



شیمی کانی و زمین‌دما-فشارسنجی متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود)

مرضیه ویس کرمی^{۱*}، محمود صادقیان^۱، حبیب‌الله قاسمی^۱ و مینگو جای^۲

(۱) گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(۲) گروه پترولوژی، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین، پکن، چین

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۰۴/۰۲، پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۲۲

چکیده

مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد به سن نئوپروتروزوئیک پسین، در جنوب شرق شاهرود و شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارد که طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی را شامل می‌شود. متابازیت‌های این مجموعه متشکل از آکتینولیت‌شست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. آمفیبول، پلاژیوکلاز و گارنت کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. آمفیبول‌های متابازیت‌های این مجموعه به گروه کلسیم‌دار تعلق دارند. ترکیب آمفیبول در آکتینولیت‌شست‌ها آکتینولیت و نیزیوهورنبلند و در آمفیبولیت‌ها نیزیوهورنبلند و چرماکیت است. پلاژیوکلازها اغلب دارای ترکیب الیگوکلاز، لابرادوریت تا بیتونیت هستند. با استفاده از دما-فشارسنجی زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز، دمای تعادلی ۴۵۰ تا ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۱ کیلوبار برای آمفیبولیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد برآورد شده است. این شرایط دما-فشار با شرایط رخساره آمفیبولیت در رژیم دگرگونی نوع بارروین متعارف مطابقت می‌کند.

واژه‌های کلیدی: متابازیت، نئوپروتروزوئیک پسین، شیمی کانی، زمین‌دما-فشارسنجی، آمفیبول، پلاژیوکلاز، شاهرود

مقدمه

درک درست فرایندها و تحولات دگرگونی و همچنین بازسازی محیط ژئودینامیکی حائز اهمیت است. آمفیبول یکی از کانی‌های مهم در بررسی‌های دما-فشارسنجی است که در طیف وسیعی از سنگ‌های بازیک، حدواسط و دگرگونی حضور دارد (Robinson, 1982; Spear, 1993; Martin 2007;) (Bucher and Grapes, 2011). این کانی در طیف دمایی ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱/۵ تا ۱۲ کیلوبار پایدار است (Hammerstrom and Zen, 1986). تمرکز عناصر

مدل‌های دما-فشارسنجی بر اساس تعادل بین کانی-کانی یا کانی-مذاب (Andersen and Lindsley, 1988; Beattie, 1993; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smidh, 1995; Putirka, 2008; Putirka, 2016) ابزاری سودمند برای برآورد دما، فشار و تکامل شیمیایی در فرایندهای زمین‌شناسی هستند. متابازیت‌ها یکی از مهم‌ترین سنگ‌های تشکیل‌دهنده نوارهای کوه‌زایی و دگرگونی هستند. بررسی ترکیب و شرایط دما-فشار تشکیل این سنگ‌ها در شناخت و

نخستین بار به بررسی دما و فشار تشکیل متابازیت‌های این مجموعه می‌پردازد.

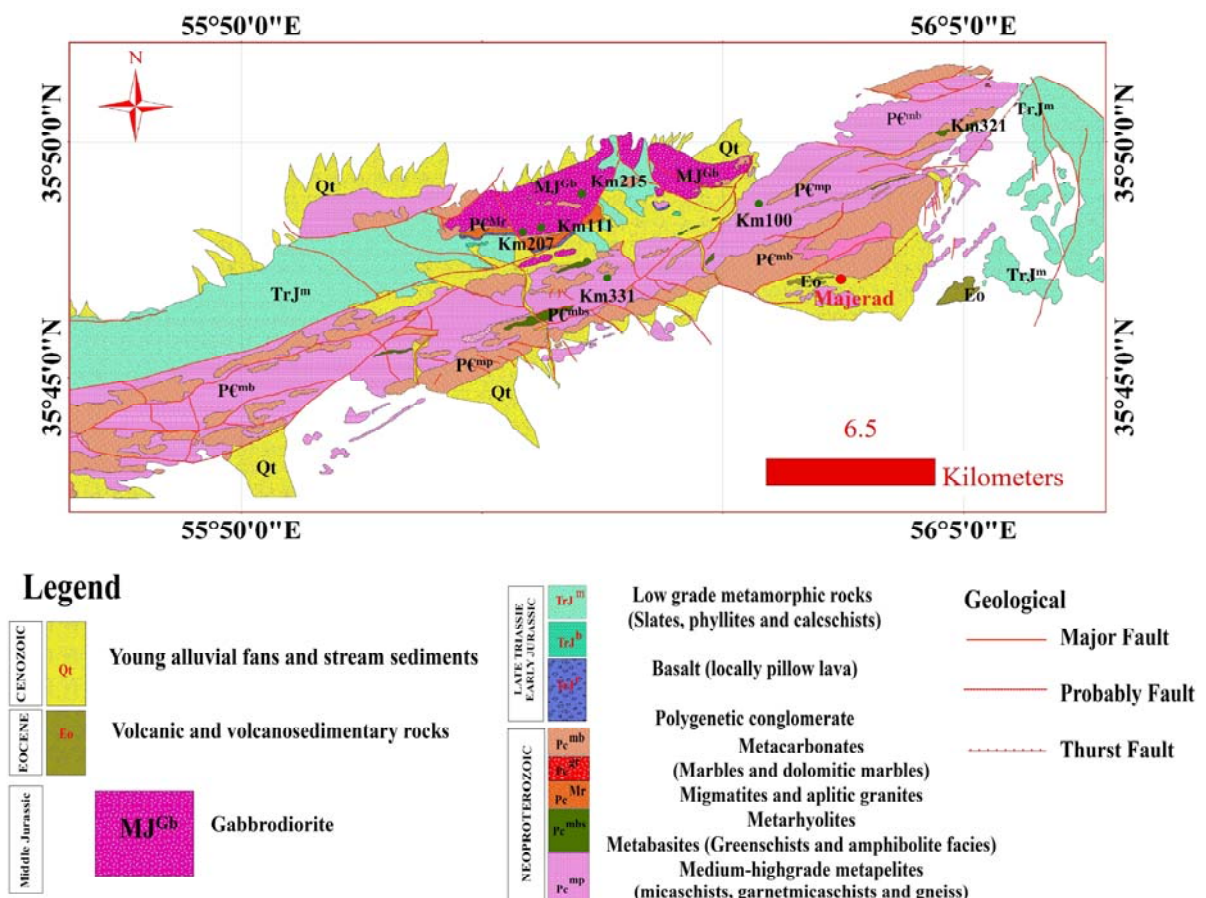
موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد با روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب به طول تقریبی ۴۰ و عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب‌شرق شاهرود و در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. این مجموعه شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین است. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه شامل متاکرینات‌ها، متابازیت‌ها، متاپلیت‌ها، متاپسامیت‌ها و متاریولیت‌ها است. با توجه به بررسی‌های سن‌سنجی به روش اورانیوم-سرب (U-Pb) بر روی زیرکن‌های جدا شده از متابازیت‌های این مجموعه، سن نئوپروتروزوئیک پسین (ادیاکارن) برای این مجموعه محرز است (Veiskarami et al., 2018b). سنگ‌های دگرگونی و آذرین مجموعه ماجراد در برخی مناطق به وسیله توالی رسوبی-تخریبی به سن اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک پوشیده شده‌اند (Veiskarami et al., 2018a). توالی مزبور در ژوراسیک میانی تحت تأثیر کوه‌زایی سیمیرین میانی، دگرگونی درجه پایینی از نوع دما-فشار پایین، در حد رخساره شیست‌سبز را متحمل شده است و به اسلیت، فیلیت، میکاشیست، آهک‌های دوباره تبلور یافته و شیست‌سبز (متابازیت‌های حاصل از دگرگونی بازالت‌ها) تحول یافته است. در برخی نقاط، ماگماتیسم بازی ژوراسیک میانی به صورت توده‌های نفوذی کوچک مقیاس گابروئیدی یا دسته دایک‌های دیابازی، مجموعه‌های دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک پسین و همچنین توالی رسوبی-تخریبی (یا مجموعه دگرگونی) ژوراسیک را قطع کرده‌اند (Veiskarami et al., 2018a) (شکل ۱). هم‌زمان با این حوادث، دگرگونی دینامیکی ناشی از فازهای زمین‌ساختی به ایجاد زون‌های برشی و میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگونی این مجموعه منجر شده است. با توجه به بررسی‌های سن‌سنجی حسن‌زاده و همکاران (Hassanzadeh et al., 2008) بر روی قلوه‌سنگ‌های

مختلف موجود در جایگاه‌های بلورشناسی آمفیبول‌ها تابع عوامل مختلفی مانند دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. بنابراین با توجه به مقادیر این عناصر، می‌توان به شرایط دما و فشار تشکیل این کانی پی‌برد. مجموعه این ویژگی‌ها موجب شده است تا پژوهشگران به‌طور وسیعی از این کانی در بررسی‌های دما-فشارسنجی استفاده کنند و معادلات تجربی و کالیبراسیون‌های متعددی بر پایه این کانی پایه‌ریزی شود. سرزمین‌های پی‌سنگی در اغلب نقاط ایران به‌استثنای زون کپه‌داغ، مکران و فلش شرق ایران، کم و بیش رخمون دارند. بررسی‌های گسترده‌ای بر روی این مناطق انجام شده است که از آن جمله می‌توان به رحمتی ایلخچی و همکاران (Rahmati Bayat and Torabi, 2011)، بلاغی اینالو و همکاران (Balaghi Einalou et al., 2012)، فرامرزی و همکاران (Faramarzi et al., 2014)، منظمی باقرزاده و همکاران (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015)، حسینی و همکاران (Hosseini et al., 2015)، ملک‌پور علمداری و همکاران (Malekpour-Alamdari et al., 2017) اشاره کرد. رخمون‌های متعددی از این سرزمین‌ها در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی به‌ویژه در جنوب‌شرق شاهرود یافت می‌شوند که از آن جمله می‌توان به مجموعه آذرین-دگرگونی دلبر، شمال‌غرب احمدآباد، غرب رضاآباد، شمال‌شرق میامی، شترکوه، بندهزارچاه، جنوب دوچاه و ماجراد اشاره کرد. بررسی این مناطق با ویژگی‌های گندوانایی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پسین-کامبرین و در ارتباط با کوه‌زایی ادیاکارن در خور اهمیت بوده است و می‌تواند در درک تحولات بخش گندوانایی ایران مفید باشد. مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد در ۱۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق شاهرود و شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی دربردارنده طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین است. متابازیت‌ها حجم زیادی از سنگ‌های دگرگونی این مجموعه را به‌خود اختصاص داده‌اند. این پژوهش برای

این فرایند تشکیل می‌شوند اغلب به حاشیه‌های هسته دگرگونی محدود می‌شوند. در حالی که بررسی مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد نشان می‌دهد که میلوئیتی شدن در کل منطقه حادث شده و سنگ‌های دگرگونی و آذرین را با هم تحت تأثیر قرار داده است.

