

Thermobarometry of quartz diorite porphyry bodies and investigation of genesis of related skarn using mineral chemistry data in Tighanab area, southeast of Sarbisheh (east of Iran)

Seyyed Saeid Mohammadi ^{1*}, Sun- Lin Chung ^{2,3} and Malihe Nakhaei ⁴

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

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

³ Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

⁴ Department of Mining Engineering, Faculty of Civil, Mining and Chemistry, Birjand University of technology, Birjand, Iran

Abstract

In Tighanab area at southeast of Sarbisheh, the intrusion of quartzdioritic subvolcanic bodies into the Paleocene- Eocene limestone and sandstone led to the skarn formation. Plagioclase, hornblende (magnesianhornblende) and quartz are the main minerals in the subvolcanic rocks. Base on microprobe analyses, the composition of plagioclases with 15-45% anorthite content varies from andesine to oligoclase. The pressure during mineral crystallization of the Tighanab quartzdiorite porphyry is about 5.27kbar and its average temperature, on the basis of thermometry with coexisting hornblende and plagioclase, was obtained about 788°C. The Tighanab exo- skarn are characterized by the presence of garnet, epidote, pyroxene (diopside), calcite, chlorite, quartz, magnetite, pyrite, hematite and gypsum. The studied garnets belong to the calcic category and are of the andradite- grossular solid solution type. The composition of andradite varies slightly whereas the grossular constituents, to some extent, are uniform. The occurrence of andradite as well as its compositional changes represents high oxygen fugacity and Fe³⁺/Al ratio changes respectively, during the garnet crystallization. The presence of andradite, diopside- rich pyroxene and the over abundance of garnet relative to pyroxene in the studied skarn indicates oxidant conditions and correspond with the results of amphibole chemistry study in generating skarn quartz diorite porphyry. The lack of wollastonite in exo- skarn can be indication of garnet clinopyroxene crystallization at temperatures below 550 °C by metasomatizing solutions.

Key words: thermo-barometry, hornblende- plagioclase, quartz diorite porphyry, garnet, exo-skarn, Tighanab, Sistan Suture Zone

* ssmohammadi@birjand.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2021.122961.1177>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

دما - فشارسنجی توده‌های کوارتز دیوریت پورفیری و بررسی چگونگی پیدایش اسکارن وابسته با به‌کارگیری داده‌های شیمی کانی در منطقه تیغنا، جنوب‌خاوری سربیشه (خاور ایران)

سید سعید محمدی^{۱*}، سون لین چانگ^{۲،۳} و ملیحه نخعی^۴

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

^۲ انستیتو علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان

^۳ گروه علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان

^۴ گروه مهندسی معدن، دانشکده عمران، معدن و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

چکیده

در منطقه تیغنا در جنوب‌خاوری سربیشه، نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق کوارتز دیوریتی درون سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-اوسن پیدایش اسکارن را به دنبال داشته است. پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز سازنده‌های اصلی سنگ‌های نیمه‌عمیق هستند. داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی نشان می‌دهد محتوای آنورتیت در پلاژیوکلازها برابر با ۱۵ تا ۴۵ درصد و ترکیب آنها از آندزین تا الیگوکلاز متغیر است. آمفیبول‌ها در قلمرو کلسیک و از نوع مگنزوپهورنبلند هستند. فشار حاکم در زمان تبلور کانی‌ها در کوارتز دیوریت پورفیری تیغنا برابر با ۵/۲۷ کیلو بار و دمای میانگین آن بر پایه دماسنجی با به‌کارگیری هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز نزدیک به ۷۸۸ درجه سانتیگراد به دست آمده‌اند. گارنت، اپیدوت، پیروکسن، کلسیت، کلریت، کوارتز، مگنتیت، پیریت، هماتیت و ژپس از کانی‌های سازنده برون اسکارن تیغنا هستند. گارنت‌های بررسی شده، در رده کلسیم‌دار و از نوع محلول جامد آندرادیت-گروسولار هستند. بررسی تغییرات ترکیبی این کانی نشان می‌دهد مقدار سازنده گروسولار روند کمابیش یکنواخت دارد؛ اما مقدار سازنده آندرادیت تغییرات اندکی نشان می‌دهد. حضور آندرادیت و تغییرات آن در گارنت‌های بررسی شده، به ترتیب نشان‌دهنده بالابودن فوگاسیته اکسیژن و تغییرات نسبت Fe^{3+}/Al در هنگام تبلور گارنت است. پیروکسن در اسکارن تیغنا از نوع دیوپسید است. وجود آندرادیت، پیروکسن غنی از دیوپسید و فراوانی بیشتر گارنت نسبت به پیروکسن در اسکارن بررسی شده، نشان‌دهنده شرایط اکسیدان است و با نتایج به دست آمده از بررسی شیمی کانی آمفیبول در کوارتز دیوریت پورفیری سازنده اسکارن همخوانی دارد. نبود ولاستونیت در برون اسکارن نشان می‌دهد گارنت و کلینوپیروکسن در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و توسط محلول‌های متاسوماتیزه کننده متبلور شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دما- فشارسنجی، هورنبلند- پلاژیوکلاز، کوارتز دیوریت پورفیری، گارنت، برون اسکارن، تیغنا، زمین‌درز سیستان

