

سنگ‌نگاری و کاربرد شیمی کانی در دما-فشارسنجی آمفیبولیت‌های کمپلکس دگرگونی جندق: شاهدهی بر رویدادهای دیرینه‌زمین‌ساختی در ایران مرکزی

عارفه حیدریان‌منش^۱، سید محسن طباطبایی‌منش^{۱*} و نرگس شیردشت‌زاده^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

بر اساس شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری با افزایش درجه دگرگونی، طیف گسترده‌ای از متابازیت‌ها در پی دگرگونی در رخساره آمفیبولیت (دگرگونی M1) در خاور جندق تشکیل شده‌اند. بر اساس دما-فشارسنجی جفت کانی‌های همزیست هورنبلند-پلاژیوکلاز، گستره دمایی ۶۹۲-۶۴۲ درجه سانتی‌گراد برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و گستره دمایی ۶۸۸-۷۱۲ درجه سانتی‌گراد برای گارنت آمفیبولیت‌ها و به ترتیب فشارهای ۸ و ۱۱ کیلو بار به دست آمد که با پهنه دمایی-فشاری از رخساره آمفیبولیت میانی تا آمفیبولیت بالایی همخوانی دارند. همچنین شواهد سنگ‌شناختی و فابریکی نشان‌دهنده وقوع فازهای دگرگونی دیگری در ارتباط با رخساره‌های زمین‌شناسی در این منطقه هستند. با توجه به آثار دگرشکلی شکنا در آمفیبول‌ها و تشکیل اپیدوت و کوارتز در شکستگی‌ها، این سنگ‌ها دچار درجانی از دگرگونی پسروده و دگرشکلی در رخساره شایست سبز-آمفیبولیت پایینی (دگرگونی M2) شده‌اند. شکل‌گیری بر گوارگی در این سنگ‌ها و جهت‌یافتگی کانی‌ها، جهت‌یافتگی ترجیحی تجمع‌تیتانیت در امتداد بر گوارگی و نیز تشکیل گارنت‌های شکل‌دار همزمان با زمین‌ساخت (سین‌تکتونیک) در این مرحله، گویای رخداد یک دگرگونی پسروده آمفیبولیت - آمفیبولیت بالایی (دگرگونی M3) هستند. تشکیل کلریت و اکتینولیت در حاشیه بلورهای اولیه نشان می‌دهد این سنگ‌ها سرانجام تحت تأثیر شرایط رخساره شایست سبز (دگرگونی M4) قرار گرفته‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۵/۰۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانی‌شناسی

دما-فشارسنجی

آمفیبولیت

کمپلکس دگرگونی جندق

۱- پیش‌نوشتار

Bagheri, 2007; Tabatabaeimanesh et al., 2011; Jamshidzaei et al., 2021; Zanchi et al., 2015; Torabi, 2010). برپایه بررسی‌های باقری (Bagheri, 2007)، JMC به سه پهنه دگرگونی با روند تقریباً خاوری-باختری در بخش شمالی رسوبات جوان‌تر دگرگون‌نشده تقسیم شده است (شکل ۱- پ: ۱) پهنه شمالی چاه‌زرد-چاه قنبر (طولانی‌ترین کمربند نواری؛ شکل ۲) که متشکل از سنگ‌های دگرگونی رخساره شایست سبز، آمفیبولیت، شامل کمربند افیولیتی عروسان است و دایک و استوک‌های گرانیتی تریاس بالایی درون آنها نفوذ کرده‌اند؛ (۲) پهنه میانی که در امتداد بخش محوری رشیدکوه است (شکل ۲) و بیشتر از متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت و دایک‌های پگماتیته تشکیل شده است؛ (۳) پهنه جنوبی در باختر و شمال کوه‌سرخ بیشتر شامل شایست سبز در خاور و سنگ‌های آمفیبولیتی کمتر و سرپانتینیت در بخش باختری آن است. منطقه مورد مطالعه (شکل ۲) در این پژوهش بخشی از پهنه شمالی چاه‌زرد-چاه قنبر و همچنین محدوده‌ای در شمال بخش میانی رشیدکوه در منطقه پیش‌گرو را شامل می‌گردد.

در مطالعات زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2019) کمپلکس دگرگونی جندق به دو زیر واحد تقسیم شده است: (۱) افیولیت ملانژ عروسان (یا AOM: Arusan Ophiolitic Mélange). این واحد که در امتداد گسل چوپانان و در

کمپلکس دگرگونی جندق (یا JMC: Jandaq Metamorphic Complex) بخشی از بلوک یزد در پهنه ساختاری ایران مرکزی است (شکل ۱- الف). این کمپلکس در خاور شهر جندق و شمال‌باختری خور قرار دارد (شکل ۱- ب). در مطالعات اولیه، سن این کمپلکس دگرگونی به سن اواخر پرمین تا اوایل ژوراسیک (۲۷۰-۱۸۳ میلیون سال پیش؛ Romanko et al., 1984) دانسته شده است که به صورت کمربند باریکی است که از شمال‌خاوری به طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر در امتداد لبه جنوبی گسل درونه و از دامنه شمالی رشیدکوه و چاه‌زرد به خاور روستای عروسان گسترش یافته است (شکل ۱- پ) (Bagheri, 2007). این توالی دگرگونی با سبترای حدود ۱۲۰۰ متر به سن پروتروزوییک پسین -پالئوزوییک پیشین دانسته شده است (ترابی و همکاران، ۱۳۷۷). مطالعات بلوچی (۱۳۹۷) نشانگر آن است که با توجه به نفوذ گرانیت‌هایی با سن نوپروتروزوییک پسین و همچنین نفوذ توده دیوریتی - گرانیتی کلاته به سن تریاس پسین، سن مجموعه دگرگونی در این کمپلکس دگرگونی، نوپروتروزوییک پسین و قدیمی‌تر از آن می‌باشد. در شمال پهنه انارک-جندق این مجموعه دگرگونی شامل انواع مختلفی از سنگ‌های دگرگونی (مانند: متاپریدوتیت‌ها، شایست‌ها، آمفیبولیت‌ها و میگمایت‌ها) و آذرین (مانند: گرانیت‌ها، پگمایت‌ها، دایک‌ها و استوک‌های پگماتیته) است (Romanko et al., 1984).

دگرگونی، درباره تاریخچه شرایط دما-فشار فاز دگرگونی مؤثر بر کل این مجموعه دگرگونی نتیجه‌گیری کرد. از این رو، نویسندگان سعی کرده‌اند با تمرکز ویژه بر آمفیبولیت‌های بخش میانی تا جنوبی کمپلکس دگرگونی جندق در منطقه پیش‌گرو و چاه‌زرد (شکل‌های ۱- پ و ۲) در تکمیل نتایج دما-فشارسنجی در این منطقه گام بردارند. در حقیقت، با توجه به اینکه این منطقه از گستردگی و تنوع سنگی بالایی برخوردار است، از این رو به داده‌های پروپ بیشتری برای دستیابی به نتایج دقیق‌تر نیاز است. واحدهای آمفیبولیتی انتخاب شده برای این مطالعه شامل اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند (اصول نامگذاری بر اساس صفحه ۴۷ و ۴۸، کتاب پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی جلد اول: مبانی پتروگرافی و روش‌های مطالعه دگرگونی قاسمی، ۱۳۹۴). همچنین، با توجه به قدمت این واحدهای سنگی (نئوپروتروزوییک پسین، بلوچی، ۱۳۹۷) و تغییرات مودال این سنگ‌ها در طول زمان، در این مطالعه با به‌کارگیری روش‌های زمین‌شیمیایی مانند به‌کارگیری شیمی کانی‌های همایند (پاراژنز)، از دما- فشارسنج‌های گوناگونی (بر اساس ترکیب آمفیبول، آمفیبول-پلاژیوکلاز و کلریت) استفاده می‌شود که با ماهیت کانی‌شناسی نمونه‌های آمفیبولیتی بررسی شده در مناطق پیش‌گرو و چاه‌زرد همخوانی دارند.

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس دگرگونی جندق یا JMC است که در مختصات جغرافیایی ۲۷° ۵۴' تا ۴۰° ۵۴' طول جغرافیایی خاوری و ۵۵' ۳۳° تا ۵' ۳۴° عرض جغرافیایی شمالی در خاور شهر جندق و در شمال‌خاوری استان اصفهان جای دارد (شکل‌های ۱- ب، پ و ۲). این منطقه بخش بزرگی از نواحی جنوبی فرورفتگی دشت کویر نمک را دربر گرفته است.

برپایه بررسی‌های زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2018)، نفوذ گرانیتهای نادگرگون تریاس بالایی در واحدهای سنگی JMC نشان می‌دهد دگرگونی و تغییر شکل کمپلکس جندق شاید به یک رویداد کوهزایی در پالتوزوییک مربوط بوده است یا گویای بخشی از واحدهای برافزایشی پالتوزوییک بالایی تا تریاس شمال‌خاوری ایران (همراه با کمپلکس انارک) باشد که در طول سیستم گسل کویر بزرگ در طول زمان مزوزوییک و سنوزوییک به موقعیت امروزی خود آورده شده‌اند. در حالی که مطالعات بلوچی و همکاران (۱۳۹۷ و ۱۳۹۶) دگرگونی و تغییر شکل کمپلکس جندق را مربوط به رویدادی در نئوپروتروزوییک پسین دانسته‌اند. برا و همکاران (Berra et al., 2017) باز و بسته‌شدن اقیانوس سبزوار و فعالیت بعدی گسل درونه- بزرگ کویر را توجیهی برای انتقال توالی جندق از موقعیت اصلی خود (توالی‌های پالتوزوییک- تریاس با خاستگاه گندوانایی) در امتداد حاشیه فعال جنوبی اوراسیا به داخل ایران مرکزی دانسته‌اند. این کمپلکس در تماس زمین‌ساختی در بخش شمال با گرانیتهای کامبرین - اردوویسین (۵۱۸ و ۴۸۳ میلیون سال پیش؛ Shirdashtzadeh et al., 2018) به‌طور ناهمگن تغییر شکل داده (پی‌سنگ آذرین آیرکان) است. گرانیتهای تریاس بالایی و دسته‌های پگماتیت کمی جوان‌تر (ژوراسیک آغازین) در کمپلکس نفوذ کرده‌اند (Zanchi et al., 2018). مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان توسط واحدهای رسوبی ژوراسیک و کرتاسه زیرین تا پالتوسن پوشیده شده است. با توجه به سن رادیومتریک زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2019)، کنگلومرای چاه‌پلنگ (ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین) در شرایط ناهم‌شیب روی همه نفوذی‌ها و واحدهای دگرگونی قرار گرفته است. این نکته با سن‌های قدیمی‌تر از ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین که برای گرانیتهای کمرند دگرگونی جندق و نیز دگرگونه‌ها به‌دست آمده است، همخوانی دارد. بنابر مطالعات بلوچی (۱۳۹۷) چند توده کوچک‌مقیاس و کم‌وسعت گرانیتهی (با سن نئوپروتروزوییک پسین) درون مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان (JAMIC) نفوذ کرده و جایگزین شده‌اند. همچنین تعدادی کمی توده نفوذی کوچک‌مقیاس گابرویدیتری

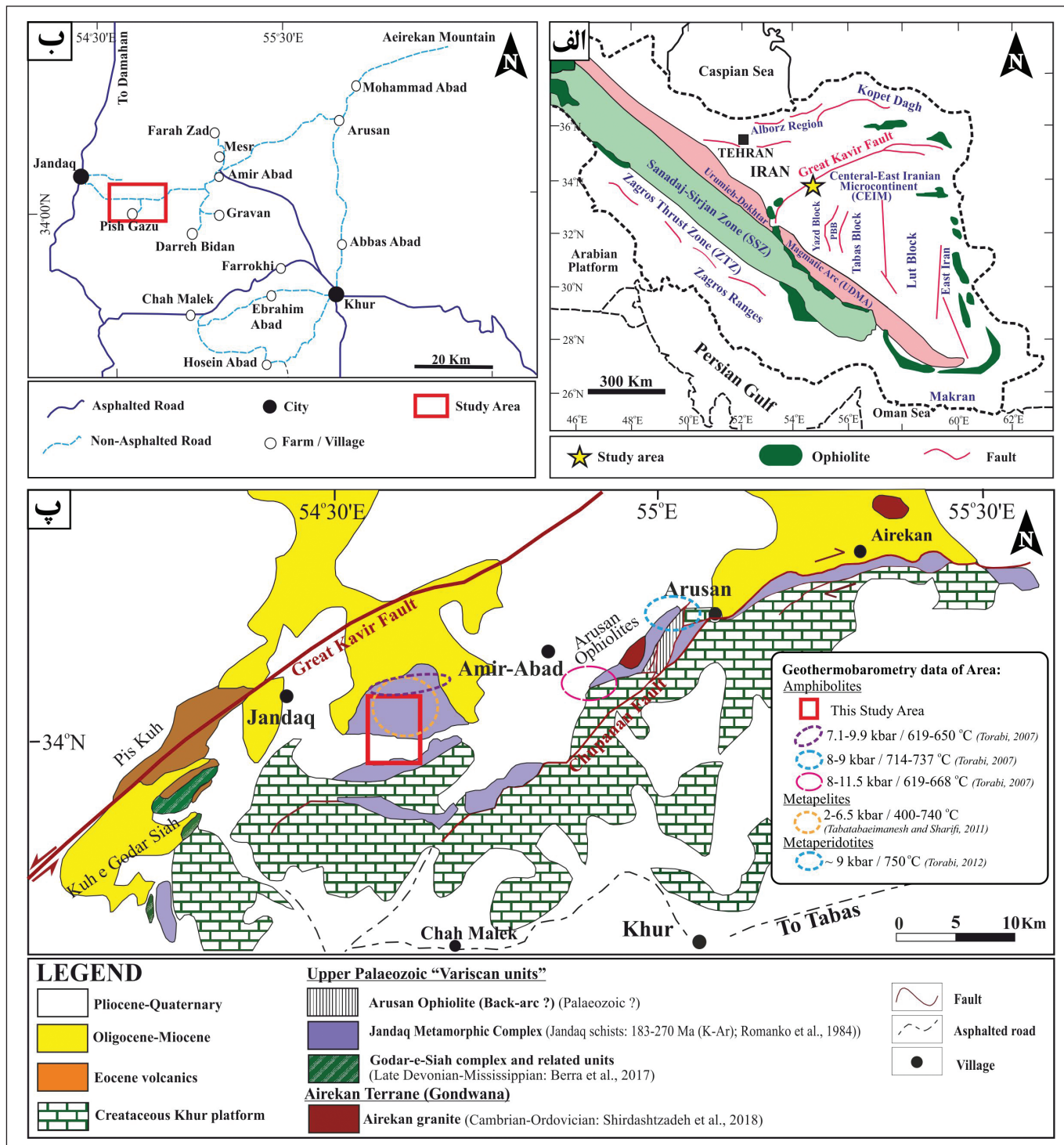
فاصله خاور جندق تا منطقه آیرکان قرار دارد (شکل ۱- پ) شامل سرپانتینیت، پرازینیت‌ها، متاکاپرو و اندکی کوارتزیت است. همه سنگ‌های سازنده این واحد و ساختارهای مربوط به آن حداقل دو مرحله دگربخشی همراه با دگرگونی را نمایش می‌دهند که دگرگونی آنها به حد رخساره شست سبز بالایی یا رخساره اپیدوت - آمفیبولیت رسیده است؛ (۲) واحد دگرگونی دما بالایی جندق (یا HGM: High-Grade Metamorphic unit). این واحد، دربردارنده متاپلیت‌ها با مقدار اندکی آمفیبولیت‌هاست. پی سنگ دگرگونی رخساره آمفیبولیت کمپلکس دگرگونی جندق می‌تواند بخشی از کمپلکس گوه‌ای کوهزایی - کمان ماگمایی قطعه قطعه شده باشد (Berra et al., 2017). داده‌های ساختاری سنگ‌شناسی و سن‌سنجی نشان می‌دهند از کامبرین تا کنون واحدهای HGM و AOM در معرض تکامل فرایندهای دگرگونی زمین‌ساختی (تکتونومورفیک‌ها) مختلفی بوده‌اند؛ اما زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2019) اوج شرایط دگرگونی HGM را به دوره توراسین-پلینسباکین (ژوراسیک پیشین) نسبت داده‌اند (Zanchetta et al., 2019) که با کوهزایی سیمیرین پیشین همخوانی دارد. اگرچه داده‌های آرگون- آرگون باقری و اشتامفلی (Bagheri and Stampfli, 2008) که برای دگرگونه‌ها (مسکویت‌های سنگ‌های رسی دگرگون شده این مجموعه) به‌دست آورده‌اند (۳۳۳ میلیون سال پیش) با رخداد کوهزایی هرسینین همخوانی دارند؛ اما در مطالعات سن‌سنجی ایزوتوپی به روش اورانیم-سرب زیرکن در بیوتیت گرانیتهای چاه‌زرد که توسط بلوچی و همکاران (۱۳۹۷) انجام گردیده، اوج دگرگونی نئوپروتروزوییک پسین عنوان شده که با رخداد کوهزایی کاتانگایی (پان‌آفریکن) همخوانی دارد. البته مطالعات سن‌سنجی باقری (Bagheri, 2007) در محدوده مورد مطالعه روی گرانیتهای برخوردی تا برخاسته از کمان که کمرند دگرگونی جندق را قطع کرده‌اند سن تریاس پسین (۱۵±۲۱۵ میلیون سال پیش، با روش سن‌سنجی اورانیم-سرب زیرکن) را نشان می‌دهد سن این دگرگونه‌ها قطعاً بیشتر از ۲۱۵ میلیون سال پیش بوده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، پاره‌ای از سن‌سنجی‌های انجام‌شده در این منطقه به‌ویژه با سن‌سنجی‌های جدید در توافق نبوده یا دارای ابهاماتی هستند. بر همین اساس، با توجه به اینکه داده‌های مورد بررسی در این پژوهش از نوع ژئوشیمیایی و مینرال شیمیایی هستند، نمی‌توان هیچکدام از نظریات سن‌سنجی را تأیید یا رد کرد و صرفاً در جهت اشاره به پیشینه مطالعاتی به آنها اشاره شده است.

بررسی شرایط دما و فشار دگرگونی واحدهای دگرگونی درجه بالایی کمپلکس دگرگونی جندق (HGM) در بازسازی فرایندهای زمین‌ساختی و کوهزایی مرتبط با فرایندهای کوهزایی در این منطقه اهمیت بالایی دارد. از آنجایی که این کمپلکس دگرگونی دارای پیچیدگی و تنوع سنگ‌شناسی گسترده‌ای است، بررسی شرایط رخداد دگرگونی بر اساس مطالعه واحدهای سنگی گوناگون و در نظر گرفتن پراکندگی آنها ضروری است. به‌طور مثال، دمافشارسنجی متاپلیت‌ها (۲- ۶/۵ کیلو بار و ۴۰۰-۶۷۰ درجه سانتی‌گراد، Tabatabaeimanesh and Sharifi, 2011)، مطالعات دمافشارسنجی روی آمفیبولیت‌ها در بخش گسترده‌ای از خاور عروسان (۸- ۹ کیلو بار و ۷۱۴-۷۳۷ درجه سانتی‌گراد؛ تریابی، ۱۳۸۶) تا شمال و شرق (۷/۱- ۹/۹ کیلو بار و ۶۱۹-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد؛ تریابی، ۱۳۸۶ الف) کمپلکس جندق انجام شده است. همچنین، بر اساس نتایج دما - فشارسنجی صورت گرفته توسط بلوچی (۱۳۹۷) بر روی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها، به‌ترتیب دامنه دما - فشار برابر ۴۱۳-۷۱۹ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۴-۱۲ کیلو بار و ۴۳۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۴-۱۲ کیلو بار (برای توقف تبادلات ژئوشیمیایی و تعادل نهایی فازهای کانیایی) برای آنها به‌دست آمده است.

