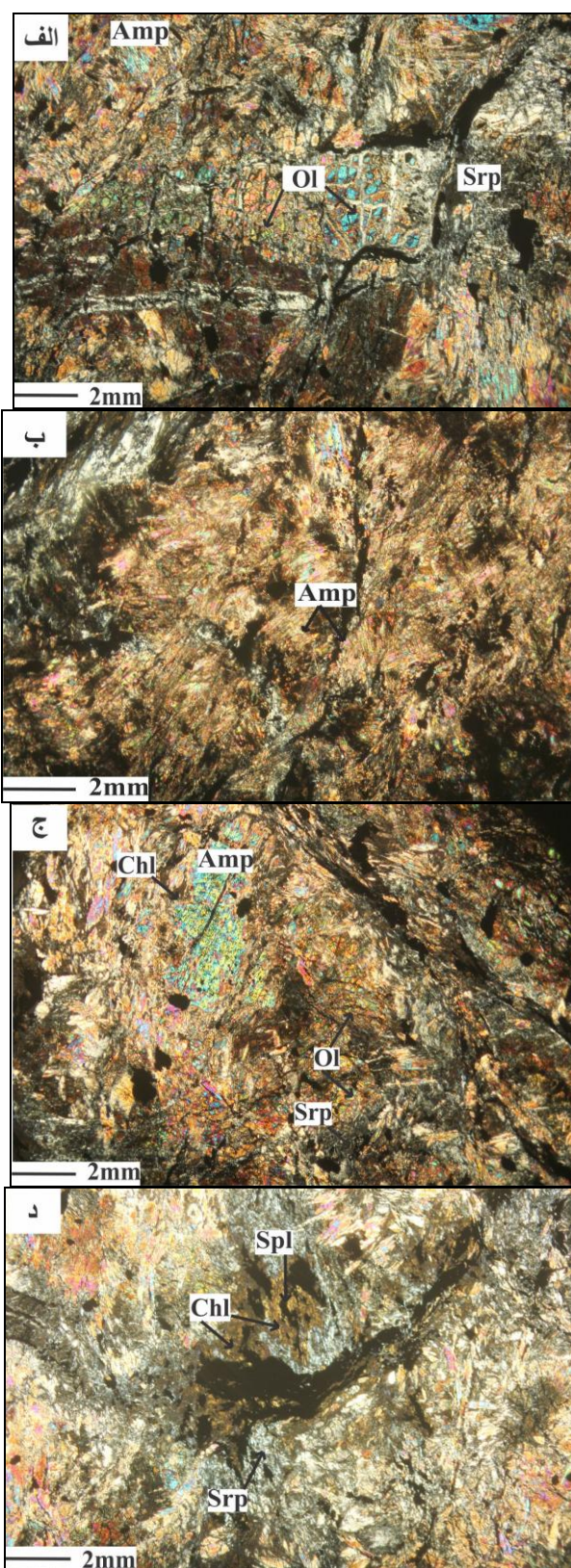
سرپانتین‌ها از جمله کانی‌های تشکیل‌دهنده متالرزولیت‌های بررسی شده هستند که به‌صورت هم‌زیست با کلریت‌ها مشاهده می‌شود و هم‌چنین حاشیه برخی از الیوین‌های دگرگونی به‌طور بخشی سرپانتینی شده‌اند و تشکیل بافت مشبک را داده است.

از دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کلریت اشاره کرد. در برخی از پریدوتیت‌های دگرگون شده افیولیت پشت بادام، کلریت در اطراف مگنتیت‌های کروم‌دار به‌خرج سرپانتین و اسپینل‌های کروم‌دار تشکیل شده است (شکل ۴ د) [۱۹]. از نظر پتروگرافی هاله کلریت تشکیل شده در اطراف مگنتیت‌های کروم‌دار قابل مقایسه با تشکیل کلریت و مگنتیت کروم‌دار در متاپریدوتیت‌های سایر افیولیت‌های ایران مرکزی از جمله انارک، نایین و سورک است [۲۰].

در متالرزولیت‌های بررسی شده اسپینل به‌عنوان یک کانی فرعی و از نوع مگنتیت کروم‌دار مشاهده می‌شود. بررسی میکروسکوپی مگنتیت‌های کروم‌دار در متالرزولیت‌های بررسی شده نشان می‌دهد که این کانی در برابر نور طبیعی سیاه‌رنگ و بلور آن از لحاظ ظاهری بی‌شکل و در مواردی ورمیکولر^۲ هستند.