گرانیته میلوئیتی شده متعلق به کنگلومرای قاعده توالی ژوراسیک، این پژوهشگران اذعان داشتند که یکی از فازهای زمین‌ساختی اصلی به میلوئیت‌زایی در اواخر نئوپروتروزوئیک منجر شده است. با توجه به ماهیت مجموعه‌های هسته دگرگونی این احتمال نیز وجود دارد که در جریان بالاآمدگی نیز میلوئیت‌زایی صورت گرفته باشد؛ اما میلوئیت‌هایی که در جریان



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد که با استفاده از تصاویر Google Earth و بازدیدهای صحرایی تهیه شده است. موقعیت نمونه‌های انتخاب‌شده برای آنالیز مایکروپروپ با دایره توپر سبز بر روی آن نشان‌دهنده شده است.

Fig. 1. Simplified geological map of the Majerad igneous-metamorphic complex which illustrated based on Google Earth image and field observations. Sample locations of the selected samples for microprobe analysis are indicated by green closed circle on this map.

داده‌اند و به صورت میان‌لایه با واحدهای متاپلیتی و متاپسامیتی به صورت طیف سنگی شیست‌سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت

متابازیت‌ها حجم عمده‌ای از سنگ‌های مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک پسین ماجراد را به خود اختصاص

حاشیه به صورت مناظر بین آمفیبول و پلاژیو کلاز انتخاب شدند. آنالیز مایکروپروب^۱ کانی‌ها با استفاده از دستگاه ریزپردازنده نوع JXA-8230 در شرایط آزمایش شامل ولتاژ 15KV، جریان ریز کاو 10nA در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Northwest University Xian, China انجام شد. برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی متابازیت‌ها، ۱۰ نمونه سنگ با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شدند و در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. مقادیر عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-OES و ICP-MS تعیین شدند که نتایج آنها در جدول ۳ ارائه شده است.

سنگ‌نگاری

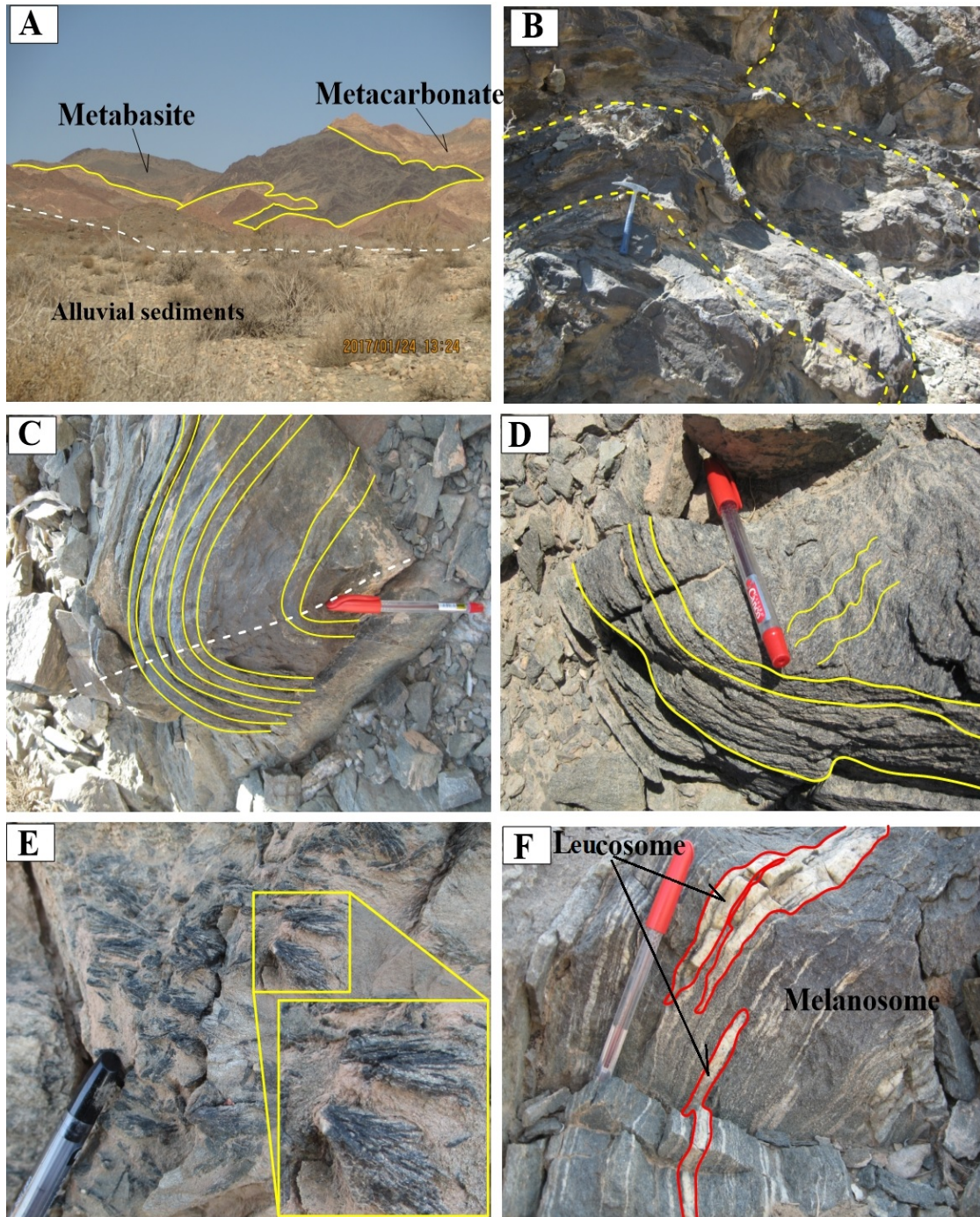
متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک پسین ماجراد شامل آکتینولیت‌شست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. آمفیبول، پلاژیو کلاز و گارنت کانی‌های اصلی، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای آهن-منگنز کانی‌های فرعی و کلریت، اپیدوت، کلسیت و اسفن کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. آمفیبول به‌عنوان مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به‌صورت بلورهای درشت، منشوری و دوکی شکل به رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۳-A, C و D). پلاژیو کلاز به‌صورت بلورهای متوسط تا ریزبلور، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در زمینه و به‌صورت ادخال در بلورهای آمفیبول و گارنت حضور دارد. گارنت اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ادخال‌هایی از کوارتز، پلاژیو کلاز و اپیدوت در گارنت آمفیبولیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-B). این سنگ‌ها بافت پورفیروبلاستی، نامتوبلاستی و درهم فرورفته نشان می‌دهند. شواهد بارز دگرریختی از قبیل برگ‌وارگی، خط‌وارگی، چین خوردگی، تشکیل بلورهای ماهی شکل آمفیبول، خم‌شدگی و انحلال فشاری در این متابازیت‌ها به‌وفور مشاهده می‌شود (شکل ۳-C).

می‌شوند (شکل ۲-A). بر اساس مشاهدات صحرایی و داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مادر متابازیت‌ها، توده‌های نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب گابرو تا دیوریت، روانه‌های بازالتی زبرداری و سنگ‌های آتشفشانی-تخریبی وابسته بوده‌اند (Veiskarami et al., 2018b).

رنگ این سنگ‌ها اغلب سیاه تا سبز تیره بوده و اندازه دانه‌ها از ریزدانه تا درشت‌دانه متغیر است (شکل ۲). در برخی مناطق، در این متابازیت‌ها چین‌ها و ریزچین‌های متعددی در مقیاس میکروسکوپی و مزوسکوپی توسعه یافته است، متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد اغلب دارای برگ‌وارگی و خط‌وارگی کاملاً بارزی هستند (شکل ۲-C و D). آکتینولیت‌شست‌ها اغلب دانه‌درشت هستند؛ در حالی که آمفیبولیت‌ها اغلب ریزدانه با ساخت توده‌ای هستند. اندازه بلورهای آکتینولیت در برخی از آکتینولیت‌شست‌ها به چند سانتی‌متر می‌رسد که در سطح سنگ به‌صورت ساختارهای انگشتی و پاپیونی مشاهده می‌شود (شکل ۲-E). شواهدی از تفریق دگرگونی به‌صورت لوکوسم‌های سرشار از کوارتز و پلاژیو کلاز (بسته‌های توانالیتی) در آمفیبولیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-F).