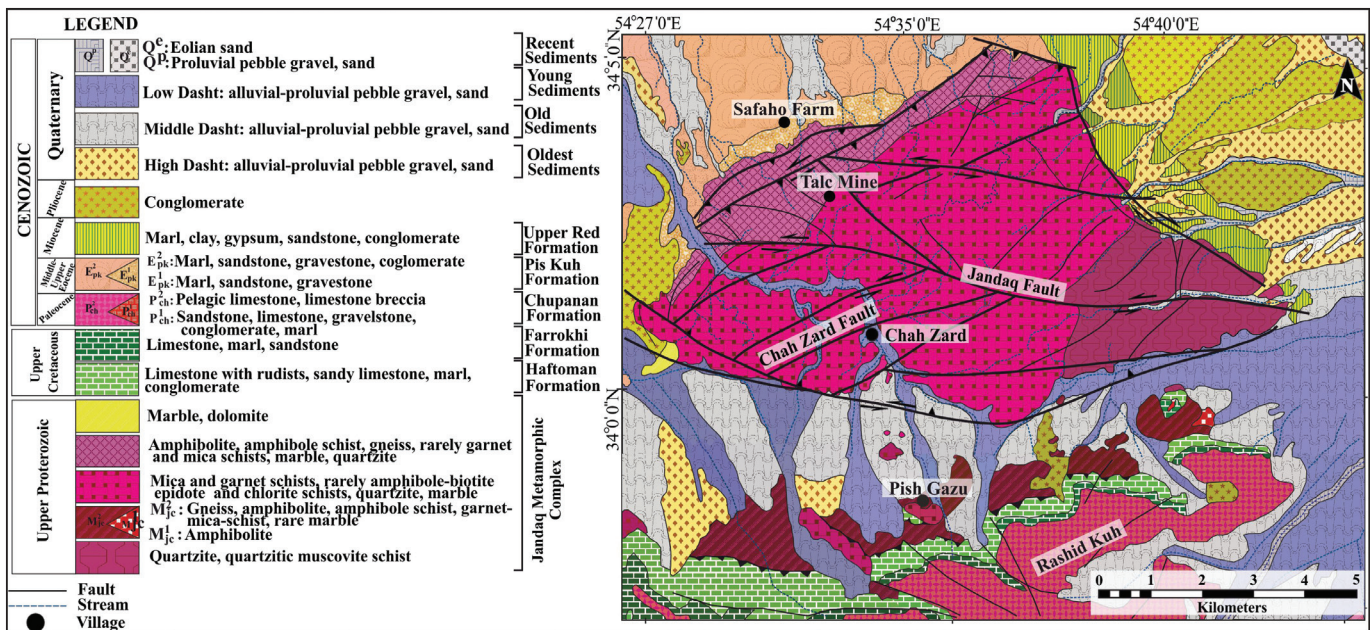
این اختلاف دما و فشار در بخش‌های مختلف JMC و خاور عروسان نشان می‌دهد شرایط دگرگونی در سراسر این مناطق کاملاً یکنواخت نبوده است و نمی‌توان صرفاً بر اساس نتایج دمافشارسنجی روی یک یا چند نمونه یا گروه سنگی از این کمپلکس

جندق - عروسان توسط واحدهای رسوبی ژوراسیک، و کرتاسه زیرین تا پالئوسن پوشیده شده است.

(با سن تریاس پسین) به همراه دایک و توده‌های نفوذی آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی‌رنگ به درون JAMIC نفوذ کرده‌اند. مجموعه دگرگونی - آذرین



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه کمپلکس دگرگونی جندق در: الف) نقشه پهنه‌بندی ساختاری ایران؛ ب) نقشه راه‌های ارتباطی به منطقه مورد مطالعه (Susov et al., 1979)؛ پ) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از بخش شمالی بلوک یزد و موقعیت منطقه مورد مطالعه (اصلاح شده پس از زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2015) (کوه سرخ که در مختصات 32° 44' 31" N 54° 36' 51" E قرار دارد در این نقشه نمایش داده نشده است) (محدوده‌های مورد مطالعه پیشین و کنونی و نیز دما و فشار به‌دست آمده برای واحدهای سنگی گوناگون در این پهنه‌ها در بخش پ نمایش داده شده‌اند).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ مصر، فرخی، جندق، چوپانان و خور؛ (نبوی و هوشمندزاده (۱۳۶۳) با اندکی تغییرات).

در آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی جندق برپایه روش Ar-Ar برابر با 157 ± 33 میلیون سال پیش ژوراسیک میانی به‌دست آمده است (Bagheri, 2007). سن سنجی انجام شده به روش U-P بر روی زیرکن‌های گارنت-آکینولیت شیت توسط بلوچی (۱۳۹۷) سنی معادل با نوپروتوزوییک پسین ($535/2 \pm 4/3$ میلیون سال) را پیشنهاد می‌نماید. بلوچی (۱۳۹۷) دما و فشار متابازیت‌های جندق-عروسان را در گستره‌ای برابر 430 تا 700 درجه سانتی‌گراد و فشارهای 4 تا 12 کیلوبار در نظر می‌گیرد.

(ب) گرانیت‌ها: یک فاز پگماتیته و چند فاز گرانیتویدی، دگرگونه‌ها و افیولیت‌های جندق را قطع کرده‌اند و سازند ژوراسیک بالایی چاه‌پلنگ روی گرانیتویدها را می‌پوشاند (ابراهیمیان و همکاران، ۱۳۹۰). از این‌رو، سن این گرانیتویدها را می‌توان ژوراسیک میانی دانست. اطلاعات به‌دست‌آمده از روش K-Ar (Susov et al., 1979) و Fission track (Bagheri, 2007) برای مسکوویت موجود در گرانیت‌ها نیز سن ژوراسیک میانی را برای این توده نفوذی پیشنهاد می‌کند. در دامنه شمالی رشیدکوه جندق، از سن سنجی K-Ar برای مسکوویت درون پگماتیت گرانیت سن‌های 183 و 177 ± 5 میلیون سال پیش به دست آمده‌اند (Romanko et al., 1984). بنابر سن سنجی U-P روی زیرکن‌های بیوتیت گرانیت چاه‌زرد (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶)، سن $535/4 \pm 3/2$ به‌دست آمده است که معادل نوپروتوزوییک پسین می‌باشد.

۳- روش انجام پژوهش

در این مقاله به بررسی آمفیبولیت‌ها در دو منطقه چاه‌زرد و پیش‌گزو (شکل ۲) پرداخته شده است. برای مطالعات سنگ‌شناسی، طی چند روز بازدید صحرایی تعداد ۴۳ نمونه جهت دار از آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه برداشت شده است. تعداد ۱۸ مقطع نازک در جهت عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی در سنگ‌هایی تهیه شدند تا برای به‌کارگیری ویژگی‌های بافتی و دگرریختی آنها به‌خوبی مشخص باشند. سپس برای بررسی دقیق کانی‌ها و شناخت ترکیب شیمیایی و دیگر ویژگی‌های کانی‌شناسی، از میان مقاطع منتخب، کانی‌های همزیست شاخص و فرعی سنگ‌های آمفیبولیتی که شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلریت، ایلمنیت، اپیدوت، گارنت و گروه آمفیبول بودند، ۱۷ نقطه از کانی‌های آمفیبول، ۹ نقطه از کانی گارنت، ۱۲ نقطه از کانی پلاژیوکلاز، ۱۱ نقطه از کانی بیوتیت، ۷ نقطه از کانی کلریت، ۳ نقطه از کانی

از لحاظ سنگ‌شناسی، مجموعه سنگ‌های دگرگونی منطقه خاور جندق شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده، میلونیت گرانیت، آمفیبولیت، مرمر و تناوبی از انواع شیت‌های متابلیتی و متابازیتی به‌همراه انواع مرمرها و کالک‌سیلیکات‌هاست. درجه دگرگونی در کمپلکس دگرگونی جندق در حد رخساره آمفیبولیت بوده است؛ البته یک دگرگونی در حد رخساره شیت سبز نیز در این کمپلکس رخ داده است (ترابی، ۱۳۸۶ الف). از اصلی‌ترین واحدهای سنگی این کمپلکس که تاکنون مطالعه شده‌اند می‌توان به متابازیت‌ها، متابلیت‌ها و گرانیت‌ها اشاره کرد:

(الف) متابلیت‌ها: متابلیت‌ها و متابازیت‌ها از شناخته‌شده‌ترین خانواده سنگ‌های دگرگونی جندق به سن پروتوزوییک پسین تا پالئوزوییک پیشین (Romanko et al., 1984) به‌شمار می‌روند که توزیع منظم کانی‌های شاخص در آنها چه‌بسا با شدت دگرگونی مرتبط است. طباطبایی‌منش و شریفی (Tabatabaei-Manesh and Sharifi, 2011) به ارزیابی شرایط ترمودینامیکی رویداد دگرگونی و پیدایش شیت‌های متابلیتی جندق پرداخته‌اند. یافته‌های آنها نشان می‌دهد این سنگ‌ها از دگرگون‌شدن رسوبات پلیتی جندق در رخساره‌های شیت‌سبز تا آمفیبولیت پدید آمده‌اند. سن ژوراسیک پسین گویای یکی از فازهای دگرگونی است که به‌همراه نفوذ گرانیتوید مزوزوییک روی داده است (Romanko et al., 1984). سن سنجی K-Ar روی شیت‌های جندق سن 183 تا 270 میلیون سال پیش را نشان داده است (Romanko et al., 1984). سن سنجی مسکوویت‌های میکاشیت‌ها که مجموعه افیولیتی را پوشانده به روش Ar-Ar نیز سن 164 ± 2 میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی) را نشان می‌دهد (Bagheri, 2007). بلوچی (۱۳۹۷) دما و فشار متابلیت‌های جندق-عروسان را در گستره‌ای برابر 413 تا 719 درجه سانتی‌گراد و فشارهای 4 تا 12 کیلوبار به‌دست آورده است. این شرایط دما و فشار بیانگر شرایط دما و فشار بسیار گسترده‌ای از رخساره‌های شیت سبز تا آمفیبولیت بالایی است.

(ب) متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها): فریدونی (۱۳۸۹) به مطالعه سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی آمفیبولیت‌های خاور جندق پرداخته و پروتولیت مافیک (بازالتی) را برای سنگ منشأ آمفیبولیت‌ها در نظر گرفته است که در شرایط پوسته اقیانوسی و در محیط تکنونیکی حوضه‌های پشت‌کمانی در کمربند‌های کمان آتشفشانی پیش از برخورد نئوتیس با بلوک لوت پدید آمده‌اند. سن فرایند دگرگونی بر اساس سن هورنبلندها

شد. فرمول کانی‌ها برای آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن، گارنت بر اساس ۲۴ اکسیژن، بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن، پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن، کلریت بر اساس ۲۸ اکسیژن، اپیدوت بر اساس ۲۵ اکسیژن و ایلمنیت بر اساس ۶ اکسیژن محاسبه شده است. نام‌های اختصاری به کاررفته برای کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) هستند.

اپیدوت و ۳ نقطه از کانی ایلمنیت در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه دولتی مسکو در روسیه توسط الکترون مایکروپروب JEOL مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV، شدت جریان ۱۵ nA تجزیه شدند که نتایج آنها در جدول‌های ۱ تا ۴ آورده شده‌اند. در محاسبه مقدار Fe^{3+} برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها نیز از استوکیومتری کانی‌ها و روش‌های ارائه شده توسط دروپ (Droop, 1987) استفاده

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب کانی آمفیبول در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن.

Point No.	Hbl-1	Hbl-2	Hbl-3	Hbl-4	Hbl-5	Hbl-6	Hbl-7
SiO ₂	44.54	43.87	43.60	43.56	43.16	42.21	41.87
TiO ₂	0.32	0.34	0.34	0.47	0.35	0.40	0.40
Al ₂ O ₃	14.10	14.43	14.61	15.65	15.37	16.31	17.28
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
FeO	17.75	18.29	18.59	17.94	16.86	16.98	17.43
MnO	0.45	0.32	0.30	0.26	0.24	0.24	0.29
MgO	8.44	8.14	7.87	8.20	8.44	7.82	7.58
CaO	10.44	10.28	10.24	10.47	11.27	11.08	10.97
Na ₂ O	1.77	1.77	1.75	1.82	1.60	1.74	1.83
K ₂ O	0.38	0.41	0.53	0.58	0.37	0.39	0.47
TOTAL	98.04	97.85	97.83	98.95	97.76	97.17	98.14
Si	6.49	6.42	6.40	6.31	6.34	6.25	6.14
Al ^{iv}	1.51	1.58	1.60	1.69	1.66	1.75	1.86
Al ^{vi}	0.91	0.91	0.92	0.98	1.00	1.10	1.13
Fe ⁱⁱⁱ	0.70	0.79	0.79	0.75	0.50	0.48	0.59
Ti	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ⁱⁱ	1.47	1.44	1.49	1.42	1.57	1.63	1.55
Mn	0.06	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
Mg	1.83	1.78	1.72	1.77	1.85	1.73	1.66
Ca	1.63	1.61	1.61	1.62	1.77	1.76	1.72
Na	0.50	0.50	0.50	0.51	0.46	0.50	0.52
K	0.07	0.08	0.10	0.11	0.07	0.07	0.09
TOTAL	15.20	15.19	15.21	15.24	15.30	15.33	15.33
Ca _B	1.63	1.61	1.61	1.62	1.77	1.76	1.72
(Na+K) _A	0.20	0.19	0.21	0.24	0.30	0.33	0.33
X _{Mg}	0.56	0.55	0.54	0.55	0.54	0.51	0.52

جدول ۲- نتایج آنالیز میکروپروب کانی آمفیبول در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن.

Point No.	Hbl-1	Hbl-2	Hbl-3	Hbl-4	Hbl-5	Hbl-6	Hbl-7	Hbl-8-1	Hbl-8-2	Hbl-8-3
SiO ₂	43.91	42.64	41.57	41.90	41.75	41.48	41.65	41.25	41.34	41.21
TiO ₂	0.46	0.54	0.61	0.42	0.42	0.41	0.42	0.44	0.43	0.44
Al ₂ O ₃	14.37	15.64	16.11	16.77	16.35	16.78	16.55	16.93	16.85	16.98
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.64	17.32	17.86	17.92	17.91	17.84	17.91	18.88	17.86	17.88
MnO	0.11	0.15	0.13	0.15	0.14	0.15	0.16	0.20	0.18	0.22
MgO	8.84	8.22	7.59	7.42	7.41	7.31	7.36	7.24	7.29	7.22
CaO	10.83	10.48	10.38	10.20	10.24	10.24	10.21	10.26	10.25	10.26
Na ₂ O	1.75	2.06	1.93	2.06	1.97	2.02	1.94	2.02	1.89	2.03
K ₂ O	0.31	0.39	0.42	0.44	0.44	0.42	0.43	0.41	0.43	0.41
TOTAL	98.23	97.44	96.60	97.29	96.63	96.65	96.63	97.63	96.52	96.66
Si	6.40	6.28	6.19	6.18	6.21	6.16	6.18	6.07	6.14	6.13
Al ^{iv}	1.60	1.73	1.82	1.82	1.80	1.84	1.82	1.93	1.86	1.87
Al ^{vi}	0.87	0.99	1.01	1.09	1.07	1.10	1.08	1.01	1.10	1.10
Fe ⁱⁱⁱ	0.70	0.65	0.72	0.74	0.72	0.73	0.75	0.93	0.78	0.74
Ti	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁱⁱ	1.45	1.48	1.50	1.47	1.50	1.49	1.47	1.40	1.44	1.48
Mn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Mg	1.92	1.80	1.68	1.63	1.64	1.62	1.63	1.59	1.62	1.60
Ca	1.69	1.65	1.66	1.61	1.63	1.63	1.62	1.62	1.63	1.63
Na	0.49	0.59	0.56	0.59	0.57	0.58	0.56	0.58	0.55	0.59
K	0.06	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
TOTAL	15.24	15.31	15.29	15.28	15.28	15.29	15.26	15.27	15.26	15.30
Ca _B	1.69	1.65	1.66	1.61	1.63	1.63	1.62	1.62	1.63	1.63
(Na+K) _A	0.24	0.31	0.29	0.28	0.28	0.29	0.26	0.27	0.26	0.30
X _{Mg}	0.57	0.55	0.53	0.53	0.52	0.52	0.53	0.53	0.53	0.52

جدول ۳- نتایج آنالیز میکروپروب کانی بیوتیت‌های در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن.