بر اساس [۲۱] بررسی تغییر بافت کروم اسپینل‌ها با افزایش درجه دگرگونی نشان می‌دهد که در متاپریدوتیت‌ها تحت شرایط رخساره شیبست سبز، زون آلتراسیون مگنتیت در حواشی کانی و در طول شکستگی‌های کروم اسپینل توسعه می‌یابد و هنوز هسته‌های سالمی از این کانی در بخش‌های مرکزی وجود دارد و اما در سنگ‌های رخساره آمفیبولیت کروم اسپینل باقی‌مانده کاملاً به مگنتیت کروم‌دار و مگنتیت تبدیل می‌شود و به‌عبارتی حضور کروم اسپینل دگرسان نشده در متاپریدوتیت‌ها نشان‌گر نداشتن تعادل کامل به‌دلیل پایین بودن نسبت سنگ/سیال است. بررسی بافتی و مورفولوژی مگنتیت‌های کروم‌دار در متالرزولیت‌های بررسی شده نشان می‌دهد که طی دگرگونی پیش‌رونده همه اسپینل‌های کروم‌دار اولیه به مگنتیت کروم‌دار و مگنتیت تبدیل شده‌اند.

2. Vermicular



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی متالرزولیت‌های افیولیت پشت بادام، الف) نئوبلاست‌های دانه‌ریز الیوین به همراهی ترمولیت، سرپانتین و مگنتیت، ب) بافت درهم که با ترمولیت‌ها ایجاد شده است، ج) ترمولیت منشوری حاوی ادخال‌های مگنتیت به همراه کلریت، سرپانتین و الیوین، د) تشکیل‌هاله‌ای از کلریت در اطراف مگنتیت‌های کروم‌دار

همه اسپینل‌های کروم‌دار اولیه به مگنتیت کروم‌دار و مگنتیت تبدیل شده‌اند. در برخی موارد مگنتیت کروم‌دار دارای حاشیه‌ای از کلریت است. طی فرآیند دگرگونی، کلریت هم‌زیستی با مگنتیت کروم‌دار می‌تواند در اثر واکنش اسپینل کروم‌دار با سیلیکات‌ها و سیالات تشکیل شود [۲۲]. حضور کلریت‌ها در اطراف مگنتیت‌های کروم‌دار منطقه بررسی شده نشان‌دهنده رخداد دگرگونی دما بیش‌تر، بعد از فرآیند سرپانتینی شدن است و جای‌گزینی اسپینل‌ها با مگنتیت کروم‌دار و کلریت طی دو مرحله صورت گرفته است. در مرحله اول، پریدوتیت‌ها تحت تأثیر فرآیند سرپانتینی شدن قرار گرفته و به دنبال آن در مرحله دوم، سرپانتین با اسپینل واکنش داده و مگنتیت کروم‌دار و کلریت ایجاد شده است [۲۳] (واکنش ۳):



Al-Spl

Srp

Chl

Cr-Mag

M: میزان Mg^{2+} و Fe^{2+} را در اسپینل، سرپانتین، کلریت و میزان Fe^{3+} را در مگنتیت نشان می‌دهد.