* ssmohammadi@birjand.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2021.122961.1177>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

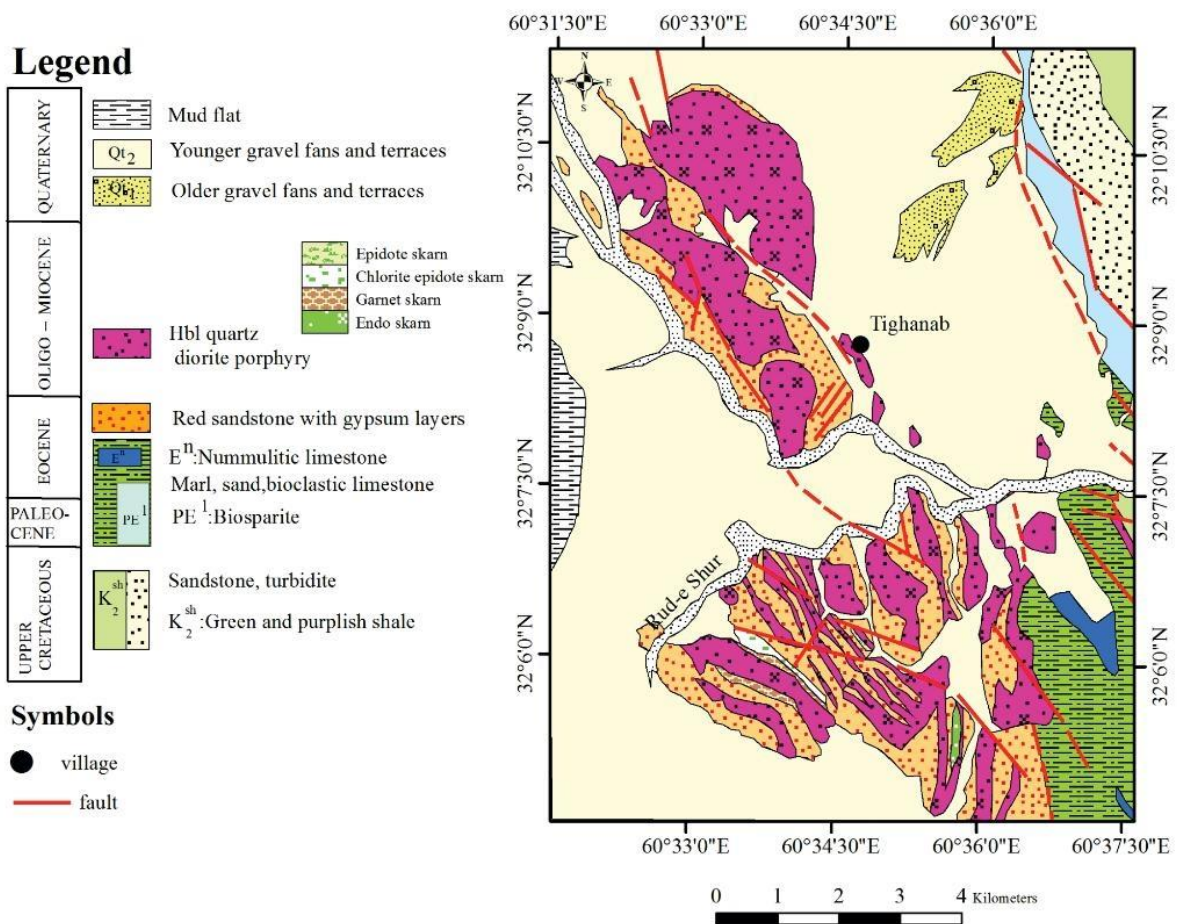
منطقه تیغناپ در جنوب‌خاوری شهرستان سربیشه و جنوب‌باختری نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیروود (Guillou et al., 1981) میان طول‌های جغرافیایی $۶۰^{\circ} ۳۱' ۲۹''$ تا $۶۰^{\circ} ۳۷' ۵۹''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $۳۲^{\circ} ۴' ۳۴''$ تا $۱۸' ۱۱'' ۳۲^{\circ}$ شمالی، در استان خراسان جنوبی و در ۱۰۴ کیلومتری جنوب‌خاوری سربیشه جای دارد. ماگماتیسیم ائوسن - الیگوسن در خاور ایران (لوت - سیستان) سنگ‌های آتشفشانی، نهشته‌های آذرآواری و توده‌های آذرین درونی - نیمه‌عمیق را پدید آورده است (Pang et al., 2013) که در برخی مناطق، رخداد کانی‌سازی اسکارن را به دنبال داشته‌اند. نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتزدیوریتی درون سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن - ائوسن سنگ‌های دگرگونی و رخداد اسکارن در منطقه تیغناپ را در پی داشته است. کانی‌سازی اسکارن وابسته به توده‌های آذرین درونی - نیمه‌عمیق در منطقه جنوب‌خاوری سربیشه را برخی پژوهشگران مانند Yari (۲۰۱۴) در منطقه شمال کلاته‌شب و Rasouli (۲۰۱۵) و همچنین Nakhai و Mohammadi (زیر چاپ) در منطقه تیغناپ معرفی کرده‌اند. از آنجایی که کانی‌سازی اسکارن در منطقه تیغناپ، ارتباط تنگاتنگی با توده‌های نیمه‌عمیق دارد، این پژوهش با هدف برآورد دما و فشار تبلور و تعیین محیط زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های کوارتزدیوریتی بر پایه ترکیب شیمیایی کانی‌ها و همچنین، بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و تعیین شرایط فیزیکیوشیمیایی پیدایش اسکارن وابسته انجام شد. شناسایی ویژگی‌های کانی‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نیمه‌عمیق و شناخت کانی‌شناسی اسکارن منطقه تیغناپ در زمینه اکتشاف مواد معدنی در خاور ایران اهمیت دارد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در بخش خاوری زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983)، در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهیروود (Guillou et al., 1981) و نقشه زمین‌شناسی چهارگوش گزیک با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ (Guillou et al., 1990) جای دارد. زمین‌درز سیستان بقایایی از باریکه‌ای اقیانوسی و یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس شمرده شده است که پیش از ۸۶ میلیون سال پیش بسته شده است (Zarrinkoub et al., 2012). این پهنه در پی برخورد دو بلوک لوت و افغان پدید آمده است و بر پایه سن‌سنجی‌های انجام‌شده، زمان بسته‌شدن آن را به کرتاسه بالایی مربوط می‌دانند (Bröcker et al., 2013). در بخش شمالی پهنه جوش خورده سیستان، سنگ‌های آذرین درونی - نیمه‌عمیق ترشیاری با روند کلی شمال باختری - جنوب‌خاوری رخنمون دارند که واحدهای مجموعه افیولیتی را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها در بخش باختری نقشه زمین‌شناسی ماهیروود، به صورت توده‌های کوچک و بزرگ از جنوب به سوی شمال در اطراف روستاهای تیغناپ، درج، کلاته بالا و کلاته گاوآباد (گوی) رخنمون دارند. شیل‌های سبز، ماسه‌سنگ و توربیدایت متعلق به کرتاسه بالایی از کهن‌ترین واحد سنگی در محدوده بررسی شده هستند (شکل ۱). بیشتر توده‌های کوارتزدیوریتی منطقه تیغناپ ساختار گنبدی دارند و به صورت توده‌های جداگانه و گاه به هم پیوسته رخنمون دارند. جایگیری توده‌های نیمه‌عمیق با مرز آشکار در نزدیکی ماسه‌سنگ‌ها و تزریق ماگما به صورت دایک و سیل در امتداد لایه‌بندی آنها نشان‌دهنده جوان‌تر بودن این توده‌ها نسبت به واحدهای رسوبی است. از ویژگی‌های سنگ‌های حد واسط منطقه تیغناپ، حضور بیگانه‌سنگ‌های سبز تیره با ترکیب آمفیبولیتی و مرز تند با سنگ میزبان است (Nakhai and Mohammadi, in press). برونوم‌های آمفیبولیتی را پیش از این