Region	Chah Zard					Pish Gazu					
Rock Type	Grt amphibolite					Amphibolite					
Point No.	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-4	Bt-5	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-4	Bt-5	Bt-6
SiO ₂	35.84	36.10	35.74	35.91	35.62	36.61	36.97	37.35	37.29	37.12	36.27
TiO ₂	1.96	2.11	1.84	1.92	1.87	1.76	1.74	1.81	1.79	1.61	1.55
Al ₂ O ₃	16.28	16.35	16.12	16.21	16.45	17.39	17.32	17.61	17.68	17.48	17.44
FeO _t	20.39	20.75	20.49	20.54	20.34	19.31	19.29	19.28	19.26	19.45	19.55
MnO	0.08	0.08	0.07	0.09	0.08	0.19	0.21	0.18	0.18	0.23	0.25
MgO	10.69	10.89	10.65	10.75	10.58	10.66	10.85	11.13	11.11	10.80	10.68
CaO	0.14	0.15	0.13	0.14	0.17	0.13	0.15	0.21	0.23	0.23	0.21
Na ₂ O	0.10	0.12	0.14	0.09	0.13	0.18	0.25	0.36	0.35	0.37	0.13
K ₂ O	8.38	8.57	8.26	8.46	8.34	8.92	8.37	7.92	7.98	8.68	8.56
TOTAL	93.86	95.12	93.44	94.11	93.58	95.15	95.15	95.85	95.87	95.97	94.64
Si	5.60	5.58	5.61	5.60	5.59	5.65	5.68	5.66	5.66	5.68	5.61
Al ^{IV}	2.40	2.42	2.39	2.40	2.41	2.35	2.32	2.34	2.34	2.32	2.39
Al ^{VI}	0.60	0.56	0.59	0.58	0.63	0.82	0.81	0.81	0.82	0.83	0.79
Ti	0.23	0.25	0.22	0.23	0.22	0.20	0.20	0.21	0.20	0.19	0.18
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.64	2.66	2.67	2.66	2.64	2.45	2.44	2.41	2.41	2.45	2.50
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Mg	2.49	2.51	2.49	2.50	2.47	2.45	2.48	2.51	2.51	2.46	2.46
Ca	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03
Na	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.07	0.11	0.10	0.11	0.04
K	1.67	1.69	1.65	1.68	1.67	1.76	1.64	1.53	1.54	1.69	1.69
TOTAL	15.70	15.73	15.70	15.71	15.71	15.79	15.70	15.64	15.65	15.80	15.73
X _{Mg}	0.49	0.49	0.48	0.49	0.48	0.50	0.50	0.51	0.51	0.50	0.50
X _{MgTi}	0.51	0.51	0.50	0.51	0.51	0.52	0.52	0.53	0.53	0.52	0.51

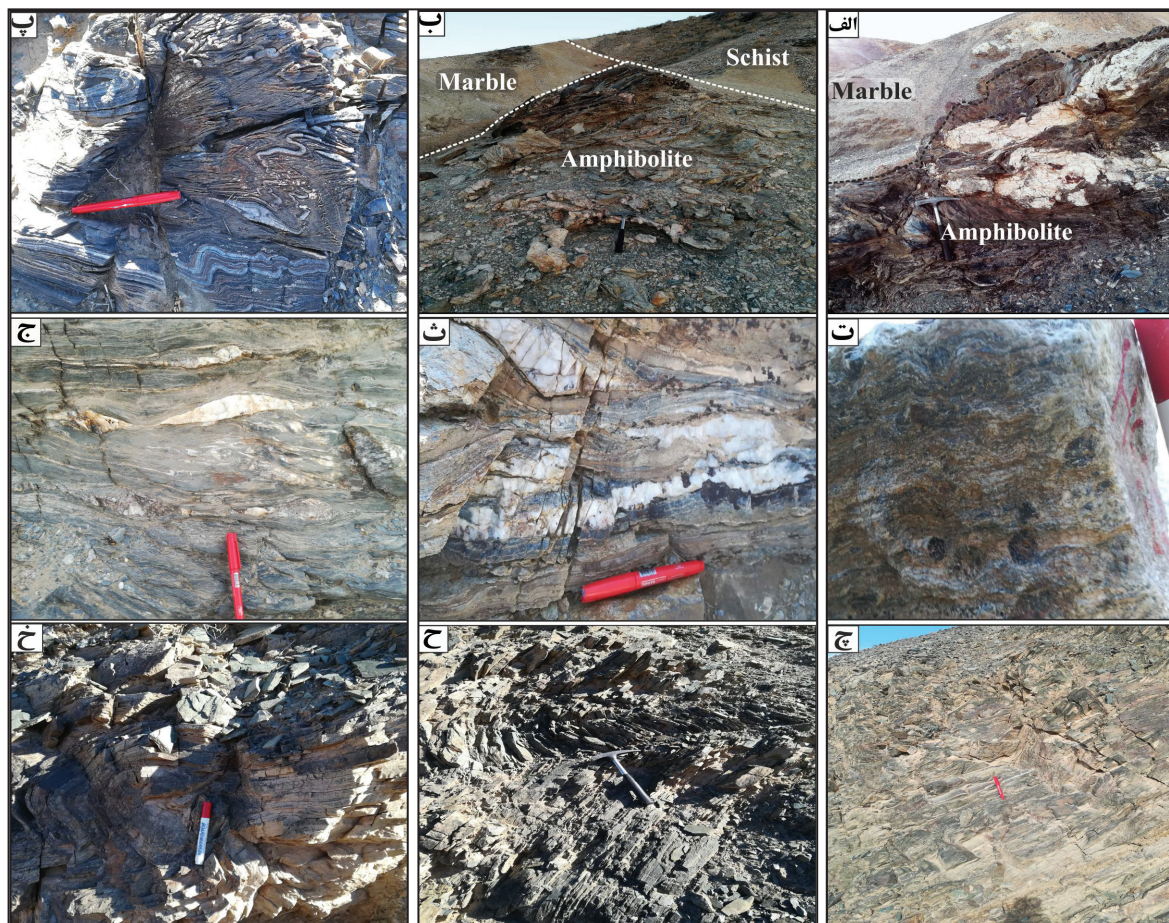
جدول ۴- نتایج آنالیز میکروپروب کانی پلاژیوکلاز در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر پایه ۸ اتم اکسیژن و اعضای سازنده پایانی.

Region	Chah Zard						Pish Gazu					
Point No.	Pl-1	Pl-2	Pl-3	Pl-4	Pl-5	Pl-6	Pl1-1	Pl1-2	Pl1-3	Pl2-1	Pl2-2	Pl2-3
SiO ₂	63.86	63.81	63.71	63.75	63.69	63.68	63.41	65.39	68.93	66.12	63.89	69.21
Al ₂ O ₃	22.93	22.98	23.14	22.97	23.17	23.18	24.82	22.35	20.98	22.59	24.63	21.15
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.18	0.24	0.01	0.07	0.00
CaO	3.57	3.57	3.69	3.61	3.75	3.83	4.28	2.87	0.17	2.51	3.91	0.09
Na ₂ O	9.55	9.50	9.48	9.46	9.40	9.37	9.18	10.58	11.65	11.08	9.41	11.61
K ₂ O	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.06	0.09	0.08	0.08	0.09	0.12	0.07
TOTAL	99.96	99.91	100.08	99.83	100.05	100.12	101.88	101.50	102.10	102.40	102.03	102.13
Si	2.82	2.82	2.81	2.82	2.81	2.81	2.75	2.85	2.95	2.85	2.77	2.96
Al	1.19	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.27	1.15	1.06	1.15	1.26	1.07
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.20	0.13	0.01	0.12	0.18	0.00
Na	0.82	0.81	0.81	0.81	0.80	0.80	0.77	0.89	0.97	0.93	0.79	0.96
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
TOTAL	5.00	5.00	5.00	4.99	4.99	4.99	5.00	5.03	5.00	5.04	5.00	4.99
X _{ab}	0.83	0.83	0.82	0.82	0.82	0.81	0.79	0.87	0.99	0.88	0.81	0.99
X _{An}	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.20	0.13	0.01	0.11	0.19	0.01
X _{or}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00

۴- سنگ‌نگاری

(شکل‌های ۳-ج، ح، خ) که با افزایش دگرگونی تا آستانه ذوب بخشی و میگماتیته پیش رفته‌اند (شکل‌های ۳-پ تا ج). در نمونه دستی نیز به رنگ سبز تیره با بافت دانه ریز تا دانه درشت دیده می‌شوند. اپیدوت می‌تواند در متابازیت‌ها در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت حضور داشته باشد. از این رو، چنین سنگ‌هایی را اپیدوت آمفیبولیت نامیده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۵). بر اساس این نام‌گذاری، در این مقاله به سنگ‌نگاری گروه سنگی اپیدوت آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت پرداخته می‌شود.

در مناطق مورد مطالعه، سنگ‌های آمفیبولیتی بیشتر به همراه شیست‌ها و مرمرها دیده می‌شوند و در واقع سنگ‌های مادر یعنی کربنات‌ها، شیل‌ها یا پلیت‌ها و سنگ‌های بازیک آتشفشانی به صورت میان لایه‌ای و متناوب با یکدیگر حضور داشته‌اند. (شکل‌های ۳-الف و ۳-ب). در بررسی‌های صحرایی، خطوارگی و برگوارگی از ویژگی‌های شاخص آمفیبولیت‌های منطقه در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی هستند. این سنگ‌ها تحت تنش دچار دگرشکلی، چین خوردگی و برگوارگی شده‌اند.



شکل ۳- (الف) وجود رگه‌های پلاژیوگرانیته حاصل از ذوب در آمفیبولیت‌ها و مرز جدایش آمفیبولیت‌ها و شیست‌ها در چاه‌زرد؛ (پ) آمفیبولیت میگماتیته چین خورده، به نواربندی لایه‌های روشن و تیره توجه شود؛ (ت) ظهور ساختار میگماتیته و ذوب بخشی در گارنت آمفیبولیت‌ها؛ (ث) آمفیبولیت میگماتیته لایه‌ای با بخش‌های روشن و تیره آشکار؛ (ج) ظهور ساختار میگماتیته همراه با میلونیتی شدن در آمفیبولیت؛ (چ) آمفیبولیت‌ها با برگوارگی مشخص که توسط درزه قطع شده‌اند؛ (ح، خ) وجود چین خوردگی و دگرشکلی در آمفیبولیت‌ها.

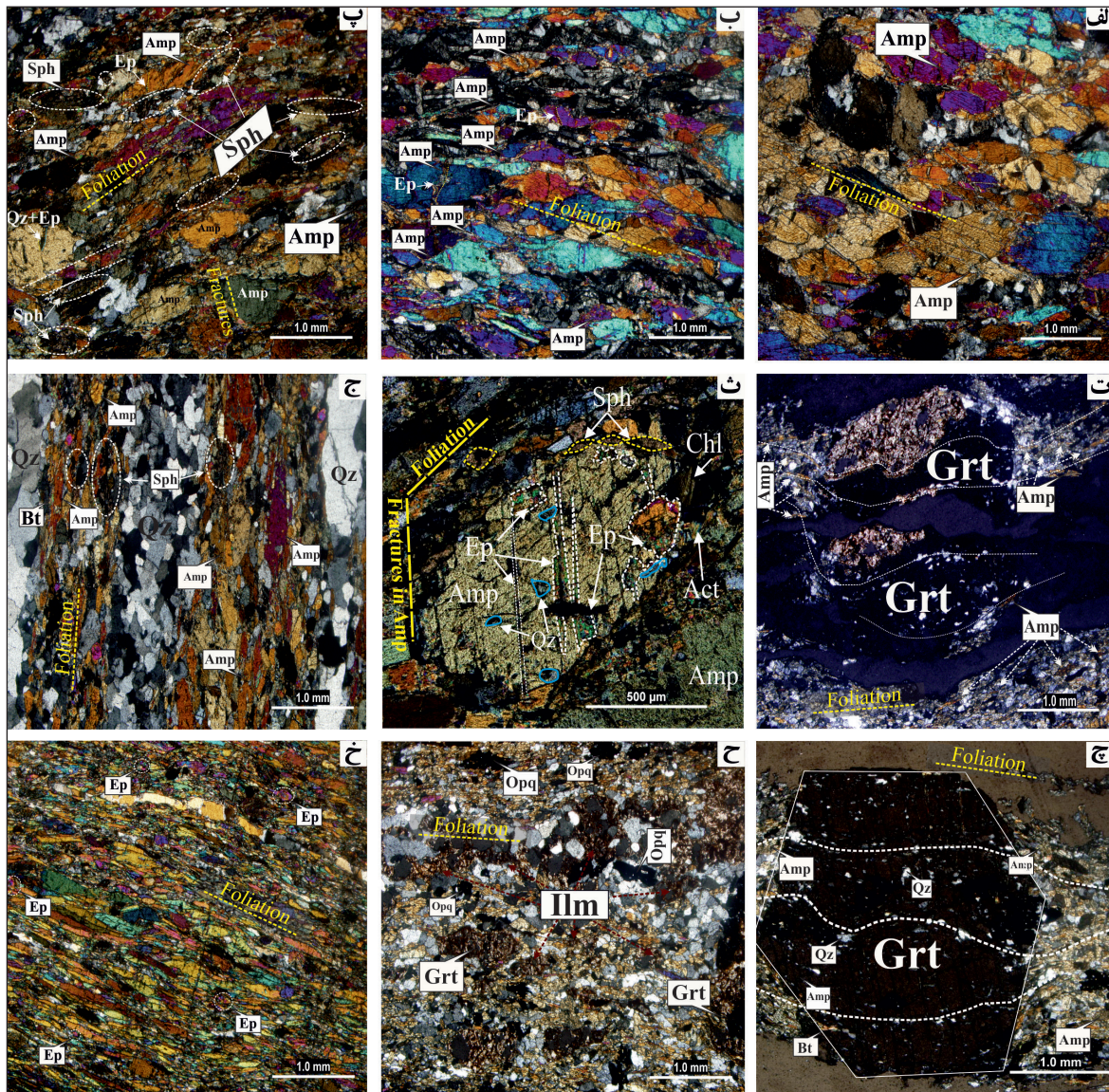
و جهت‌یابی ترجیحی نشان می‌دهند. گاهی آمفیبول به صورت پورفایرولاست‌های دارای کانی‌هایی مانند کوارتز، اپیدوت، مسکوویت و بیوتیت (شکل ۴-ث) بصورت ادخال می‌باشد. در شکل ۴-ث به خوبی دیده می‌شود کشیدگی بلور آمفیبول موازی برگوارگی سنگ است و اپیدوت‌ها در مراحل بعدی و در امتداد شکستگی‌های (که با برگوارگی زاویه دارند؛ شکل ۴-ث) آمفیبول تشکیل شده‌اند. در همین شکل، افزون بر اپیدوت، کوارتزها نیز در شکستگی‌های مشابهی متبلور شده‌اند. وجود این شکستگی‌ها درون پورفایرولاست آمفیبول که با برگوارگی زاویه دارند (شکل ۴-ث)، نشان می‌دهد پس از تشکیل آمفیبول یک رویداد دگرگونی و یا دگرشکلی موجب

۴-۱- اپیدوت آمفیبولیت

هورنبلند، پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌های سازنده اصلی اپیدوت آمفیبولیت‌های این منطقه به‌شمار می‌روند. بیوتیت، کلریت، مسکوویت، تیتانیت و ایلمنیت از دیگر کانی‌های فرعی سازنده این سنگ‌ها هستند. اپیدوت و کلریت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در طی دگرگونی پسروده و یا دگرسانی حاصل شده‌اند. اپیدوت به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار از دگرسانی پلاژیوکلازها و برخی هورنبلندهای سبز حاصل شده‌اند (شکل ۴-خ). آمفیبول در این نمونه‌ها به صورت اکتینولیت و همچنین هورنبلندهای سبز و سبز-قهوه‌ای دیده می‌شود. آمفیبول‌ها اغلب کشیده بوده

داده باشد. از همین رو، می‌توان گفت کشیدگی و جهت‌یابی بلورهای تیتانیت که با شکستگی‌های درونی آمفیبول هم‌راستا نیستند، گویای آن است که تشکیل تیتانیت‌ها هم‌زمان با رخداد دگرشکلی نبوده و بعداً در طی فاز دیگری رخ داده‌اند که برگوارگی کنونی این سنگ‌ها نشانه آن می‌باشد. بافت میکروسکوپی این سنگ‌ها نماتوبلاستی (فرعی کاتاکلاستی)، گرانوبلاستی و در برخی موارد پورفیروگرانوبلاستی می‌باشد (شکل‌های ۴-خ، ۴-ث)، پدیده میلونیتی شدن سبب وجود ریزشکستگی، ریزگسل و چین‌خوردگی و بودین‌شدگی در این سنگ‌ها شده است (شکل ۴-خ).

شکستگی‌های درون پورفیروبلاست‌ها و پرشدن آنها با کانی‌هایی مانند اپیدوت و کوارتز شده است. از آنجایی که این شکستگی‌ها تنها منحصر به خود پورفیروبلاست هستند و امتداد آنها در زمینه و کانی‌های پیرامون آمفیبول دیده نمی‌شود، می‌توان نتیجه گرفت رویداد این دگرشکلی و تشکیل اپیدوت‌ها پیش از رخداد برگوارگی بوده است. افزون بر این، شکل ۴-ث نشان می‌دهد کشیدگی بلورهای تیتانیت در حاشیه بلور آمفیبول، از شکل پورفیروبلاست آمفیبول پیروی کرده‌اند، از این رو، تشکیل آنها می‌تواند پس از پایان تبلور و هم‌زمان با شکل‌گیری برگوارگی روی



شکل ۴- تصاویرهای میکروسکوپی از آمفیبولیت، گارنت‌آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو. (الف) بافت دکاسیت در آمفیبولیت پیش‌گرو (به جهت‌یابی اتفاقی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز توجه شود) و وجود آمفیبول‌های درشت‌بلور و ریز‌بلور که نشان‌دهنده پدیده میلونیتی شدن در آمفیبولیت‌ها می‌باشد (در XPL)؛ (ب) وجود ریزشکستگی و ریزگسل‌ها در آمفیبول‌های پیش‌گرو، آمفیبول به صورت ماهی‌گون، همچنین به بودین‌شدگی و چین‌خوردگی‌های آمفیبول و کوارتز توجه شود (در XPL)؛ (پ) وجود بافت دکاسیت به صورت فرعی در آمفیبولیت پیش‌گرو. تیتانیت به صورت تجمعاتی با جهت‌یافتگی ترجیحی (ASPO) در امتداد برگوارگی دیده می‌شود. شکستگی‌های آمفیبول که با برگوارگی هم‌راستا نیست (در XPL)؛ (ث) وجود گارنت‌های در حال تجزیه در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد (در XPL)؛ (ج) وجود ادخال کانی‌هایی مانند کوارتز، اپیدوت، مسکوویت و بیوتیت در آمفیبول موجود در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو (در XPL). کشیدگی بلور آمفیبول موازی برگوارگی سنگ و اپیدوت‌ها در شکستگی‌های آمفیبول (که با برگوارگی سنگ زاویه دارند) تشکیل شده‌اند. کلریت و اکتیونیت نیز در حاشیه آمفیبول متبلور شده‌اند؛ (خ) تفریق دگرگونی در آمفیبولیت‌ها، به نواربندی لایه‌های تیره و روشن توجه شود (در XPL)؛ (چ) ادخال آمفیبول، کوارتز و بیوتیت در بلور گارنت شکل‌دار در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد؛ (ح) وجود کانی‌های پاپا و لوکوسن در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد، به جدایش نوار تیره و روشن به طور موضعی توجه شود (در XPL)؛ (خ) وجود اپیدوت و رگه‌کوارتز در اپیدوت آمفیبولیت‌های پیش‌گرو و ریزشکستگی و ریزگسل‌ها در آمفیبول‌ها، به حالت بودین‌شدگی و چین‌خوردگی‌های آمفیبول و کوارتز توجه شود (در XPL).

