

Garnet-Amphibolites Mineralogy and thermobarometry in Aliabad-Damagh (south of Hamedan, Sanandaj-Sirjan Zone)

Ali Akbar Baharifar ^{1*}, Kwan-Nang Pang ², Sun-Lin Chung ^{2,3} and Yoshiyuki Iizuka ²

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Payame-Noor University (PNU), Tehran, Iran

² Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei 11529, Taiwan

³ Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei P.O. Box 13-318, Taipei 106, Taiwan

Abstract

The garnet-amphibolites in Aliabad-Damagh area, occurs as layers and are enveloped by staurolite-schist. They composed predominantly of garnet, hornblende, feldspar ($\pm$ muscovite and quartz) with titanite, epidote, ilmenite and graphite as accessory minerals. The euhedral garnet porphyroblasts mainly composed of almandine and grossular components, with normal compositional zoning. The hornblende crystals as porphyroblast or in the matrix, are magnesio- and ferro-hornblende (amphibole core) to tschermakitic-hornblende (amphibole rim) in composition. Muscovites, if present, with minor phengite and paragonite components, are foliated forming minerals. Feldspars vary from pure K-feldspar to sanidine composition in the vicinity of hornblendes and oligoclase in matrix. Epidotes as pure clinozoisite to epidote, form small crystals inside hornblende or in the matrix. Using different thermobarometry methods, T and P estimated as 600-620 ($\pm$ 25) °C and 5-6 ($\pm$ 1) kbar, respectively. Calculated P-T-t path, considering core and rim composition of hornblendes, is in accordance with low-pressure (at the beginning of metamorphism) to medium-pressure type (at the end). Considering P-T-t path, metamorphism could occur during Neo-Tethys subduction and collision process in the Mesozoic time

Key words: garnet-amphibolite, mineralogy, geo-thermobarometry, Aliabad-Damagh, Hamedan, Sanandaj-Sirjan, Iran

* a_baharifar@pnu.ac.ir

کانی‌شناسی و زمین‌دما فشارسنجی گارنت آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان، پهنه سندانج - سیرجان)

علی‌اکبر بهاری فر^{۱*}، کوان - نانگ پنگ^۲، سون لین چونگ^۳ و یوشیکو ایزوکا^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام‌نور، ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

^۲ انستیتو علوم زمین، آکادمی سینیکا، تایپه، ۱۱-۳۲۹، تایوان

^۳ بخش علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، صندوق پستی ۱۳-۳۱۸، تایپه ۱۰۶، تایوان

چکیده

گارنت آمفیبولیت‌های منطقه علی‌آباد دماق در جنوب همدان، به‌صورت لایه‌هایی در میان استارولیت شپست‌ها جای دارند. این سنگ‌ها بیشتر از گارنت، هورنبلند، فلدسپار ($\pm$ مسکوویت و کوارتز) همراه با مقادیر اندکی تیتانیت، اپیدوت، ایلمنیت و گرافیت ساخته شده‌اند. پورفیروبلست‌های شکل‌دار گارنت، از سازنده‌های آلماندین و گروسولار سرشار هستند و منطقه‌بندی ترکیبی عادی دارند. هورنبلندها منیزیم-و فرو-هورنبلند (در هسته آمفیبول) تا هورنبلند چرماکیتی (حاشیه آمفیبول) هستند و به‌صورت پورفیروبلست و یا در زمینه سنگ دیده می‌شوند. مسکوویت در صورت حضور، سازنده برگوارگی بوده، از سازنده‌های فنزیت و پاراگنیت تهی است. ترکیب فلدسپارها از پتاسیم‌فلدسپار خالص تا ترکیب سانیدینی در کنار آمفیبول‌ها و الیگوکلاز در زمینه سنگ، تغییر می‌کند. اپیدوت‌ها از نوع کلینوزویزیت خالص تا اپیدوت هستند و به‌صورت بلورهای ریزی در زمینه سنگ یا درون هورنبلندها دیده می‌شوند. برپایه روش‌های گوناگون زمین‌دما فشارسنجی، دمای پیدایش سنگ‌ها ۶۰۰ تا ۶۲۰ (± 25) درجه سانتیگراد در فشار ۵ تا ۶ کیلو بار برآورد شد. مسیر P-T-t رسم‌شده بر پایه ترکیب هسته و لبه هورنبلندها، با دگرگونی فشار پایین (در شروع دگرگونی) تا فشار متوسط (در پایان دگرگونی) همخوانی دارد. برپایه مسیر P-T-t و تاریخچه زمین‌شناسی منطقه همدان، دگرگونی این سنگ‌ها با پدیده‌های فروانش نئوتتیس در مزوزویک وابستگی داشته است.

واژه‌های کلیدی: گارنت - آمفیبولیت، کانی‌شناسی، زمین‌دما فشارسنجی، علی‌آباد دماق، همدان، سندانج - سیرجان، ایران

مقدمه

فرعی یافت می‌شوند. از آنجایی که دارای کانی‌هایی

مانند آمفیبول کلسیک و گارنت هستند، این

سنگ‌ها به تغییرات دما و فشار بسیار حساس

آمفیبولیت‌ها از سنگ‌های دگرگونی هستند که

در بیشتر سرزمین‌های دگرگونی رخساره اصلی یا

* a_baharifar@pnu.ac.ir

به تکامل و گوناگونی آنها پرداخته شده است. در این مقاله، تلاش می‌شود برپایه بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، تکامل گارنت آمفیبولیت‌های منطقه علی‌آباد دماق بررسی شود و سپس در مقایسه با نتایج موجود از بررسی‌های سنگ‌های متاپلیتی کنار آنها، تاریخچه تحولات P-T-t بحث شود.

جایگاه زمین‌شناسی

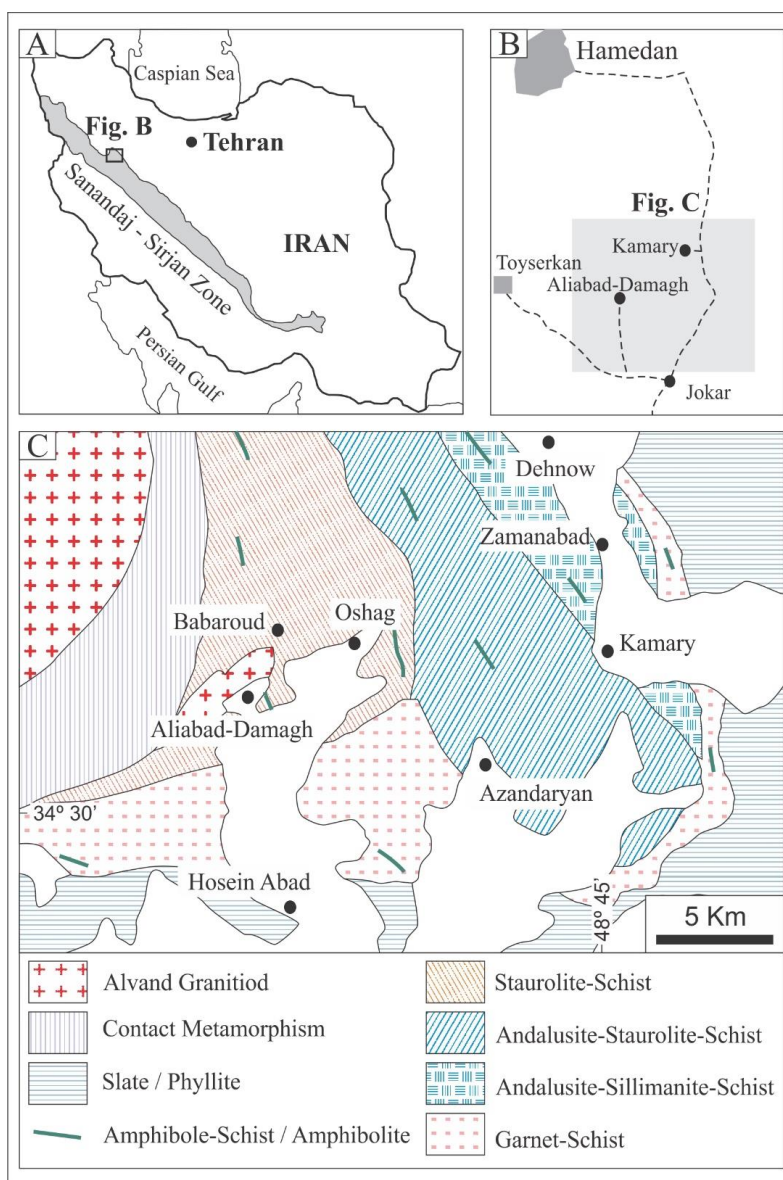
منطقه بررسی‌شده در بخش شمال‌باختری پهنه سنندج- سیرجان (شکل ۱- A) و در جنوب همدان (شکل ۱- B) جای دارد و از سنگ‌های آذرین و دگرگونی گوناگونی را در بر می‌گیرد. در این منطقه، باتولیت الوند به سن ژوراسیک میانی (Shahbazi *et al.*, 2010) است. همچنین، بیشتر سنگ‌های آذرین اسیدی و گاه حدواسط و بازیک ساخته شده‌اند. این سنگ‌ها درون مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای تزریق شده و دگرگونی مجاورتی گسترده‌ای را پدید آورده‌اند. بیشتر سنگ‌های دگرگونی متاپلیت‌ها هستند که به نام فیلیت‌های همدان شناخته می‌شوند. سنگ‌مادر سنگ‌های دگرگونی، بیشتر در تریاس تا ژوراسیک پدید آمده‌اند و در ژوراسیک زیرین تا میانی، دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده و با نفوذ توده گرانیتوئید جای گرفته‌اند (Baharifar, 2004). در دگرگونی ناحیه‌ای، شیبست‌های گوناگون (مانند: گارنت شیبست، آندالوزیت شیبست، استرولیت شیبست و سیلیمانیت شیبست) در جاده همدان تا ملایر و تویسرکان دیده می‌شوند (شکل‌های ۱- C و ۱- B). اگرچه شیل و سیلتستون سنگ‌مادر اصلی در این سنگ‌های دگرگونی هستند، میان‌لایه‌هایی از کوارتز آرنایت، آرکوز، گریوک، مارن، توفیت و حتی آهک

هستند؛ ازاین‌رو، از آنها برای اندازه‌گیری دما و فشار دگرگونی و بررسی مسیر رویدادهای دما- فشار دگرگونی در طول زمان (P-T-t) بهره گرفته می‌شود (Triboulet and Audren, 1988; Triboulet, 1992; Schulz *et al.*, 1995; Zenk and Schulz, 2004). گارنت آمفیبولیت‌ها معمولاً بافت‌های واکنشی و ساختارهای پورفیروبلاستی ویژه‌ای دارند که اطلاعات بسیاری دربارهٔ تکامل زمین‌شناسی یک منطقه به‌دست می‌دهند (مانند: Stowell and Stein, 2005). بررسی‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در دمای تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد و در فشار تا ۱۵ کیلو بار پدید می‌آیند (Surour, 1995; Dale *et al.*, 2000; Lopez *et al.*, 2003). گارنت آمفیبولیت‌ها در دگرگونی پیشرونده نوع باروین (مانند Zhao *et al.*, 1999)، دگرگونی برگشتی اکلوزیت‌ها (مانند Lou *et al.*, 2013) و یا در P-T-t پادساعت‌گرد و در پی تزریق ماگماهای ورقه‌ای به زیر پوسته (مانند Wu *et al.*, 2013) پدید می‌آیند؛ ازاین‌رو، دانستن تاریخچه تکامل آمفیبولیت‌ها و آمیختن آن با اطلاعات زمین‌شناسی پیشین، در بازسازی تاریخچه تکامل زمین‌شناسی هر منطقه کمک شایانی می‌کند.