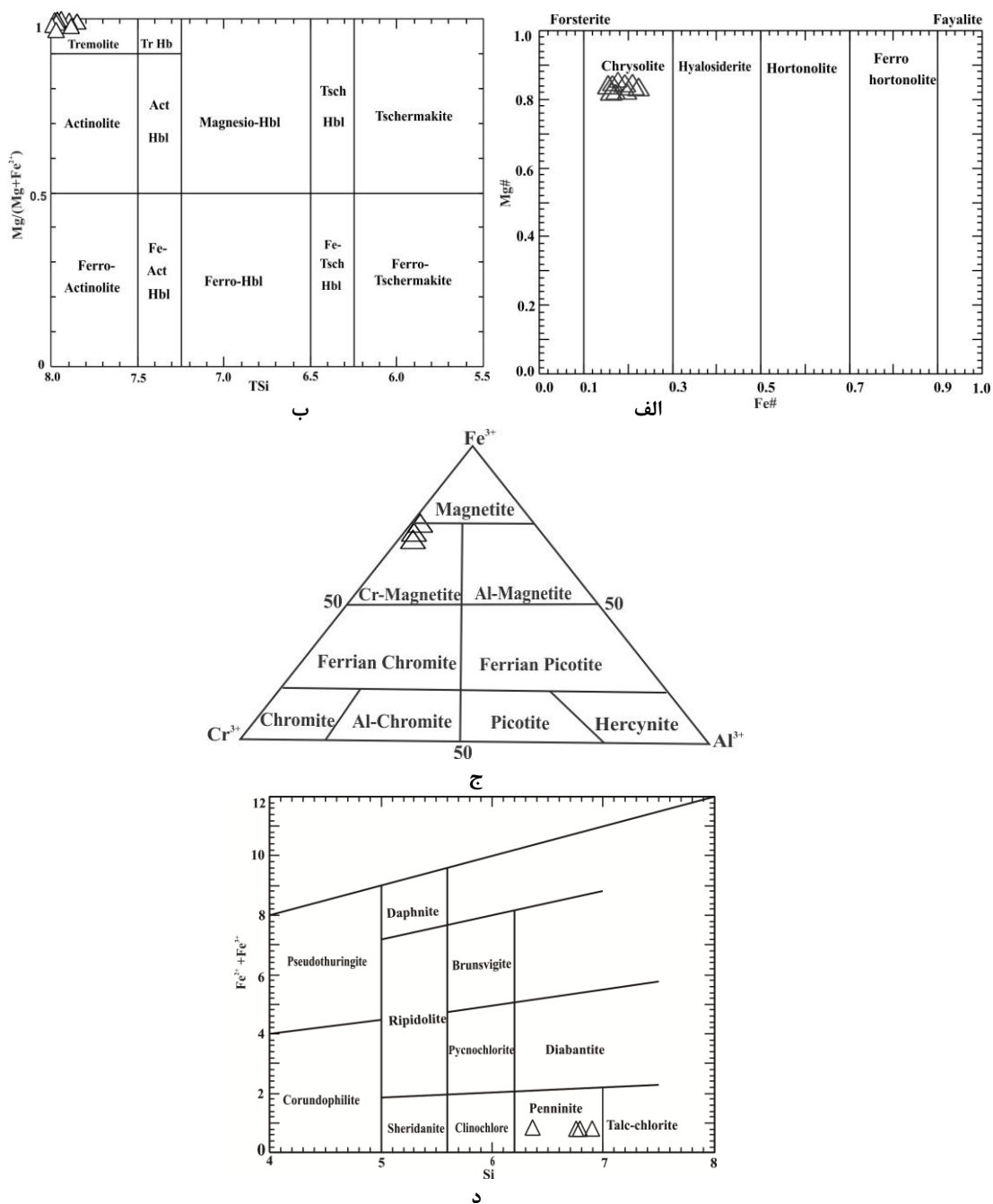
بررسی شیمی کانی متالرزولیت‌ها نشان می‌دهد، که الیون‌ها دارای مقادیر بسیار اندک کلسیم ($\text{CaO} < 0.3 \text{ wt}\%$) و از نوع کریزولیت ($\text{Fo} \sim 0.79 - 0.80$) هستند (جدول ۱) (شکل ۵). ترکیب شیمیایی الیون‌های دگرگونی با شیمی سنگ کل و نیز درجه دگرگونی کنترل می‌شود [۱۴].

بر اساس بررسی‌های [۲۴]، میزان کلسیم در ساختار الیون به دما وابسته است. شرایط دمایی تعادل پایین در دگرگونی و تبلور الیون‌های دگرگونی از سرپانتین به‌عنوان یک کانی فقیر از کلسیم، موجب تشکیل الیون‌هایی با محتوی کم‌تر CaO شده است [۲۵]. محتوی بسیار اندک کلسیم ($\text{CaO} < 0.3$) در الیون‌های متالرزولیت‌های بررسی شده نسبت به الیون‌های ماگمایی ($\text{CaO} > 0.4$) نشان می‌دهد که این الیون‌ها از نوع دگرگونی است و بیان‌گر فرآیند سرپانتین زدایی پیش‌رونده در طول دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت است [۲۴].

ترمولیت، کانی معمول حاصل از دگرگونی در این سنگ‌ها است (شکل ۶). بررسی شیمی آمفیبول‌های کلسیم‌دار این متالرزولیت نشان می‌دهد که این آمفیبول‌ها از نوع ترمولیت است و حاوی Na_2O و Al_2O_3 کم به‌ترتیب ($> 0.3 \text{ wt}\%$) و ($0.1 - 0.2 \text{ wt}\%$) و منیزیم زیاد ($22 - 24 \text{ wt}\%$) هستند (جدول ۲).

بر اساس بررسی‌های خدر و آرایبی [۲۶] دلیل تهی‌شدگی سدیم و آلومینیم در ترمولیت پیش‌رونده، شیمی سنگ مادر است که از نظر سدیم و آلومینیم فقیر است. کلریت‌ها از نوع پنینیت با $\text{Mg}\#(0.92 - 0.93)$ و منشأ آلومینیوم بالای آن‌ها دگرسانی اسپینل‌های کروم‌دار هستند (جدول ۳) [۲۷]. داده‌های حاصل از تجزیه الکترون مایکروپروب اسپینل‌ها نشان می‌دهد، که این کانی با داشتن $\text{Al}_2\text{O}_3 < 2 \text{ wt}\%$ و $\text{Cr}\#(0.97 - 0.99)$ در نمودار سه‌تایی Al- Fe^{3+} -Cr در محدوده مگنتیت‌های کروم‌دار واقع شده‌اند (جدول ۴) (شکل ۵). در طول دگرگونی پیش‌رونده و تشکیل مگنتیت کروم‌دار میزان Cr# کروم اسپینل‌ها افزایش و میزان Fe# کاهش می‌یابد [۲۱].