۴-۲- آمفیبولیت

هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز از سازندگان اصلی آمفیبولیت کمپلکس دگرگونی جندق می‌باشند. در برخی نمونه‌ها به دلیل تفریق دگرگونی تیتانیت، مسکوویت، کوارتز و آلکالی فلدسپار از کانی‌های فرعی رایج آمفیبولیت می‌باشند که هیدروکسیدهای آهن از کانی‌های ثانویه به شمار می‌آیند. در برخی نمونه‌ها، هورنبلند سبز به‌صورت پورفایرولاست مشاهده می‌گردد که در پیرامون، با سوزن‌های آمفیبول به‌نسبت دانه‌ریز و کشیده دربرگرفته شده‌اند و فاقد کوارتز می‌باشند (شکل ۴-الف). وجود لایه‌بندی نواری تیره (شامل آمفیبول، تیتانیت و اپاک) و لایه‌بندی روشن (حاصل از تجمع پلاژیوکلاز و کانی‌های روشن مانند کوارتز $\pm$ مسکوویت $\pm$ آلکالی فلدسپار) می‌تواند بیانگر رخداد تفریق دگرگونی در اثر انتشار موضعی و تدریجی عناصر و تحولات پیش‌رونده در طی دگرگونی در برخی از این نمونه‌ها باشد (شکل ۴-ج). وجود آمفیبول‌های درشت‌بلور و ریزبلور نشان دیگری از میلوئیتی شدن آمفیبولیت‌ها می‌باشد (شکل ۴-الف). بافت میکروسکوپی این سنگ‌ها گرانوبلاستی، نماتوبلاستی، پورفایرولاست، کاتاکلاستی و دکاسیت می‌باشد. در بافت دکاسیت (Decussate) با جهت‌یابی اتفاقی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز هم به‌صورت بافت اصلی (شکل ۴-الف) هم به‌صورت بافت فرعی (شکل ۴-ب) در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۴-الف و ۴-ب). بافت دکاسیت یا دیابلاستی (Decussate or diablastic) یک نوع بافت میکروسکوپی از سنگ‌های دگرگونی است که از کانی‌های صفحه‌ای، منشوری یا کشیده به‌هم‌پیوسته با جهت‌یابی تصادفی و غیرتصادفی تشکیل شده‌اند. این بافت همانند بافت گرانوبلاستیک برای به حداقل رساندن انرژی سطحی با تنش داخلی در سنگ پدید می‌آید (Vernon, 2018). فرارگیری تیتانیت گاه به‌صورت تجمعاتی هستند که غالباً با جهت‌یافتگی ترجیحی (ASPO: Aggregate Shape Preferred Orientation) در امتداد برگوارگی قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۴-ب و ۴-ج) که نشان می‌دهد این کانی در فاز دگرگونی پدیدآورنده برگوارگی کنونی سنگ تشکیل شده‌اند (شکل ۴-ب). در این سنگ‌ها نیز آمفیبول‌ها دچار شکستگی شده‌اند؛ اما این شکستگی‌ها با برگوارگی کنونی سنگ هم‌راستا نیستند و حتی با دیگر بلورهای مشابه نیز لزوماً هم‌راستا نیستند و آثار آنها در کانی‌های مجاور قابل دنبال کردن نیست؛ از این رو، گویای رخداد یک فاز دگرشکلی پیش از برگوارگی کنونی هستند (شکل ۴-ب). در برخی آمفیبول‌ها کوارتز و اپیدوت این شکستگی‌ها را پر کرده است که منحصر به کانی آمفیبول میزبان هستند و قابل دنبال کردن در کانی‌های مجاور یا زمینه سنگ نیستند (شکل‌های ۴-ب و ۴-پ). لذا تشکیل آنها را می‌توان به یک فاز دگرگونی پیش از تشکیل برگوارگی کنونی این سنگ‌ها نسبت داد. البته تشکیل کلریت و اکینولیت به‌ویژه حاشیه آمفیبول‌ها (شکل ۴-ث) گویای دگرسانی این سنگ‌هاست.

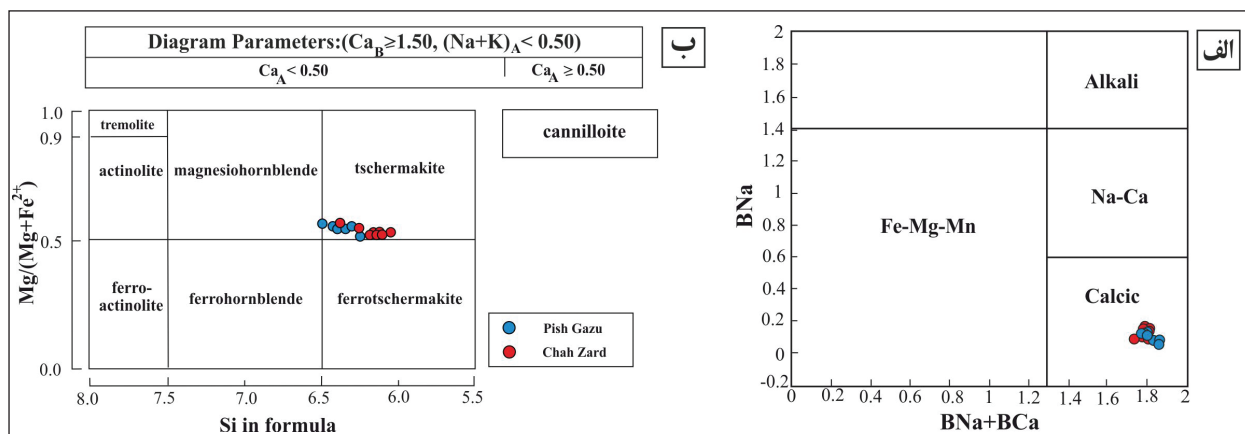
۴-۳- گارنت آمفیبولیت

گارنت آمفیبولیت‌ها نیز از کانی‌های سازنده اصلی شامل آمفیبول (هورنبلند سبز)، گارنت، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی بیوتیت، کلریت، کوارتز، آلکالی فلدسپار، لوکوکسن و اپاک تشکیل شده‌اند. بیوتیت، کلریت و هیدروکسیدهای آهن مانند ایلمنیت و لوکوکسن کانی‌های ثانویه ای هستند که در طی دگرگونی پسرورنده و یا دگرسانی حاصل شده‌اند (شکل‌های ۴-ح و ۴-ت). بافت میکروسکوپی این سنگ‌ها پورفایرولاستی (بافت فرعی پوئیکیلوبلاستی) (شکل ۴-ج) و پورفایرولاستی (شکل ۴-چ) و گرانوبلاستی (شکل ۴-ت) است. اندازه کانی گارنت در برخی از این سنگ‌ها تا چند میلی‌متر می‌رسد. گارنت به‌صورت درشت‌بلور ایزوتروپ و ریزبلور قهوه‌ای و گاهی دگرسان شده مشاهده می‌گردد (شکل‌های ۴-ح و ۴-ت). در برخی نمونه‌ها، گارنت به‌صورت پورفایرولاست بوده و اذخال‌هایی از بیوتیت، تیتانیت و کوارتز دارند. در پاره‌ای از موارد، همزمان با زمین‌ساخت (سین‌تکتونیک) بودن گارنت و تبلور همزمان آن با پیدایش برگوارگی بر اساس قرارگیری اذخال‌ها در راستای برگوارگی، آشکارا دیده می‌شود (شکل ۴-چ). کوارتز موجود در این سنگ‌ها به‌علت تحمل تنش دچار دگرریختی شده‌است و خاموشی موجی از خود نشان می‌دهد.

۵- شیمی کانی‌ها

۵-۱- آمفیبول

نتایج تجزیه شیمیایی آمفیبول‌های درون آمفیبولیت‌های پیش‌گزو و چاه‌زرد در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. با محاسبه مقدار XMg و تفکیک آهن فرو از فریک، تعیین نوع آمفیبول‌ها به کمک صفحات گسترده رایج AMPH13.xls از سایت <https://www.Gabbrosoft.org> انجام شد. این آمفیبول‌ها دارای محتوای آهن و منیزیم با XMg برابر با ۰/۵۱ تا ۰/۵۶ در پیش‌گزو و برابر با ۰/۵۲ تا ۰/۵۷ در چاه‌زرد و Fe^{+2} برابر با ۱/۴ تا ۱/۶ (اتم در فرمول ساختاری) در پیش‌گزو و Fe^{+2} برابر با ۱/۴ تا ۱/۵ (اتم در فرمول ساختاری) در چاه‌زرد هستند. همچنین، بر اساس رده‌بندی پیشنهادی لیک و همکاران (Leake et al., 1997)، آمفیبول‌های موجود در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گزو و در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد به‌طور مشابه در گروه آمفیبول‌های کلسیک با $Ca < BNa + BCa$ (اتم در فرمول ساختاری) قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). همچنین، در رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک با $CaB < 1/5$ و $(Na+K)_A > 0/5$ (اتم در فرمول ساختاری)، به علت دارا بودن $Si < 6/5$ (اتم در فرمول ساختاری براساس ۲۳ اتم اکسیژن) و $X_{Mg} < 0/5$ از نوع چرمایت هستند (شکل ۵-ب).



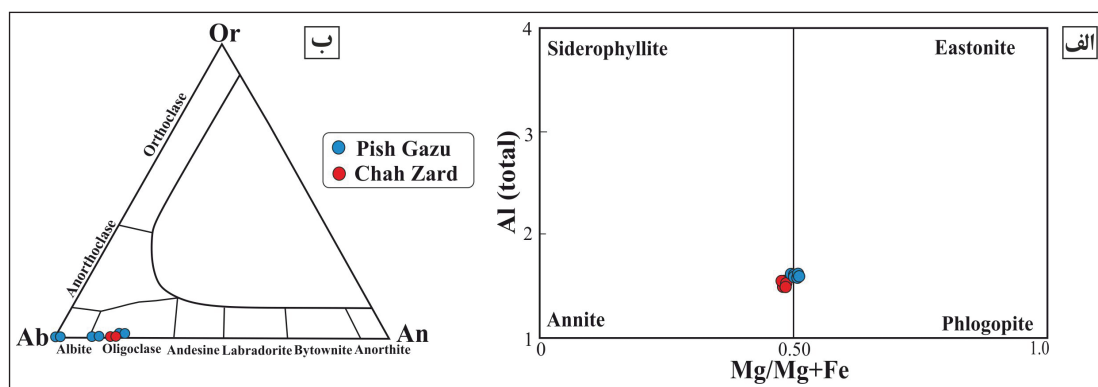
شکل ۵- ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گزو در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997).

۵-۲- بیوتیت

نتایج تجزیه شیمیایی بیوتیت‌ها در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو و در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد در جدول ۳ آورده شده است. در منطقه چاه‌زرد مقدار X_{Mg} بیوتیت‌ها از ۰/۴۸۳ تا ۰/۴۸۵ و مقدار X_{Fe} از ۰/۵۱۴ تا ۰/۵۱۶ تغییر می‌کند. در منطقه پیش‌گرو مقدار X_{Mg} بیوتیت‌ها از ۰/۴۹۶ تا ۰/۵۱۰ و مقدار X_{Fe} از ۰/۴۸۹ تا ۰/۵۰۳ تغییر می‌کند. بر اساس داده‌های موجود در جدول ۳ بیوتیت‌های موجود در آمفیبولیت‌های منطقه جندق در محدوده فرو بیوتیت قرار می‌گیرند و برپایه نمودار پیشنهادی دیر و همکاران (Deer et al., 1992) (شکل ۶- الف) ترکیب بیوتیت منطقه چاه‌زرد و پیش‌گرو تفاوت چندانی را نشان نمی‌دهد و بیوتیت‌ها در محدوده آنیت-فلوگوپیت قرار می‌گیرند. البته مقدار TiO_2 در بیوتیت چاه‌زرد (۱/۱۱-۱/۸۴)

۵-۳- پلاژیوکلاز

نتایج تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو و در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد منطقه جندق در جدول ۴ آورده شده‌اند. نتایج حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها در آمفیبولیت‌های منطقه جندق نشان می‌دهد پلاژیوکلاز در آمفیبولیت‌های چاه‌زرد منطقه جندق دارای درصد آنورتیت از ۰/۱۷ تا ۰/۱۸ و در پلاژیوکلازهای پیش‌گرو از ۰ تا ۰/۲ متغیر هستند. برپایه نمودار رده‌بندی پلاژیوکلازها (Deer et al., 1992)، ترکیب پلاژیوکلاز پیش‌گرو از محدوده آلپیت تا الیگوکلاز متغیر است و ترکیب پلاژیوکلازهای چاه‌زرد در محدوده الیگوکلاز است (شکل ۶- ب).



شکل ۶- رده‌بندی زمین‌شیمیایی کانی‌های سازنده گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در منطقه جندق. الف) ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های در نمودار $Mg/Mg+Fe$ در برابر Al (Deer et al., 1992)؛ ب) رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992).

۵-۴- گارنت

نتایج تجزیه شیمیایی گارنت‌های درون گارنت آمفیبولیت منطقه چاه‌زرد در جدول ۵ آورده شده‌اند. فرمول گارنت برپایه ۱۲ اتم اکسیژن به‌دست آورده شده است. گارنت در نمودار سه‌تایی رایت (Wright, 1983) (شکل ۷- A) و داده‌های جدول ۵ به‌طور معمول غنی از Fe با از نوع آلماندین با درصد مولی ۶۷-۶۹ درصد آلماندین هستند. درصد مولی دیگر سازنده‌های پایانی عبارتند از: ۸-۱۰ درصد پیروپ، ۱۶-۱۸ درصد گروسولار و ۴-۶ درصد اسپسارتین (جدول ۶). همچنین، کسر مولی آهن X_{Fe} در گارنت درون آمفیبولیت‌های منطقه جندق برابر با ۱/۹۲-۲ است (جدول ۵). در ریخت‌شناسی بلورهای گارنت، مقدار کاتیون‌های Ca و Mn بیشترین تأثیر را دارند. این در حالیست که مقدار Mg تأثیر کمی بر پیکربندی بلوری این کانی می‌گذارد. کاتیون‌های Fe، Mg، Mn، Ca برای جای‌گزینی در ساختار گارنت بر اساس میزان دما و فشار محیط به صورت انتخابی عمل می‌کنند؛ به طوری که Mn

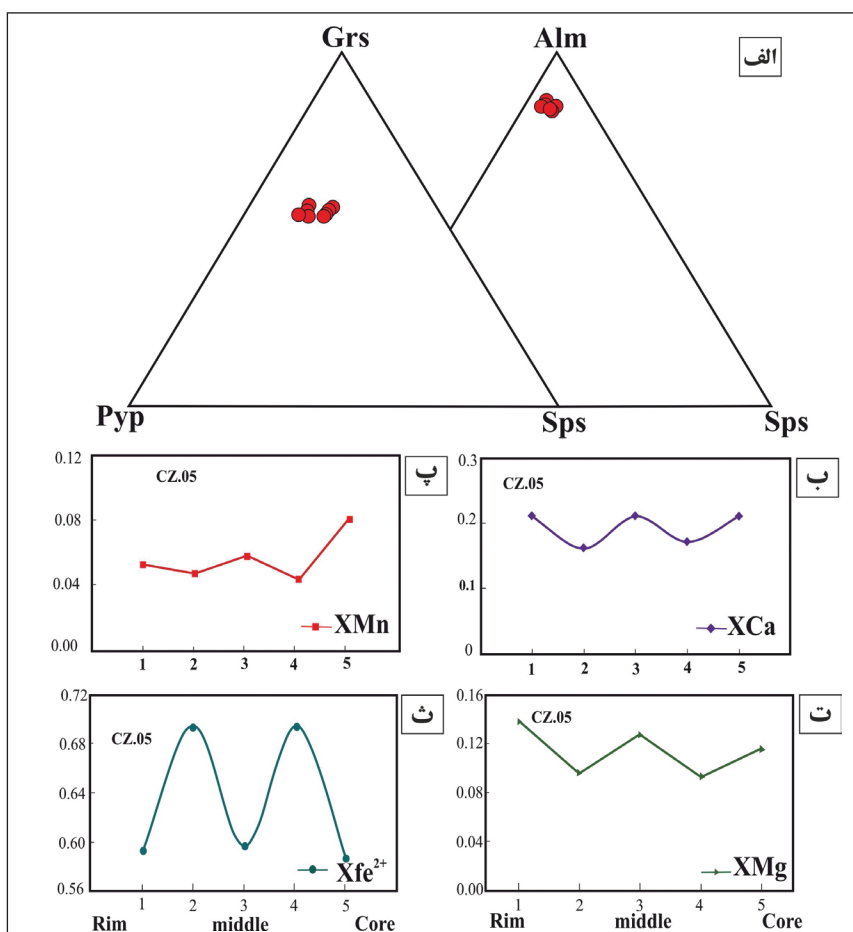
و Ca در درجه‌های پایین دما و فشار، وارد ساختار گارنت می‌شوند و سازنده‌های گروسولار و اسپسارتین را تشکیل می‌دهند. در حالی که با پیشرفت دگرگونی مقدار سازنده آلماندین و پیروپ در گارنت افزایش می‌یابد (شکل‌های ۷- ب تا ث). برپایه داده‌های جدول ۵، شیمی کانی گارنت از هسته به سمت حاشیه با نوسان و تغییراتی همراه می‌باشد. بر همین اساس، میزان X_{Mg} ، X_{Ca} ، X_{Mn} و $X_{Fe^{2+}}$ از هسته به حاشیه حالت نوسانی دارند؛ به گونه‌ای که نخست، روند کاهشی و سپس روند افزایشی نشان می‌دهند. این حالت نوسان ناهمگن و ناپیوسته در حقیقت ناشی از تغییرات ترکیب سنگ میزبان در هنگام رشد این بلورها می‌باشد. اگرچه کاهش منگنز و افزایش آهن در حاشیه از ویژگی‌های گارنت‌های دگرگونی به شمار می‌رود (Samadi et al., 2014a, b)، ولی در اینجا به‌نظر می‌رسد دگرگونی نسبی گارنت در حاشیه، این روند شیمیایی را تغییر داده است (جدول ۵؛ شکل‌های ۷- ب تا ث).

جدول ۵- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی گارنت در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها برپایه ۱۲ اتم اکسیژن و اعضای سازنده پایانی گارنت‌ها.

Point No.	Grt-1-1	Grt-1-2	Grt-1-3	Grt-1-4	Grt-1-5	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Grt-5
Zoning	Rim	middle	middle	middle	Core				
SiO ₂ %	37.4	37.4	37.65	36.57	37.68	37.58	37.29	37.46	37.22
TiO ₂ %	0	0.11	0	0.09	0.09	0.08	0.09	0.07	0.08
Al ₂ O ₃ %	21.43	21.3	21.69	20.89	21.45	21.36	21.48	21.43	21.27
FeO%	31.15	31.38	31.32	30.99	30.57	30.49	30.19	30.38	30.12
MnO%	1.8	2.08	1.96	1.86	2.76	2.79	2.85	2.81	2.89

ادامه جدول ۵

Point No.	Grt-1-1	Grt-1-2	Grt-1-3	Grt-1-4	Grt-1-5	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Grt-5
Zoning	Rim	middle	middle	middle	Core				
MgO%	2.67	2.47	2.48	2.33	2.32	2.28	2.14	2.21	2.07
CaO%	5.88	5.73	5.9	5.94	6.05	6.11	6.32	6.21	6.35
Total	100.33	100.47	101	98.67	100.92	100.69	100.36	100.57	100
Si	2.98	2.98	2.98	2.97	2.99	2.99	2.98	2.98	2.98
Ti	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01
Al	2.01	2	2.02	2	2.01	2	2.02	2.01	2.01
Fe	2.08	2.09	2.07	2.11	2.03	2.03	2.02	2.02	2.02
Mn	0.12	0.14	0.13	0.13	0.19	0.19	0.19	0.19	0.2
Mg	0.32	0.29	0.29	0.28	0.27	0.27	0.25	0.26	0.25
Ca	0.5	0.49	0.5	0.52	0.51	0.52	0.54	0.53	0.55
Total	8.01	8.01	8.01	8.02	8	8	8.01	8.01	8.01
Fe ²⁺	1.36	2.09	1.36	2.11	1.36	2.03	1.36	2.02	1.36
Fe ³⁺	0.06	0	0.06	0	0.06	0	0.06	0	0.06
Pyp	10.516	9.736	9.764	9.306	9.14	8.992	8.481	8.732	8.224
Alm	68.814	69.376	69.161	69.425	67.554	67.442	67.105	67.328	67.122
Grs	16.642	16.23	16.692	17.049	17.129	17.316	17.998	17.633	18.13
Sps	4.027	4.658	4.384	4.22	6.177	6.251	6.416	6.307	6.523
X _{Mg}	0.139	0.096	0.127	0.092	0.116	0.897	0.107	0.087	0.106
X _{Fe²⁺}	0.591	0.694	0.596	0.694	0.584	0.674	0.581	0.673	0.576
X _{Ca}	0.217	0.163	0.219	0.171	0.219	0.173	0.231	0.177	0.233
X _{Mn}	0.052	0.047	0.057	0.043	0.082	0.910	0.904	0.910	0.903



شکل ۷- ترکیب زمین‌شیمیایی گارنت در گارنت آمفیبولیت چاه زرد. الف) ترکیب گارنت هادر نمودار سه‌تایی Alm+Sps-Prp-Grt. ب- ث) نیمرخ‌های سینوسی ترکیب گارنت بر اساس مقدار X_{Mg} , $X_{Fe^{2+}}$, X_{Mn} , X_{Ca} از حاشیه تا مرکز بلور. (Wright, 1983)؛ ب- ث)

۵-۵- کلریت

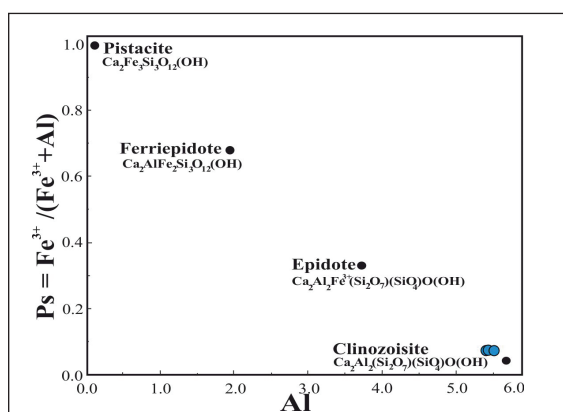
فرمول ساختاری کانی کلریت در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو و در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد جندق بر اساس ۲۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۶) و در نمودار Si در برابر Fe (Hey, 1954) ترسیم شده‌اند (شکل ۸). با توجه به نمودار یادشده، کانی‌های مورد مطالعه در منطقه پیش‌گرو با مقدار سیلیسیم برابر با ۲۵/۷۲ تا ۲۵/۹۳ اتم در واحد فرمول ساختاری در زیر‌گروه رپیدولیت و در منطقه چاه‌زرد که مقدار سیلیسیم در آنها بالاتر (از ۲۷/۱۱ تا ۲۷/۲۱ اتم در واحد فرمول ساختاری) بوده است، در زیر‌گروه سودوئورونجیت-پیکونوکلریت قرار می‌گیرند.