ماسه‌سنگ‌های پالئوسن- ائوسن پیدایش سنگ‌های دگرگونی مانند سنگ‌های سیلیسی‌شده (کوارتزیت)، مرمر و به‌طور محلی، رخداد اسکارن در جنوب تا جنوب‌باختری روستای تیغناپ را در پی داشته است (شکل ۱). شواهد صحرایی و بررسی نمونه‌های دستی اسکارن نشان‌دهنده حضور گارنت فراوان، مالاکیت، مگنتیت، گوتیت و لیمونیت در محدوده کانی‌سازی هستند.

Yousefzadeh و همکاران (۲۰۰۹) در سنگ‌های آتشفشانی ترشیری شمال و باختر بیرجند، در خاور ایران شناسایی کرده‌اند. این پژوهشگران، برونوم‌های یادشده را نشانه دگرگونی ناحیه‌ای واحدهای بازیک مجموعه افیولیتی به آمفیولیت در زمان جایگیری افیولیت خاور ایران در لبه پوخته قاره‌ای می‌دانند. نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتز دیوریتی درون سنگ آهک و



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه تیغناپ بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرو (Guillou et al., 1981)، با اصلاحات (Nakhaei and Mohammadi, in press)

صحرایی و نمونه‌برداری، شمار ۷۰ مقطع نازک تهیه و بررسی دقیق سنگ‌نگاری شدند. برای بررسی شیمی کانی‌ها، مقاطع نازک صیقلی از نمونه‌های

روش انجام پژوهش

این پژوهش بر پایه بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. پس از برداشت‌های

هستند. برپایه زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از نوع آندزین تا الیگوکلاز با ماکل پلی سینتیک و در برخی نمونه‌ها با منطقه بندی و حاشیه واجذبی هستند. فنوکریست‌های کوارتز به صورت بلورهای نیمه شکل دار (شکل ۲- A)، بی شکل و گرد شده (شکل ۲- B) و گاه با حاشیه خلیجی دیده می‌شوند. پیدایش حاشیه‌های گرد شده و خلیجی در اطراف کانی‌ها به پیدایش جریان همرفتی در آشیانه ماگمایی ناشی از تغذیه با ماگمای داغ مربوط می‌شود (Shcherbakov et al., 2011). هورنبلند که تنها کانی فرومیزین است، به صورت فنوکریست‌های بی شکل تا نیمه شکل دار (شکل‌های ۲- A و ۲- B) و گاه شکل دار دیده می‌شود. همچنین، هورنبلند در زمینه سنگ حضور دارد و ۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را فراگرفته است. کانی کدر (شکل ۲- B)، زیرکن، اسفن و آپاتیت از سازندگان فرعی این سنگ‌ها هستند.