از آن‌جاکه در بررسی‌های میکروسکوپی امکان تعیین دقیق نوع کانی‌های گروه سرپانتین وجود ندارد، از الگوی پراش اشعه ایکس (XRD) و نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب استفاده شد که بیان‌گر وجود آنتی‌گوریت در متاپریدوتیت‌های منطقه پشت بادام هستند.



شکل ۵. نمودارهای ترکیب شیمیایی کانی‌ها، الف) الیون، ب) آمفیبول، و موقعیت کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های دگرگون افیولیت پشت بادام، ج) کلریت (برگرفته از [۲۸])، د) اسپینل [۲۹]، و موقعیت کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های دگرگون افیولیت پشت بادام

بحث

افیولیت پشت بادام در انتهای پالئوزوئیک یا ابتدای مزوزوئیک، تحت تأثیر سه مرحله دگرگونی، طی فازکوه‌زایی سیمربین (پیشین، میانی و پسین) قرار گرفته است و دست‌خوش تغییرات کانی‌شناسی، بافتی و ترکیب شیمیایی شده‌اند.

تشکیل نئوبلاست‌های الیوین پس از سرپانتینی شدن لرزولیت‌های اولیه، تشکیل ترمولیت دگرگونی از دیوپسیدهای آذرین اولیه، حضور کلریت‌های منیزیم‌دار و آنتی‌گوریت از جمله شواهد سنگ‌نگاری است که دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. در واقع پیش از آغاز فرآیند دگرگونی پیش‌رونده، مجموعه کانی‌های بی آب پریدوتیت‌ها به معادل‌های شدیداً آب‌دار تبدیل می‌شود [۳].

آثار سنگ‌نگاری و شواهد ژئوشیمیایی، مؤید تأثیر شرایط دما و فشار در حد رخساره شیست سبز به صورت سرپانتینی شدن و سپس دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت بر افیولیت پشت بادام است که شواهد آن در متالزولیت‌های بررسی شده قابل مشاهده است. روند جاننشینی پیش‌رونده مجموعه کانی‌شناسی کریزوتیل + لیزاردیت به وسیله آنتی‌گوریت بیان‌گر دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده در رخساره شیست سبز است [۱۵]. هم‌چنین وجود ادخال‌های ریز مگنتیت در نئوبلاست‌های الیوین، نشان می‌دهد که ابتدا ادخال‌های مگنتیت در مرحله اولیه هیدراته شدن و سرپانتینی شدن لرزولیت‌های اولیه در حد رخساره شیست سبز (M1) تشکیل شده و سپس در طول دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت به وسیله الیوین‌های دگرگون احاطه شده‌اند [۳۱]. سرپانتینی شدن بخشی الیوین‌های دگرگون، بیان‌گر رخداد دگرگونی پس‌رونده بعد از دگرگونی پیش‌رونده است.

در متالزولیت‌های افیولیت پشت بادام تمامی کلینوپیروکسن‌های آذرین اولیه در طی دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت به ترمولیت تبدیل شده‌اند. جای‌گزینی کلریت در حاشیه ترمولیت‌ها حاکی از رخداد دگرگونی پس‌رونده به دنبال رخداد دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت است [۱۴] [۱۶].

متأسفانه دما-فشار سنجی که قابل استفاده برای رخساره آمفیبولیت در مورد پریدوتیت‌های دگرگون باشد، وجود ندارد. به همین دلیل بهتر است که به منظور تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی متاپریدوتیت‌ها، شواهد میکروسکوپی و هم‌زیستی کانی‌ها استفاده شوند [۳۲].

شواهد سنگ‌نگاری که نشان‌دهنده رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت (M2) در متالزولیت‌های منطقه پشت بادام است عبارتند از:

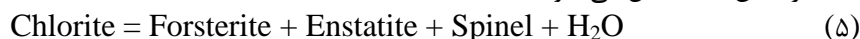
۱. هم‌زیستی مجموعه الیوین + ترمولیت در متالزولیت‌ها که از شواهد دگرگونی در رخساره آمفیبولیت است جدول (۵) [۱۷] [۳].