روش مطالعه

برای انجام بررسی‌های پتروگرافی، تعداد ۱۵۰ مقطع نازک از متابازیت‌های منطقه ماجراد تهیه شد و به‌وسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفتند. پس از انجام بررسی‌های دقیق پتروگرافی، برای انجام بررسی‌های دما-فشارسنجی و شیمی کانی‌ها، تعداد ۷ عدد مقطع نازک-صیقلی (سه مقطع از آکتینولیت‌شست‌ها و چهار مقطع از آمفیبولیت‌ها) برای آنالیز مایکروپروب انتخاب شدند که تعداد ۸۰ نقطه از آمفیبول‌ها و ۲۰ نقطه از پلاژیو کلازها مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول‌های ۱ و ۲)، موقعیت نمونه‌های آنالیزشده بر روی نقشه مشخص شده است. برای انجام بررسی‌های دما-فشارسنجی از آمفیبول‌های در تماس با پلاژیو کلازها استفاده شد و نقاط آنالیزشده از هسته به



شکل ۲. تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد، A: دورنمایی از همراهی متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها، B: تصویری از ساختار بالشی حفظ‌شده در آمفیبولیت‌ها، C و D: توسعه چین و ریزچین‌ها در آمفیبولیت‌ها، E: آکتینولیت‌های درشت دارای ساختار پاپیونی در آکتینولیت‌شیسست‌ها و F: نوارهای تفریقی ناشی از تفریق دگرگونی که به تشکیل نوارهای لوکوسوم و ملانوسوم در آمفیبولیت‌ها منجر شده است.

Fig. 2. Significant features of metabasites of Majerad igneous-metamorphic complex, A: The landscape of association of the metabasites and metacarbonates, B: Preserved pillow structure in amphibolites, C and D: Extension Fold and microfolds in amphibolites, E: Large crystals of actinolites with papion structure in actinolite chists, and F: Differentiated bands due to the Metamorphic differentiation which resulted in formation of leucosome and melanosome bands in amphibolites.

جدول ۱. نتایج آنالیز مایکروپروب کانی پلاژیوکلاز در متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد

Table 1. Microprobe analyses of plagioclase mineral in metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex.

Spots	Core to rim			Core to rim				Core to rim	
SiO₂	61.06	61.55	63.75	61.06	63.75	63.52	58.77	51.15	64.52
TiO₂	0.01	0.07	0.16	0.01	0.16	0.00	0.00	0.02	0.07
Al₂O₃	23.48	23.78	22.27	23.48	22.27	22.34	25.40	30.43	22.02
FeO	0.10	0.15	0.35	0.10	0.35	0.00	0.00	0.06	0.11
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	5.44	5.52	3.99	5.44	3.99	4.10	7.74	13.91	3.65
Na₂O	8.47	8.32	9.43	8.47	9.43	9.16	7.53	3.52	9.81
K₂O	0.05	0.08	0.04	0.05	0.04	0.08	0.06	0.04	0.06
Total	99.10	100.04	100.37	99.10	100.37	99.48	99.73	99.26	100.94
Si	2.75	2.74	2.82	2.75	2.57	2.58	2.40	2.34	2.84
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.24	1.25	1.16	1.24	1.06	1.07	1.22	1.64	1.14
Fe⁺³	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.14	0.27	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	0.55	0.46	0.00	0.00
Ca	0.26	0.26	0.19	0.26	0.17	0.18	0.34	0.68	0.17
Na	0.74	0.72	0.81	0.74	0.74	0.72	0.60	0.31	0.84
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	0.30	0.46	0.21	0.30	0.12	0.27	0.20	0.24	0.35
Ab	73.55	72.72	80.60	73.31	45.42	45.10	35.83	31.33	82.64
An	26.15	26.82	19.19	26.39	54.46	54.63	63.98	68.43	17.00

جدول ۲. نتایج آنالیز مایکروپروب کانی آمفیبول در متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد

Table 2. Microprobe analyses of amphibole mineral in metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex.

Spots	Core to rim		Core to rim				Core to rim			Core to rim	
	SiO ₂	46.31	44.4 7	45.02	43.97	44.73	42.69	42.30	42.63	43.00	45.41
TiO ₂	0.20	0.33	0.33	0.38	0.26	0.55	0.53	0.48	0.44	0.29	0.40
Al ₂ O ₃	9.79	12.5 8	12.37	12.15	11.87	14.73	14.87	15.08	14.17	11.47	13.35
Fe ₂ O ₃	6.03	5.71	6.13	6.15	5.40	4.80	3.86	5.40	6.12	6.79	6.40
FeO	9.86	10.3 4	10.39	11.11	10.87	10.36	11.85	10.10	8.97	8.95	9.00
MnO	0.19	0.15	0.13	0.20	0.19	0.21	0.31	0.19	0.16	0.25	0.18
MgO	11.44	10.0 9	10.18	9.63	10.28	9.96	9.11	9.58	10.33	10.91	10.24
NiO	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	11.81	11.7 5	11.71	11.61	11.92	11.85	11.90	11.51	11.48	11.28	11.25
Na ₂ O	0.45	0.39	0.51	0.62	0.49	0.70	0.63	0.74	0.67	0.50	0.59
K ₂ O	0.17	0.28	0.27	0.28	0.22	0.86	0.90	0.79	0.79	0.42	0.35
H ₂ O*	2.03	2.02	2.04	2.01	2.02	2.02	2.00	2.02	2.02	2.04	2.03
Total	98.27	98.1 1	99.15	98.10	98.25	98.72	98.26	98.51	98.14	98.49	98.11
Si	6.84	6.60	6.61	6.57	6.64	6.32	6.33	6.32	6.38	6.69	6.53
Al ^{iv}	1.16	1.40	1.39	1.43	1.36	1.68	1.67	1.68	1.62	1.31	1.47
Al ^{vi}	0.55	0.79	0.75	0.71	0.72	0.90	0.95	0.95	0.85	0.68	0.85
Ti	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05
Fe ³⁺	0.67	0.64	0.68	0.69	0.60	0.53	0.44	0.60	0.68	0.75	0.71
Fe ²⁺	1.22	1.28	1.28	1.39	1.35	1.28	1.48	1.25	1.11	1.10	1.11
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	2.52	2.23	2.23	2.14	2.28	2.20	2.03	2.12	2.28	2.40	2.25
Ca	1.87	1.87	1.84	1.86	1.90	1.88	1.91	1.83	1.82	1.78	1.78
Na	0.13	0.11	0.14	0.18	0.14	0.20	0.18	0.21	0.19	0.14	0.17
K	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.16	0.17	0.15	0.15	0.08	0.07
(Ca+Na) (B)	2.00	1.98	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.94	1.96
Na (B)	0.13	0.11	0.14	0.14	0.10	0.12	0.09	0.17	0.18	0.14	0.17
(Na+K) (A)	0.03	0.05	0.05	0.09	0.08	0.24	0.26	0.19	0.17	0.08	0.07
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.67	0.64	0.64	0.61	0.63	0.63	0.58	0.63	0.67	0.68	0.67
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0.55	0.45	0.47	0.49	0.46	0.37	0.31	0.39	0.44	0.52	0.45

جدول ۳. آنالیز شیمیایی سنگ‌کل متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد

Table 3. Whole rock chemical analysis of metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex.

Sample No.	KM290	KM90	KM80	KM214	KM213	KM26	KM100	KM11	KM147	KM352
SiO ₂	43.07	44.49	44.68	45.13	48.06	45.89	47.09	47.65	49.63	51.13
TiO ₂	2.81	2.38	2.15	3.49	0.78	2.68	3.06	1.27	1.29	0.52
Al ₂ O ₃	13.51	16.02	16.95	14.09	16.31	14.2	14.61	15.37	14.68	15.61
Fe ₂ O ₃ ^t	16.71	14.26	13.26	16.85	7.48	13.44	13.8	11.02	9.91	9.59
MnO	0.19	0.23	0.14	0.18	0.13	0.2	0.16	0.17	0.21	0.16
MgO	4.73	6.32	6.03	4.14	9.14	5.5	7.15	6.83	6.04	7.72
CaO	8.21	7.94	6.79	7	12.57	10.89	9.3	10.68	8.46	9.06
Na ₂ O	3.00	1.52	3.22	2.92	2.17	2.01	1.53	1.92	1.30	1.98
K ₂ O	0.67	1.13	0.54	1.39	0.22	0.46	0.65	1.13	1.00	1.15
P ₂ O ₅	0.46	0.32	0.27	0.54	0.08	0.34	0.34	0.14	0.22	0.08
LOI	5.82	4.36	5.38	3.44	2.48	3.14	1.88	2.42	5.82	1.9
Total	99.18	98.98	99.41	99.17	99.42	98.74	99.56	98.60	98.56	98.90
Hf	0.49	0.36	0.24	0.38	1.44	0.62	0.49	0.49	0.44	0.49
Ta	3.51	2.24	1.63	3.47	0.25	2.12	1.9	0.42	0.77	0.30
Th	5.19	2.54	1.94	4.95	1.1	2.46	2.34	0.567	5.18	3.62

آمفیبول

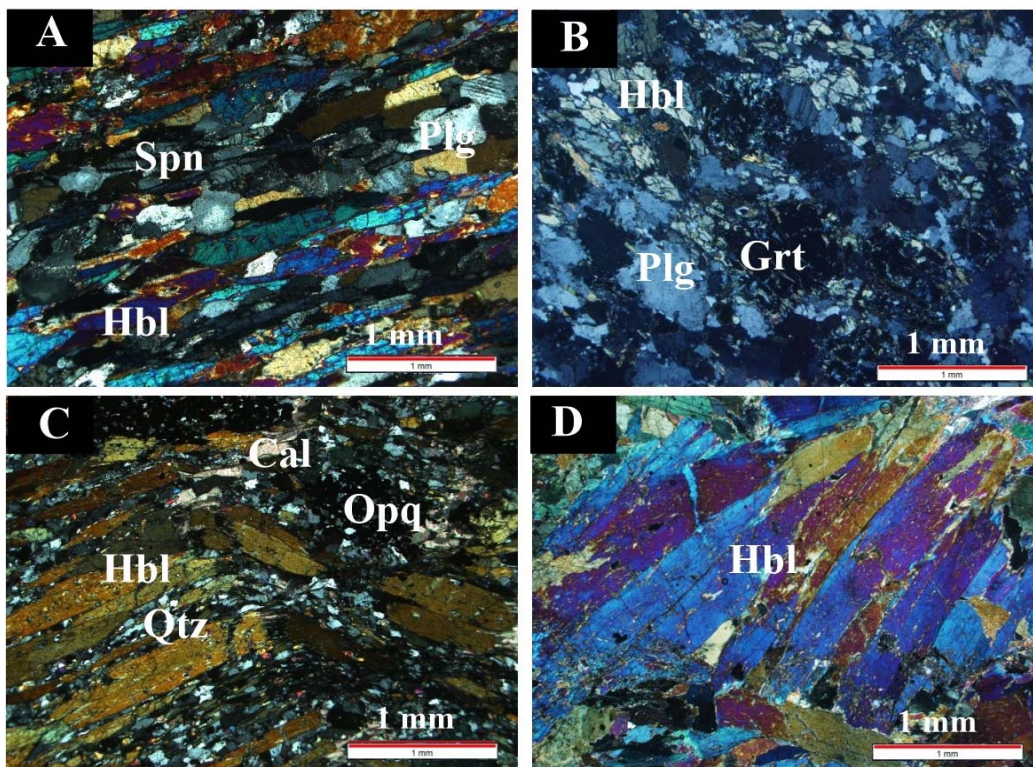
آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک موجود در متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد است. در مجموع حدود ۸۰ نقطه از این کانی مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس روش لیک و همکاران (Leake et al., 1997) و فرمول استاندارد $A_2B_2C_5O_{22}(OH)_2$ بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در موقعیت چهار وجهی و هشت وجهی (برای اعداد کئوردیناسیون ۴ و ۶) محاسبه شده است (جدول ۲).