اسکارن: برپایه بررسی‌های صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، اسکارن تیغناپ به دو گروه درون اسکارن و برون اسکارن دسته بندی شد که در ادامه به شرح ویژگی‌های هر یک از آنها پرداخته شده است:

درون اسکارن: درون اسکارن در بخش حاشیه‌ای توده نیمه ژرف با گسترش بسیار محدود پدید آمده است. ترکیب سنگ شناختی آن همانند کوارتز دیوریت پورفیری است و بافت آن پورفیری با زمینه ریزدانه و گاهی پویی کیلیتیک است. میزان فنوکریست نزدیک به ۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی سنگ است که از این مقدار، نزدیک به ۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی را پلاژیوکلاز، ۵ تا ۱۰ درصد حجمی را هورنبلند و ۵ تا ۱۰ درصد حجمی را کوارتز تشکیل داده است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی، سریسیت و اپیدوت (شکل‌های ۳- A و ۳- B) دگرسان شده است. در برخی نمونه‌ها، کانی پرهنیت نیز از دگرسانی پلاژیوکلازها پدید آمده است (شکل ۳- C) که نشان دهنده رخداد دگرگونی درجه پایین است.

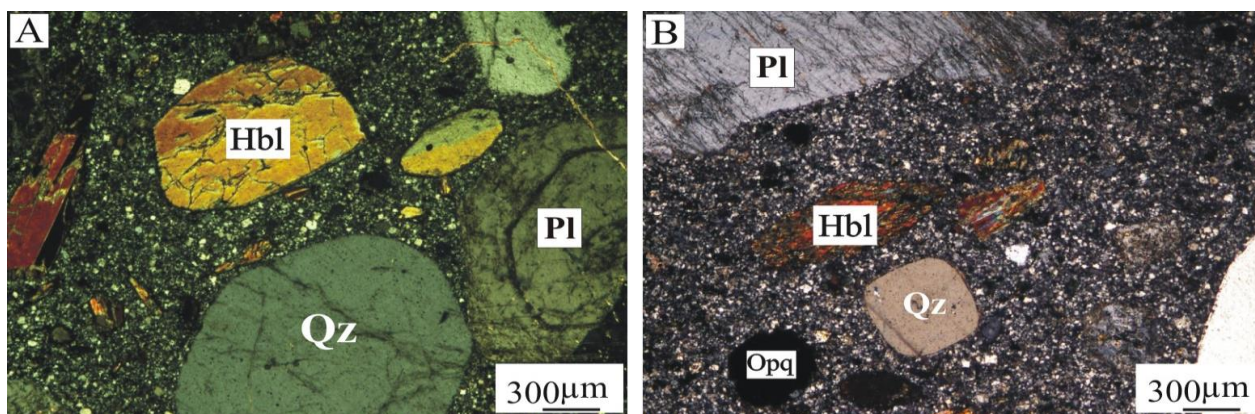
کوارتز دیوریت پورفیری و اسکارن تهیه و کانی‌های برگزیده آنها پس از انجام مراحل آماده سازی، در انستیتو علوم زمین آکادمیا سینیکا در شهر تایپه کشور تایوان تجزیه شدند. برای بررسی بافت‌های ریزمقیاس و تهیه تصاویرهای BSE از میکروسکوپ الکترونی روبشی مدل JEOL SEM JSM-6360LV بهره گرفته شد. شناسایی فازهای کانی‌ها با کمک طیفسنج پراکنده انرژی (EDS: Oxford Instruments Ltd., Xmax-50 with INCA-350) مجهز به SEM در شرایط پرتوی ۱۵ کیلوولت و ۰/۲ نانوآمپر انجام شد. بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در کوارتز دیوریت پورفیری و گارنت، پیروکسن و کانی کدر در اسکارن با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL EPMA JXA با ولتاژ ۱۵ kV، جریان ۱۲nA و قطر پرتوی ۲ میکرون انجام شد. برای بررسی‌های تکمیلی کانی‌شناسی، یک نمونه از اسکارن به روش پراش پرتوی ایکس تجزیه کانی‌شناسی شد. نمودارهای لازم برای شناسایی کانی‌ها با نرم افزارهای Minpet و CorelDraw رسم شدند.