۵-۶- اپیدوت

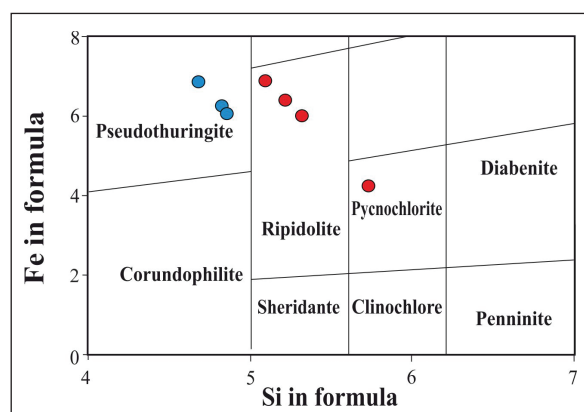
نتایج تجزیه شیمیایی اپیدوت در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در جدول ۷ آورده شده و فرمول آنها برپایه ۲۵ اتم اکسیژن به‌دست آمده است. همه آهن در ساختار این کانی‌ها به‌صورت Fe^{3+} در نظر گرفته شد و مقدار XPs ($XPs = Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al$; Ps=pistacite) از ۰/۰۶۵ تا ۰/۰۶۶ در نوسان است (جدول ۷). از این‌رو، بر اساس رده‌بندی آرمبراستر و همکاران (Armbruster et al., 2006) (شکل ۹)، اپیدوت‌های آنالیز شده از نمونه‌های مورد مطالعه، در زیر‌گروه کلینوزویزیت رده‌بندی می‌شوند.

جدول ۶- نتایج آنالیز میکروپروب کانی کلریت‌ها در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها برپایه ۲۸ اتم اکسیژن.

Region	Chah Zard				Pish Gazu		
Point No.	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-1	Chl-2	Chl-3
SiO ₂	27.16	27.11	27.14	27.21	25.87	25.93	25.72
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.17	0.09
Al ₂ O ₃	19.74	19.71	19.70	19.73	22.99	22.82	23.10
FeO	25.27	25.54	25.30	25.11	23.40	23.10	23.51
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.14	0.21
MgO	15.21	15.22	15.26	15.18	16.12	16.37	16.05
CaO	0.28	0.29	0.30	0.27	0.44	0.51	0.46
Total	87.66	87.87	87.70	87.50	89.17	89.04	89.14
Si	5.10	5.26	5.32	5.76	4.68	4.83	4.85
Al ^{iv}	2.90	2.74	2.69	2.24	3.32	3.17	3.15
Al ^{vi}	1.56	1.84	1.92	2.71	1.70	1.92	2.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	6.92	6.24	6.03	3.84	6.80	6.12	5.94
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03
Mg	4.26	4.41	4.46	4.79	4.35	4.54	4.51
Ca	0.06	0.06	0.06	0.06	0.09	0.10	0.09
Total	36.80	36.54	36.46	35.67	36.98	36.74	36.66
X _{Mg}	0.44	0.52	0.44	0.52	0.44	0.56	0.44
Fe/Fe+Mg	0.62	0.59	0.58	0.46	0.61	0.57	0.57



شکل ۹- رده‌بندی زمین‌شیمیایی کانی‌های سازنده گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در منطقه جندق. نام‌گذاری اعضای مونوکلینیک آهن و آلومینیم‌دار گروه اپیدوت بر اساس مقدار پستاشیت (Armbruster et al., 2006).



شکل ۸- رده‌بندی زمین‌شیمیایی کانی‌های سازنده گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در منطقه جندق. موقعیت کلریت‌های موجود در نمودار رده‌بندی کلی کلریت‌ها (Hey, 1954).

جدول ۷- نتایج آنالیز میکروپروب کانی اپیدوت و کانی‌های کدر اپیدوت آمفیبولیت‌های منطقه پیش‌گرو به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها به‌ترتیب بر پایه ۲۵ و ۶ اتم اکسیژن.

Point No. Mineral type	Ep-1	Ep-2	Ep-3	Point No. Mineral type	Ilm-1	Ilm-2	Ilm-3
SiO ₂	38.32	38.21	37.96	SiO ₂	0.14	0.17	0.16
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	TiO ₂	53.72	53.75	53.05
Al ₂ O ₃	29.7	30.01	29.31	Al ₂ O ₃	0.00	0.08	0.19
Fe ₂ O ₃	6.61	6.58	6.49	FeO	44.53	44.41	44.01
MnO	0.00	0.00	0.00	MnO	2.92	2.47	3.27
MgO	0.00	0.00	0.00	MgO	0.15	0.14	0.14
CaO	23.91	24.14	23.95	CaO	0.00	0.12	0.19
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	TOTAL	101.46	101.14	101.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	Oxygen # = 6			
TOTAL	98.54	98.94	97.71	Si	0.01	0.01	0.01
Oxygen # = 25				Ti	2.00	2.01	1.99
Si	6.09	6.05	6.09	Al	0.00	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	1.85	1.84	1.83
Al	5.56	5.60	5.54	Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.39	0.39	0.39	Mn	0.12	0.10	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	Mg	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.01	0.01
Ca	4.07	4.10	4.12	TOTAL	3.99	3.98	4.00
Na	0.00	0.00	0.00	Fe/Fe+Mg	0.99	0.99	0.99
K	0.00	0.00	0.00				
TOTAL	16.12	16.14	16.14				

دگرگونی از درجات بالاتری از دما، به‌ویژه فشار نسبت به فازهای پیشین برخوردار بوده است (دگرگونی M3). با افزایش درجه دگرگونی می‌توان شواهد تفریق دگرگونی، میگماتیته شدن و ذوب را در این سنگ‌ها مشاهده کرد (شکل‌های ۴-ج و ۴-ح). البته مشاهده آثار مجموعه کانی‌های اکتینولیت+کلریت+آلبیت+کوارتز در اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو (شکل ۴-ث) گویای رخداد یک دگرگونی در حد رخساره شست سبز پس از رخداد دگرگونی درجه بالایی در منطقه مورد مطالعه است (دگرگونی M4). البته دستیابی به سن و یا فاصله زمانی این رخدادهای دگرگونی نیازمند مطالعات سن‌سنجی دقیق فازهای مرتبط با هر یک از این وقایع است که می‌تواند موضوع مطالعات بعدی قرار گیرد.

در ادامه بر اساس شیمی کانی‌ها به بررسی شرایط دما-فشار هنگام رویداد رخدادهای دگرگونی یادشده در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

۶-۱- دگرگونی درجه متوسط M1 (رخساره آمفیبولیت)

بیشتر کانی‌های دگرگونی مانند آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت و کلریت که در اثر دگرگونی سنگ‌های مافیک پدید می‌آیند فازهای آب‌دار هستند و برای پیدایش آنها دسترسی کانی‌های اولیه (غالباً پروکسن و پلاژیوکلاز کلسیک) به سیال و رویداد واکنش‌های گرمایی آنگیری ضروری است (Bucher and Grapes, 2011). افزون بر فاز سیال شرایط دما و فشار در نوع فاز آب‌دار حاصل نقش تعیین‌کننده‌ای دارد. برای نمونه، تعادل مجموعه‌های کانی‌شناسی آمفیبول + پلاژیوکلاز در متابازیت‌ها، دگرگونی در رخساره آمفیبولیت (دگرگونی M2) و مسیر کیانیت را نشان می‌دهند که با مناطق فروورانش همخوانی دارد. بر اساس بوخر و گریپز (Bucher and Grapes, 2011)، پیدایش آمفیبول سبز در سنگ‌های مافیک دگرگونی (مانند اپیدوت آمفیبولیت منطقه پیش‌گرو) با گذر از رخساره شست سبز تا رخساره آمفیبولیت میانی همخوانی دارد در حالی که همراهی آن با گارنت (مانند منطقه چاه‌زرد) نشان می‌دهد

۵-۷- کانی‌های کدر

نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های کدر در سنگ‌های اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در جدول ۷ آورده شده است. این کانی‌های کدر TiO₂ (~۵۳ درصدوزنی) و FeO (~۴۴ درصدوزنی) بالایی دارند و برپایه نمودار سه‌تایی باتلر (Butler, 1992) از نوع ایلمنیت به‌شمار می‌روند (شکل ۱۰).

۶-تحولات کانی‌شناسی و شرایط دما و فشار رخدادهای دگرگونی

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای ترکیب کانی‌شناسی متفاوتی هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی، این سنگ‌ها در طی دگرگونی در رخساره‌های شست‌سبز و آمفیبولیت‌بالایی دگرگون شده‌اند که طبق مجموعه کانی‌های همزیست، شامل اپیدوت آمفیبولیت (واجد مجموعه هورنبلند+اکتینولیت ± کوارتز+ اپیدوت+ بیوتیت+ کلریت+ پلاژیوکلاز+ ایلمنیت ± تیتانیت)، آمفیبولیت (واجد مجموعه هورنبلند+ پلاژیوکلاز ± کوارتز+ بیوتیت ± تیتانیت ± ایلمنیت و گارنت آمفیبولیت (واجد مجموعه هورنبلند+ پلاژیوکلاز ± گارنت + بیوتیت ± کلریت ± ایلمنیت) می‌باشند. همان‌گونه که در مبحث سنگ‌نگاری به آن اشاره گردید، شواهد سنگ‌نگاری نشان دهنده آن است که این سنگ‌ها در پی یک رخداد ناحیه‌ای دگرگون شده و کانی‌های هورنبلند+پلاژیوکلاز±کوارتز±بیوتیت±تیتانیت±ایلمنیت در آنها شکل گرفته‌اند (دگرگونی M1). در طی حوادث بعدی، برخی از این کانی‌ها با کانی‌های دیگر جایگزین شده یا باز تبلور یافته‌اند. با توجه به عدم تطابق شکستگی‌های درون درشت‌بلورهای آمفیبول با برگوارگی کنونی سنگ (شکل‌های ۴-پ و ۴-ث)، این سنگ‌ها دچار یک حادثه دگرشکلی شکننا (brittle deformation) شده‌اند (دگرگونی M2). پس از آن، با رخداد یک دگرگونی ناحیه‌ای دما-فشار بالا در حد رخساره آمفیبولیت بالایی، برگوارگی کنونی در سنگ شکل گرفته که با توجه به تشکیل گارنت‌های همزمان با زمین‌ساخت در گارنت آمفیبولیت‌ها، این

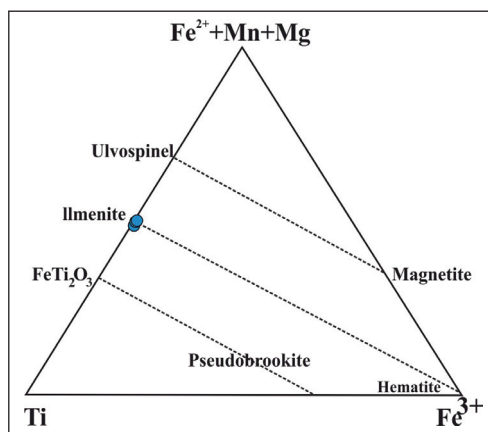
بررسی شده بین ۱ تا ۲ بوده و این نسبت در همه آمفیبول‌های موجود کمتر از ۳/۳ است. بنابراین، در قلمرو آمفیبول‌های دگرگونی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- الف). همچنین، بر اساس نسبت $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A-site}}/\text{Ti}$ برای تمایز بین آمفیبول‌های دگرگونی و آذرین (Girardeau and Mevel, 1982)، آمفیبول‌های مورد بررسی در میدان آمفیبول‌های دگرگونی رسم شده‌اند (شکل ۱۱- ب). با توجه به فشارسنج براون (Brown, 1977)، مقادیر فشار به‌دست‌آمده برای آمفیبول درون آمفیبولیت‌های مورد مطالعه بر پایه مقادیر Na_{M4} و Al^{IV} در کانی آمفیبول ۶ کیلو بار به‌دست آمده است (شکل ۱۲- الف). نسبت $\text{Na}^{\text{B}} (= \text{Na}_{\text{M4}})$ در برابر $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ (Laird et al., 1984) نیز نشان دهنده فشار متوسط برای آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌هاست (شکل ۱۲- ب).

از آنجایی که بلورهای آمفیبول از سنگ‌های مورد بررسی همراه با گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلازیت، اپیدوت، ایلمنیت و کوارتز هستند، زمین-فشارسنجی بر پایه محتوای Al در آمفیبول (هورنبلند) قابل کاربرد بوده (Helmy et al., 2004) و از قابلیت اطمینان بالایی برخوردار است. همچنین، بر اساس شکل ۱۲- پ، همخوانی خوبی بین Al کل و Al^{IV} آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه دیده می‌شود که کاملاً شبیه به مواردی است که توسط هم‌ستروم و زن (Hammarstrom and Zen, 1986) برای زمین-فشارسنجی مورد استفاده قرار گرفته است. به این ترتیب، با استفاده از نمودار Al^{I} در برابر $\text{Fe}^*/\text{Fe}^* + \text{Mg}$ (شکل ۱۲- ت) (Schmidt, 1992) می‌توان گستره فشاری در حدود ۸ تا ۱۱ کیلو بار را برای تبلور آمفیبول‌های دگرگونی در این سنگ‌ها برآورد کرد که بر اساس نمودار Na_{M4} در برابر $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ (Laird et al., 1984)، به جز سه مورد از نمونه‌ها با بازه اواخر محدوده فشارهای متوسط تا اوایل محدوده فشار بالا همخوانی دارد.

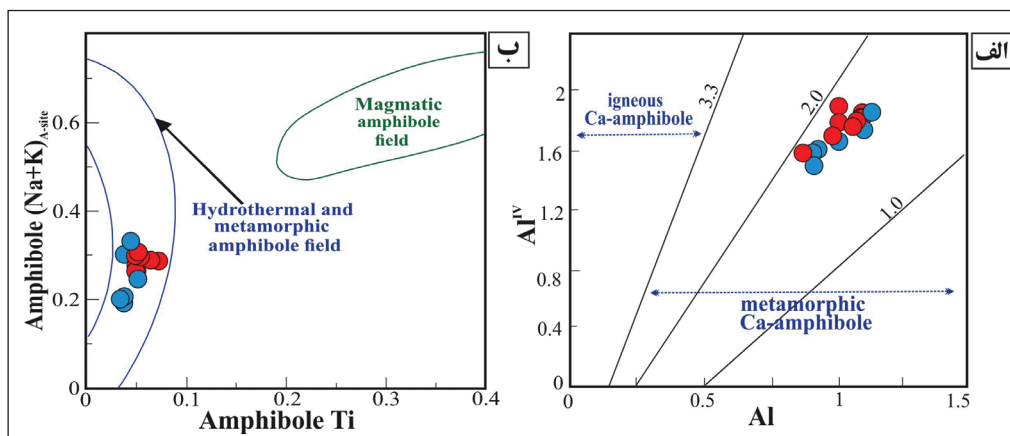
افزون بر این، برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌های انتخابی از چهار فرمول مرسوم زمین-فشارسنجی، بر پایه محتوای Al موجود در هورنبلند استفاده شده است (Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Hammarstrom and Zen, 1986) و نتایج حاصل از محاسبه فشار تبلور آمفیبول‌های مورد مطالعه، همراه با فرمول‌های مربوطه در جدول ۸ آورده شده‌اند. در همه فرمول‌های یاد شده، همان‌گونه که گفته شد، فشار موجود در محیط تنها به مقدار Al کل نسبت داده شده و دیگر پارامترها به کار نرفته‌اند. میانگین فشارهای به‌دست آمده برای گارنت-آمفیبولیت چاه‌زرد (۱۰/۵ کیلو بار) و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو (۹/۳ کیلو بار) گویای شرایط فشار بالاتر برای پیدایش گارنت آمفیبولیت‌هاست که با شواهد سنگ‌نگاری و نمودارهای فشارسنجی (شکل ۱۲) همخوانی دارد.

آمفیبولیت‌ها شرایط دگرگونی نسبتاً بالاتری را تجربه کرده‌اند. همچنین، ترکیب پلاژیوکلاز بازیک که در سنگ‌های مافیک تا حدواسط از آندزین فراتر می‌رود در رخساره آمفیبولیت با کاهش دگرگونی می‌تواند از آندزین تا مرز الیگوکلاز-آلبیت تغییر کند. همان‌گونه که در شکل ۶- ب دیده می‌شود، ترکیب شماری از پلاژیوکلازهای تجزیه شده این دو منطقه مشترکاً در محدوده الیگوکلاز قرار دارد (به‌ویژه منطقه چاه‌زرد) و با محدوده رخساره آمفیبولیت میانی همخوانی نشان می‌دهد (James, 1955; Bucher and Grapes, 2011). در حقیقت، در دگرگونی متابازیت‌ها، سنگ‌ها در اوایل رخساره آمفیبولیت (در نزدیک ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) دارای هورنبلند و پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز هستند (Bucher and Grapes, 2011).