بر اساس رده‌بندی لیک و همکاران (Leake et al., 1997) ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در گروه آمفیبول‌های کلسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴-A). در نمودار

$Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر Si که بر اساس میزان کاتیون‌های اصلی موجود در آمفیبول‌ها ترسیم شده است، نمونه‌های آنالیز شده در آکتینولیت‌شست‌ها در محدوده آکتینولیت و منیزوهورنبلند قرار می‌گیرند؛ در حالی که ترکیب آمفیبول‌های موجود در آمفیولیت‌ها در محدوده منیزوهورنبلند و چرماکیت واقع شده است (شکل ۴-B). نمونه‌های آنالیز شده از آمفیبول‌های منطقه ماجراد در نمودار $A(Na+K)$ در برابر Al^{IV} (Leake et al., 1997) در محدوده منیزوهورنبلند و چرماکیت واقع شده‌اند (شکل ۴-C). هورنبلند آلومینیم‌دار مهم‌ترین کانی گروه آمفیبول‌های کلسیک در واکنش‌های دگرگونی است. این کانی در طیف وسیعی از دما و فشار از رخساره آمفیولیت تا گرانولیت و اکلوزیت پایدار است

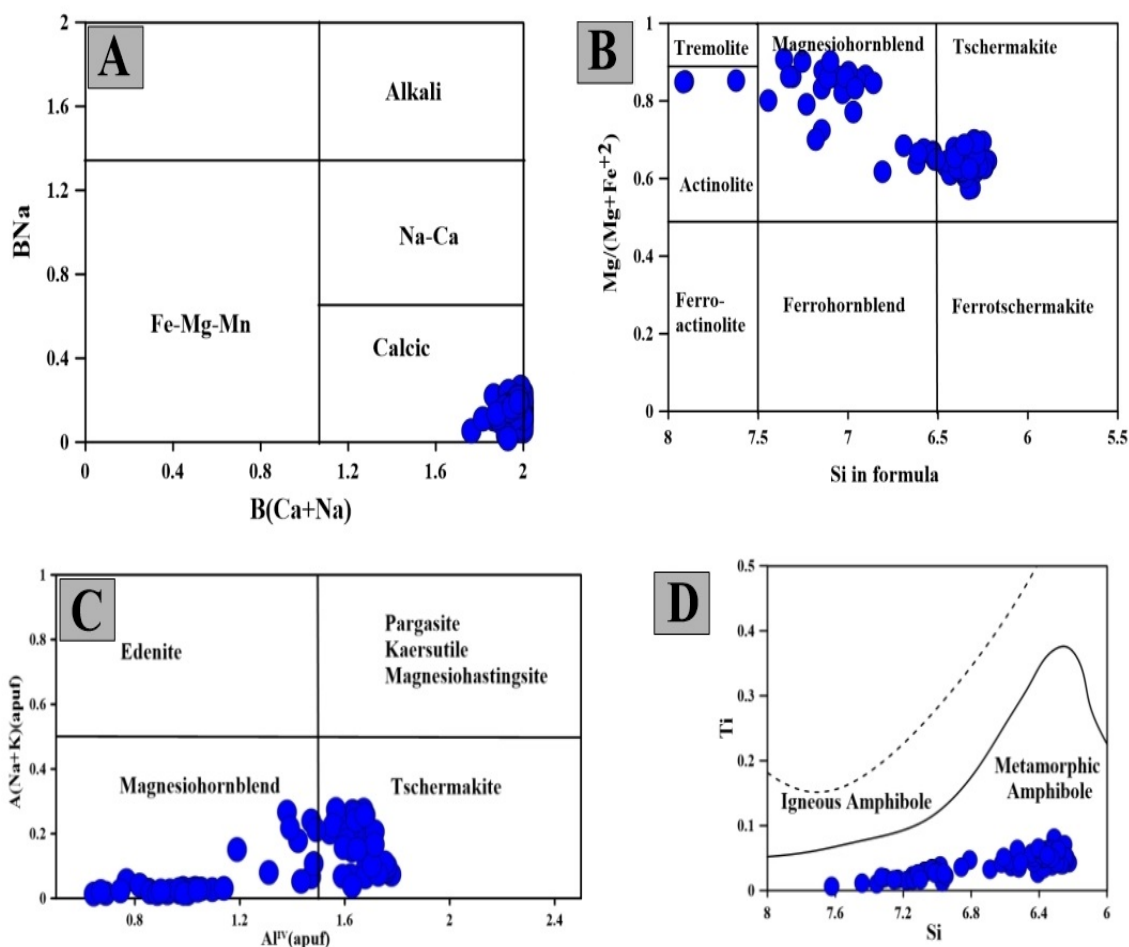
شیست سبز) ترکیب آمفیبول‌های آکتینولیت‌شیست‌ها از نوع آکتینولیت بوده و با افزایش دما و فشار حاکم بر محیط وقوع فرایند دگرگونی (رخساره آمفیبولیت)، ترکیب آمفیبول‌ها به منیزوهورنبلند تا چرماکیت تغییر می‌یابد. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده آمفیبولیت‌های آنالیز شده و ویژگی‌های پتروگرافی و صحرایی متابازیت‌ها با افزایش دما و فشار، ترکیب آمفیبول‌ها از آکتینولیت به چرماکیت تحول یافته است. آکتینولیت‌ها در سنگ‌های متابازیتی با درجه دگرگونی کمتر (آکتینولیت‌شیست و شیست‌های سبز) و چرماکیت در سنگ‌های متابازیتی درجه بالاتر (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) تشکیل شده‌اند.

(Robinson, 1982; Spear, 1993; Martin, 2007;) در (Bucher and Grapes, 2011; Molina et al., 2015) دماهای پایین‌تر دگرگونی (فشار بالا) آمفیبول‌های سدیک جایگزین هورنبلند می‌شوند (Poli and Schmidt, 1992; Schmidt, 1992; Ernst and Liu, 1998; Bucher and Grapes, 2011). در شرایط پایین‌تر دما و فشار دگرگونی در رخساره شیست سبز، هورنبلند به وسیله آکتینولیت جایگزین می‌شود (Spear, 1993; Bucher and Grapes, 2011). روند مشاهده شده در آمفیبول‌های متابازیت‌های ماجراد، با روند آمفیبول‌های دارای ماهیت تشکیلی دگرگونی هماهنگ است (شکل ۴-D). در دماها و فشارهای پایین دگرگونی (در حد



شکل ۳. تصاویری از ویژگی‌های بارز میکروسکوپی متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد (در نور XPL)، A: بافت نماتوبلاستی در آمفیبولیت‌ها، B: حضور گارنت و هورنبلند در گارنت آمفیبولیت‌ها. C: بلورهای ماهی شکل و خم‌شدگی هورنبلند در آمفیبولیت‌ها و D: بلورهای درشت هورنبلند در آمفیبولیت‌ها. علائم اختصاری از کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده است (Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، گارنت، Cal: کلسیت، Opq: کانی‌های تیره و Spn: اسفن).

Fig. 3. Photomicrographs of typical microscopic features of the metabasites of the Majerad igneous – metamorphic complex (XPL), A: Nematoblastic texture in amphibolites, B: Garnet and amphibole in garnet amphibolites, C: Amphibole fishes and kink band in amphibolites, and D: Porphyroblasts of amphibole in amphibolites. Abbreviations after Kretz (1983) (Qtz: Quartz, Plg: Plagioclase, Hbl: Hornblende, Grt: Garnet, Cal: Calcite, Opq: Opaque and Spn: Sphen).