در منطقه همدان، سنگ‌های دگرگونی از دیدگاه‌های گوناگون بررسی شده‌اند (مانند: Baharifar, 2004 و منابع آن؛ Sepahi *et al.*, 2004; Baharifar *et al.*, 2004; Saki and Baharifar, 2010; Saki *et al.*, 2012). با وجود این، بررسی‌های ویژه‌ای روی کانی‌شناسی و شرایط دما- فشار پیدایش آمفیبولیت‌ها انجام نشده است یا بررسی‌ها بسیار کم و حاشیه‌ای بوده و در کنار بررسی سنگ‌های دگرگونی منطقه

آمفیبولیت، مرمر و ...) جایگزین شده‌اند. به‌همین‌رو، در گستره دگرگونی ناحیه‌ای منطقه، این سنگ‌ها با ستبرای گوناگون در میان سنگ‌های متاپلیتی دیده می‌شوند.

نیز درون توالی نخستین بوده‌اند (Baharifar, 1997). در پی دگرگونی و برپایه دما و فشار تحمیل‌شده، این سنگ‌های رسوبی با سنگ‌های دگرگونی گوناگونی (مانند: کوارتزیت، متاسندستون، آمفیبول شیست،



شکل ۱- (A) جایگاه منطقه علی‌آباد دماق (جنوب همدان) در پهنه ساندج سیرجان؛ (B) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه؛ (C) نقشه زمین‌شناسی منطقه علی‌آباد دماق و پیرامون آن (برگرفته از Baharifar (۲۰۰۴)، با تغییرات).

علی‌آباد دماق برگزیده و پس از ساخت مقطع‌های نازک صیقلی، نخست با میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL W-SEM: JSM-6360 (در آزمایشگاه

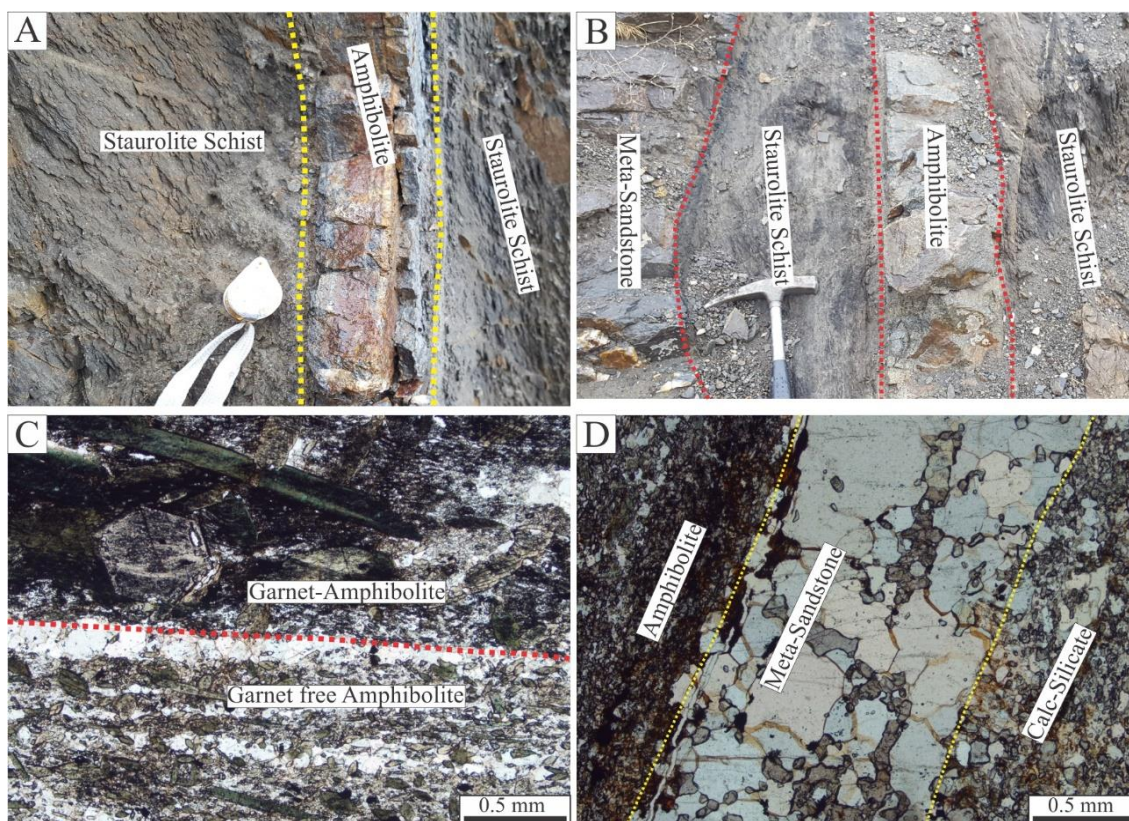
روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری و بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۴ نمونه شاخص از آمفیبولیت‌های منطقه

سنگ‌نگاری

برپایه نامگذاری اتحادیه بین‌المللی زمین‌شناسی (Fettes and Desmons, 2007)، آمفیبول-گرانوفلس، آمفیبول شیست و آمفیبولیت از سنگ‌های آمفیبول‌دار منطقه همدان هستند. این سنگ‌ها به‌صورت میان‌لایه درون سنگ‌های متاپلیتی دیده می‌شوند. آمفیبولیت‌ها معمولاً در بخش‌های درجه بالای دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان (مانند: استرولیت شیست‌ها و سیلیمانیت شیست‌ها) دیده می‌شوند. در منطقه علی‌آباد دماق، بخش‌های آمفیبولیتی با ستریچ چند سانتیمتر تا نزدیک به ۲ متر و به درازای نزدیک به ۲۰۰ متر دیده می‌شوند. این بخش‌ها به‌صورت متناوب درون استرولیت شیست‌ها جای دارند (شکل‌های ۲-A و ۲-B).

Academia Sinica، کشور تایوان) بررسی شدند. سپس کانی‌های برگزیده با ریزپردازنده الکترونیکی (مدل JEOL W-EPMA JXA8900-R)، با ولتاژ برابر 15 Kv، جریان ۲۵ nA و قطر بیم ۲ میکرون تجزیه شدند. از ۴ نمونه نام‌برده در بالا، ۱۵۰ نقطه از کانی‌های گارنت (هسته تا لبه بلور)، آمفیبول (هسته و لبه بلور)، فلدسپار (در زمینه سنگ و در کنار آمفیبول)، اپیدوت (در زمینه و در کنار آمفیبول یا به‌صورت میانبار در آمفیبول)، مسکوویت و ایلمنیت تجزیه شدند. برای گارنت‌ها و آمفیبول‌های درشت، آهن فریک به روش Droop (۱۹۸۷) به‌دست آمد. همه نمادهای اختصاری به‌کاررفته برای کانی‌ها بر پایه Kretz (۱۹۸۳) است.



شکل ۲- تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی از سنگ‌های بررسی‌شده در منطقه علی‌آباد دماق (جنوب همدان): (A) رخنمونی از تناوب آمفیبولیت و استرولیت شیست؛ (B) رخنمونی از تناوب نوارهای سرشار از کوارتز (متاسندستون)، استرولیت شیست و آمفیبولیت؛ (C) تناوب نوار گارنت آمفیبولیت با بافت پورفیروبلستی و نوار آمفیبولیت که بافت گرانو-نماتو بلاستیک دارد (تصویر میکروسکوپی PPL)؛ (D) تناوب نوار کالک‌سیلیکات، متاسندستون سرشار از اپیدوت و آمفیبولیت (تصویر میکروسکوپی PPL).

سنگ‌ها هم در مقیاس نمونه‌دستی (شکل ۲- B) و هم در مقیاس میکروسکوپی (شکل ۲- C و ۲- D)، دارای فابریک نواری هستند. در آمفیبولیت‌ها، نوارهای با کوارتز فراوان (متاسندستون) و نوارهای با کلسیت فراوان (کالک‌سیلیکات‌ها) معمولاً با ستبرای میلیمتری تا سانتیمتری دیده می‌شوند که احتمالاً از نشانه‌های لایه‌بندی نخستین هستند. فابریک نواری گاه به صورت تناوب لایه‌های آمفیبولیتی دارای گارنت و بی گارنت نیز دیده می‌شود (شکل ۲- C). نمونه‌دستی سنگ‌ها معمولاً سبز تیره است و کانی‌های گارنت و آمفیبول به فراوانی در آنها دیده می‌شود.