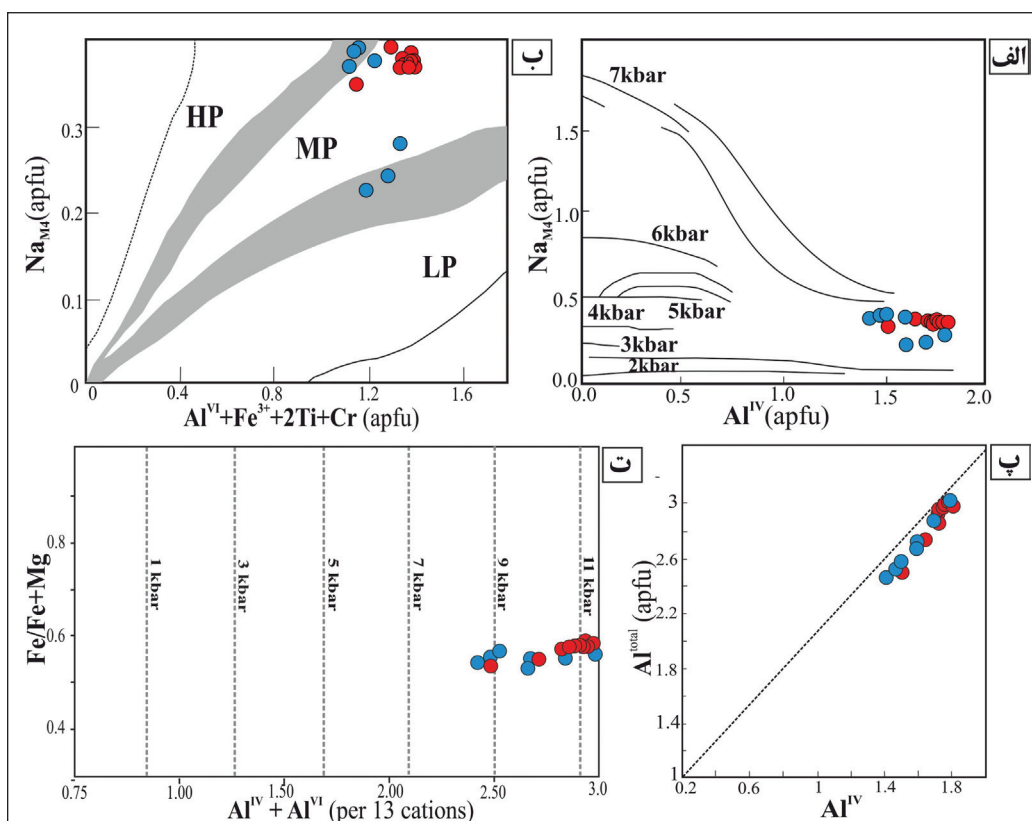
دما-فشارسنجی هورنبلند: ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول به‌طور گسترده برای تعیین فشار تشکیل سنگ‌های آذرین و دگرگونی به کار می‌رود. بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند که ترکیب آمفیبول افزون بر فشار، به دما، گریزندگی اکسیژن، ترکیب کلوفازهای همزیست بستگی دارد (Hammarstrom and Zen, 1986) به‌طوری که با افزایش دما و فشار آمفیبول‌های کلسیک با افزایش در نسبت $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ و مقادیر K, Al, Na, Ti و کاهش در Si و $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Catotal}$ همراهند (Femenias et al., 2006). بنابراین، با توجه به مقادیر این عناصر می‌توان تا حدی به شرایط دما-فشار تشکیل این کانی طی دگرگونی پی برد (Meurer and Claesson, 2002; Abd El-Rahman et al., 2012). مقدار Al در کانی آمفیبول تابع فشار است (Sial et al., 1998; Humphreys et al., 2019) و روش‌های فشارسنجی برای آمفیبول، مبتنی بر اندازه‌گیری مقدار Al موجود در آمفیبول‌اند. هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد، مقدار محاسبه شده عمق بیشتر خواهد بود. ولی مقدار Al موجود در آمفیبول‌ها با شرایط محیط و مجموعه‌هایی از عوامل یاد شده در بالا تغییر کرده و در نتیجه، باعث خطا در فشار محاسبه شده می‌شود. بنابراین، از این عنصر و با انجام ملاحظات می‌توان برای تعیین فشار دگرگونی استفاده کرد. برای محاسبه شرایط فشار تبلور، بسیاری از پژوهشگران از فشارسنج Al در آمفیبول بهره جسته‌اند (Schmidt, 1992; Blundy and Holland, 1990). در همه روش‌های برآورد فشار، تنها بر اساس میزان آلومینیم در هورنبلند و بدون توجه به پارامترهای دیگری چون دما محاسبه می‌شود. بیشتر فشارسنجی‌های یاد شده، در فشارهای بالا کاربرد دارند و در فشار پایین مقادیر به‌دست آمده گاهی کمتر (و حتی منفی) از میزان خطای فرمول فشارسنجی هستند. فلیت و بارتنت (Fleet and Barnett, 1978) مرز بین آمفیبول‌های کلسیک فشار پایین و فشار بالا را به‌صورت $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}} = 2$ تعریف کرده‌اند که معادل با فشار ۵ کیلو بار تعیین شده توسط راس (Rasse, 1974) است. این نسبت $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ در آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های



شکل ۱۰- رده‌بندی زمین‌شیمیایی کانی‌های سازنده گارنت-آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در منطقه جندق. موقعیت ایلمنیت‌های در نمودار سه‌تایی باتلر (Butler, 1992).



شکل ۱۱- جدایش آمفیبول‌های دگرگونی از آمفیبول‌های ماگمایی بر پایه ترکیب آمفیبول در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در: الف) نمودار فلیت و بارت (Fleet and Barnett, 1978)؛ ب) نمودار Ti در برابر $(Na+K)_{Asite}$ (Girardeau and Mevel, 1982) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵).



شکل ۱۲- ترکیب آمفیبول در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در: الف) نمودار Na_{M4} در برابر Al^{IV} برای تعیین فشار دگرگونی (Brown, 1977)؛ ب) نمودار مقادیر Na_{M4} در برابر $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+Cr$ (Laird et al., 1984)؛ ج) فشارهای کم؛ د) فشارهای متوسط؛ ه) فشارهای بالا؛ پ) همخوانی خطی Al^{IV} و Al^{total} در آمفیبول‌های بررسی شده؛ ت) نمودار Al^{total} در برابر $X_{Fe^{3+}}$ (Schmidt, 1992) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵).

جدول ۸- محاسبه فشار تشکیل بلورهای آمفیبول در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو منطقه جندق

Method Sample No.	Method 1	Method 2	Method 3	Method 4	Average
Ganet Amphibolite (Chah Zard)					
1	10.3	11.2	8.5	10.4	
2	10.7	11.7	8.9	10.9	
3	10.5	11.4	8.7	10.6	
4	10.9	11.8	9	11	
5	10.6	11.6	8.8	10.8	
6	10.9	11.8	9	11	
7	10.9	11.9	9	11	
8-1	11	12	9.1	11.1	
8-2	10.9	11.9	9	11	
8-3	11	12	9.1	11.1	
Average	10.8	11.7	8.9	10.9	10.5
Amphibolite (Pish Gazu)					
1	8.3	8.9	6.8	8.5	
2	8.6	9.3	7.1	8.8	
3	8.8	9.5	7.2	9	
4	9.5	10.3	7.8	9.7	
5	9.5	10.3	7.8	9.7	
6	10.4	11.3	8.6	10.5	
7	11.1	12.1	9.2	11.2	
Average	9.5	10.2	7.8	9.6	9.3

1. $P (\pm 3 \text{ Kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}_{\text{total}}$ [Hammarstrom and Zen, 1986].

2. $P (\pm 1 \text{ Kbar}) = 4.76 + 5.64 \text{ Al}_{\text{total}}$ [Hollister et al., 1987].

3. $P (\pm 0.5 \text{ Kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al}_{\text{total}}$ [Johnson and Rutherford, 1989].

4. $P (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}_{\text{total}}$ [Schmidt, 1992].

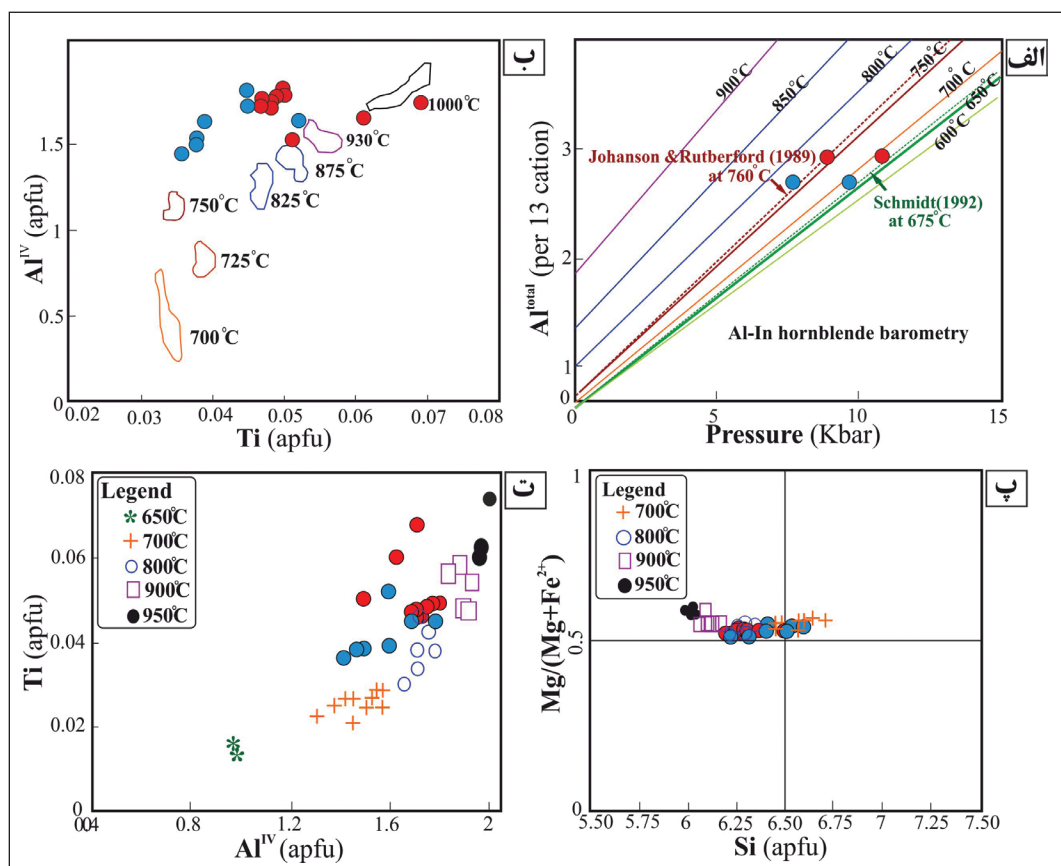
برای کالیبراسیون پیشنهادی بلندی و هالند (Blundy and Holland, 1990) بر اساس واکنش $\text{edenite} + 4 \text{ quartz} = \text{tremolite} + \text{albite}$ و با استفاده از صفحه گسترده اکسل HbldPlagThermo-jla.xls (طراحی شده توسط Lawford Anderson) دمای به دست آمده برای تعادل این دو کانی در گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و آمفیبولیت پیش‌گرو به ترتیب ۶۸۸-۷۱۲ و ۶۴۲-۶۹۲ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۹). بر اساس خلاصه نتایج به دست آمده از دما-فشارسنجی کانی‌های فلدسپار و آمفیبول (جدول ۱۰)، و نیز بر اساس نمودار نسبت Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Chen et al., 1987) می‌توان نتیجه گرفت که رخساره دگرگونی این سنگ‌ها، رخساره آمفیبولیت بالایی بوده است (شکل ۱۵).

۶-۲- دگرشکلی شکنا در رخساره شیت سبز (M2)

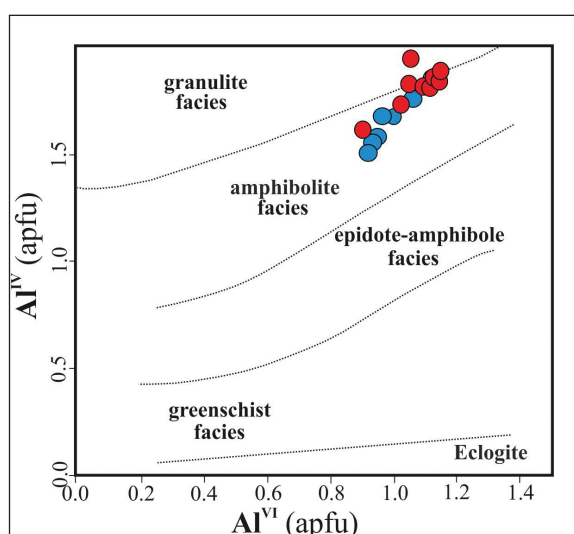
بر اساس پشیر و ترو (Passchier and Trouw, 2005) خردشدن و شکندگی آمفیبول نشان می‌دهد دگرشکلی به صورت شکنا و در شرایط دمایی کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است (در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد آمفیبول‌ها دچار دگرشکلی انعطاف پذیر (ductile deformation) می‌شوند؛ Passchier and Trouw, 2005). تشکیل اپیدوت و کوارتز درون این شکستگی‌ها (شکل‌های ۴-پ و ۴-ث) که از ویژگی‌های دگرشکلی شکنا در متابازیت‌ها به شمار می‌رود (Passchier and Trouw, 2005) نیز نشان می‌دهد این فاز دگرشکلی در شرایط دمایی رخساره شیت سبز-آمفیبولیت پایینی رخ داده است (دگرگونی M2). ارائه جزئیات بیشتر درباره این فاز دگرشکلی نیازمند مطالعات پتروفابریک دقیق روی این سنگ‌هاست که البته خارج از اهداف تعریف شده این مقاله است.

همان‌گونه که در شکل ۱۳-الف دیده می‌شود، برپایه روش‌های دماسنجی جانسون و رادفورد (Johnson and Rutherford, 1989) و اشمیت (Schmidt, 1992) بازه دمایی برای آمفیبول‌های درون آمفیبولیت‌های چاه‌زرد و پیش‌گرو از ۶۷۵ تا ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است. البته برپایه بررسی‌های آزمایشگاهی (Ernst and Liu, 1998) که به سنتز آمفیبول‌های مختلف در دماهای دمایی ۷۰۰ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد پرداخته‌اند و بر پایه داده‌های دمایی پیشنهادی لیو (Liu, 1997)، مقادیر Si و Mg# آمفیبول‌های گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو نشان می‌دهد این کانی در گستره دمایی به ترتیب ۸۷۵ تا ۹۰۰ و ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده است (شکل ۱۳-ب). همچنین، به طور مشابهی در نمودار Si در برابر Mg# (شکل ۱۳-پ) و بر اساس داده‌های دمایی ارنست و لیو (Ernst and Liu, 1998) و نیز در نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti در آمفیبول‌های کلسیک (شکل ۱۳-ت) و بر اساس داده‌های دمایی لیو (Liu, 1997)، نمونه‌های آمفیبول گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو به ترتیب در نزدیکی دماهای ۷۰۰-۸۰۰ و ۸۰۰-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته‌اند.

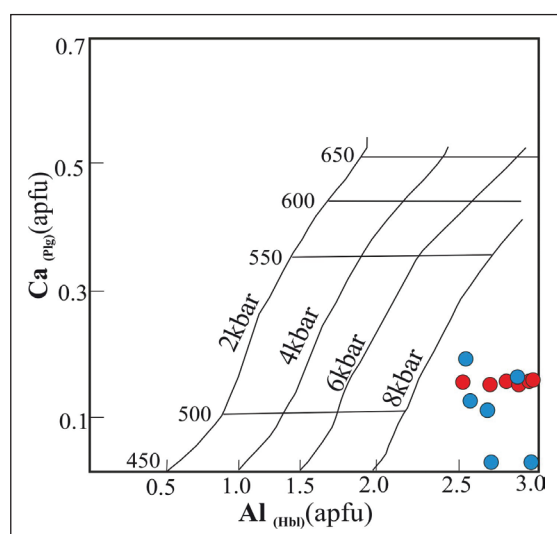
– **فشار و دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز:** یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای برآورد دمای تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول بر اساس کاربرد روابط دماسنجی با استفاده از جفت کانی‌های همزیست هورنبلند-پلاژیوکلاز است (Holland and Blundy, 1994). بر اساس نمودار فشارسنجی برپایه مقدار Al در فرمول ساختاری هورنبلند در برابر کلسیم در پلاژیوکلاز برای جفت کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز (شکل ۱۴) این جفت کانی در فشارهای بالاتر از ۸ کیلو بار با هم در تعادل بوده‌اند و این نکته با فشارهای به دست آمده از فشارسنجی آمفیبول (جدول ۸) نیز همخوانی دارد. اما بر اساس کالیبراسیون‌های جدیدتر پیشنهاد شده برای دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز



شکل ۱۳- ترکیب آمفیبول در گارنت-آمفیبولیت چاهزرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در: الف) نمودار فشار (کیلوبار) در برابر Al^{IV} ؛ ب) نمودار Ti در برابر Al^{IV} (Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992)؛ پ) نمودار Si در برابر $Mg\#$ (Okamoto and Toriumi, 2004)؛ د) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti در آمفیبول‌های کلسیک (Ernst and Liu, 1998) (داده‌های دمایی برگرفته از ارنست و لیو (Ernst and Liu, 1998) هستند؛ ت) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti در آمفیبول‌های کلسیک (Ernst and Liu, 1998) (داده‌های دمایی برگرفته از لیو (Liu, 1997) هستند) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵).



شکل ۱۵- آمفیبولیت‌های مورد مطالعه. نمودار نسبت Al^{IV} در برابر Al^{VI} آمفیبول‌ها گارنت-آمفیبولیت چاهزرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در رابطه با رخساره‌های دگرگونی (Chen et al., 1987) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵).



شکل ۱۴- گارنت-آمفیبولیت چاهزرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در نمودار فشارسنجی برپایه مقدار Al در فرمول ساختاری هورنبلند در برابر کلسیم در پلاژیوکلاز برای جفت کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز (Plyusnina, 1982) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵).

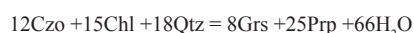
جدول ۹- نتایج به‌دست آمده از کاربرد دما-فشارسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز پیشنهادی بلاندی و هالند (Blundy and Holland, 1990) بر پایه واکنش $\text{edenite} + 4 \text{ quartz} = \text{tremolite} + \text{albite}$ برای گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو.

Rock Type (Region)	Temperature/Pressure Results						Average
Amphibolite (Pish Gazu)							
T(°C)	681	668	643	677	693	651	672
P(Kbar)	8.5	9.0	9.5	9.7	9.4	11.0	9.5
Garnet Amphibolite (Chah Zard)							
T(°C)	688	697	712	704	702	710	702
P(Kbar)	8.6	9.5	9.8	10.4	10.1	10.3	9.6

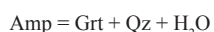
جدول ۱۰- خلاصه نتایج دما-فشارسنجی گارنت آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو.