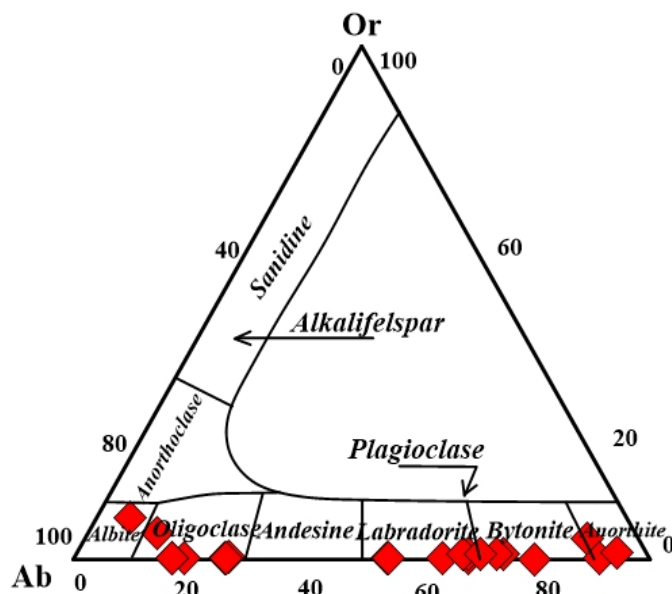
شکل ۴. موقعیت آمفیبول‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد بر روی نمودار A: BNa در برابر BCa+BNa (Leake et al., 1997)، B: نمودار $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر Si برای تمایز انواع آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997)، C: نمودار $A(Na+K)(apuf)$ در برابر $Al^{IV}(apuf)$ (Leake, 1965) و D: نمودار Ti در برابر Si برای تمایز آمفیبول‌های دگرگونی از آذرین (Leake, 1965)

Fig. 4. Compositional position of amphibolite of the Majerad igneous- metamorphic complex, A: BNa vs BCa+BNa (Leake et al., 1997), B: $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ vs Si for distinction different types of amphiboles (Leake et al., 1997), C: $A[Na+K](apuf)$ vs. $Al^{IV}(apuf)$ (Leake, 1965), and D: Ti vs. Si for distinction metamorphic amphiboles of igneous (Leake, 1965)

پلاژیوکلاز

نقطه‌ای قرار گرفته‌اند. با افزایش فشار، سدیم از ساختار پلاژیوکلازهای بازیک تا حدواسط و احتمالاً آمفیبول‌ها خارج شده و همراه با عناصری نظیر Al, Si, O و کمی Ca در ساختار پلاژیوکلازهای سدیک شرکت کرده‌اند. لذا وقفه ترکیبی مشاهده شده در نمودار مثالی Ab-Or- An ارتباطی به وقفه ترکیبی پلاژیوکلاز ندارد و با فرایند تفریق دگرگونی در شرایط اوج دما-فشار دگرگونی مرتبط است.

فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر پایه ۵ کاتیون و ۸ اتم اکسیژن به دست آمده است (Deer et al., 1966). ترکیب پلاژیوکلازهای آنالیز شده متبازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد دارای ترکیب الیگوکلاز، لابرادوریت و بیتونیت است (شکل ۵). پلاژیوکلازهای غنی از آلینیت (با ترکیب الیگوکلاز تا آلینیت) در واقع پلاژیوکلازهایی هستند که از بسته‌های تفریقی دگرگونی (لوکوسم‌های تونالیتی) مورد آنالیز



شکل ۵. نمودار مثلثی Ab-Or- An جهت تعیین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیزشده متعلق به متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد (Deer et al., 1966)

Fig. 5. Ab-Or- An ternary plot for indication of the compositional ranges of analyzed plagioclase of the metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex (Deer et al., 1966)

بحث

به علت تبلور آمفیبول‌ها در طیف وسیعی از ترکیب، دما و فشار، این کانی به طور گسترده‌ای در معادلات دما-فشارسنجی استفاده می‌شود. به تازگی معادلات تجربی فراوانی توسط پژوهشگران مختلف بر پایه شرایط فیزیکی و شیمیایی تبلور آمفیبول از قبیل دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب مذاب سیلیکاته در تعادل با آمفیبول ارائه شده است (Ridolfi et al., 2010, Ridolfi and Renzuli, 2012, Putirka, 2016). از جمله این معادلات می‌توان به دماسنجی زوج گارنت-هورنبلند (Graham and Powell, 1984)، پلاژیوکلاز-هورنبلند (Holland and Blundy, 1994)، بیوتیت-هورنبلند (Wu et al., 2004) و گارنت-آمفیبول-پلاژیوکلاز-کوارتز (Kohn and Spear, 1990) و فشارسنجی آمفیبول (Zenk and Erdmannet, 1979; Helz, 2004) اشاره کرد.

فشارسنجی آمفیبول

برای محاسبه فشار، پژوهشگران مختلف (Hammerstrom

and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Poli and Schmidt, 1992; Schmidt, 1992) از فشارسنج Al بهره جسته‌اند. استفاده از این فشارسنج مستلزم شرایطی خاص است. از جمله این شرایط وجود کانی‌های کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و ایلمنیت به صورت همزیست است. در ضمن زمان انجام آنالیز مایکروپروب آمفیبول آنالیز شده باید در تماس با پلاژیوکلاز باشد (Poli and Schmidt, 1992; Stein and Dietl, 2001). کلیه این شرایط در سنگ‌های منطقه مورد بررسی (منطقه ماجراد) صادق است. در جدول ۴ میانگین فشار محاسبه شده از روش‌های متداول فشارسنجی آمفیبول ارائه شده است.

نمونه‌های منطقه ماجراد در نمودار Al^I در برابر Al^{IV} روند خطی همانند آنچه هم‌ستروم و زن (Hammerstrom and Zen, 1986) معرفی کرده‌اند، نشان می‌دهند (شکل ۶-A). این نمونه‌ها در نمودار Fe^I/Fe^I+Mg در برابر Al^I (Schmidt, 1992) محدوده فشار ۴ تا ۱۱ کیلو بار را به نمایش می‌گذارند.

مجموعه‌های زمین‌ساختی درهم آمیخته^۱ هستند؛ این امکان وجود دارد که برش‌های زمین‌ساختی^۲ با درجات متفاوت دگرگونی در کنار هم قرار گیرند. لذا تغییرات در طیف وسیعی از دما و فشار دگرگونی در این پهنه‌ها امری عادی و منطقی است. به‌عنوان مثال در بخش غربی منطقه ماجراد در مرکز پهنه گسلی برخی از متابازیت‌ها به‌شدت دگرشکل شده هستند که آمفیبول‌های تشکیل‌شده در سطح سنگ به‌وضوح قابل مشاهده هستند؛ در حالی که با دور شدن از پهنه گسلی سنگ‌هایی با ترکیب مشابه هنوز ریزساخت‌های آذرین خود را حفظ کرده‌اند. بررسی‌های دما-فشارسنجی در مناطق هم‌جوار مانند منطقه دلبر و شترکوه نیز گواهی بر تشکیل این مجموعه‌های دگرگونی در طیف وسیعی از دما و فشار هستند (Balaghi Einalou et al., 2015; Shekari et al., 2017).

چنان‌که در مبحث شیمی کانی بیان‌شد، ترکیب آمفیبول‌ها همسو با روند تحولی فرایند دگرگونی از ترکیبات دما-فشار پایین (ترمولیت-اکتینولیت) به سمت ترکیبات دما-فشار بالا (منزیوهورنبلند تا چرماکیت) تغییر کرده است. در شکل (B-۶) محدوده فشار تعادل و توقف تبادلات ژئوشیمیایی برای آمفیبول‌ها نیز روندی صعودی و مشابه مشاهده می‌شود، به‌طوری‌که فشار از سمت اکتینولیت‌شست‌ها به سمت آمفیبولیت‌ها افزایش می‌یابد. با توجه به شواهد پتروگرافی متابازیت‌های ماجراد مانند طیف وسیع اندازه بلورهای آمفیبول از چند صدم میلی‌متر تا حدود یک سانتی‌متر، طیف ترکیبی گسترده آمفیبول‌ها (اکتینولیت تا چرماکیت)، همچنین مجموع کانی‌های همزیست این سنگ‌ها همگی بیانگر تشکیل آنها در پهنه وسیعی از دما و فشار است. با توجه به اینکه مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین در بیشتر مواقع به‌صورت

جدول ۴. میانگین نتایج فشار تعادلی محاسبه‌شده برای متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد

Table 4. Average calculated results of the equilibrium pressure for the metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex.

Barometric method	Barometric equation	Average pressure
Hammerstrom and Zen, 1986	$P(\pm 3\text{Kbar}) = -3.92 + 5.03Al(\text{total})$	8.2 Kbar
Hollister et al., 1987	$P(\pm 1\text{Kbar}) = -4.76 + 5.64Al(\text{total})$	8.9 Kbar
Johnson and Rutherford, 1989	$P(\pm 0.5\text{Kbar}) = -3.46 + 4.23Al(\text{total})$	6.8 Kbar
Schmidt, 1992	$P(\pm 0.6\text{Kbar}) = -3.01 + 4.76Al(\text{total})$	8.5 Kbar

دماسنجی آمفیبول

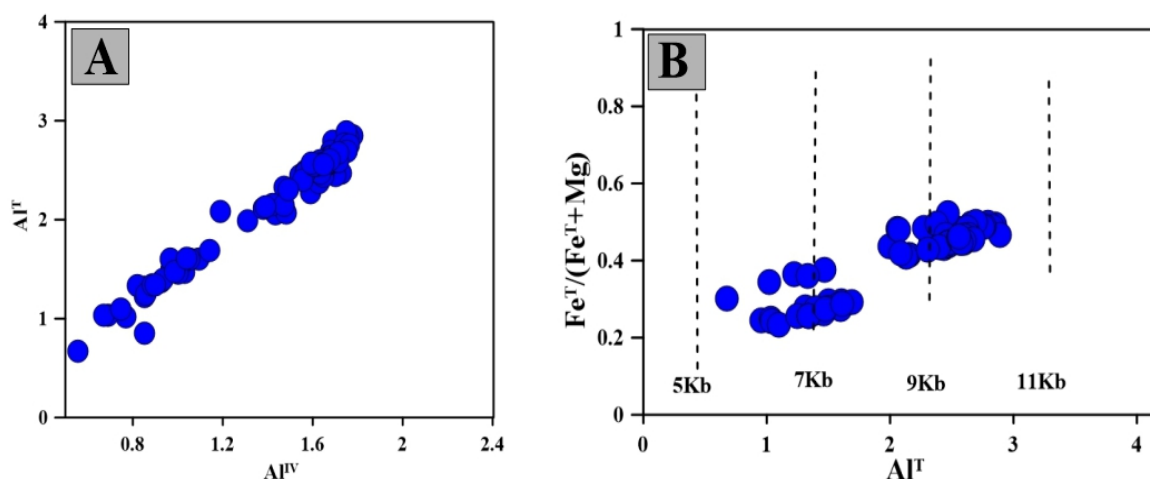
از آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد در این نمودار گستره دمایی ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند که با شرایط دما-فشار رخساره آمفیبولیت بالایی مطابقت می‌کند. همچنین جانمایی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار $Fe^I/Fe^{II}+Mg$ در برابر Al^{IV} نشان‌دهنده فشاربخشی