سنگ نگاری

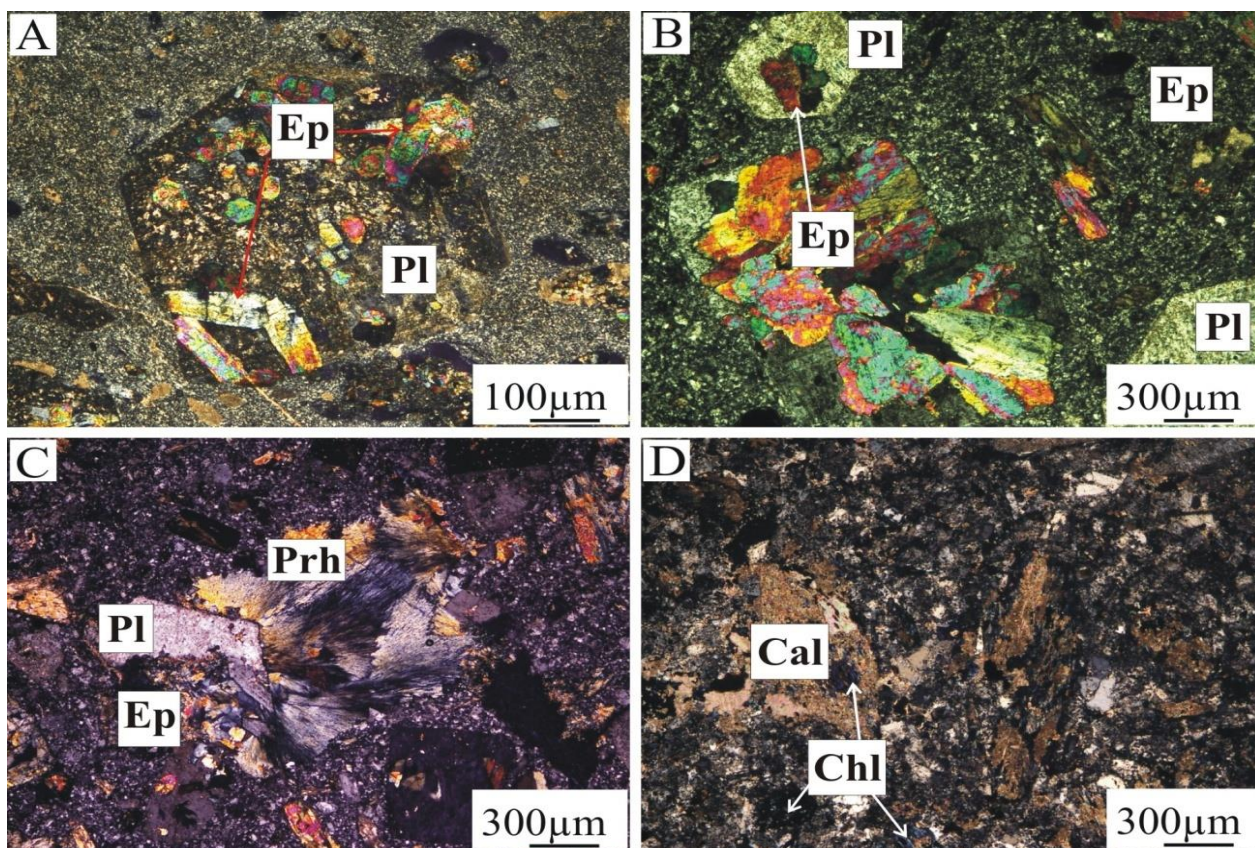
کوارتز دیوریت پورفیری: این سنگ در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن مایل به سبز است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آن همراه آمفیبول در زمینه ریزدانه شناسایی می‌شوند. بافت غالب در این سنگ، پورفیری با زمینه ریزدانه است (شکل‌های ۲- A و ۲- B). بافت پویی کیلیتیک نیز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. کانی‌های روشن شامل پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۶۵ درصد حجمی) و کوارتز (۵ تا ۱۵ درصد حجمی) هستند که به صورت فنوکریست و همچنین، به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ حضور دارند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، به صورت نیمه شکل دار (شکل ۲- A) تا شکل دار و بی شکل

فنوکریست‌های بی‌شکل، گاه گردشده و همچنین، بلورهای ریز در زمینه سنگ دیده می‌شود. کانی کدر، اسفن و آپاتیت از کانی‌های فرعی این سنگ هستند.

فنوکریست‌های نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هورنبلند در درون اسکارن با اپیدوت، کلریت، کربنات (شکل ۳- D) و اکسید آهن جایگزین شده است. کوارتز به صورت



شکل ۲- ویژگی‌های میکروسکوپی (در XPL) سنگ‌های نیمه‌عمیق تیغناپ با بافت پورفیری با زمینه ریزدانه. (A) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار و دارای منطقه‌بندی؛ (A، B) همراه فنوکریست‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هورنبلند و حضور کانی کدر (تصویر B) (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)