۲. در یک سیستم لرزولیتی، ترمولیت تنها کانی کلسیم‌داری است که در شرایط رخساره آمفیبولیت پایدار است و با پیشرفت دگرگونی در رخساره گرانولیت به وسیله واکنش (۴) تبدیل به دیوپسید و انستاتیت می‌شود [۳۲]. حضور نداشتن دیوپسیدهای حاصل از دگرگونی و انستاتیت در متالزولیت‌های منطقه پشت بادام نشان‌گر این است که اوج دگرگونی در منطقه بررسی شده هرگز از این واکنش بالاتر نرفته است [۳۳]:



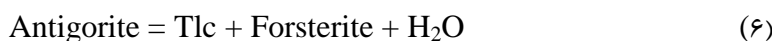
بنابراین دمای دگرگون شدن متاپریدوتیت‌های منطقه پشت بادام حتماً کم‌تر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد (رخساره گرانولیت) است (شکل ۷).

۳. حداکثر دمای پایداری کلریت منیزیم‌دار طی دگرگونی پیش‌رونده در متاپریدوتیت‌ها ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد است [۳۴]. طی دگرگونی پیش‌رونده کلریت به مجموعه کانی‌های فورستریت + انستاتیت + اسپینل آلومینیوم‌دار طبق واکنش (۵) تبدیل می‌شود [۱۷]:



بنابراین وجود کلریت‌های غنی از منیزیم و نبود انستاتیت و اسپینل آلومینیوم‌دار در متالرزولیت‌های بررسی شده نشان می‌دهد که دگرگونی در دمای کم‌تر از ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد در رخساره آمفیبولیت رخ داده است (شکل ۷). هم‌چنین تشکیل هاله کلریت با ترکیب پنینیت در اطراف اسپینل‌های کروم‌دار محدوده رخساره آمفیبولیت را تأیید می‌کند [۱۹].

۴. حداکثر دمای پایداری آنتی‌گوریت ۶۰۰-۵۷۰ درجه سانتی‌گراد در فشارهای متوسط تا ۱۰ کیلو بار است [۱۵]. آنتی‌گوریت، طی دگرگونی پیش‌رونده در مرز بین رخساره آمفیبولیت تحتانی-میانی طبق واکنش (۶) به مجموعه ای تالک و فورستریت تبدیل می‌شود [۱۷] [۳۲]:

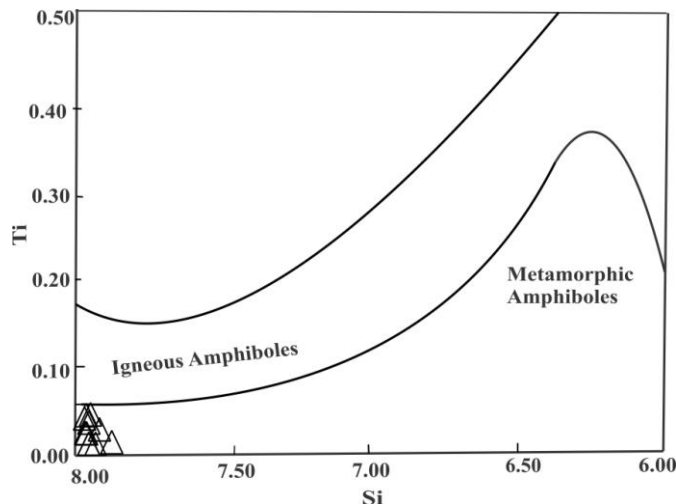


با توجه به نبود مجموعه پارائنز فورستریت + تالک در پریدوتیت‌های پشت بادام، شرایط اوج دگرگونی هرگز به ایزوگراد ناپایداری آنتی‌گوریت نمی‌رسد. این محدوده دما - فشار شرایط رخساره آمفیبولیت تحتانی را نشان می‌دهد (شکل ۷).

بر اساس [۱۴] [۱۵] تشکیل کلریت در حاشیه ترمولیت‌ها و هم‌چنین سرپانتینی شدن بخشی الیوین‌های دگرگونی از جمله شواهد سنگ‌نگاری است که نشان‌دهنده رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پس‌رونده در حد رخساره شیست سبز (M3) در متالرزولیت‌های بررسی شده است.

شبکه‌های پتروژنتیک و واکنش‌های دگرگونی متعددی در مورد متاپریدوتیت‌ها پیشنهاد و ارائه شده است که همگی بر مبنای داده‌های ترمودینامیکی و بررسی‌های پترولوژی تجربی به‌دست آمده‌اند. با استفاده از روابط فازی در سیستم CMASH (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) و بر اساس مجموعه کانی‌ها و واکنش‌هایی که در متالرزولیت‌های افیولیت پشت بادام رخ داده است، محدوده پایداری متالرزولیت‌های بررسی شده در این سیستم یک محدوده دمایی باریکی را در حد رخساره آمفیبولیت تحتانی نشان می‌دهد که در آن آنتی‌گوریت + ترمولیت + فورستریت پایدار هستند (جدول ۵) (محدوده خاکستری شکل ۷). در این شبکه پتروژنتیک حداکثر دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌عنوان شرایط رخداد دگرگونی پیشنهاد می‌شود.