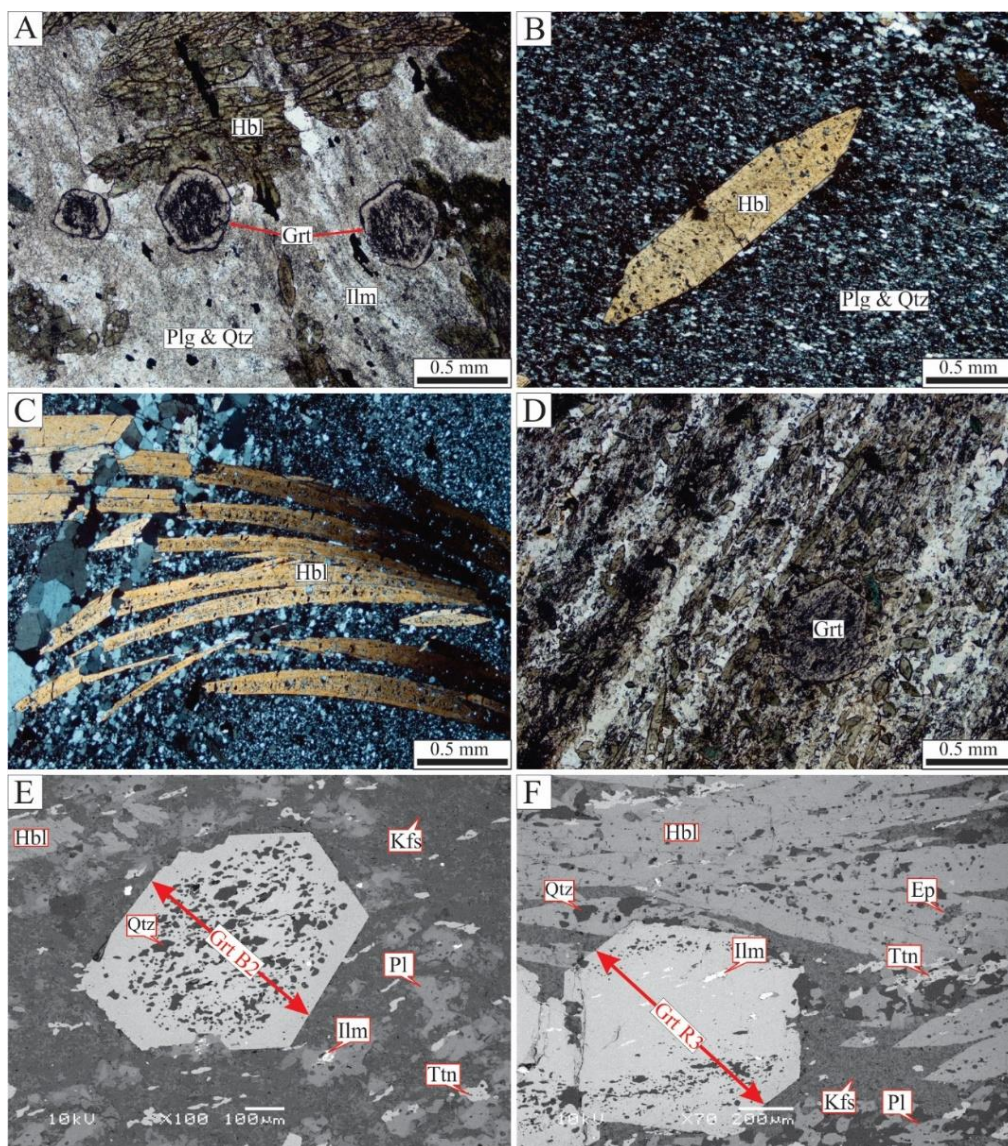
در گارنت آمفیبولیت‌ها، سنگ‌ها بافت نماتوبلاستیک، پورفیرو-نماتوبلاستیک (با پورفیروبلاست‌های گارنت و/یا آمفیبول)، نماتولپیدوبلاستیک (اگر میکا داشته باشند) نشان می‌دهند. کانی‌های هورنبلند، گارنت، فلدسپار، اپیدوت، کوارتز و مسکوویت از کانی‌های اصلی، کانی‌های کلسیت، تیتانیت، ایلمنیت، مونازیت، کلینوزویزیت، کلریت و گرافیت از کانی‌های فرعی و کلریت، اکتینولیت، سرسیت، اپیدوت از کانی‌های ثانویه هستند. گارنت معمولاً به صورت بلورهای شکل‌دار و گاه نیمه شکل‌دار، تا اندازه ۴ میلی‌متر در نمونه دستی، با فرم بلوری دودکاه‌درون دیده می‌شود و سیاه رنگ است. در نمونه میکروسکوپی، گارنت که مهم‌ترین پورفیروبلاست سنگ‌ها هستند، دارای میانبارهای فراوان از گرافیت، ایلمنیت و کوارتز است (شکل‌های ۳- E و ۲- F). معمولاً گارنت‌ها منطقه‌بندی بافتی دارند به گونه‌ای که بخش‌های درونی دارای میانبارهای فراوان و بخش‌های کناری بلورها دارای میانبار کمتر یا بدون میانبار هستند (شکل ۳- A). در بررسی با SEM نیز این

منطقه‌بندی بافتی دیده می‌شود (شکل ۳- E). بلورهای آمفیبول در نمونه‌دستی معمولاً به رنگ سبز تیره تا سیاه بوده (شکل ۲- B) و کشیدگی آنها آشکار است. در مقطع میکروسکوپی، رنگ آمفیبول‌ها سبز بوده و دارای چندرنگی سبز کم‌رنگ تا سبز تیره هستند (شکل‌های ۲- C و ۳- A). آمفیبول‌ها معمولاً درشت بوده و همراه با گارنت از پورفیروبلاست‌های اصلی سنگ‌ها هستند. این کانی گاه نیمه‌شکل‌دار (شکل ۳- A) و یا بلورهای منفرد شکل‌دار و درشت (شکل ۳- B)، یا دسته‌هایی از بلورها با فابریک دسته‌علفی (شکل ۳- C) دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها نیز آمفیبول‌ها بلورهایی کوچک‌تر و هم‌اندازه با کانی‌های دیگر سنگ هستند و در این گروه از سنگ‌ها، گارنت تنها پورفیروبلاست سنگ است (شکل ۳- D). میانبارهای فراوان گرافیت و کوارتز و میانبارهای کمتری از اپیدوت، پلاژیوکلاز و تیتانیت درون آمفیبول‌ها دیده می‌شود (شکل ۳- F). مسکوویت و بیوتیت با درصد مودال متغیر در برخی نوارها وجود داشته و سازنده برگوارگی است. فلدسپار و کوارتز معمولاً سازنده بافت گرانوبلاستیک هستند و زمینه سنگ‌ها را می‌سازند (شکل‌های ۳- A، ۳- B، ۳- C و ۳- E). بزرگی آنها بسیار کوچک‌تر از گارنت و آمفیبول بوده است؛ اما گاه در نزدیکی آمفیبول، تمرکز درشت‌تری از کوارتز دیده می‌شود. درصد کوارتز و فلدسپار در سنگ‌ها متغیر است.

در نمونه‌های آمفیبولیتی، معمولاً فلدسپار ($\pm$ کوارتز) کمتر از ۶۰ درصد مودال سنگ را به صورت زمینه در برگرفته است؛ اما در باندهای متاسندستونی، بیش از ۸۰ درصد زمینه از

بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه سنگ است؛ اما گاه درون بلورهای درشت دیگر نیز دیده می‌شود (شکل ۳-F). گرافیت در زمینه اصلی سنگ‌ها به فراوانی دیده می‌شود و درون بلورهای دیگر نیز وجود دارد.

بلورهای درشت کوارتز ساخته شده است. درصد اپیدوت نیز به فراوانی کلسیت وابسته است و با بالا رفتن درصد مودال کلسیت در سنگ‌ها، میزان اپیدوت و گارنت افزایش می‌یابد؛ اما از میزان آمفیبول و مسکوویت کاسته می‌شود. تیتانیت



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از: (A) پورفایروبلست‌های گارنت با منطقه‌بندی بافتی. لبه بلورها از میانبار تهی و هسته آنها از میانبار سرشار است. پورفایروبلست‌های درشت آمفیبول در زمینه‌ای ریزدانه از کوارتز و فلدسپار هستند (تصویر PPL؛ B) پورفایروبلست آمفیبول شکل‌دار در زمینه‌ای از فلدسپار، کوارتز، اپیدوت (تصویر XPL؛ C) بافت دسته‌علفی در بلورهای درشت آمفیبول (تصویر XPL؛ D) پورفایروبلست گارنت در زمینه‌ای از آمفیبول، کوارتز و فلدسپار (تصویر PPL؛ E) عکس میکروسکوپ الکترون روشی (SEM) از منطقه‌بندی بافتی در گارنتی که در زمینه‌ای از پتاسیم‌فلدسپار پلاژیوکلاز با مقدارهای کمتری از ایلمنیت و تیتانیت جای دارد؛ (F) گارنت آمفیبولیت‌ها در میکروسکوپ الکترون روشی (SEM) که بلورهای اپیدوت درون آمفیبول دیده می‌شوند (در شکل‌های E و F، پیکان‌های سرخ‌رنگ نیم‌رخ تجزیه منطقه‌بندی گارنت در شکل ۵ را نشان می‌دهند)

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها

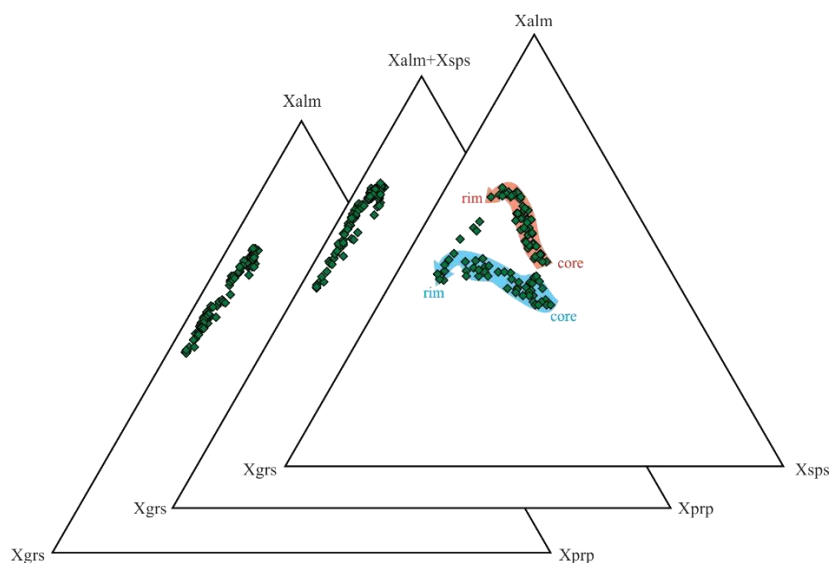
گارنت‌ها

داده‌های برگزیده‌ای از تجزیه هسته و لبه بلورهای گارنت‌های منطقه علی‌آباد دماق در جدول ۱ آورده شده‌اند. همان‌گونه که در جدول ۱ و شکل ۴ دیده می‌شود، گارنت‌های منطقه سرشار از دو سازنده آلماندین و گروسولار هستند. میزان آلماندین در هسته گارنت‌ها ۴۱/۴۰ تا ۵۲/۹۳ درصد مولی بوده و نسبت به لبه بلورهای گارنت‌ها (که آلماندین از ۴۲/۷۶ تا ۵۹/۸۸ درصد مولی است) کمتر است. به گفته دیگر، از هسته به حاشیه آلماندین افزایش یافته است؛ اگرچه برپایه شکل ۵، این روند نوسان‌هایی نیز دارد. گروسولار نیز از ۲۲/۶۷ تا ۲۸/۵۲ درصد مولی در هسته گارنت‌ها تا ۲۲/۸۱ تا ۴۴/۹۲ درصد مولی در لبه