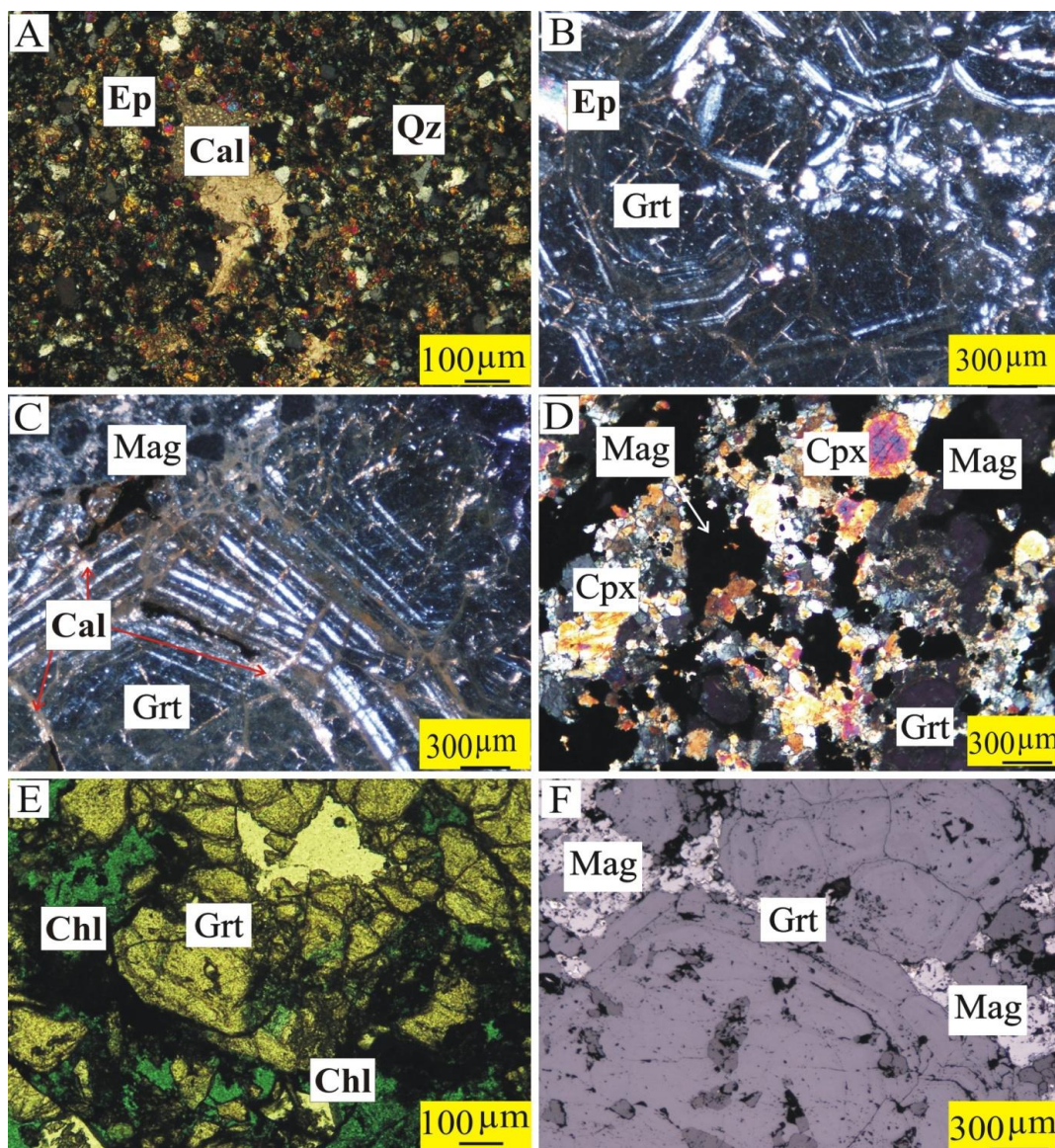
شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از درون اسکارن تیغناپ. (A، B) تبدیل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به اپیدوت؛ (C) پیدایش کانی‌های پرهنیت و اپیدوت از پلاژیوکلازها در اثر رخداد دگرگونی درجه پایین؛ (D) تبدیل فنوکریست‌های هورنبلند به کربنات و کلریت (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

برون اسکارن: برون اسکارن تیغناپ در سنگ‌های رسوبی (ماسه‌سنگ‌های کربناته) میزبان توده‌های نیمه‌ژرف پدید آمده است. بافت‌های رایج در برون اسکارن شامل گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک هستند. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، گارنت، پیروکسن، کلسیت، کانی کدر، اپیدوت، کلریت و کوارتز از کانی‌های سازنده برون اسکارن هستند. برون اسکارن تیغناپ شامل اپیدوت اسکارن، گارنت اسکارن کلریتی و اپیدوتی شده و گارنت اسکارن پیروکسن دار کلریتی و اپیدوتی شده هستند. کلسیت، کوارتز، اپیدوت، زویزیت، کلریت و کانی کدر از کانی‌های سازنده اپیدوت اسکارن هستند (شکل ۴- A). نمونه‌های اسکارن برداشت شده از محل ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری به علت حضور گارنت فراوان به رنگ قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند. افزون بر این، وجود مالاکیت، گوتیت و لیمونیت همراه گارنت در برخی نمونه‌ها، زمینه سنگ به رنگ‌های سبز و زرد مایل به قهوه‌ای در آورده است. گارنت فراوان‌ترین کانی شناخته شده در مقاطع میکروسکوپی اسکارن تیغناپ است که به صورت بلورهای درشت نیمه شکل دار، به طور عمده بی شکل و ایزوتروپ و همچنین، دانه ریز و رگه‌ای دیده می‌شود. گارنت از کانی‌های اصلی در اسکارن‌های کلسیک است که نقش مهمی در کنترل واکنش‌های شیمیایی دارد (Einaudi et al., 1981). بافت‌های غالب در اسکارن تیغناپ، گرانوبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک است؛ اما بافت کاتاکلاستیک ناشی از عملکرد گسل‌های فراوان نیز در منطقه دیده می‌شود. در برخی مقاطع نازک، بلورهای درشت گارنت به صورت آنیزوتروپ با منطقه بندی نوسانی وجود دارند (شکل‌های ۴- B و ۴- C). وجود منطقه بندی به علت تغییر در ترکیب شیمیایی گارنت (محلول جامد گروسولار-