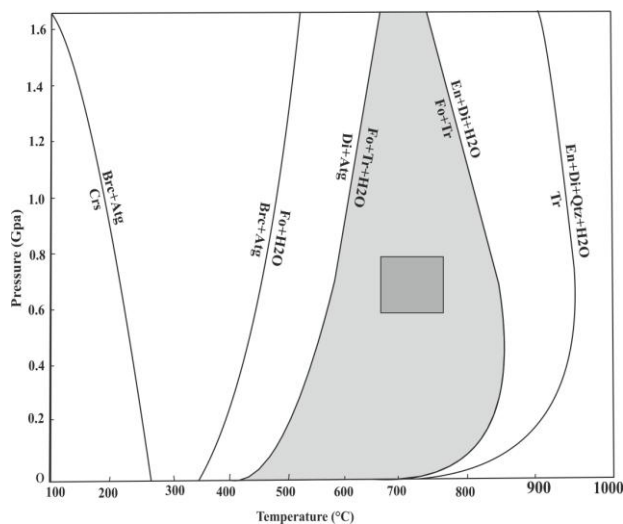
رابطه بین رخساره‌های دگرگونی و کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های دگرگون در منابعی مانند [۱۷] آورده شده است (جدول ۵). هم‌چنین بر اساس این منابع، هم‌زیستی کانی‌های موجود در متالرزولیت‌های بررسی شده بیان‌گر شرایط دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت تحتانی است.



شکل ۶. نمودار شیمیایی تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگون [۳۰] و موقعیت آمفیبول‌های موجود در متالزولیت‌های پست بادم

جدول ۵. رابطه بین همیافتی‌های کانی‌شناسی و رخساره‌های دگرگونی در سنگ‌های اولترابازیک (برگرفته از [۱۷])

Si content of Ca-amphibole	Al-Phase	Paragenesis	Facies
8.0-7.9	Chlorite	Chrysotile+Talc+Tremolite	Sub-greenschist
8.0-7.9	Chlorite	Brucite+Antigorite+Diopside	Greenschist and blueschist
	Chlorite	Forsterite+Antigorite+Diopside	
8.0-7.8	Chlorite	Forsterite + Antigorite + Tremolite	Amphibolite
7.9-7.5	Chlorite/Chromite	Forsterite +Talc + Tremolite	
	Chlorite/Chromite	Forsterite + Antophyllite(or Magnesio-Cummingtonite) + Tremolite	
7.6-6.5	Spinel	Forsterite+ Orthopyroxene + Termolite Forsterite+ Orthopyroxene +Hornblende	
6.6-5.9	Plagioclase Spinel Garnet	Forsterite+ Orthopyroxene +Clinopyroxene Forsterite+ Orthopyroxene +Clinopyroxene + Hornblende Forsterite+Orthopyroxene +Clinopyroxene	Pyroxene hornfels (Low) Granulite (Intermediate P) Eclogite (high P)



شکل ۷. شبکه پتروژنیک سنگ‌های اولترابازیک اشباع از آب در سیستم $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ [۱۷]، [۳۵]. این نمودار برای پریدوتیت‌های ایده آل گوشته (لرزولیت) به کار برده می‌شود. قسمت خاکستری محدوده دما و فشار متالزولیت‌های افیولیت پست بادم را نشان می‌دهد و توسط بررسی‌های پتروگرافی به دست آمده است. نتایج حاصل از بررسی‌های دما- فشارسنجی آمفیبولیت‌های این مجموعه افیولیتی به صورت مربع نشان داده شده است

از پتروگرافی و ترموبارومتری آمفیبولیت‌ها می‌توان برای تعیین رژیم فشار و حرارت گذشته و بررسی حوادث گذشته زمین‌شناسی منطقه استفاده کرد. آمفیبولیت‌ها یکی از واحدهای سنگی مهم موجود در افیولیت پشت بادام هستند و حاصل دگرگونی بازالت‌های این افیولیت است. این سنگ‌ها کانی‌های اصلی آمفیبول و پلاژیوکلاز، و کانی‌های فرعی کوارتز، اسفن، ایلمنیت، آپاتیت، سربیسیت و اپیدوت را دارند. در این آمفیبولیت‌ها بافت‌های نماتوبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک قابل مشاهده است. استفاده از ترموبارومتری زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز [۳۶] و بارومتری آمفیبول‌ها [۳۷]، فشار و دمای دگرگونی آمفیبولیت‌ها به ترتیب ۶/۱۶-۷/۴۵ کیلوبار و ۶۳۲-۷۴۷ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد [۳۸]، چنین فشار و دمایی نشان از دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت فوقانی است.