بلورهای گارنت تغییر می‌کند. این نکته با افزایش آلماندین از هسته به لبه بلورها همخوانی دارد. مقدار پیروپ نیز اگر چه تغییرات چندانی ندارد (از دست‌کم ۲/۴۲ درصد مولی در هسته گارنت تا درصد مولی بیشینه ۶/۷۲ در لبه بلورهای گارنت)؛ اما نشان‌دهنده افزایش این سازنده از هسته به لبه بلورهای گارنت است. اسپسارتین مهم‌ترین سازنده‌ای است که کاهش آشکاری از هسته به لبه بلورها نشان می‌دهد (شکل‌های ۴ و ۵). درصد این سازنده در هسته گارنت‌ها از ۱۹/۶۹ تا ۲۷/۰۹ درصد مولی و در لبه بلورهای گارنت‌ها از ۸/۰۸ تا ۱۰/۷۸ درصد مولی است و کاهش چشمگیری را نشان می‌دهد. در همه نمونه‌ها، سازنده‌های آن‌درادیت و اواریت مقدارهای کمتر از ۱ درصد مولی دارند.

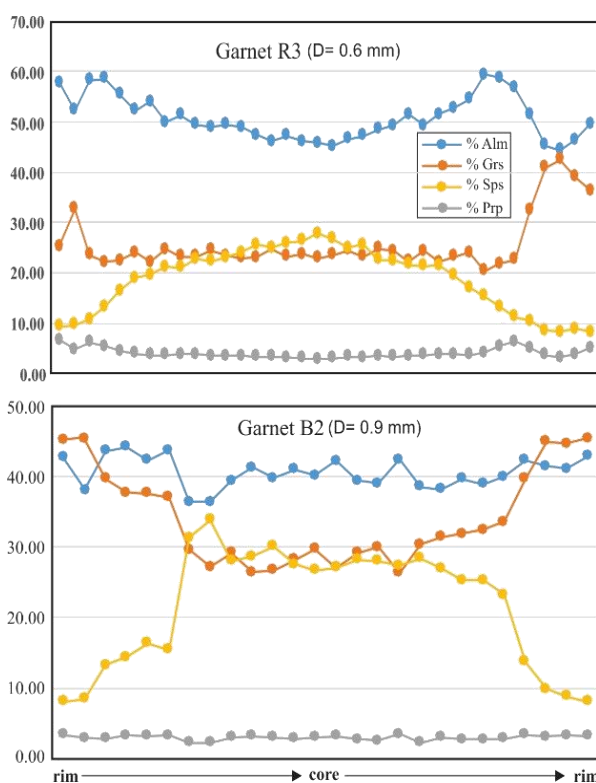
جدول ۱- داده‌های برگزیده از تجزیه ریزکاوا الکترونی از هسته و حاشیه ۴ نمونه از گارنت‌های درون آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) برپایه ۱۲ اتم اکسیژن

Sample No.	R2			R3			B2			B3		
	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim	rim	core	rim
SiO ₂	38.00	37.40	37.01	37.85	36.80	36.19	37.60	37.09	37.61	37.33	37.22	37.80
Al ₂ O ₃	21.91	21.37	21.57	22.02	21.30	21.78	21.76	21.50	21.83	21.74	21.60	21.87
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.00	0.06	0.00	0.07	0.07	0.02	0.00	0.01	0.00	0.10
Fe ₂ O ₃	0.23	0.23	0.23	0.37	0.37	0.37	0.23	0.23	0.23	0.37	0.37	0.37
FeO	19.41	18.69	20.43	25.85	21.09	22.81	19.57	19.23	19.86	24.60	23.97	27.14
MnO	4.05	12.08	3.96	4.26	11.70	3.58	3.63	11.91	3.65	4.53	8.81	4.82
MgO	0.84	0.61	1.04	1.71	0.79	1.25	0.88	0.81	0.83	1.35	1.01	1.42
CaO	15.73	10.05	15.13	9.07	8.40	12.39	15.97	9.43	15.97	10.71	8.01	8.07
Totals	100.22	100.47	99.37	101.19	100.45	98.44	99.71	100.22	99.98	100.64	100.99	101.59
Si	2.98	2.98	2.95	2.98	2.96	2.92	2.97	2.97	2.97	2.96	2.97	2.98
Al	2.03	2.01	2.03	2.04	2.02	2.07	2.03	2.03	2.03	2.03	2.03	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	1.28	1.25	1.36	1.70	1.42	1.54	1.29	1.29	1.31	1.63	1.60	1.79
Mn	0.27	0.82	0.27	0.28	0.80	0.25	0.24	0.81	0.24	0.30	0.59	0.32
Mg	0.10	0.07	0.12	0.20	0.10	0.15	0.10	0.10	0.10	0.16	0.12	0.17
Ca	1.32	0.86	1.29	0.76	0.72	1.07	1.35	0.81	1.35	0.91	0.68	0.68
Sum	7.99	8.00	8.03	7.99	8.03	8.03	8.01	8.01	8.01	8.02	8.01	7.99
Almandine	42.76	41.40	44.52	57.16	46.41	50.77	42.96	42.69	43.44	53.88	52.93	59.88
Grossular	44.37	28.52	42.26	25.69	23.68	35.34	44.92	26.83	44.76	30.05	22.67	22.81
Pyrope	3.29	2.42	4.02	6.72	3.11	4.95	3.46	3.22	3.25	5.26	3.98	5.59
Spessartine	9.02	27.09	8.73	9.55	26.07	8.08	8.07	26.77	8.09	10.05	19.69	10.78
Uvarovite	0.10	0.10	0.00	0.13	0.00	0.13	0.13	0.03	0.00	0.03	0.00	0.20
Andradite	0.47	0.46	0.46	0.74	0.72	0.73	0.47	0.46	0.46	0.73	0.73	0.74



شکل ۴- ترکیب گارنت‌های آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) برپایه فراوانی سازنده‌های گوناگون

بوده است (Tracy, 1982). نشانه‌های دگرگونی برگشتی به‌صورت خفیف در بخش پایانی نیم‌رخ برخی گارنت‌ها با کاهش مقدار آلماندین دیده می‌شود.



شکل ۵- نیم‌رخ منطقه‌بندی دو نمونه از بلورهای گارنت در آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) (تصویر SEM نمونه‌های گارنت در شکل‌های ۳- E و ۳- F نشان داده شده است)

در شکل ۵ منطقه‌بندی دو نمونه از گارنت‌های بررسی‌شده نشان داده شده‌اند. همان‌گونه که دیده می‌شود، آلماندین، گروسولار و پیروپ افزایش یافته و اسپسارتین کاهش یافته است؛ اما این تغییرات با نوسان‌هایی همراه هستند. هسته گارنت‌ها معمولاً تغییرات کمی نشان می‌دهد و در بخش‌های حاشیه‌ای، به ناگاه تغییرات پرشتاب و شدید می‌شود. به گفته دیگر، از دیدگاه روند تغییرات منطقه‌بندی، بخش‌های حاشیه‌ای گارنت‌ها با بخش‌های درونی یکسان نیستند. در بررسی‌های میکروسکوپی نیز این بخش‌های درونی گارنت با میانبرهای فراوان از بخش‌های بیرونی آن با میانبرهای کمتر یا بی میانبر شناسایی می‌شوند. بررسی منطقه‌بندی (شکل ۵) نشان می‌دهد در حاشیه گارنت R3 نشانه‌هایی از واجذبی (Absorption) گارنت به‌صورت کاهش آلماندین و گروسولار دیده می‌شود (Qian and Wei, 2016). برپایه ترکیب و الگوی منطقه‌بندی، گارنت‌های منطقه در هنگام دگرگونی پیش‌رونده به‌صورت دو مرحله‌ای رشد کرده‌اند. در مرحله نخست، با ترکیب کمابیش یکنواخت و میانبرهای فراوان رشد کرده‌اند و در مرحله دوم، با تغییرات شدید در منطقه‌بندی و کم‌شدن میانبرها ادامه رشد ادامه یافته است. این روند چاره‌بسا وابسته به تغییر سرعت رشد گارنت

آمفیبول

برپایه روش پیشنهادی Hawthorne و همکاران (۲۰۱۲)

و برپایه فرمول عمومی آمفیبول‌ها ($AB_2C_5T_8O_{22}W_2$)انجام شد. مقدار H_2O^+ با فرض صفر بودن تهی‌مان

(Vacancy) آنیونی به دست آمده است.