آندرادیت) است. گارنت آندرادیت در اثر ترکیب کربنات کلسیم سنگ‌های کربناتی با سیلیس و اکسید آهن پدید می‌آید (Beane, 1983). بلورهای درشت گارنت در برخی نمونه‌ها شکستگی‌های فراوان دارند که با کربنات (شکل ۴- C) و گاهی کلریت و اپیدوت (نتیجه رخداد دگرگونی پسرونده) پر شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، شدت دگرسانی به اندازه‌ای است که بخش‌های کوچکی از گارنت به صورت سالم و جزیره‌ای به جا مانده است. کلینوپیروکسن به مقدار کم به صورت بلورهای کمابیش ریز و بی شکل با بافت گرانوبلاستیک در همراهی با گارنت دیده می‌شود (شکل ۴- D). این کانی در نور پلاریزه متقاطع به رنگ‌های نارنجی و قرمز-ارغوانی و در نور پلاریزه ساده به صورت بی رنگ با برجستگی بالا، ویژگی‌های نوری دیوپسید را نشان می‌دهد. حضور کانی‌های بی آب مانند گارنت و کلینوپیروکسن در این اسکارن به مرحله نخست دگرگونی (پیشرونده) مربوط است. پیدایش پیروکسن در اسکارن بررسی شده نشان می‌دهد دگرگونی تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس بوده است. درصد بالای گارنت نسبت به کلینوپیروکسن در نمونه‌ها چه بسا نشان دهنده حالت اکسیدان توده‌های نیمه ژرف و سیال‌های گرمایی پدید آمده از آنها باشد (Meinert, 1997). کلسیت کانی دیگری است که هم به صورت اولیه با رخ‌های لوزی و هم به صورت بلورهای ریز در شکستگی‌ها پدید آمده است. اپیدوت به مقدار چشمگیر و به صورت بلورهای کمابیش ریز در میان گارنت و کربنات و همچنین، درون شکستگی‌های گارنت دیده می‌شود. شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهند اپیدوت به ازای گارنت و در نتیجه افزایش فوگاسیته اکسیژن در مرحله پسرونده پدید آمده است. همان گونه که پیشتر گفته شد، کلریت نیز در

(شکل‌های ۴-D و ۴-F) است که به صورت جانشینی در گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه کانی‌های آبدار دما پایین (مانند: اپیدوت و کلریت) پدید آمده است. در برخی نمونه‌ها، مگنتیت در محل شکستگی‌های گارنت دیده می‌شود.

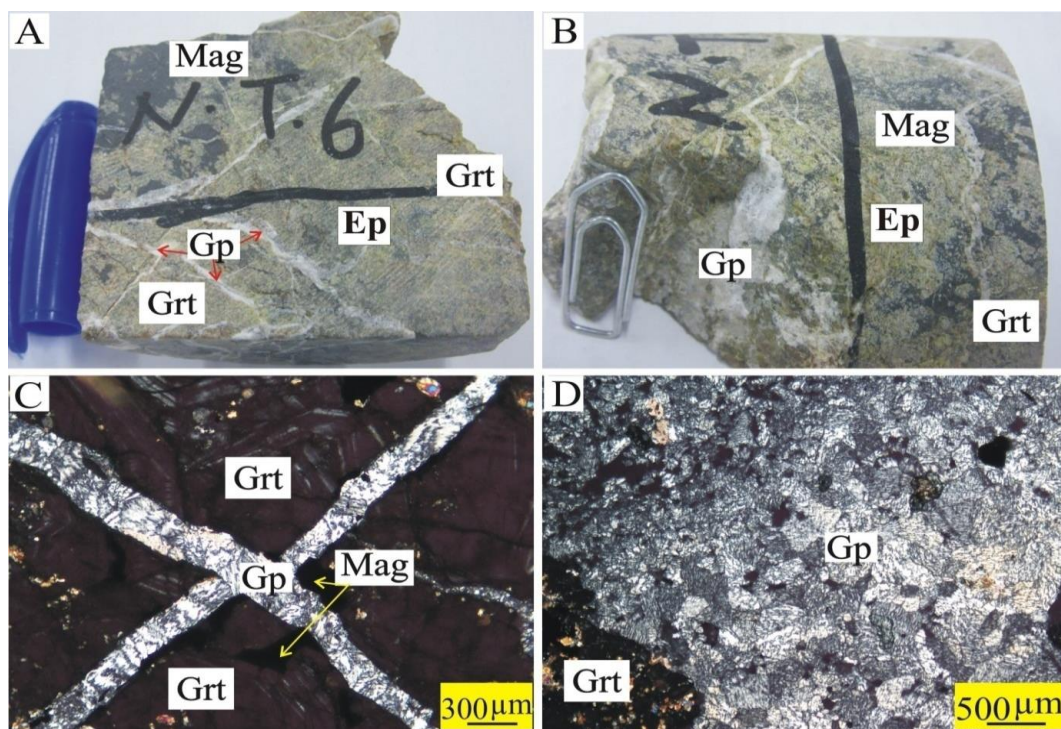
برون اسکارن تیغناپ به صورت کانی ثانویه و از دگرسانی گارنت پدید آمده است (شکل ۴-E). کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل و با بافت گرانوبلاستیک رگه و رگچه‌هایی را پدید آورده است. بررسی مقطع‌های نازک صیقلی نشان داد مگنتیت کانه مهم سازنده برون اسکارن تیغناپ