مقایسه ترموبارومتری آمفیبولیت‌ها و متالرزولیت‌ها نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها نسبت به متالرزولیت‌ها تحت شرایط دگرگونی بیش‌تری قرار گرفته‌اند و این اختلاف در شرایط دگرگونی این دو واحد با توجه به افیولیت ملائز بودن این مجموعه افیولیتی و هم‌چنین این‌که منطقه بررسی شده بخشی از یک کمپلکس حلقوی دگرگونی است قابل توجه است.

بر اساس نتایج حاصل از پژوهش‌های ترابی و همکاران [۵] و هم‌چنین بررسی‌های باقری و اشتامفلی [۴] می‌توان مراحل دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره شیست سبز (M1) و (M2) در حد رخساره آمفیبولیت و دگرگونی پس‌رونده در حد رخساره شیست سبز (M3) را به ترتیب به حوادث کوه‌زایی سیمین پیشین، سیمین میانی و سیمین پسین نسبت داد به طوری که مرحله دوم دگرگونی M2 با زمان سیمین میانی هم‌خوانی دارد.

نتیجه‌گیری

پژوهش‌های مختاری و ترابی [۳۸] و هم‌چنین روابط بافتی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در متالرزولیت‌های افیولیت پشت بادام نشان می‌دهند که متالرزولیت‌های منطقه پشت بادام حداقل سه مرحله دگرگونی (M1, M2, M3) را طی فازهای کوه‌زایی سیمین (پیشین، میانی و پسین) پشت سر گذاشته‌اند. بافت و کانی‌شناسی اولیه موجود در این سنگ‌ها در اثر رخداد دگرگونی پیش‌رونده و به دنبال آن دگرگونی پس‌رونده تغییر کرده است. واکنش‌ها و روابط بافتی نشان می‌دهد که لرزولیت اولیه‌ای که تحت تأثیر سرپانتینی شدن در مرحله (M1) دگرگونی قرار گرفته‌اند، و سپس تحت تأثیر مرحله دوم دگرگونی (M2) قرار گرفته‌اند. درجه دگرگونی پیش‌رونده تا بخش تحتانی رخساره آمفیبولیت است که از جمله شواهد آن تشکیل ترمولیت و الیوین دگرگون و حضور کلریت‌های منیزیم‌دار و آنتی‌گوریت است [۱۷]. به دنبال دگرگونی پیش‌رونده در حد رخساره آمفیبولیت (M2)، این متاپریدوتیت‌ها مجدداً تحت تأثیر دگرگونی پس‌رونده (M3) در حد رخساره شست سبز قرار گرفته‌اند که این مرحله با تشکیل کلریت در حاشیه ترمولیت‌های حاصل از دگرگونی پیش‌رونده و سرپانتینی شدن بخشی از الیوین‌های دگرگون تأیید می‌شود. رخداد این سه مرحله دگرگونی را می‌توان به حوادث کوه‌زایی سیمین پیشین، میانی و پسین نسبت داد. وجود کانی‌هایی نظیر اپیدوت، کلریت، پره‌نیت، لوکوکسن و سربیسیت در آمفیبولیت‌های افیولیت پشت بادام، نیز این مرحله از دگرگونی را تأیید می‌کند.

قدردانی

از دانشگاه اصفهان به‌دلیل حمایت‌های مالی از این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنیم.

منابع

1. Nicolas A., "Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere: Petrology and Structural Geology Serie", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands 4 (1989).
2. Rampone E., Piccardo G.B., Hofmann A.W., "Multi-stage melt-rock interaction in the Mt", Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites, microstructural and geochemical evidence, Contributions to Mineralogy and Petrology, 156 (2008) 453-475.
3. Evans B.W., "Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite", Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 7 (1977) 397-447.
4. Bagheri S., Stampfli G.M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic Complex in central Iran: New geological data", relationships and tectonic implications, Tectonophysics, 451 (2008) 123-155.
5. Torabi G., Shirdashtzadeh N., Arai S., Koepke J., "Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: Study of amphibolites from Naein", Ashin, Jandaq and Posht-e-Badam ophiolites, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 262 (2011a) 227-240.
6. Ramezani J., Tucker R., "The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", American Journal of Science, 303 (2003) 622-665.
7. Verdel CH., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., "Geology and thermochronology of Tertiary cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran", Geological Society of America Bulletin, 119 (2007) 961-977.
8. Davoudzadeh M., "Geology of Iran-In: E.M. Moores and R.W. Fairbridge (Eds.)", Encyclopedia of Asian and European Regional Geology, (1997) 384-405.
9. Kargaranfahghi F., Neubauer F., Genser J., "Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence", Tectonophysics, 502 (2010) 221-243.