از روش‌های موجود برای دماسنجی می‌توان به دماسنجی بر مبنای تغییرات Al^{IV} در برابر Ti اشاره کرد (Ernst and Liu, 1998). محدوده دمایی به‌دست آمده برای سنگ‌های مورد بحث در شکل A-۷ نشان‌داده شده است. آمفیبول‌های آنالیزشده

1. Tectonic mélange
2. Slices

شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی است که با شواهد صحرائی، پتروگرافی و دما-فشارسنجی منطقه همخوانی دارد (شکل ۷-۷). (C)

بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌هاست (شکل ۷-۷). در نمودار Al^{IV} در برابر Ti (Ernst and Liu, 1998) آمفیبول‌های مورد بررسی بیانگر شرایط دما-فشار رخساره



شکل ۶. A: روند خطی Al^I در برابر Al^{IV} (Hammerstrom and Zen, 1986) برای متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد و B: طیف ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های ماجراد بر روی نمودار Fe^I/Fe^I+Mg در برابر Al^I (Schmidt, 1992)

Fig. 6. A: Linear trend of Al^I vs Al^{IV} (Hammerstrom and Zen, 1986) for the metabasitic rocks of the Majerad igneous – metamorphic complex, and B: The compositional range of the amphiboles of Majerad metabasites in Fe^I/Fe^I+Mg vs Al^I plot (Schmidt, 1992)

های متابازیتی ماجراد بر روی نمودار وینتر (Winter, 2001) مشخص شده است (شکل ۷-۷). در این نمودار نیز محدوده دما و فشار محاسبه شده بر رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی منطبق است. نتایج به دست آمده در این پژوهش با بررسی‌های دما-فشارسنجی انجام شده در مناطق پی سنگی هم‌جوار مانند مجموعه آذرین-دگرگونی شترکوه (دمای ۶۰۲ تا ۷۱۱ درجه سانتی‌گراد و فشار ۹ تا ۱۱ کیلوبار) (Shekari et al., 2017) و مجموعه آذرین-دگرگونی دلبر (دمای ۴۸۶ تا ۷۰۶ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلوبار) (Balaghi et al., 2015) همگی بر این نکته اذعان دارند که مجموعه‌های پی سنگی جنوب شرق شاهرود در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پسین-کامبرین آغازی متحمل دگرگونی شده‌اند که معادل با رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی است.

دما-فشارسنجی زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز

همان‌طور که بیان شد، استفاده از زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز که بر اساس تبادلات یون‌های K و Si , Al , Ca , Na بین بلورهای همزیست پلاژیوکلاز و هورنبلند استوار است، از موفق‌ترین روش‌ها برای برآورد دما و فشار تشکیل سنگ‌هاست. برای محاسبه دمای تشکیل متابازیت‌های ماجراد، نقاط آنالیز شده به صورت متناظر از هورنبلند و پلاژیوکلازهای در تماس با هم انتخاب شده است. همچنین این نقاط از هسته به حاشیه مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. مجموع نقاط ۱ تا ۶ از حاشیه پلاژیوکلاز با حاشیه آمفیبول در تماس با آن و نقاط ۷ و ۸ از مرکز پلاژیوکلاز با مرکز آمفیبول متناظر انتخاب شده‌اند. میزان دمای محاسبه شده برای آمفیبولیت‌های ماجراد ۴۵۴ تا ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۱ کیلوبار است. دما و فشار محاسبه شده بر مبنای میزان Ti به ترتیب برابر ۵۶۴ تا ۶۴۸ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۵). محدوده دما و فشار محاسبه شده برای سنگ

جدول ۵. نتایج دما-فشار سنجی زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد

Table 5. Pressure- Temperature results of amphibole – plagioclase pair for the metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex

Point	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41.43	42.39	42.07	42.07	42.11	45.11	49.73	44.43
TiO ₂	0.72	0.73	0.38	0.38	0.42	0.68	0.14	0.57
Al ₂ O ₃	14.68	13.50	16.34	16.34	16.21	17.71	7.82	12.42
FeO*	14.38	21.03	15.43	15.43	15.11	15.22	13.26	14.26
MgO	8.65	5.51	0.22	0.22	0.21	0.10	0.22	0.23
MnO	0.16	0.00	8.85	8.85	8.96	9.73	13.21	11.30
CaO	11.34	11.09	11.00	11.00	11.29	10.98	12.04	12.16
Na ₂ O	1.79	1.78	0.70	0.70	0.70	0.82	0.35	0.42
K ₂ O	1.32	1.13	0.40	0.40	0.42	0.47	0.22	1.01
XAb	0.68	0.80	0.74	0.73	0.70	0.70	0.06	0.12
XAn	0.31	0.20	0.25	0.26	0.29	0.29	0.86	0.83
T (C) HB ₂	659.76	612.49	535.23	537.61	545.11	533.60	659.88	662.51
P(Kb) HB ₂	9.86	9.28	12.78	12.77	12.62	13.15	3.95	8.11
T - Ti-hblld	644.95	646.08	599.39	599.39	605.29	635.59	564.99	626.47

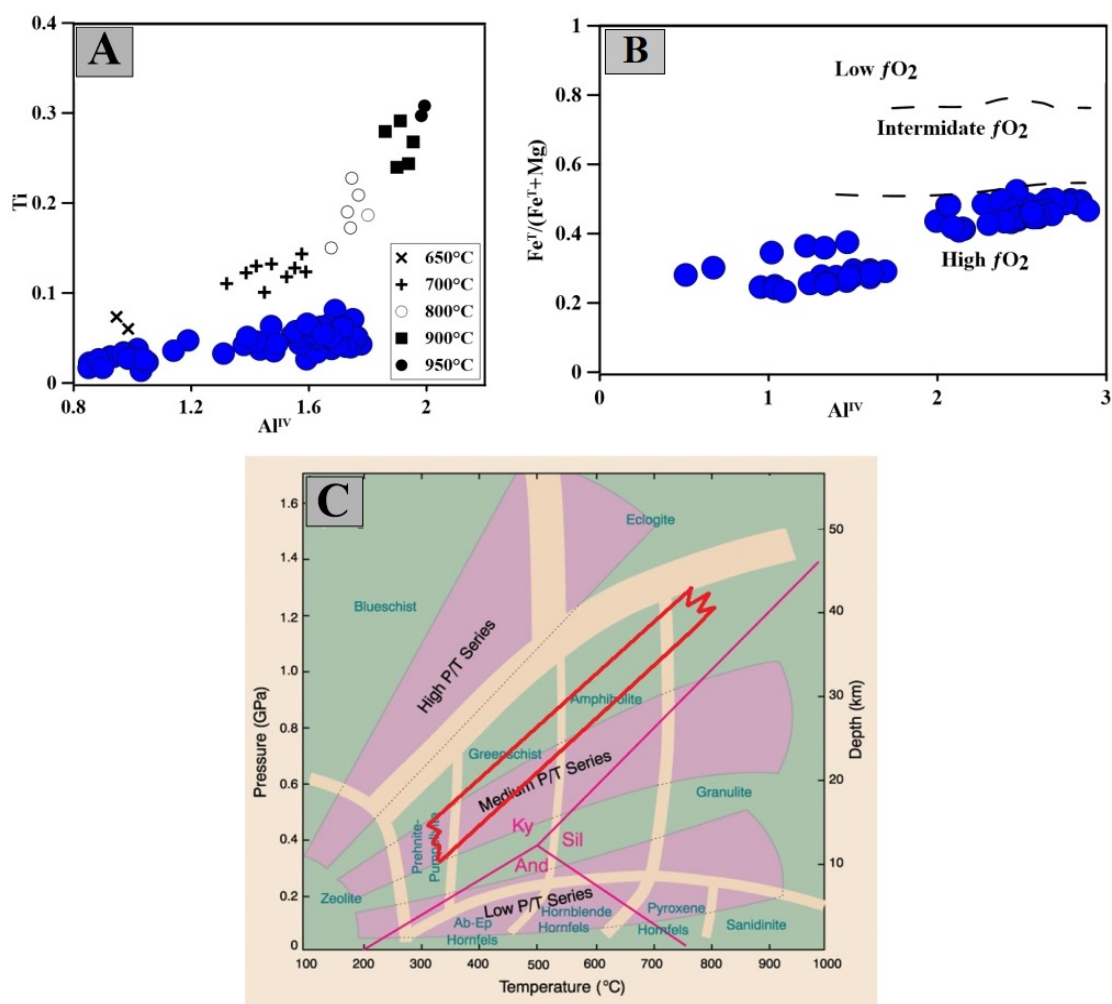
محدوده بازالت‌های درون‌قاره‌ای و بازالت‌های کافت‌های درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند (Veiskarami et al., 2018b). نتایج سن‌سنجی انجام‌شده بر روی زیرکن‌های استخراج‌شده از متابازیت‌های ماجراد، سن سازگاری 513 ± 8 میلیون سال معادل با کامبرین زیرین را نشان می‌دهند (Veiskarami et al., 2018b)؛ ولی گرانیتوئیدهایی که این مجموعه را قطع کرده‌اند، دارای سن $553 \pm 3/8$ هستند (Veiskarami et al., 2017). بنابراین، دامنه سنی اواخر نئوپروتروزوئیک برای این سنگ‌ها منطقی‌تر و معقول‌تر است و اندک اختلاف موجود را می‌توان با حوادث بعدی تحمیل‌شده بر این سنگ‌ها یا تأثیر سیالات گرمایی دگرسان‌کننده بر روی سنگ‌های مورد بررسی مرتبط دانست. در ضمن با توجه به اینکه، سن به‌دست آمده در واقع سن حادثه دگرگونی را نشان می‌دهد، بنابراین سن سنگ والد