Region	Rock Type	Amphibole	Amphibole-Plagioclase
Pish Gazu	Amphibolite	700-800°C	642-692°C
		9.3 kbar	>8.5 kbar
Chah Zard	Grt-Amphibolite	800-900°C	688-712°C
		kbar 10.5	>8.5 kbar

نیز حضور داشته باشد. چنین سنگ‌هایی را اپیدوت آمفیبولیت نامیده‌اند و بیانگر فشارهای نسبتاً بالا هستند (قاسمی، ۱۳۹۵) که با مجموعه کانی شناسی و فشار به‌دست آمده در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه همخوانی دارد. افزون بر مجموعه‌های نام‌برده، در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، تیتانیت به فراوانی حضور دارد. از این رو، مشارکت این کانی در واکنش‌ها می‌تواند در ایجاد سازنده گروسولار گارنت (شکل ۷ و جدول ۵) نقش داشته باشد. گارنت معمولاً در مرز رخساره شست سبز به آمفیبولیت ظاهر می‌شود. با پیدایش گارنت خط اتصال کلریت-هورنبلند شکسته شده که همراه با شکست کلریت از طریق واکنش زیر می‌باشد. این واکنش نشان می‌دهد، شکل‌گیری گارنت از مجموعه کلریت و کلینوزویت در طی واکنش‌های آب‌زدایی صورت می‌گیرد (Bucher and Grapes, 2011).



همچنین با توجه به وجود ادخال آمفیبول درون پورفایروبلست گارنت (شکل ۴-ج)، تشکیل مجموعه هورنبلند، گارنت و پلاژیوکلاز در گارنت آمفیبولیت‌های منطقه چاه‌زرد می‌تواند با افزایش شرایط فشار و دمای دگرگونی و آبگیری سنگ طی واکنش‌هایی مانند واکنش‌های زیر روی داده باشد (Raymond, 2002; Best, 2003; Bucher and Grapes, 2011; Frost and Frost, 2014; Winter, 2014):



طی این واکنش‌ها، سیلیس آزاد شده به صورت کوارتز غالباً در اطراف و درون پورفایروبلست‌های گارنت تمرکز یافته‌است (شکل‌های ۴-ب و ۴-ج). به باور فراست و فراست (Frost and Frost, 2014)، گارنت‌های آلمان‌دین کلسیک، در فشارهای بالا از مشارکت سازنده آنورتیت پلاژیوکلاز و سازنده گروسولار موجود در گارنت ایجاد می‌شوند. لذا با پیدایش گارنت در سنگی حاوی کلریت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول، سنگی به نام گارنت آمفیبول در شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی ایجاد می‌شود (Bucher and Grapes, 2011). افزون بر این، بر

۳-۶- دگرگونی M3 (گذر از رخساره شست سبز به آمفیبولیت بالایی)

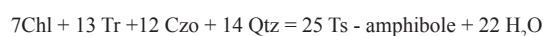
آمفیبولیت‌ها در رخساره شست سبز می‌توانند دارای مجموعه $\text{Pl} + \text{Amp} + \text{Qtz} + \text{Chl} \pm \text{Bt} \pm \text{Ep} \pm \text{Tt}$ باشند. گذر از رخساره شست سبز به رخساره آمفیبولیت با دو تغییر کانی شناختی اصلی مشخص می‌شود: ۱- تبدیل آلینیت به الیگوکلاز (افزایش مقدار کلسیم پلاژیوکلاز پایدار، با افزایش دما و عبور از محدوده نبود پرستریت)؛ ۲- گذر از اکتینولیت به هورنبلند (این امر سبب می‌شود که بتواند در دماهای بالاتر مقادیری اضافی آلومینیم و آلکالی‌ها را در ساختار بلوری خود جای دهد). هر دوی این تغییرات، در درجه دگرگونی تقریباً مشابهی صورت می‌گیرند. واکنش‌هایی که باعث ایجاد پلاژیوکلاز کلسیک و هورنبلند می‌شوند، پیچیده و متغیرند و شامل شکستن اپیدوت و کلریت برای تأمین کلسیم و آلومینیم مورد نیاز برای ساخت پلاژیوکلاز آنورتیتی‌تر و هورنبلند آلومینیم‌دار هستند (Winter, 2001). در زیر واکنش‌های گذر از رخساره شست سبز به آمفیبولیت و شکل‌گیری گارنت ارائه شده است (Bucher and Grapes, 2011).



واکنش زیر، تغییر ترکیب پلاژیوکلازها و شکل‌گیری هورنبلند‌های چرم‌ماکتی در شرایط رخساره مرزی بین شست سبز و آمفیبولیت را نشان می‌دهد:



در حالتی دیگر ممکن است براساس واکنش زیر، هر سه کانی اصلی سنگ در رخساره شست سبز به‌طور کامل برای ایجاد سازنده چرم‌ماکت در هورنبلند مصرف شوند.



از ویژگی کانی‌شناختی آشکار برای شناخت دقیق تر شرایط دگرگونی رخساره آمفیبولیت، حضور اپیدوت و گارنت می‌باشد. اگرچه، واکنش‌های حاکم بر گذر از اکتینولیت به هورنبلند و واکنش آلینیت+اپیدوت به پلاژیوکلاز کلسیک، به خوبی تعیین نشده، اما سنگ‌شناسان دریافته‌اند که آنها، در نمودار دما-فشار، موازی نیستند. در نتیجه در آمفیبولیت‌های فشار پایین، اپیدوت پیش از تشکیل هورنبلند، از سنگ حذف می‌شود. اما در سنگ‌های فشار بالا، اپیدوت می‌تواند در رخساره آمفیبولیت

۷- بحث (وقایع دگرگونی در منطقه مورد مطالعه)

بررسی شرایط دما و فشار واحدهای دگرگونی درجه‌بالای کمپلکس جندق (HGM) در بازسازی فرایندهای زمین‌ساختی و کوهزایی مؤثر در این منطقه اهمیت بالایی دارند. افزون بر مشاهده شواهد رخداد دگرگونی‌های ناحیه‌ای در حد رخساره‌شیت سبز تا آمفیبولیت بالایی در آمفیبولیت‌های مناطق پیش‌گرو و چاه‌زرد (شکل‌های ۱- پ و ۱۷)، در مطالعات دما-فشارسنجی طباطبایی‌منش و شریفی (Tabatabaeeimanesht and Sharifi, 2011) بر اساس روش‌های دما-سنجی گارنت-بیوتیت و گارنت-استرویتید و فشارسنجی‌های مبتنی بر کانی‌های سازنده متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی جندق، دگرگونی و پیدایش متاپلیت‌های در بازه‌دمايي ۴۰۰-۶۷۰ درجه سانتی‌گراد و در بازه فشاری ۲-۶/۵ کیلوپار روی داده است (شکل ۱- پ). همچنین، بر پایه بررسی ترکیب شیمیایی جفت کانی‌های پلاژیوکلاز-آمفیبول، آمفیبولیت‌های درون افیولیت جندق (در خاور عروسان) در شرایط بخش‌های بالایی رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند (۸-۹ کیلوپار و ۷۱۴-۷۳۷ درجه سانتی‌گراد؛ ترابی، ۱۳۸۶) و دمای دگرگون‌شدن آنها بیش از آمفیبولیت‌های جنوب امیرآباد در خاور کمپلکس دگرگونی جندق (۸/۵-۱۱ کیلوپار و ۶۱۹-۶۶۸ درجه سانتی‌گراد) و آمفیبولیت‌های بخش شمالی کمپلکس دگرگونی جندق (۷/۱-۹/۹ کیلوپار و ۶۱۹-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد؛ ترابی، ۱۳۸۶ الف) و دگرگونی پریدوتیت‌های گوشه‌ای افیولیت جندق (در خاور عروسان) هنگام جایگیری در پوسته (ترابی، ۱۳۹۱) بوده است (شکل ۱- پ). البته اختلاف نظرهای بسیاری درباره تحولات و وقایع دگرگونی در این منطقه وجود دارد. مثلاً در حالی که طباطبایی‌منش و شریفی (Tabatabaeeimanesht and Sharifi, 2011) و ترابی (۱۳۸۶ الف، ب) رویداد دگرگونی ناحیه‌ای در آمفیبولیت‌ها و متاپلیت‌ها را یک دگرگونی پسروده از آمفیبولیت به شیت‌سبز معرفی کرده‌اند، بلوچی (۱۳۹۷) این تغییر را دگرگونی پسروده تعبیر کرده‌اند. این اختلاف نظرها هیچکدام ناقض یکدیگر نیستند بلکه مکمل هم به شمار می‌روند و حاصل نگرش متفاوت پژوهشگران درباره ویژگی‌های سنگ‌نگاری این سنگ‌ها و زاویه متفاوت نگاه آنها به پدیده‌های سنگ‌نگاری این سنگ‌هاست.

بر طبق شکل ۱۷، دما-فشارهای به‌دست آمده برای دگرگونی M1 با روند دگرگونی باروین دما-فشار متوسط که ویژگی مناطق سترشدگی پوسته‌ای (جزایر کمائی و یا کمان آتشفشانی) و یا مناطق برخوردی به‌شمار می‌رود سازگار است. باقری (Bagheri, 2007) تحولات زمین‌ساختی منطقه انارک-جندق را نتیجه فرایندهای زمین‌ساختی مرتبط با اقیانوس پالتوتیس می‌داند؛ به این ترتیب که با وقایع کافت اردوویسین-دونین آغازین این تحولات زمین‌ساختی شروع شده و در تریاس به علت برخورد قطعات سمیرین با قطعات توران متعلق به آسیا به پایان رسیده است. مطالعات زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2021) نیز جابه‌جایی‌های راست‌گرد مزوزوییک-سنوزوییک عظیم در امتداد سیستم گسل عروسان (Arusan Fault System: AFS) واقع در خاور جندق با فاصله چند صد کیلومتری زمین‌درز پالتوتیس، از شمال خاور ایران تا مرز باختری ایران مرکزی را نشان داده است. با توجه به مطالعات بلوچی (۱۳۹۷) و سن‌سنجی انجام شده به روش U-P بر روی زیرکن‌های گارنت-اکتینولیت شیت‌ها سن ۵۳۵/۲±۴/۳ میلیون سال به‌دست آمده است که با فرض این که این زیرکن‌ها از زیرکن‌های ماگمایی به‌ارث رسیده از پی‌سنگ ماگمایی نوپروتروزوییک منطقه نبوده باشند، بلکه به‌نوعی زیرکن‌های دگرگونی تشکیل‌شده در طی دگرگونی و در زمان پیدایش این شیت‌ها بوده باشند، می‌توانند گویای سن نخستین رخداد دگرگونی در این کمپلکس دگرگونی در ارتباط با وقایع زمین‌ساختی نوپروتروزوییک پسین بوده باشند. به‌هرحال، شناخت و تفکیک فازهای دگرگونی و مطالعات پتروفایزیکی و سن‌سنجی هر کدام از آنها به‌طور جداگانه و با کمک روش‌های دقیق و به‌روز و تطبیق نتایج سن‌سنجی و دما-فشارسنجی با فرایندهای زمین‌شناسی حاکم بر این منطقه می‌تواند ابهامات موجود را برطرف سازد که این کار می‌تواند هدف مطالعات بعدی در این منطقه قرار گیرد.

اساس مطالعات سنگ‌نگاری، در برخی از آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی جندق تفکیک بسیار آشکاری میان بخش‌های روشن‌تر (شامل کانی‌های پلاژیوکلاز+پلاژیوکلازو کانی‌های روشن مانند کوارتز±مسکوویت±آلکالی فلدسپار) و تیره‌تر (شامل کانی‌های مافیک آمفیبول، تیتانیت، اکسیدهای آهن) صورت گرفته است. این تغییرات که به طور موضعی صورت گرفته است، نشانگر بروز تفریق دگرگونی در اثر انتشار موضعی و تدریجی عناصر و تحولات پسروده در طی دگرگونی است. در مقیاس صحرایی نیز این تحولات مشاهده می‌شود. همچنین بروز رخداد میگماتیت‌زایی در سنگ‌های متابازیتی نیز همانند متاپلیت‌ها، دور از انتظار نیست.

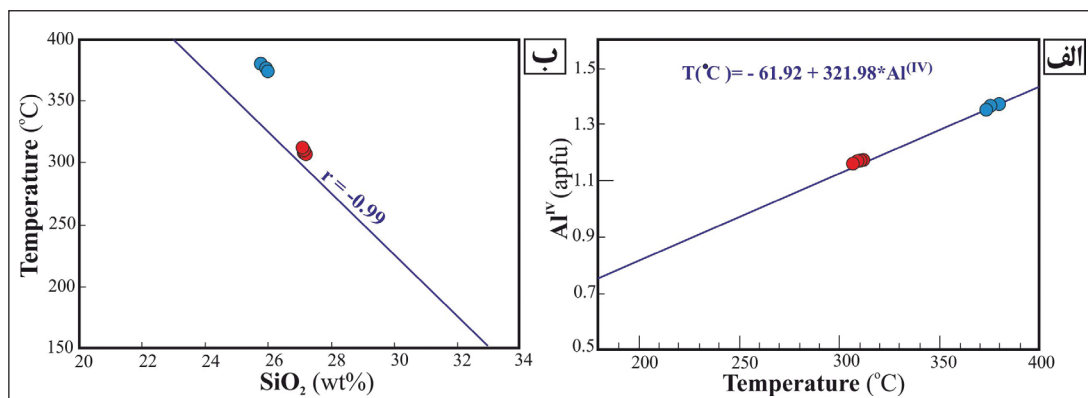
۶-۴- دگرگونی M4 (گذر از رخساره آمفیبولیت به شیت سبز)

بر اساس بوچر و گریپز (Bucher and Grapes, 2011)، تشکیل مجموعه کانی‌های اکتینولیت+کلریت+آلیت+کوارتز و اپیدوت در متابازیت‌ها (مانند نمونه‌های اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو؛ شکل ۴- ث) نشان دهنده شرایط رخساره شیت سبز یعنی شرایط دمای ۳۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای متوسط است که در منطقه مورد مطالعه پس از رخداد دگرگونی درجه بالایی و تشکیل گارنت‌ها (شکل ۴- ج) رخ داده است (دگرگونی M4). با توجه به شواهد دگرگونی برگشتی بعدی ممکن است ترکیب برخی پلاژیوکلازها اندکی سدیک‌تر شده باشد. همچنین، تغییرات ترکیبی زونینگ گارنت و روند نسبی افزایش منگنز و کاهش آهن به سمت حاشیه گارنت (شکل‌های ۷- ب تا ث) نیز می‌تواند پیامد چنین شرایطی بوده باشد. برای بررسی دما در این مرحله، شیمی کلریت‌های حاصل از تجزیه آمفیبول‌ها مورد توجه قرار گرفت. کلریت در محیط‌های زمین‌شناسی متعددی نظیر محیط‌های رسوبی، دگرگونی‌های درجه پایین و سنگ‌های دگرسان شده گرمایی (هیدروترمالی) یافت می‌شود (Deer et al., 1992). در این پژوهش سعی شده است بر اساس محاسبات اکسژن رفرنس اصلی گستره‌های دما محاسبه شود. دما-سنج محلول جامد کلریت ارائه شده توسط کاتلینو و نیوا (Cathelineau and Nivea, 1985) بر اساس تعداد اتم‌های تتراهدال آلومینیم (Al^{IV}) در ارتباط با دمای نه‌نشینی است که با یکدیگر رابطه خطی دارند. در این دما-سنج بر اساس محاسبه فرمول $T(^{\circ}C) = 213.3Al^{IV} + 17.5$ دما تعیین می‌شود. بر اساس آنالیزهای کلریت و اندازه‌گیری‌های میکروترموتریک ادخال‌های سیال در بلورهای کوارتز همراه کلریت (Cathelineau, 1988)، رابطه مشخصی بین دما و میزان Al^{IV} به دست آمده است $T(^{\circ}C) = 61.92 + 321.98Al^{IV}$. البته فرمول دما-سنج اصلی (Cathelineau and Nivea, 1985) به‌طور گسترده سودمند واقع نشد و از این روی جووت (Jowett, 1991) معادله کاتلینو و نیوا (Cathelineau and Nivea, 1985) را با در نظر گرفتن تغییر $Fe/(Fe+Mg)$ در کلریت، به‌صورت $T(^{\circ}C) = 319Al^{IV} - 69$ و $T(^{\circ}C) = Al^{IV} + 0.1(Fe/(Fe+Mg))$ تغییر داد.

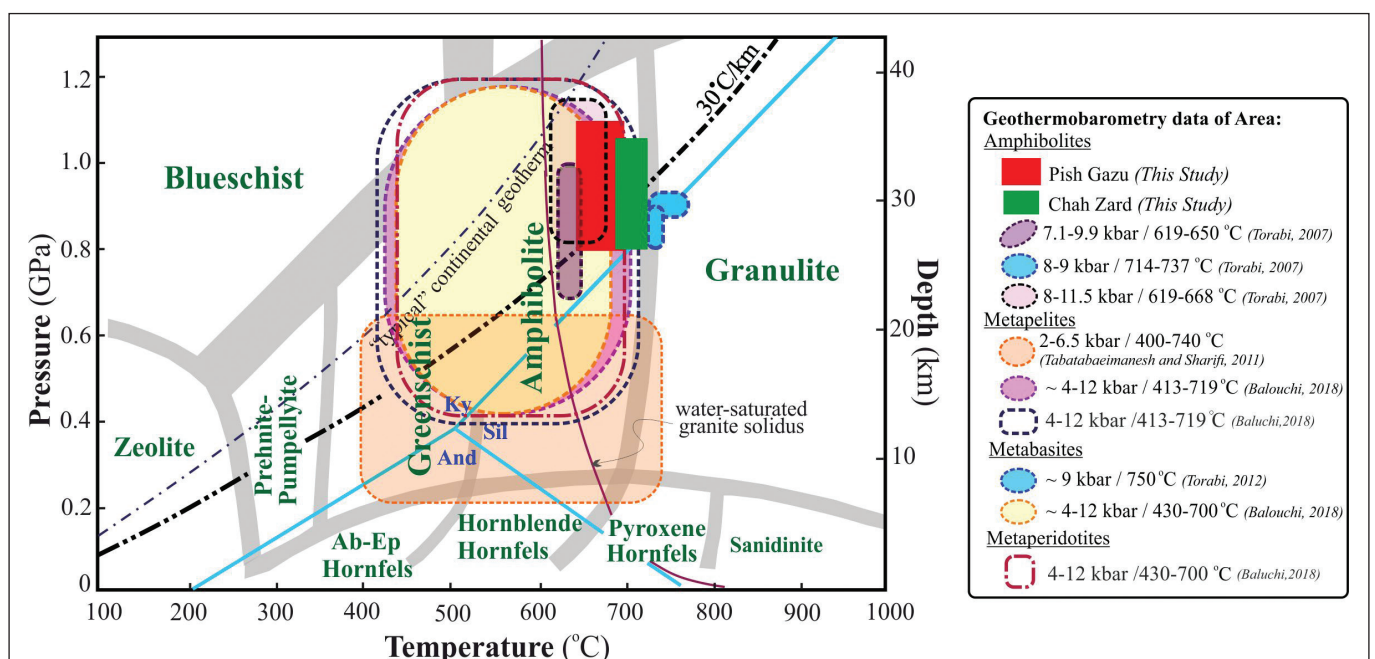
به این ترتیب، بر اساس محاسبات انجام‌شده بر اساس روش‌های دما-سنجی کلریت، میانگین دمای تبلور کلریت در گارنت-آمفیبولیت چاه زرد در گستره ۲۶۴ تا ۳۱۵ (میانگین: ۲۹۷) درجه سانتی‌گراد و در آمفیبولیت پیش‌گرو در گستره ۳۰۷ تا ۳۷۸ (میانگین: ۳۵۰) درجه سانتی‌گراد محاسبه شد (جدول ۱۱). دمای تبلور کلریت‌ها منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودار Al^{IV} در برابر T ارائه شده توسط کاتلینو (Cathelineau, 1988) نشان‌دهنده یک رابطه خطی بین دمای تبلور کلریت‌ها و Al^{IV} است (شکل ۱۶- الف). بررسی روابط بین اکسیدهای سازنده کلریت‌ها و دمای تبلور آنها گویای آن است که میان محتوای SiO_2 و دمای تبلور آنها همبستگی وارونه شدیدی وجود دارد؛ به گونه‌ای که با افزایش سیلیس دمای تبلور کاهش می‌یابد (شکل ۱۶- ب). به عبارت دیگر می‌توان گفت ترکیب کلریت‌هایی که در دمای کمتری تشکیل می‌شوند سیلیس بیشتری دارد و برعکس. بنابراین، برپایه نتایج مطالعه گارنت-آمفیبولیت چاه‌زرد و آمفیبولیت پیش‌گرو و مقایسه آنها، محتوی سیلیس کلریت‌ها را می‌توان شاخصی از دمای تبلور آنها دانست (شکل ۱۶- ب).