تجزیه شیمیایی شماری از آمفیبول‌های منطقه

علی‌آباد دماق در جدول ۲ آورده شده است. محاسبه

مقدارهای کاتیونی و جایگاه‌های A, B, C, T و W

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی شماری از بلورهای آمفیبول برپایه ۲۲ اتم اکسیژن در منطقه علی‌آباد دماق (جنوب همدان)

Sample No.	129	131	133	135	137	88	89	90	91	92	99	100
	core	core	core	core	rim	rim	rim	rim	rim	rim	rim	rim
SiO ₂	48.60	48.95	49.36	48.43	43.28	43.18	43.23	44.38	41.91	42.56	42.82	42.50
TiO ₂	0.28	0.12	0.19	0.25	0.34	0.39	0.42	0.33	0.40	0.40	0.39	0.36
Al ₂ O ₃	10.30	8.82	8.26	7.99	14.26	16.23	16.31	14.16	14.69	15.25	16.10	15.44
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.02	0.07	0.00	0.16	0.04	0.04	0.00
MnO	0.14	0.15	0.21	0.33	0.25	0.22	0.23	0.20	0.28	0.24	0.25	0.25
FeO	16.01	14.55	16.13	15.40	16.62	15.37	15.14	13.95	13.51	14.16	15.40	15.35
Fe ₂ O ₃	0.72	2.27	1.25	2.58	2.03	1.55	1.85	2.93	2.55	2.93	1.73	2.48
MgO	9.73	11.11	10.48	10.44	7.39	7.51	7.71	9.03	8.25	8.16	7.23	7.52
CaO	11.84	12.05	12.13	12.02	11.92	11.69	11.78	11.70	11.35	12.02	11.53	11.78
Na ₂ O	0.77	0.53	0.59	0.54	0.93	1.07	1.05	0.96	1.05	1.05	0.97	1.06
K ₂ O	0.34	0.14	0.15	0.21	0.54	0.35	0.37	0.26	0.29	0.26	0.38	0.35
H ₂ O ⁺	1.98	2.02	2.00	1.98	1.93	1.94	1.94	1.97	1.94	1.94	1.94	1.94
Total	100.71	100.71	100.81	100.17	99.55	99.50	100.08	99.86	96.38	99.01	98.78	99.03
Si	7.07	7.10	7.19	7.12	6.48	6.40	6.37	6.53	6.41	6.36	6.40	6.37
Al	0.93	0.90	0.81	0.88	1.52	1.60	1.63	1.47	1.59	1.65	1.60	1.63
C												
Ti	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
Al	0.84	0.61	0.61	0.51	1.00	1.24	1.21	0.99	1.06	1.04	1.24	1.10
Cr			0.01		0.01	0.00	0.01		0.02	0.00	0.01	
Fe ³⁺	0.08	0.25	0.14	0.29	0.23	0.17	0.21	0.33	0.29	0.33	0.20	0.28
Mn ²⁺												
Fe ²⁺	1.94	1.73	1.95	1.89	2.08	1.89	1.84	1.67	1.70	1.76	1.90	1.91
Mg	2.11	2.40	2.28	2.29	1.65	1.66	1.69	1.98	1.88	1.82	1.61	1.68
B												
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03
Fe ²⁺	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05	0.03	0.00	0.02	0.02
Ca	1.85	1.87	1.89	1.89	1.91	1.86	1.86	1.85	1.86	1.92	1.85	1.89
Na	0.13	0.07	0.07	0.06	0.05	0.09	0.08	0.08	0.08	0.04	0.10	0.06
A												
Na	0.08	0.08	0.10	0.10	0.22	0.21	0.22	0.19	0.24	0.26	0.18	0.25
K	0.06	0.03	0.03	0.04	0.10	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07
Vacancy	0.85	0.89	0.87	0.86	0.67	0.72	0.71	0.76	0.71	0.69	0.75	0.68
W												
OH	1.94	1.97	1.96	1.95	1.92	1.91	1.91	1.93	1.91	1.91	1.91	1.92
O	0.06	0.03	0.04	0.06	0.08	0.09	0.09	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08

از آنجایی که در آمفیبول‌های منطقه

 $(Ca + \Sigma M^{2+}) / \Sigma B \geq 0.75$ و ${}^B Ca / \Sigma B \geq {}^B \Sigma M^{2+} / \Sigma B$ است،

پس آمفیبول‌ها از گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند و

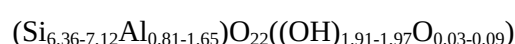
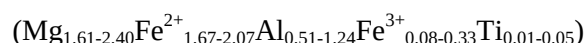
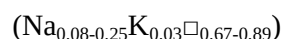
برای رده‌بندی آنها از نمودار شکل ۶ بهره گرفته شد

(Hawthorne et al., 2012). برپایه این شکل،

آمفیبول‌های منطقه علی‌آباد دماق در گروه عمومی

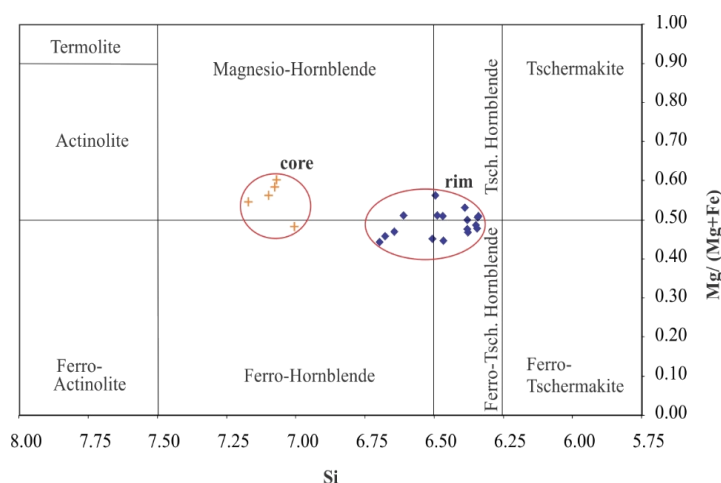
برپایه داده‌های جدول ۲، فرمول ساختاری

آمفیبول‌های منطقه به صورت زیر نوشته می‌شود:



باور Liu و Ernst (۱۹۹۸)، افزون بر کاهش میزان Si، همراه با افزایش دما، میزان AlIV و Ti افزایش می‌یابد و بالاترین مقدار این دو کاتیون، نشان‌دهنده اوج دگرگونی است. برپایه شکل ۷، نمونه‌های هسته آمفیبول‌ها دارای کمترین مقدار این سازنده‌ها هستند و در کناره‌های بلور مقدار آنها افزایش می‌یابد. این پدیده نشان می‌دهد هسته آمفیبول‌ها در مرحله‌های نخستین دگرگونی پیش‌رونده و لبه آنها در شرایط نزدیک به اوج دگرگونی پدید آمده‌اند.

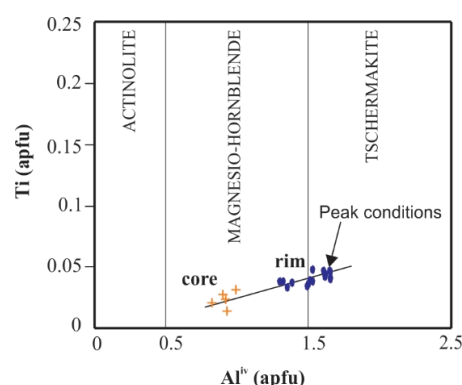
هورنبلندها هستند و در میان آنها منیزو-هورنبلند، فرو-هورنبلند، هورنبلند چرماکیتی و فرو-هورنبلند چرماکیتی دیده می‌شوند. در کل، برپایه جدول ۲ و شکل ۶، هسته آمفیبول‌ها دارای Si بیشتری به ازای واحد فرمولی است و به‌سوی حاشیه بلورها، میزان آن کاهش می‌یابد. به گفته دیگر، از هسته به‌سوی لبه بلورها، ترکیب آمفیبول‌ها به‌سوی چرماکیتی شدن پیش می‌رود. این ویژگی نشان‌دهنده افزایش دماست (Sánchez Lorda et al., 2014). به



شکل ۶- نامگذاری آمفیبول‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) در نمودار پیشنهادی Hawthorne و همکاران (۲۰۱۲) (نمونه‌های تجزیه‌شده از هسته و لبه بلورهای آمفیبول جدا شده‌اند)

فلدسپار

از دیدگاه بافتی، فلدسپارهای درون آمفیبولیت‌های منطقه علی‌آباد دماق دو گروه هستند: بخشی از فلدسپارها در نزدیکی و تماس مستقیم با آمفیبول بوده و بخشی دیگر، در زمینه سنگ و دور از آمفیبول هستند. برپایه داده‌های تجزیه‌ای ریزکاو الکترونی (جدول ۳؛ شکل ۸)، فلدسپارهای زمینه ترکیب الیگوکلاز داشته و میزان آنورتیت آنها از ۲۱ تا ۲۹ درصد مولی متغیر است؛ اما فلدسپارهای حاشیه آمفیبول، از نوع آلکالی فلدسپار و با ترکیب کلی سانیدین تا ارتوز خالص هستند که میزان ارتوز آنها از ۵۴ تا ۹۸

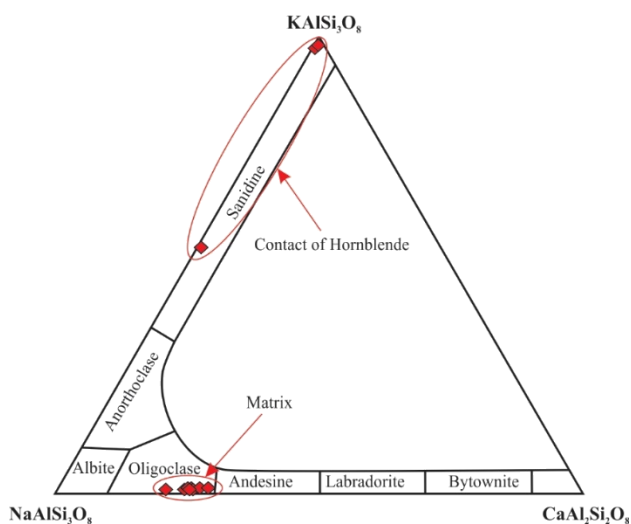


شکل ۷- رابطه مستقیم میان میزان Al^{iv} و Ti در فرمول ساختاری آمفیبول‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) که نشان‌دهنده افزایش سازنده چرماکیتی به‌سوی حاشیه بلورهاست و افزایش درجه دگرگونی را نشان می‌دهد (رده‌بندی مرز اکتینولیت، منیزو-هورنبلند و چرماکیت بر پایه پیشنهاد Hawthorne و همکاران (۲۰۱۲) است)

درصد مولی تغییر می‌کند.