جایگاه زمین‌ساختی سنگ مادر متابازیت‌های ماجراد

با توجه به ترکیبات سنگی مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد و مجموع شواهد صحرایی و پتروگرافی، سنگ‌های مادر این مجموعه دارای طیف ترکیبی متنوعی از شیل، ماسه‌سنگ، آهک، دولومیت، مارن، بازالت، ریولیت و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته بوده که به‌صورت مجموعه‌های دگرگونی با ترکیب متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات، متابازیت و متاریولیت در این منطقه رخنمون یافته‌اند. سنگ مادر نمونه‌های متابازیتی ماجراد شامل روانه‌های بازالتی زیردریایی و سنگ‌های آتشفشانی-تخریبی وابسته بوده است. برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی سنگ مادر نمونه‌های متابازیتی از نمودار MgO-Al₂O₃-FeO^T در برابر Ta/Hf استفاده شد (شکل ۸- A و B). چنان‌که در شکل مشخص است، این سنگ‌ها در

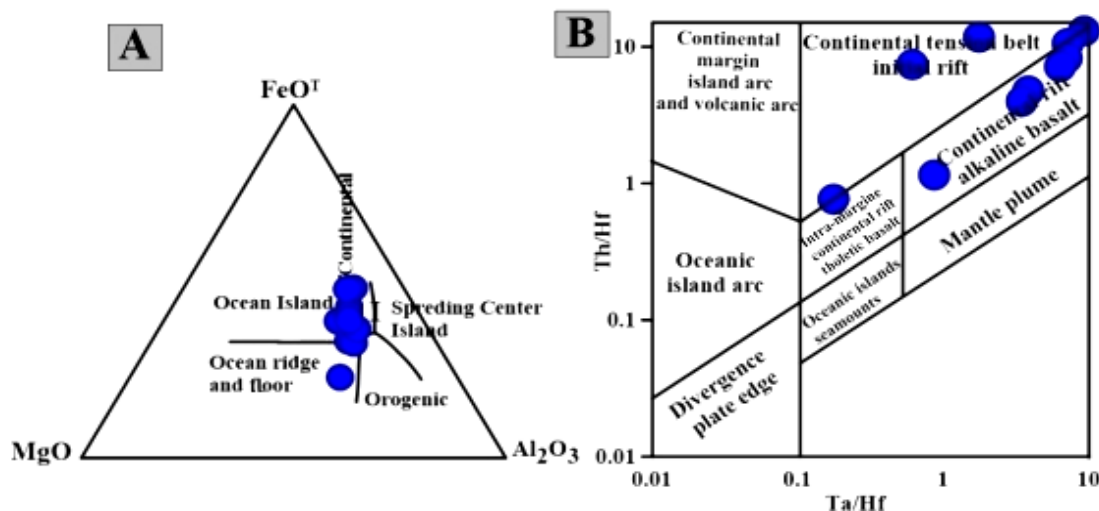
قاره ایران تشکیل شده‌اند که به‌استثنای نقاط محدود، اغلب به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن یک رژیم تراکمی، به‌سرعت بسته‌شده است و مجموعه سنگ‌های درگیر در این فرایندها به‌صورت منشورهای بهم افزوده درآمده‌اند و در حاشیه ورقه‌های قاره‌ای فرارنده به‌صورت یک آمیزه زمین‌ساختی درهم تنیده درآمده‌اند.

بازالتی متابازیت‌ها، بیشتر بوده و در واقع همان دامنه سنی اواخر نئوپروتروزوئیک، منطقی‌تر به‌نظر می‌رسد. نتایج سن‌سنجی متابازیت‌ها در مناطق هم‌جوار نظیر شترکوه (Shekari et al., 2017) و بندهازارچاه و دلبر (Balaghi Einalou et al., 2014; Hosseini et al., 2015) نیز این نتایج را تأیید می‌کنند. بنابراین به‌نظر می‌رسد که در اواخر نئوپروتروزوئیک، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی در خرده



شکل ۷. موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد بر روی نمودار A: Al^{IV} در برابر Ti (Ernst and Liu, 1998)، B: $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} (Anderson and Smith, 1995) که نشان‌دهنده فشاربخشی بالا تا متوسط اکسیژن ضمن تشکیل متابازیت‌هاست و C: نمودار وینتر (Winter, 2001) برای تعیین رخساره دگرگونی و محدوده دما و فشار تشکیل متابازیت‌ها

Fig. 7. The compositional suites of the amphiboles of metabasites of Majerad igneous – metamorphic complex in A: Al^{IV} vs Ti plot (Ernst and Liu, 1998), B: $Fe/(Fe+Mg)$ vs Al^{IV} (Anderson and Smith, 1995) indicates of high to intermediate oxygen pressure during formation of metabasites, and C: Winter Diagram (Winter, 2001) for determination of the metamorphic facies and also temperature - pressure range of the metabasites formation



شکل ۸. A: نمودار مثلثی $MgO-Al_2O_3-FeO^T$ (Pearce, 1976) و B: نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Pearce, 1976) برای تعیین ترکیب سنگ والد متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد

Fig. 8. A: Triangle diagram $MgO-Al_2O_3-FeO^T$ (Pearce, 1976), and B: Th/Hf vs Ta/Hf (Pearce, 1976) plots for determination of the protolith composition of the metabasites of Majerad igneous – metamorphic complex

شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی به سن اواخر نئوپروتروزویک است که توسط توالی‌های رسوبی تریاس پایانی-ژوراسیک زیرین پوشیده شده است. متابازیت‌ها از مهم‌ترین سنگ‌های تشکیل‌دهنده این مجموعه هستند. سنگ‌مادر این متابازیت‌ها، روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته بوده‌اند که در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به سن اواخر نئوپروتروزویک تشکیل شده‌اند. نتایج آنالیز مایکروپروپ کانی‌ها در آکتینولیت‌شست‌ها و آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که آمفیبول‌های موجود در آکتینولیت‌شست‌ها از نوع آکتینولیت و منیزیهورنبلند و در گروه آمفیبول‌ها از نوع منیزیهورنبلند و چرماکیت بوده و در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازهای موجود در متابازیت‌ها نیز به‌طور عمده دارای ترکیب الیگوکلاز، لابرادوریت تا بیتونیت هستند. بر اساس داده‌های به‌دست آمده از نتایج دما-فشارسنجی آمفیبول‌های در تعادل با پلاژیوکلاز، محدوده دماهای ۴۵۴ تا ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۱ کیلوبر برای متابازیت‌ها نشانگر رخداد دگرگونی ناحیه‌ای

رخمون بسیار کم و محدود افیولیت‌های قدیمی نظیر شرق جندق (Keyghobadi, 2017; Baluchi et al., 2018) شاهدی بر این ادعاست که در اغلب مناطق، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای قبل از رسیدن به مرحله زایش پوسته اقیانوسی یا اندکی پس از آن بسته شده‌اند. با توجه به اینکه در بازه‌های سنی اندکی جوان‌تر از اواخر نئوپروتروزویک در ایران محصولات ماگمایی وابسته به زون‌های فرورانش مشاهده نمی‌شود، به‌نظر می‌رسد بخش‌هایی از ورقه‌های اقیانوسی در فرایند بسته شدن حوضه‌های مورد نظر سهیم بوده‌اند؛ ولی شرایط دما-فشار، برای ذوب و تشکیل مذاب‌های مربوطه و تشکیل کمان‌های ماگمایی فرورانشی حاصل نشده است. ماگماهای سازنده متابازیت‌ها (آکتینولیت‌شست و آمفیبولیت) اغلب دارای ماهیت OIB هستند و در واقع از یک خاستگاه گوشته‌ای زیرقاره‌ای نشأت گرفته‌اند. در مناطقی که پوسته اقیانوسی شکل گرفته است، سنگ‌مادر متابازیت‌ها دارای ماهیت MORB تا تولیتی هستند.

نتیجه‌گیری

مجموعه دگرگونی-آذرین ماجراد واقع در جنوب شرق شاهرود،

سنگ‌ها در بازه زمانی اواخر نئوپروتروزوئیک و در ارتباط با فاز کوه‌زایی کادومین بوده است که توالی رسوبی-آتشفشانی اولیه را به مجموعه دگرگونی کنونی با ترکیب متابازیت، متاسامیت، متاپلیت و متاریولیت تبدیل کرده است. با توجه به تاریخچه تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای، ماهیت خاستگاهی سنگ مادر متابازیت‌ها از OIB به سمت EMORB و در نهایت MORB متغیر است. مجموعه دگرگونی آذرین ماجراد، همانند سایر مجموعه‌های دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک ایران در واقع مجموعه‌ای درهم‌ریخته یا آمیزه زمین‌ساختی است که باید در تعبیر و تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی، ایزوتوپی و سن‌سنجی آن، احتیاط زیادی اعمال شود.