10. Haghypour A., "Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central) petrologio et tectonique du socle Percambrien et de sa couverture", Universite scientifique et medicale de Grenoble France, (1974).
۱۱. شاه پسندزاده مجید، نوگل سادات علی اکبر، آفتابی علیجان، "تحلیل ساختاری مجموعه سنگ‌های دگرگونی پشت بادام در باختر ایران مرکزی"، بیست و یکمین گرد همایی علوم زمین (۱۳۸۴).
12. Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, 95 (2010) 185-187.
13. Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine, 51(1987) 431-435.
14. Torabi G., Arai S., Koepke J., "Metamorphosed mantle peridotites from Central Iran (Jandaq area, Isfahan Province)", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 261 (2011) 129-150.
15. Trommsdorff V., Evans B.W., "Titanian hydroxyl – clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy)", Contributions to Mineralogy and Petrology, 72 (1980) 229-242.
16. Paktunc A.D., "Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson Mine", Thompson nickel belt, northern Manitoba, The Canadian Mineralogist, 22 (1984) 77-91.
17. Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer, Berlin & Heidelberg (2011).
18. Spear F.S., "Metamorphic Phase Equilibra and Pressure-Temperature-Time Paths", Mineralogical Society of America (1995).
19. Arai S., "Formation of the chlorite corona around chromian spinel in peridotite and its significant", Geoscience Reports of Shizuoka University, 3 (1977) 9-15.
۲۰. ترابی قدرت، "افیولیت‌های ایران مرکزی، نایین، عشین و سورک (مزوزوئیک) انارک، جندق، بیاضه و پشت بادام (پالئوزوئیک)", انتشارات جهاد دانشگاهی واحد اصفهان (۱۳۹۲).
21. Farahat E.S., "Chrome-spinels in serpentinites of the El ideid-El Sodmein District, Central eastern desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications", Chemie der Erde, 68 (2008) 193-205.

22. Merlini A., Grieco G., Diella V., "Ferritchromite and chromian-chlorite formation in mélangé-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia)", *American Mineralogist*, 94 (2009) 1459-1467.
23. Mellini M., Rumori C., Viti C., "Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites, formation of "ferritchromite" rims and chlorite aureoles", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149 (2005) 266-275.
24. Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H., "Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry", *Chemical Geology*, 270 (2010) 196-215.
25. Shirdashtzadeh N., Torabi G., Meisel T.C., Arai S., Bokhari S.N.H., Samadi R., Gazel E., "Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 262 (2014) 227-240.
۲۶. شیردشت‌زاده نرگس، "پترولوژی گدازه‌های بالشی و آمفیبولیت‌ها؛ و دگرگونی در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌های ناین و عشین"، پایان نامه دکتری، (۱۳۹۳).
27. Khedr M.Z., Arai S., "Petrology and geochemistry of prograde deserpentinized peridotites from-Happo-O'ne, Japan: Evidence of element mobility during deserpentinization", *Journal of Asian Earth Sciences*, 43 (2012) 150-163.
28. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Rock Forming Minerals", Volume 2B. Double-Chain Silicates, Geological Society of London (1997).
29. Barnes S.J., Roeder P.L., "The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks", *Journal of Petrology*, 12 (2001) 2279-2302.
30. Leake B.E., "The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism, In: Controls of Metamorphism", W.S. Pitcher and G.W. Flinn, (Eds.), Wiley, New York, (1965) 299-318.
31. Nozaka T., "Compositional heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan", *American Mineralogist*, 88 (2003) 1377-1384.
32. Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer, Berlin (1998).
33. Desmarais N.R., "Metamorphosed Precambrian ultramafic rocks in the Ruby Range", *Montana, Precambrian Research*, 16 (1994) 67-101.

34. Tracy R.J., Robinson P., Wolff R.A., "Metamorphosed ultramafic rocks in the Bronson Hill anticlinorium, central Massachusetts", *American Journal of Science*, 284 (1984) 530-558.
35. Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer, Berlin & Heidelberg, (2002).
36. Holland T., Blundy J., "Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole plagioclase thermometry", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116 (1994) 433-447.
37. Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (1992) 304-310.
۳۸. مختاری زهرا، ترابی قدرت، "بررسی شرایط دما و فشار تشکیل آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی پشت بادام (شمال شرقی یزد)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، شماره ۲۱ (۱۳۹۲) ۵۶۱-۵۷۲.