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی شماری از فلدسپارهای درون آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان)

Sample No.	93	98	106	84	101	102	103	104	155	156	157	158
SiO ₂	64.86	65.09	68.07	69.61	63.97	60.74	62.36	62.03	61.82	61.74	62.11	61.92
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.23	18.36	16.75	17.38	22.78	24.42	23.60	23.78	24.20	24.60	23.90	24.12
Fe ₂ O ₃	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21
FeO	0.00	0.16	0.07	0.33	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.01	0.05	0.06	4.97	6.16	5.57	4.65	5.65	4.80	5.30	5.10
Na ₂ O	0.14	0.22	0.14	4.76	7.92	8.20	8.06	9.60	8.62	7.87	8.38	8.62
K ₂ O	14.74	15.08	13.38	8.54	0.08	0.10	0.09	0.08	0.05	0.08	0.08	0.07
Totals	98.20	99.13	98.71	100.97	99.95	99.83	99.89	100.35	100.55	99.30	99.98	100.04
Si	3.02	3.01	3.12	3.08	2.82	2.71	2.76	2.75	2.73	2.74	2.75	2.74
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.00	1.00	0.90	0.91	1.18	1.28	1.23	1.24	1.26	1.29	1.25	1.26
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.29	0.26	0.22	0.27	0.23	0.25	0.24
Na	0.01	0.02	0.01	0.41	0.68	0.71	0.69	0.82	0.74	0.68	0.72	0.74
K	0.88	0.89	0.78	0.48	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Sum	4.92	4.94	4.83	4.91	4.93	5.01	4.97	5.04	5.01	4.95	4.98	5.00
X _{or}	0.98	0.98	0.98	0.54	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
X _{ab}	0.01	0.02	0.02	0.46	0.74	0.70	0.72	0.78	0.73	0.74	0.74	0.75
X _{an}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.29	0.27	0.21	0.26	0.25	0.26	0.25



شکل ۸- ترکیب فلدسپارهای درون آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) در نمودار سه‌تایی Or-Ab-An (Deer et al., 1992)

مسکوویت

در سنگ‌های منطقه، مسکوویت به صورت پراکنده و سازنده برگوارگی دیده می‌شود. بررسی ترکیب شیمیایی مسکوویت‌ها (جدول ۴) نشان می‌دهد ترکیب آنها به

مسکوویت نزدیک‌تر بوده و سازنده فنزیت و پاراگونیت در آنها کم است. مقدار فنزیت در مسکوویت‌های منطقه نزدیک به ۳/۴۰ تا ۱۵/۸ درصد مولی و پاراگونیت نزدیک به صفر تا ۸/۲۲ درصد مولی است.

جدول ۴- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی شماری از مسکوویت‌های درون آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) برپایه ۱۱ اتم اکسیژن

Sample No.	94	95	111	112	113	114	115	118	120	121	122	130	132
SiO ₂	47.23	46.88	46.24	46.92	47.58	47.61	44.81	45.91	47.38	46.70	47.28	47.42	47.07
Al ₂ O ₃	35.54	36.42	36.76	36.51	34.72	34.89	37.18	35.71	34.62	37.28	34.61	36.39	37.07
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.59	0.45	0.67	0.52	0.80	1.15	0.63	0.94	1.04	0.82	0.90	0.89	0.65
MnO	0.04	0.03	0.03	0.01	0.00	0.09	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.05	0.01
MgO	0.41	0.07	0.30	0.43	0.99	0.89	0.19	0.34	1.02	0.13	1.07	0.27	0.17
CaO	0.90	0.40	0.21	0.05	0.06	0.04	0.06	0.04	0.15	0.02	0.07	0.02	0.11
Na ₂ O	0.30	0.26	0.11	0.08	0.05	0.05	0.03	0.04	0.09	0.07	0.07	0.00	0.23
K ₂ O	8.92	9.27	9.77	9.37	9.88	9.91	10.14	10.09	10.17	10.05	9.76	9.78	10.15
Totals	93.93	93.78	94.09	94.12	94.08	94.63	93.04	93.09	94.48	95.07	93.79	94.82	95.46
Si	3.14	3.12	3.08	3.11	3.17	3.16	3.03	3.10	3.16	3.08	3.16	3.13	3.10
Al	2.79	2.86	2.89	2.86	2.73	2.73	2.96	2.84	2.72	2.90	2.73	2.83	2.87
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.04	0.01	0.03	0.04	0.10	0.09	0.02	0.03	0.10	0.01	0.11	0.03	0.02
Ca	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Na	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03
K	0.76	0.79	0.83	0.79	0.84	0.84	0.87	0.87	0.86	0.85	0.83	0.82	0.85
Sum	6.86	6.86	6.90	6.86	6.89	6.89	6.93	6.91	6.92	6.90	6.89	6.86	6.91
Paragonite	5.20	4.24	1.70	1.27	0.72	0.72	8.22	7.84	1.40	1.07	1.09	0.00	3.44
Phengite	7.65	3.40	6.77	7.16	14.00	15.41	7.38	5.95	15.80	5.71	15.51	7.78	5.37

اپیدوت

اپیدوت به صورت پراکنده در زمینه آمفیبولیت‌ها دیده می‌شود. ترکیب شیمیایی اپیدوت‌های منطقه (جدول ۵) نشان می‌دهد بیشتر آنها آهن‌دار هستند و تنها نمونه اپیدوت شماره ۳ آهن کمی دارد. مقدار کلینوزویزیت (X_{Czo}) با فرمول زیر (Masaoki Uno *et al.*, 2015) به دست آمده است:

$$X_{Czo} = [(Al-2)/(Al-2+Fe)]$$

مقدار X_{Czo} دست‌کم برابر با ۰/۵۷ (در نمونه

۴) و بیشینه آن برابر با ۰/۹۷ (در نمونه ۳) است.

این نکته نشان می‌دهد اپیدوت‌های منطقه از سازنده کلینوزویزیت سرشار بوده و نمونه ۳ برپایه نام‌گذاری اپیدوت‌ها (Armbruster *et al.*, 2006)، کلینوزویزیت خالص است. این تفاوت ترکیبی در

بررسی میکروسکوپی نیز با رنگ و به‌ویژه

بیرفرنژانس پایین ناهنجار کلینوزویزیت (آبی) از اپیدوت با بیرفرنژانس بالا دیده می‌شود. بررسی با SEM نشان می‌دهد اپیدوت‌ها دارای مقدارهای متغیری از عنصرهای کمیاب و REE هستند که با ریزکاو الکترونی نمی‌توان آنها را اندازه‌گیری کرد؛ اما نشانه‌هایی از آنها به صورت مقدارهای متغیر جمع اکسیدها در جدول ۵ دیده می‌شود.

ایلمنیت

ایلمنیت‌های منطقه دارای مقدارهای کمابیش برابر از آهن و تیتانیوم بوده (جدول ۵) و به ترکیب واقعی ایلمنیت (Deer *et al.*, 1992) نزدیک هستند.

جدول ۵- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از اپیدوت (برپایه ۱۲/۵ اتم اکسیژن) و ایلمنیت (برپایه ۳ اتم اکسیژن) در آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان)

Mineral Type	Epidote					Ilmenite	
Point No.	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	36.42	38.74	40.43	38.93	39.08	0.00	0.04
TiO ₂	0.27	0.31	0.04	0.21	0.18	52.55	54.07
Al ₂ O ₃	28.28	28.46	33.03	27.70	28.17	0.02	0.00
Fe ₂ O ₃	5.04	6.73	0.45	7.32	6.88	0.37	0.37
FeO	1.71	0.49	0.00	0.07	0.06	44.72	43.92
MnO	0.12	0.18	0.06	0.14	0.20	1.54	1.43
MgO	0.02	0.04	0.00	0.06	0.07	0.26	0.18
CaO	23.42	23.75	23.99	23.45	23.93	0.05	0.08
Na ₂ O	0.00	0.00	0.36	0.01	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Totals	95.30	98.70	98.38	97.89	98.57	99.52	100.11
Si	2.93	2.99	3.05	3.03	3.02	0.00	0.00
Ti	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	1.00	1.02
Al	2.68	2.59	2.93	2.54	2.56	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.31	0.39	0.03	0.43	0.40	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.12	0.03	0.00	0.00	0.00	0.95	0.92
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	2.02	1.96	1.94	1.95	1.98	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	8.07	8.00	8.00	7.98	7.99	2.00	1.98

برآورد دما و فشار (زمین‌دما فشارسنجی)

برآورد دما و فشار در سنگ‌های دگرگونی و به‌ویژه آمفیبولیت‌ها، به‌علت مشارکت سازنده‌های محلول جامدی، بسیار حساس است و برگزیدن زمین‌دماسنج و زمین‌فشارسنج کارآمد به برآوردهای درست کمک می‌کند.

کانی‌شناسی گارنت- آمفیبولیت‌های منطقه عبارت است: آمفیبول + گارنت + پلاژیوکلاز + پتاسیم‌فلدسپار + کوارتز ± مسکوویت ± اپیدوت ± تیتانیت ± ایلمنیت ± بیوتیت.

برپایه گوناگونی کانی‌شناسی، در نگاه نخست گویا همه زمین‌دما فشارسنج‌هایی که برپایه دو یا چند کانی از مجموعه بالا هستند، کارآمد هستند؛ اما بررسی دقیق داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها نشان می‌دهد به‌علت ترکیب شیمیایی کانی‌های منطقه، کاربرد آنها با محدودیت‌های گوناگونی روبرو است. برای نمونه، به‌علت بالابودن مقدار منگنز در گارنت و پایین بودن مقدار سدیم در آمفیبول‌های منطقه علی‌آباد دماق، زمین‌فشارسنج گارنت + هورنبلند +

درجه سانتیگراد (با به‌کارگیری ایلمنیت‌های زمینه) و کمترین دمای به‌دست‌آمده از روش گارنت- آمفیبول (Graham and Powell, 1984) برابر با ۵۸۲ درجه سانتیگراد است. روش‌های دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) و آمفیبول‌های کلسیک (Gerya et al., 1997) دمایی نزدیک به میانگین دارند (۶۱۱-۶۱۸ درجه سانتیگراد) که با توجه به دقت کالیبراسیون‌های آنها، پذیرفتنی‌تر هستند. از میان زمین‌فشارسنج‌های گوناگون، زمین‌فشارسنج آمفیبول‌های کلسیک (Gerya et al., 1997) فشار ۵/۹۷ کیلو بار را به‌دست می‌دهد.