جدول ۱۱- میانگین دمای به‌دست‌آمده از نمونه‌های گارنت‌آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو بر اساس روش‌های پژوهشگران مختلف (Jowett, 1991; Cathelineau, 1988; Kranidiotis and McLean, 1987; Cathelineau and Nivea, 1985).

Region	Reference Cathelineau and Nivea (1985); Kranidiotis and McLean (1987); Cathelineau (1988); Jowett (1991)					Average
	Oxygen No. Sample No.	14	28	14	14	
Chah Zard (Grt-Amphibolite)	Chl-1	264	299	310	315	
	Chl-2	265	300	312	317	
	Chl-3	264	299	311	316	
	Chl-4	263	297	308	313	
	Average	264	299	310	315	297
Pish Gazu (Amphibolite)	Chl-1	307	339	375	378	
	Chl-2	306	337	373	376	
	Chl-3	309	342	379	382	
	Average	307	339	376	379	350



شکل ۱۶- دمای تبلور کلریت‌ها گارنت‌آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در: الف) نمودار Al^{IV} در برابر T (Cathelineau, 1988); ب) نمودار SiO_2 در برابر T (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵).



شکل ۱۷- نتایج دما-فشار به‌دست‌آمده برای دگرگونی و پیدایش گارنت‌آمفیبولیت چاه‌زرد و اپیدوت آمفیبولیت پیش‌گرو در کنار دیگر نتایج دما-فشارسنجی گزارش شده برای دیگر واحدهای سنگی (شامل متاپلایت، متابازیت و متاپریدوتیت) منطقه خاور جندق در نمودار رخساره‌های دگرگونی برگرفته از وینتر (Winter, 2010).

۸- نتیجه گیری

M3) را نشان می‌دهند. سرانجام تحت تأثیر شرایط رخساره شست سبز کانی‌هایی مانند کلریت و اکتینولیت نیز در این سنگ‌ها پدید آمده‌اند (دگرگونی M4). به این ترتیب می‌توان گفت با توجه به قدمت این سنگ‌ها که در برخی منابع تا نوپروتروزوییک دانسته شده است، روند تحولات دگرگونی فرایندی پیچیده بوده است و نمی‌توان آن را صرفاً یک فرایند پیشرونده یا پسرونده دانست. همان‌گونه که در این مطالعه به دست کم چهار مرحله فرایند دگرگونی با شرایط دمایی و فشاری متفاوت اشاره شد، ممکن است مطالعات آینده نیز جزئیات بیشتری از این تحولات را آشکار نمایند.

۹- سپاسگزاری

مقاله حاضر بخشی از رساله دکتری نگارنده اول (ع. ح.) می‌باشد، نگارندگان مقاله از حمایت‌های مالی و پژوهشی دانشگاه اصفهان تشکر می‌کنند. همچنین از خانم پروفیسور پارفنا به جهت انجام آنالیزهای پروب در دانشگاه دولتی مسکو قدردانی می‌گردد. از داوران محترم که با نظرات و پیشنهادات سازنده خود به غنای مقاله افزودند، سپاسگزاری می‌شود.

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای ترکیب کانی‌شناسی متفاوتی هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، این منطقه دگرگونی پیشرونده تحت شرایط گذر از رخساره‌های شست سبز تا آمفیبولیت بالایی دگرگون را سپری کرده است. از شواهد سنگ‌نگاری این دگرگونی تشکیل سنگ‌های اپیدوت آمفیبولیت (شامل مجموعه هورنبلند + اکتینولیت ± کوارتز + اپیدوت + بیوتیت + کلریت + پلاژیو کلاز + ایلمنیت ± تیتانیت)، آمفیبولیت (شامل مجموعه هورنبلند + پلاژیو کلاز ± کوارتز ± بیوتیت ± تیتانیت ± ایلمنیت) و گارنت آمفیبولیت (شامل مجموعه هورنبلند + پلاژیو کلاز ± گارنت + بیوتیت ± کلریت ± ایلمنیت) در این منطقه است. شواهد سنگ‌نگاری مشاهده شده در این مطالعه نشان دادند کانی‌های پیروکسن و پلاژیو کلاز سنگ‌های آذرین اولیه بازیک در پی یک دگرگونی در شرایط رخساره آمفیبولیت (دگرگونی M1) غالباً به آمفیبول و فلدسپار تبدیل شده‌اند. سپس دچار درجاتی از دگرگونی پسرونده و دگرشکلی (دگرگونی M2) در رخساره شست سبز - آمفیبولیت پایینی (مانند: پیدایش کوارتز و اپیدوت در اطراف و یا در شکستگی‌های آمفیبول) شده‌اند (اپیدوت آمفیبولیت‌ها). اما پس از آن دوباره سنگ‌ها (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) شواهد رخداد یک دگرگونی پیشرونده به سمت رخساره آمفیبولیت - آمفیبولیت بالایی (دگرگونی

کتابنگاری

- ابراهیمیان، ز.، ترابی، ق.، احمدیان، ج. و بهارزاده، ح.، ۱۳۹۰، پترولوژی کمپلکس گرانیتوئید شمال شرق مصر (شمال شرق اصفهان)، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره ۶، ص. ۱-۱۶. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=156597>
- بلوچی، س.، ۱۳۹۷، پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی مجموعه دگرگونی - آذرین جندق - عروسان. پایان نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۴۲۹ ص.
- بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، لی، ج.، یانین، ژ.، ۱۳۹۷، شیمی کانی، زمین‌شناسی و سن پرتوسنجی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال باختر خور): شواهدی بر ماگماتیسم تریاس بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۶ (۴): ۸۴۴-۸۲۷.
- بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، لی، ج.، یانین، ژ.، ۱۳۹۶، شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گرانیت‌های ایراکان. مجله علوم زمین خوارزمی ۳ (۲): ۱۶۰-۱۳۹.
- ترابی، ق.، ۱۳۹۱، دگرگونی پریدوتیت‌های گوشه افیولیت جندق (ایران مرکزی)، مجله علوم پایه دانشگاه اصفهان، پاییز ۱۳۹۱، شماره ۱۱، ص. ۱-۱۸. <http://ijcm.ir/article-1-664-fa.html>
- ترابی، ق.، ۱۳۸۶ الف، مطالعه آمفیبولیت‌های شمال چاه زرد (شرق جندق، شمال شرق استان اصفهان)، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره ۲۷، ص. ۱۲۱-۱۳۲. <https://www.sid.ir/fa/journal/JournalList.aspx?ID=1148>
- ترابی، ق.، ۱۳۸۶ ب، تعیین شرایط فشار و دمای تشکیل آمفیبولیت‌های افیولیت جندق (شمال شرق استان اصفهان) با استفاده از دماسنجی و فشارسنجی کانی‌های آمفیبول و پلاژیو کلاز، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، بهار ۱۳۸۶، شماره ۱۵، ص. ۱۱۷-۱۳۴. <http://ijcm.ir/article-1-664-fa.html>
- ترابی، ق.، گورنگ، م.، جباری، ع.، ۱۳۷۷، بررسی ژئوشیمی سنگ‌های دگرگون و پگماتیته منطقه جندق (شمال شرق استان اصفهان)، دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- فردونی، م.، ۱۳۸۹، پترولوژی و ژئوشیمی آمفیبولیت‌های شرق جندق (شمال شرق اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، دانشکده علوم پایه، ۸۸ ص.
- قاسمی، ح.، ۱۳۹۴، پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، جلد اول: مبانی پتروگرافی و روشهای مطالعه. انتشارات دانشگاه شاهرود، ۵۶۶ صفحه.
- قاسمی، ح.، ۱۳۹۵، پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، جلد دوم: پتروژنز گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دگرگونی. انتشارات دانشگاه شاهرود، ۷۲۵ صفحه.
- نبوی، ح. و هوشمندزاده، ا.، ۱۳۶۳، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش مصر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

References

- Abd El-Rahman, Y., Helmy, H. M., Shibata, T., Yoshikawa, M., Arai, S., and Tamura, A., 2012. Mineral chemistry of the Neoproterozoic Alaskan-type Akarem Intrusion with special emphasis on amphibole: Implications for the pluton origin and evolution of subduction-related magma, Lithos, 155, 410-425. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.09.015>.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanex, V., Chopin, C., Gier, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., and Pasero, M., 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. Eur. J. Mineral. 18, 551-567. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0551>.
- Bagheri, S., and Stampfli, G. M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. Tectonophysics, 451, 123-155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>.
- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-Tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas: Faculty of Geosciences and Environment, University of Leusanne, Switzerland. Ph. D. Thesis, 208 pp.

- Berra, F., Zanchi, A., Angiolini, L., Vachard, D., Vezzoli, G., Zanchetta, S., Bergomi, M., Javadi, H. R., and Kouhpeyma, M., 2017. The upper Palaeozoic Godar-e-Siah Complex of Jandaq: Evidence and significance of a North Palaeotethyan succession in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 138, 272–290. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2017.02.006>.
- Best, M. G., 2003. *Igneous and metamorphic Petrology*. Blackwell Publishing. 730p.
- Blundy, J. D., and Holland, T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>.
- Brown, E. H., 1977. The crosstie content of Ca amphibole as a guide to pressure of metamorphism, *Journal of Petrology* 18, 376–416. <https://doi.org/10.1093/petrology/18.1.53>.
- Bucher, K., and Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
- Butler, R. L., 1992. *Ferromagnetic minerals*, vol. 1. Blackwell Scientific Publication.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clays and Clay Minerals* 23, 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>.
- Cathelineau, M., and Nivea, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 235–244. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>.
- Chen, G. Y., Sun, D. S., and Yin, H. A., 1987. *Genetic Mineralogy and Prospecting Mineralogy*, 1st ed.; University of Chongqing Publishing House: Chongqing, China, pp. 1–872. (In Chinese).[Google Scholar].
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock forming minerals*, 2nd edition, London, Longman, London, 528 P.
- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431–435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>.
- 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. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004>.
- Féménias, O., Mercier, G. C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., and Demaiffe, D., 2006. Calcic amphibole growth and compositions in calcalkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania), *American Mineralogist* 91, 73–81. <https://doi.org/10.2138/am.2006.1869>.
- Fleet, M. E., and Barnett, R. L., 1978. A1IV/A1VI partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario, *Canadian Mineralogist* 16, 527–532.
- Frost, C. D., and Frost, B. R., 2014. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*, Cambridge University Press, University of Cambridge. *Geology* 17, 837–841.
- Girardeau, J., and Mevel, C., 1982. Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust: Bay of Islands, Newfoundland. *Earth Planet Sci Lett* 61, 151–165. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90048-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90048-6).
- Hammarstrom, J. M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71, 1297–1313.
- Helmy, H., Ahmed, A., El Mahallawi, M. M., and Ali, S. M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, *Eastern Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 414–432.
- Hey, M. H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineral Magazine*, 30, 277–292.
- Holland, T. J. B., and Blundy, J. D., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole plagioclase thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>.
- 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, 231–239.
- Humphreys, M. C., Cooper, G. F., Zhang, J., Loewen, M., Kent, A. J., Macpherson, C. G., and Davidson, J. P., 2019. Unravelling the complexity of magma plumbing at Mount St. Helens: a new trace element partitioning scheme for amphibole, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174, 9. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1543-5>.
- James, H. L., 1955. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, 1455–1488. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1955\)66\[1455:ZORMIT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1955)66[1455:ZORMIT]2.0.CO;2).
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, T., and Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145, 101844. doi: 10.1016/j.jog.2021.101844.
- Johnson, M. C., and Rutherford, M. J., 1989. Experimentally calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837–841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2).
- Jowett, E. C., 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer-Geol. Assoc. Canada/Mineral. Assoc. Canada/Soc. Econ Geol Joint Annual Meeting (Toronto, May 27–29), Program with Abstracts 16, A62.
- Kranidiotis, P., and MacLean, W. H., 1987. Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, 82, 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>.
- Laird, J., Lanphere A., and Albee, A. L., 1984. Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from Vermont, *American Journal of Science* 284, 376–416.

- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., and Krivovichev, V. G., 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* 82, 1019-1037.
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S., and Ito, K., 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science* 274, 613-632.
- Liu, J., 1997. High pressure phase equilibria involving the amphibolite-eclogite transformation, unpublished doctoral dissertation, Stanford University.
- Meurer W. P., and Claeson D. T., 2002. Evolution of crystallizing interstitial liquid in an arc- related cumulate determined by LA ICP-MS mapping of a large amphibole oikocryst. *Journal of Petrology*, 43, 607-629. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.4.607>.
- Okamoto, A., Toriumi, M., 2004. Optimal mixing properties of calcic and subcalcic amphiboles: application of Gibbs' method to the Sanbagawa schists, SW Japan, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, 529-545. <https://doi/10.1007/s00410-003-0526-2>.
- Passchier, C. W., and Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 366.
- Plushina, L. P., 1982. Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 140-146. <https://doi/10.1007/BF00374891>.
- Rasse, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional. <https://doi/10.1007/BF00383440>.
- Raymond, L. A., 2002. *Petrology, The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks*. McGraw Hill. 720p.
- Romanko, E., Susov, M., Dvoryankin, A., Selivanov Tkachev, E. G., Kriviyakin, B., Morozov, L., Silaev, V., Kiristaev, V., and Desyaterik, N., 1984. *Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran)*. Technoexport Report, TE/NO. 4, 171pp.
- Samadi, R., Miller, N.R., Mirnejad, H., Harris, C., Kawabata, H., Shirdashtzadeh, N., 2014a. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. 378-392. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.023>.
- Samadi, R., Mirnejad, H., Harris, C., Valizadeh, M.V., Gazel, E., 2014b. Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance, *International Geology Review*. 596-621. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.880659>.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental. <https://doi/10.1007/BF00310745>.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., and Schaefer, B., 2018. A magmatic record of Neoproterozoic to Paleozoic convergence between Gondwana and Laurasia in the northwest margin of the Central-East Iranian Microcontinent. *Journal of Asian Earth Sciences* 166, 35-47. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2018.07.008>.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E., Jeronimo, M., and Cruz M. H., 1998. Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil, *Journal of South American Earth Science*, 11, 457-471. [https://doi/10.1016/S0895-9811\(98\)00034-0](https://doi/10.1016/S0895-9811(98)00034-0).
- Susov, M., Dvoryankin, A., Selivanov, E., 1979. *Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran)*, Moscow, V/O "Technoexport", Report No. 4, 171 p.
- Tabatabaeimanesh, S. M., and Sharifi, M., 2011. Evaluation of thermodynamic condition (P-T) in formation of Jandaq metapelitic schists (North East of Isfahan province). *Petrology*, 2, 81-92. <https://doi/10.1134/S0869591110030069>.
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19 (2), 277-291. <https://doi/10.1111/j.1440-1738.2009.00705.x>.
- Vernon, R. H., 2018. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge university press, 182 pp.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187. <https://doi/10.2138/am.2010.3371>.
- Winter, J. D., 2014. *Principles of igneous and metamorphic Petrology*. Second Edition. Pearson new international edition, Edinburgh Gate, Harlow, Essex, CM20 2JE. 745p.
- Winter, J., 2010. Much of the present discussion is condensed from chapter 25: Metamorphic facies and metamorphism of mafic rocks. In: *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd edn. John Winter. This chapter expands upon the subject matter presented here. Edition 3 in progress, 2020.
- Wright, W. I., 1983. The composition and occurrence of garnets. *American Mineralogist* 23, 436-449.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Berra, F., and Javadi, H. R., 2019. The Jandaq Complex in Central Iran: new insights on a Middle Jurassic orogenic event, 21st EGU General Assembly, EGU2019.
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Cavallo A., Javadi, H. R., and Kouhpeyma, M., 2015. The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102, 45-72. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2014.08.030>.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., and H. R. Javadi., 2018. Cimmerian and pre-Cimmerian tectonics in the NW part of the Central-Eastern Iran Microcontinent: the Jandaq Complex *Geophysical Research Abstracts* Vol. 20, EGU2018-18060, EGU General Assembly 2018© Author (s). CC Attribution 4.0 license.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Javadi, H. R., Montemagni, C., 2021. Cenozoic dextral shearing along the Arusan sector of the Great Kavir-Doruneh Fault System (Central Iran). *Tectonics*, 40, e2021TC006766. <https://doi.org/10.1029/2021TC006766>.

Original Research Paper

Petrography and application of mineral chemistry and thermobarometry of amphibolites in Jandaq metamorphic complex: Evidence of paleo-tectonic events in Central Iran

Arefeh Heidarianmanesh¹, Seyed Mohsen Tabatabaïmanesh^{1*}, and Narges Shirdashtzadeh¹

¹ Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 February 12

Accepted: 2022 July 24

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Mineralogy

Thermobarometry

Amphibolite

Jandaq Metamorphic Complex

ABSTRACT

Based on field observation and petrographic evidence, by progress in metamorphic degrees, a wide variety of metabasites have formed following the metamorphism at amphibolite facies (metamorphism M1) in the east of Jandaq. Thermobarometry of plagioclase- amphibole pairs indicate temperature ranges were 642-692°C and 688-712 °C for epidote amphibolites and garnet amphibolite, respectively, in a pressure range of 8 and 11 Kbar, correlating with transition from middle amphibolite to upper amphibolite facies. In addition to this metamorphic phase, petrographic signatures indicate further metamorphic phases concerning this region's geological phenomena. Based on brittle deformation in amphiboles, and epidote and quartz formation in their fractures, these rocks have undergone some degrees of retrograde metamorphism (<700 °C; metamorphism M2) at greenschist to lower amphibolite facies. Rock foliation and mineral orientation, aggregate shape preferred orientation (ASPO) of titanite crystals along foliation, and syn-tectonic euhedral garnets indicate prograde metamorphism toward amphibolite-upper amphibolite facies (metamorphism M3). Finally, under greenschist facies condition, minerals such as chlorite and actinolite were formed in these rocks (metamorphism M4). The formation of chlorite and actinolite in the rims of the primary crystals shows that these rocks were finally affected by metamorphism at greenschist facies (M4 metamorphism).

* Corresponding author: Seyed Mohsen Tabatabaïmanesh; E-mail: E-mail: tabataba@sci.ui.ac.ir
E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.329201.1981

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.23.9



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)