پیش‌رونده از نوع بارروین در شرایط رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیولیت بالایی است. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده متابازیت‌ها و ویژگی‌های پتروگرافی و صحرایی آنها به نظر می‌رسد که با افزایش دما و فشار ترکیب آمفیول‌ها از آکتینولیت در آکتینولیت‌شیست‌ها به فروچرماکیت در آمفیولیت‌ها تحول پیدا کرده است. آکتینولیت‌ها در سنگ‌های متابازیتی با درجه دگرگونی کمتر (آکتینولیت شیست و شیست‌های سبز) و فروچرماکیت در سنگ‌های متابازیتی درجه بالاتر (آمفیولیت‌ها و گارنت آمفیولیت‌ها) تشکیل شده‌اند. بر اساس نتایج حاصل از سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های استخراج شده از این متابازیت‌ها، حادثه دگرگونی مهم و اصلی تحمیل شده بر این

References

- Andersen, D.J. and Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73(7-8): 714-726.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5): 549-559.
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Mohajjel, M. and Omrani, H., 2015. Petrology, Thermo barometry and U-Pb datig of the Metapelites of Delbar Complex Biarjomand (SE of Shahrood). *Petrology*, 21(6): 55-82. (in Persian with English abstract)
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M.G., and Mohajjel, M., 2014. Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92(13): 92-124.
- Baluchi, S., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai M., Li, Ch. and Yanbin, Z., 2018. Mineral chemistry, geochronology and isotopic geochemistry Rb-Sr, Sm- Nd of Ayrakan granite. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 3(2): 139-160. (in Persian with English abstract)
- Bayat, F. and Torabi, Gh., 2012. Lithology of metabasites of the South of Arousan (NE of Esfahan). *Journal of Economic Geology*, 4(2): 271-284. (in Persian with English abstract)
- Beattie, P., 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1): 103-111.
- Bucher, K. and Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin-Heiderberg, 441 pp.
- Deer, W. A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1966. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Scientific and Technical, USA, 528 pp.
- Ernst, W.G. and Liu J., 1998. Experimental phase equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB-A

- semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83(9–10): 952–969.
- Faramarzi, N., Amini, S., Schmitt, A., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S.M. and Mortazavi, S.M., 2015. Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos*, 236–237(1): 203–211.
- Graham, C. and Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2(1): 13–31.
- Hammerstrom, J.M. and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11–12): 1297–1313.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A. and Walker, D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 452(1–4): 71–96.
- Helz, R.T., 1979. Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature-sensitive reaction. *American Mineralogist*, 64(9): 953–965.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4): 433–447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.E., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.R., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3–4): 231–239.
- Hosseini, S.H., Sadeghian, M., Zhai, M. and Ghasemi, H., 2015. Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezar Chah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie der Erde*, 75(2): 207–218.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9): 837–841.
- Keyghobadi, F., 2017. Geochemistry and geochronology of the metabasites from the Posht-e-Badam region, Central Iran. M.Sc thesis, Damghan University, Damghan, Iran, 115 pp.
- Kohn, M.J. and Spear, F.S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1): 89–96.
- Kretz, R., 1983. Symbols for Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 68(1): 277–279.
- Leake, B.E., 1965. The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *American Mineralogist*, 50(7–8): 843–851.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumaker, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1): 219–246.
- Malekpour-Alamdari, A., Axen, G., Heizler, M. and Hassanzadeh, J., 2017. Large-magnitude continental extension in the northeastern Iranian Plateau: Insight from K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology from the Shotor Kuh–Biarjmand metamorphic core complex. *Geosphere*, 13(4): 1207–1233.
- Martin, R.F., 2007. Amphiboles in the igneous environment. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67(1): 323–358.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodriguez, C. and Fershtater, G.B., 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al–Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*,

- 232(6): 286–305.
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M.H., Lang Farmer, G., Stern, C.R., Santos, J.F., Ribirro, S., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M.R., 2016. U–Pb zircon geochronology, petrography, geochemistry and radioisotopes of metarhyolites of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Economic Geology*, 8(1): 239–264. (in Persian with English abstract)
- Pearce, J.A., 1976. Statistical analyses of major element patterns in basalts. *Journal of Petrology*, 17(1): 15–43.
- Poli, S. and Schmidt, M.W., 1992. A comment on calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(2): 273–278.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61–120.
- Putirka, K.D., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4): 841–858.
- Rahmati Ilkhchi, M., Faryad, S.W., Holub, F.V., Kosler, J. and Frank, W., 2011. Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (central Iran). *International Journal of Earth Sciences*, 100(1): 45–62.
- Ridolfi, F. and Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5): 877–895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1): 45–66.
- Robinson, P., 1982. Chapter 1, Phase relations of metamorphic amphiboles; natural occurrence and theory; Internal limits in amphibole composition space; coexisting amphiboles; calcic amphiboles and orthoamphiboles; exsolution lamellae. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 9B(1): 62–63.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2–3): 304–310.
- Shekari, S., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Zou, Y., 2017. Mineral chemistry and petrogenesis of metabasites of metamorphic - igneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood) an indicator for evolution of intracontinental extensional basins of late Neoproterozoic. *Geosciences*, 27(105): 167–182. (in Persian with English abstract)
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Monograph (Mineralogical Society of America), America, 799 pp.
- Stein, E. and Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald. *Mineralogy and petrology*, 72(1–3): 185–207.
- Veiskarami, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H. and Zhai, M., 2018a. Majerad gabbrodiorites in the southeast of Shahrood: An evidence to the starting of opening of the supra-subduction basin of the Sabzevar Neotethyan branch in the middle Jurassic. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, in press. (In Persian with English abstract).
- Veiskarami, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H. and Zhai, M., 2018b. Petrology, geochemistry and dating of the Late Neoproterozoic metabasites of the Majerad metamorphic complex (SE of Shahrood): One step to understanding of the geodynamic evolutions of Iranian Gondawan terranes. *Iranian Journal Crystallography and Mineralogy*, 27(1): 191–206. (in Persian with English abstract)
- Veiskarami, M., Sadeghian, M. and Shekari, S., 2017. Geochronology of late Neoproterozoic granitoids of the north Kandu sheepcote (South Do Chah – Southeast Shahrood), 24th symposium of crystallography and mineralogy of Iran, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

- Winter, J.D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.
- Wu, C., Zhang, J. and Ren, L., 2004. Empirical Garnet-Biotite- Plagioclase-Quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites. *Journal of Petrology*, 45(9):1907–1921.
- Zenk, M. and Schulz, B., 2004. Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland. *Mineralogical Magazine*, 68(5): 769–786.



Mineral chemistry and geothermobarometry of metabasites of the Majerad igneous-metamorphic complex (SE of Shahrood)

Marzieh Veiskarami^{1*}, Mahmoud Sadeghian¹, Habibollah Ghasemi¹ and Minggou Zhai²

1) Department Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2) Department of Petrology, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Submitted: June 22, 2018

Accepted: Jan. 01, 2019

Keywords: *Metabasite, Late Neoproterozoic, Mineral chemistry, Thermobarometry, Amphibole, Plagioclase, Shahrood*

Introduction

Thermobarometric models based on the chemical equilibrium among coexisting mineral-mineral or mineral-melts pairs are useful tools widely used to estimate the P-T path and chemical evolution during igneous processes. The high sensitivity of amphibole to physicochemical changes makes it a good tracer for thermobarometric models. Majerad Igneous-Metamorphic Complex with NE-SW trend, 40 kilometer length, and 10 kilometer width is located in the southeast of Shahrood in the northern margin of the Central Iran structural zone. Late Neoproterozoic sequence of Majerad metamorphic complex includes a wide range of metamorphic rocks with extensive compositional variety of metacarbonate, metapsammite, metapelite, metabasite and metarhyolite. Metabasites of the Majerad metamorphic complex consist of a greenschist to garnet amphibolite. Late Iranian Neoproterozoic complexes have been studied by numerous researchers, and a lot of papers have been published related to them (Rahmati Ilkhchi et al., 2011; Balaghi Einalou et al., 2014; Faramarzi et al., 2015; Hosseini et al., 2015; Malekpour-Alamdari et al., 2017). These complexes have cropped out in the different parts of Iran, except the Kopeh Dagh, Makran and the East Iran Flysch structural zones.

Analytical methods

The whole-rock major element compositions were

determined by X-ray fluorescence using fused glass disks at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China. Trace elements were determined by ICP-MS (Agilent 7500a) at IGGCAS after more than 5-day acid digestion of samples in Teflon bombs. Compositional mineral analyses were performed at the State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xian China, using a Cameca JXA-8230 instrument at an acceleration voltage of 15 KV, and beam current of 10 nA.

Results

In the metamorphic environment, aluminous hornblende-bearing assemblages are stable over a wide P-T field that extends from amphibolite to granulite, and high-T eclogite-facies conditions. At lower temperatures, the hornblendic amphibole is replaced by sodic-calcic amphibole at relatively high-P and by actinolite at lower-pressure greenschist-facies conditions (Spear, 1993; Ernst and Liu, 1998; Molina et al., 2015).

Amphibole formulas were calculated with the Amp-Excels spreadsheet using the 13 cations method (Leake et al., 1997). Amphiboles of metabasites are calcic, and Amphiboles of actinolite-schists are in the range of actinolite to magnesio-hornblende, and in amphibolites, they are plotted in the range of magnesio-hornblende to tschermakite. Plagioclase are usually oligoclase to

*Corresponding authors Email: veiskaramim@gmail.com

bytownite.

Temperatures range of metamorphism events of amphibolites of the Majerad complex have been estimated by using the hornblende-plagioclase thermometer. This thermometer is based on the Ca and Na equilibrium exchange between plagioclase and amphibole (Holland and Blundy, 1994). The hornblende-plagioclase pair thermobarometer estimates temperatures of 450 to 690°C and pressures of 4 to 11 Kb for the formation of the Majerad amphibolites. These temperature-pressure ranges correlate with P-T conditions of the greenschist and amphibolite facies in the typical Barrovian type metamorphism.

References

- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M.G., and Mohajjel, M., 2014. Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92(13): 92–124.
- Ernst, W.G. and Liu J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83(9–10): 952–969.
- Faramarzi, N., Amini, S., Schmitt, A., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S.M. and Mortazavi, S.M., 2015. Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos*, 236–237(1): 203–211.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4): 433–447.
- Hosseini, S.H., Sadeghian, M., Zhai, M. and Ghasemi, H., 2015. Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezar Chah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie der Erde*, 75(2): 207–218.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumaker, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1): 219–246.
- Malekpour-Alamdari, A., Axen, G., Heizler, M. and Hassanzadeh, J., 2017. Large-magnitude continental extension in the northeastern Iranian Plateau: Insight from K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology from the Shotor Kuh–Biarjmand metamorphic core complex. *Geosphere*, 13(4): 1207–1233.
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodriguez, C. and Fershtater, G.B., 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232(6): 286–305.
- Rahmati Ilkhchi, M., Faryad, S.W., Holub, F.V., Kosler, J. and Frank, W., 2011. Magmatic and metamorphic evolution of the Shotor Kuh Metamorphic Complex (central Iran). *International Journal of Earth Sciences*, 100(1): 45–62.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Monograph (Mineralogical Society of America), America, 799 pp.