برای دقت بیشتر، دما و فشار با به‌کارگیری مجموعه واکنش‌ها و داده‌های ترمودینامیکی در نرم‌افزار TWQ (Berman, 1991) (ویرایش ۲/۳) و با داده‌های Berman (۱۹۸۸) و بروز رسانی ۲۰۰۷ نیز به‌دست آورده شدند (شکل ۹). برپایه شکل ۹، فشار به‌دست‌آمده از این روش با فشار به‌دست‌آمده از روش Gerya و همکاران (۱۹۹۷) همخوانی کامل داشته و نزدیک به ۵ تا ۶ کیلو بار است؛ اما دمای به‌دست‌آمده از این روش، کمتر از دمای به‌دست‌آمده از روش Gerya و همکاران (۱۹۹۷) است که چه‌بسا پیامد به‌کارگیری داده‌های پایه‌ای ترمودینامیکی گوناگون در محاسبه‌ها باشد؛ زیرا این کار در داده‌های به‌دست‌آمده دما یا فشار یا هر دوی آنها تفاوت‌های را پدید می‌آورد (Zenk and Schulz, 2004).

برپایه روش‌های گوناگون به‌کاررفته برای ارزیابی دما و فشار در آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق، دمای ۶۰۰ تا ۶۱۰ درجه سانتیگراد (± 25) درجه سانتیگراد) و فشار ۵ تا ۶ کیلو بار (± 1)

پلاژیوکلاز+ کوارتز که زمین‌فشارسنج مهمی به‌شمار می‌رود، زمین‌فشارسنج کارآمدی نیست (Kohn 1990; Spear, 1989). روش‌های زمین‌فشارسنج مقدار Al در آمفیبول، با کالیبراسیون‌های گوناگون، معمولاً برای آمفیبول‌های سنگ‌های آذرین به‌کار می‌رود و در مناطقی از ایران نیز به‌کار برده شده است (مانند: Nasrabad, 2012; Bayat et al., 2012).

با وجود محدودیت‌های گوناگون، همچنان، شماری از زمین‌دما فشارسنج‌ها برای منطقه کارآمد هستند که در جدول ۶، خلاصه داده‌های به‌دست‌آمده از کاربرد آنها آورده شده است. برای اندازه‌گیری دما و فشار در روش‌های یادشده در جدول ۶، داده‌های تجزیه‌ای گارنت با بیشترین مقدار نسبت Mg/Fe، ترکیب پلاژیوکلازهای زمینه با درصد مولی آنورتیت متوسط و ترکیب حاشیه هورنبلند با بالاترین مقدار سازنده چرماکیتی به‌کار برده شده‌اند.

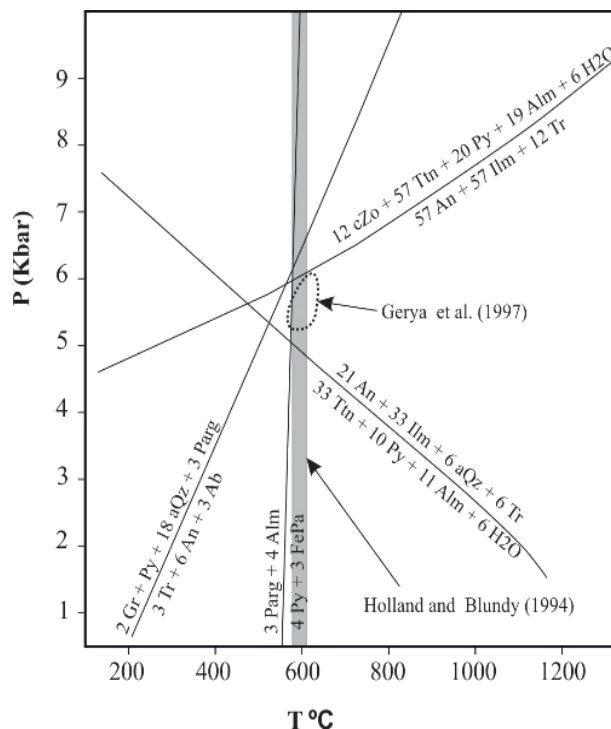
جدول ۶- خلاصه نتایج شرایط اوج دما و فشار به‌دست‌آمده از روش‌های گوناگون برای گارنت آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان)

Method	T (°C)	P (kbar)	Reference
Grt-Amph	582		Graham and Powell (1984)
Grt-Ilm	636		Pownceby et al. (1987)
Grt-Ilm	604		Pownceby et al. (1991)
Plg-Hbl	611		Holland and Blundy (1994)
Ca-Amph	618	5.97	Gerya et al., (1997)
Ti in Amph	601		Otten (1984)

بالاترین دمای به‌دست‌آمده از روش گارنت- ایلمنیت (Pownceby et al., 1987) برابر با ۶۳۶

به‌سوی لبه‌های بلورها نشان‌دهنده رشد گارنت‌ها در هنگام دگرگونی پیش‌رونده است (Tracy, 1982). از سوی دیگر، تغییر ترکیب آمفیبول‌ها از هورنبلند به هورنبلند چرماکیتی نشان‌دهنده رشد آمفیبول‌ها با افزایش دماست (Sánchez Lorda *et al.*, 2014; Borojević Šoštarić *et al.*, 2014). از آنجایی‌که منطقه‌بندی ترکیبی آمفیبول‌ها هنوز حفظ شده است، از ترکیب بخش‌های گوناگون آمفیبول برای ارزیابی مسیر P-T-t در سنگ‌های آمفیبولیتی بهره گرفته می‌شود (Masaoki Uno *et al.*, 2015). از آنجایی‌که آمفیبول‌های منطقه کلسیک هستند، روش Gerya و همکاران (۱۹۹۷) روش خوبی برای ارزیابی دما و فشار تجزیه‌های گوناگون کانی آمفیبول به‌شمار می‌رود (Zenk and Schulz, 2004). چنانچه در بخش زمین‌دما فشارسنجی روشن شد، دمای به‌دست‌آمده از این روش (با در نظر گرفتن محدوده دقت) با دمای به‌دست‌آمده از روش Holland و Blundy (۱۹۹۴) همخوانی کامل دارد. برتری روش یادشده اینست که این روش فشار را نیز اندازه‌گیری می‌کند؛ از این‌رو، دما و فشار پیدایش آمفیبول‌های گوناگون به‌دست آمد (جدول ۷) و در شکل ۱۰ نشان داده شد.

کیلوبار) برای پیدایش این سنگ‌ها برآورد می‌شود.



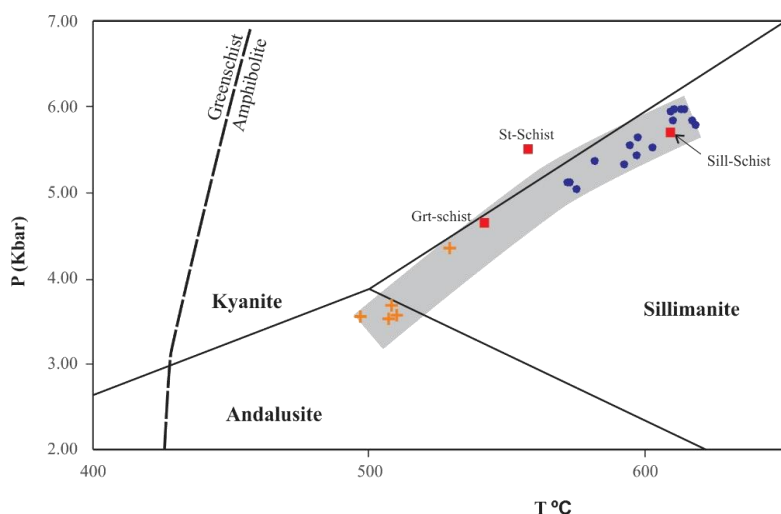
شکل ۹- دما و فشار به‌دست‌آمده برای پیدایش آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) برپایه واکنش‌های گوناگون با نرم‌افزار TWQ (محدوده دمای به‌دست‌آمده از روش Holland و Blundy (۱۹۹۴) و دما و فشار به‌دست‌آمده از روش Gerya و همکاران (۱۹۹۷) برای آمفیبولیت‌های منطقه نیز برای مقایسه نشان داده شده‌اند)

بحث

الگوی منطقه‌بندی شیمیایی کانی‌های گارنت و آمفیبول در شناخت شرایط تحول دما و فشار سودمند است. سرشار بودن هسته گارنت‌ها از منگنز و کاهش آن

جدول ۷- داده‌های دما و فشار برای آمفیبول‌های گوناگون در آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) (HB: روش Holland و Blundy (۱۹۹۴); Gr: روش Gerya و همکاران (۱۹۹۷))

Sample No.	129	131	133	135	137	138	139	140	141	142	88
T (°C) (HB)	521	510	517	535	585	576	539	570	555	538	602
T (°C) (Gr)	529	508	497	507	603	597	572	575	573	510	611
P (kbar) (Gr)	4.3	3.7	3.6	3.5	5.5	5.4	5.1	5.0	5.1	3.6	6.0
Sample No.	89	90	91	92	99	100	101	102	103	104	105
T (°C) (HB)	606	591	605	603	600	605	610	592	569	611	595
T (°C) (Gr)	614	592	609	618	609	617	610	595	582	613	598
P (kbar) (Gr)	6.0	5.3	5.7	5.8	5.9	5.8	5.8	5.5	5.4	6.0	5.6



شکل ۱۰- مسیر P-T-t به‌دست‌آمده برای آمفیبولیت‌های علی‌آباد دماق (جنوب همدان) (بخش خاکستری) برپایه نتایج زمین‌دما فشارسنجی هسته آمفیبول‌ها (علامت ●) و حاشیه آمفیبول‌ها (علامت +) (برای مقایسه داده‌های استارولیت شیست، گارنت شیست و سیلیمانیت شیست برگرفته از Baharifar (۲۰۰۴) نیز نشان داده شده‌اند) (مرز میان رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت بر پایه Clarke و Vernon (۲۰۰۸) است)

فشاری هسته تا لبه بلورهای آمفیبول هستند. این نکته نشان می‌دهد آمفیبولیت‌ها در مسیر دگرگونی پیش‌رونده از شرایط دما و فشار پیدایش گارنت شیست‌ها گذر کرده‌اند. از این‌رو، برپایه دما و فشار هسته و لبه آمفیبول‌ها، در شکل ۱۰، برپایه زمین‌دما فشارسنجی آمفیبولیت‌ها، مسیر P-T-t برای بخشی از رویدادهای دگرگونی منطقه همدان رسم شده است.

بررسی تاریخیچه بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و تکامل پهنه سندانج- سیرجان نشان‌دهنده آغاز فرورانش از تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین است (Mohajjel and Fergusson, 2014; Nutman et al., 2014) که منجر به تزریق توده‌های گرانیتوئید در ژوراسیک میانی (Sepahi et al., 2010; Shahbazi et al., 2014) و پیدایش سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان (Baharifar et al., 2004) شده است؛ از این‌رو، سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان در یک پهنه فعال قاره‌ای در بالای ورقه فرورونده نئوتتیس پدید آمده‌اند. در چنین پهنه‌هایی، احتمال تزریق ورقه‌های گابرویی به

برای مقایسه، داده‌های زمین‌دما فشارسنجی Baharifar (۲۰۰۴) برای استارولیت شیست‌های در برگرفته آمفیبولیت‌ها و همچنین سیلیمانیت شیست‌های منطقه همدان که بالاترین دمای دگرگونی را نشان می‌دهند و گارنت شیست‌های منطقه که پیش از پهنه استارولیت پدیدار می‌شوند نیز آورده شده است. چنانچه در شکل ۱۰ دیده می‌شود، دمای به‌دست‌آمده برای آمفیبول‌ها، بیشتر از دمای استارولیت شیست‌ها بوده است؛ اما با سیلیمانیت شیست‌ها همخوانی کامل دارد. برپایه دامنه دقت هر روش، فشار به‌دست‌آمده برای استارولیت شیست‌ها، سیلیمانیت شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها همخوانی خوبی دارد؛ از این‌رو، دمای نزدیک به ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵ تا ۶ کیلو بار را اوج شرایط دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان دانسته می‌شود. این دما و فشار با رخساره آمفیبولیت همخوانی دارند (شکل ۱۰). داده‌های زمین‌دما فشارسنجی به‌دست‌آمده برای گارنت شیست‌های منطقه همدان نیز در فاصله شرایط دمایی و

قاعده پوسته نیز هست (Spear, 1993). مسیر تحولات P-T-t (شکل ۱۰)، نشان‌دهنده افزایش هم‌زمان فشار و دماست. این مسیر با دگرگونی کم فشار آغاز شده و با دگرگونی فشار متوسط پایان پذیرفته است. برپایه الگوی تغییرات دما و فشار، پیدایش دگرگونی‌های منطقه پیامد تزریق ورقه‌های گابرویی در بخش پایینی پوسته قاره‌ای در آغاز فرورانش و به دنبال آن، سرد شدن توده‌ها و کلفت‌شدگی پوسته قاره‌ای ایران در پی ادامه فرورانش بوده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های انجام‌شده، کانی‌های گارنت، آمفیبول، فلدسپار، کوارتز از کانی‌های اصلی گارنت-آمفیبولیت‌های منطقه همدان هستند. این سنگ‌ها در تناوب با سکانس متاپلیتی هستند.

منابع

گارنت‌های منطقه دارای ترکیب کلی آلماندین-گروسولار هستند و منطقه‌بندی عادی (که نشان‌دهنده رشد در هنگام دگرگونی پیشرونده است) در آنها دیده می‌شود. ترکیب آمفیبول‌ها از هورنبلند تا هورنبلند چرماکیتی است و با بالا رفتن دما، سازنده چرماکیتی آنها افزایش می‌یابد. بررسی شرایط دما و فشار دگرگونی نشان می‌دهد آمفیبولیت‌ها در دمای بیشینه ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵ تا ۶ کیلو بار پدید آمده‌اند. دما و فشار به‌دست‌آمده با محاسبه‌های انجام‌شده برای متاپلیت‌ها همخوانی دارند. برپایه الگوهای پیشین درباره تکامل پهنه سنج-سیرجان، پیدایش آمفیبولیت‌های منطقه علی‌آباد دمق، همراه با دگرگونی متاپلیت‌ها، در پی فرورانش اقیانوس نئوتتیس و در هنگام ژوراسیک روی داده است.

- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y. and Pasero, M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy* 18: 551–567.
- Baharifar, A. A. (2004) Petrology of metamorphic rocks in the Hamedan area. Ph.D. Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian with English abstract).
- Baharifar, A. A. (1997) New perspective on petrogenesis of the regional metamorphic rocks of Hamadan area. M.Sc. thesis, Tarbiat-Moallem University of Tehran, Iran (in Persian).
- Baharifar, A. A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A. (2004) The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectonometamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience* 336(16): 1443-1452.
- Bayat, F., Torabi, G. and Koepke, J. (2012) Mineralogical study of metabasites in Me'raji and Chah Palang Mountains (South of Chupanan, NE Isfahan province). *Petrology* 3(10): 27-44 (in Persian).
- Berman, R. G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology* 29: 445–522.
- Berman, R. G. (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. *Canadian Mineralogist* 29: 833–855.
- Borojević Šoštarić, S., Palinkaš, A. L., Neubauer, F., Cvetković, V., Bernroider, M. and Genser, J. (2014) The origin and age of the metamorphic sole from the Rogozna Mts., Western Vardar Belt: New evidence for the one-ocean model for the Balkan ophiolites. *Lithos* 192–

195: 39–55.

- Dale, J., Holland, T. J. B. and Powell, R. (2000) Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 353–362.
- Deer, W., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, London.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimation of Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometry criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431–435.
- 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: 952–969.
- Fettes, D. and Desmons, J. (2007) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gerya, T. V., Perchuk, L. L., Triboulet, C., Audren, C. and Sez'ko, A. I. (1997) Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan. *Petrology* 5/6: 503–533.
- Graham, C. M. and Powell, R. (1984) A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California. *Journal of Metamorphic Geology* 2: 13–21.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and Welch, M. D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97: 2031–2048.
- 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.
- Kohn, M. J. and Spear, F. S. (1989) Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+ plagioclase+ quartz. *American Mineralogist* 74(1–2): 77–84.
- Kohn, M. J. and Spear, F. S. (1990) Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist* 75(1–2): 89–96.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277–279.
- Lopez, S. V., Gomez, P. M. Y., Azor, A. and Fernandez, S. J. M. (2003) Phase diagram sections applied to amphibolites: a case study from the Ossa-morena/Central Iberian Variscan suture (Southwestern Iberian Massif). *Lithos* 68: 1–21.
- Lou, Y. X., Wei, C. J. and Liu, X. C. (2013) Metamorphic evolution of garnet amphibolite in the western Dabieshan eclogite belt, Central China: evidence from petrography and phase equilibria modeling. *Journal of Asian Earth Science* 63: 130–138.
- Masaoki Uno, M., Iwamori, H. and Toriumi, M. (2015) Transition from dehydration to hydration during exhumation of the Sanbagawa metamorphic belt, Japan, revealed by the continuous P–T path recorded in garnet and amphibole zoning. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170: 33.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56(3): 263–287.
- Nasrabad, M. (2012) Thermobarometry of intrusion bodies from Soltanabad area (NE Sabzevar): with special reference to their adjoining metamorphic aureole and reaction rim. *Petrology* 3(9): 87–106 (in Persian).

- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L. (2014) Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences* 51(3): 272–285.
- Otten, M. T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 189–199.
- Pownceby, M. I., Wall, V. J. and O'Neill, H. St. C. (1987) Fe–Mn partitioning between coexisting garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97: 116–126.
- Pownceby, M. I., Wall, V. J. and O'Neill, H. S. C. (1991) An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe–Mn exchange equilibria. *American Mineralogist* 76: 1580–1588.
- Qian, J. H. and Wei, C. J. (2016) P–T–t evolution of garnet amphibolites in the Wutai–Hengshan area, North China Craton: insights from phase equilibria and geochronology. *Journal of metamorphic Geology* 34: 423–446.
- Saki, A. and Baharifar, A. A. (2010) Common melting reactions and their characteristics in the Alvand aureole metapelites, Hamadan. *Iranian Journal of Geosciences* 82: 165–172 (in Persian).
- Saki, A., Moazzen, M. and Baharifar, A. A. (2012) Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran. *International Geology Reviews* 54(11): 1229–1240.
- Sánchez Lorda, M. E., Sarrionandia, F., Ábalos, B., Carracedo Sánchez, M., Eguíluz, L. and Gil Ibarguchi, J. I. (2014) Geochemistry and paleotectonic setting of Ediacaran–Early Cambrian metabasites of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* 103:1263–1286.
- Schulz, B., Triboulet, C. and Audren, C. (1995) Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps) and P–T–deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism. *Mineralogical Magazine* 59: 641–659.
- Sepahi, A. A., Shahbazi, H., Siebel, W. and Ranin, A. (2014) Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj–Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U–Th–Pb ages for granitoids from the Marivan pluton. *Geochronometria* 41(3): 207–215.
- Sepahi, A. A., Whitney, D. L. and Baharifar, A. A. (2004) Petrogenesis of And–Ky–Sil veins and host rocks, Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 22(2): 119–134.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(6): 668–683.
- Spear, F. (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Washington, DC, US.
- Stowell, H. H. and Stein, E. (2005) The significance of plagioclase-dominant coronas on garnet, Wenatchee block, Northern Cascades, Washington, USA. *The Canadian Mineralogist* 43: 367–385.
- Surour, A. A. (1995) Medium- to high-pressure garnet-amphibolites from Gebel Zabara and Wadi Sikait, south Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 21: 443–457.

- Tracy, R. J. (1982) Compositional zoning and inclusions in metamorphic mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 10(1): 355-397.
- Triboulet, C. (1992) The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration. *Journal of Metamorphic Geology* 10: 545-556.
- Triboulet, C. and Audren, C. (1988) Controls on P-T-t deformation path from amphibole zonations during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France). *Journal of Metamorphic Geology* 6: 117-133.
- Vernon, R. H. and Clarke, G. L. (2008) *Principles of metamorphic petrology*. Cambridge University Press, New York.
- Wu, K. K., Zhao, G. C., Sun, M., Yin, C., He, Y. and Tam, P. Y. (2013) Metamorphism of the northern Liaoning Complex: implications for the tectonic evolution of Neoproterozoic basement of the Eastern Block, North China Craton. *Geoscience Frontiers* 4: 305-320.
- 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: 769-786.
- Zhao, G. C., Cawood, P. A. and Lu, L. Z. (1999) Petrology and PT history of the Wutai amphibolites: implications for tectonic evolution of the Wutai complex, China. *Precambrian Research* 93: 181-199.