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از برون اسکارن تیغناپ. A) حضور کانی‌های کلسیت، اپیدوت، زویزیت و کوارتز همراه کلریت و کانی کدر در اپیدوت اسکارن؛ B، C) حضور بلورهای گارنت به صورت چندوجهی و دارای منطقه‌بندی در گارنت اسکارن. در تصویر C، شکستگی‌های گارنت با کربنات پر شده‌اند؛ D) حضور کلینوپیروکسن همراه بلورهای گارنت و کانی کدر در گارنت اسکارن پیروکسن‌دار؛ E) پیدایش کلریت از دگرسانی گارنت؛ F) حضور مگنتیت به عنوان کانه مهم (تصویرهای A تا D در XPL و تصویرهای E در نور عبوری) و F (در نور انعکاسی) در PPL هستند) (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

(مگنتیت و هماتیت) و سولفیدی (پیریت) تبدیل شده‌اند. ژئوپس یکی از کانی‌های دگرسانی مرحله تأخیری در اسکارن تیغناپ است که بلورهای ریز تا کمابیش درشت آن به صورت رگه و رگچه، کانی‌سازی‌های پیشین (مانند: گارنت و مگنتیت) را قطع کرده است (شکل‌های A-۵ تا C-۵). درون برخی شکستگی‌ها، تجمعات چشمگیری از بلورهای کمابیش درشت ژئوپس دیده می‌شوند که با بیرفرنژانس ضعیف و رنگ خاکستری مایل به سفید شناخته می‌شوند (شکل D-۵). برخی بلورهای درشت آن، دو سری رخ منشوری با زاویه‌های نزدیک به ۴۰ (۳۸ تا ۴۲) و ۱۴۰ (۱۳۸ تا ۱۴۲) درجه دارند.

افزون بر این، بررسی‌های کانه‌نگاری نشان داد پیریت و هماتیت نیز همراه مگنتیت وجود دارند. پیریت به صورت درهم‌رشدی و پراکنده در زمینه مگنتیت وجود دارد. همچنین، به حالت رگچه‌ای، مگنتیت را قطع کرده است که نشان‌دهنده پیدایش پیریت پس از مگنتیت است. این کانی در برخی بخش‌ها، از حاشیه با هماتیت جایگزین شده است. هماتیت محصول فرایندهای اکسیداسیون و دگرسانی پیریت و احتمالاً مگنتیت (ماریتی شدن) است. در مرحله دگرگونی پس‌رونده، کانی‌های بی‌آب پدیدآمده در مرحله پیشین، در پی ورود سیال‌های گرمایی کم‌دما و فرایندهای آگیری، کربن‌گیری و سولفیدی شدن، دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکاته کلسیمی آبدار با کلسیم کمتر (اپیدوت)، کانی‌های اکسیدی



شکل ۵- A، B) حضور رگه و رگچه‌های ژئوپس در نمونه دستی؛ C، D) تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از حضور ژئوپس در برون‌اسکارن تیغناپ که کانی‌های گارنت و مگنتیت را قطع کرده است (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

نقطه تجزیه شد؛ اما به علت محدودیت در شمار صفحه‌ها، از آوردن همه داده‌های به دست آمده خودداری شد. گزیده‌ای از داده‌های تجزیه به روش

شیمی کانی‌ها

شیمی کانی‌های کوارتز دیوریت پورفیری

پلاژیوکلاز: کانی پلاژیوکلاز در نزدیک به ۵۰

متغیر است. مقدار ارتوز در ترکیب آنها ناچیز (۰/۶ تا ۲ درصد) است (جدول ۱). در نمودار ارتوز-آلیت-آنورتیت (شکل ۶)، این پلاژیوکلازها در محدوده آندزین تا الیگوکلاز جای می‌گیرند.

ریزکاو الکترونی از کانی پلاژیوکلاز به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها در جدول ۱ آورده شده‌اند. محتوای آنورتیت در پلاژیوکلازها برابر با ۱۵ تا ۴۵ درصد مولی و ترکیب آنها از آندزین تا الیگوکلاز

جدول ۱- داده‌های شماری از نقاط تجزیه به روش ریزکاو الکترونی از پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت پورفیری منطقه تیغناپ به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن

Sample No.	NT12A-8	NT12A-9	NT12A-10	NT12A-11	NT12A-12	NT12A-13	NT12A-14	NT12A-15
SiO ₂	58.41	64.51	57.54	58.90	59.62	59.39	57.21	56.75
TiO ₂	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	26.11	21.60	26.37	25.91	25.29	25.47	27.20	27.18
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.19	0.09	0.14	0.09	0.09	0.15	0.14	0.17
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.81	3.11	8.18	7.65	7.27	7.46	8.90	9.21
Na ₂ O	6.92	9.76	6.83	6.91	7.37	7.07	6.27	6.28
K ₂ O	0.17	0.36	0.17	0.21	0.21	0.17	0.13	0.16
Total	99.62	99.49	99.25	99.67	99.85	99.73	99.93	99.79
Si	2.620	2.861	2.596	2.637	2.663	2.656	2.565	2.553
Ti	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002
Al	1.380	1.129	1.402	1.367	1.331	1.342	1.437	1.441
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.007	0.004	0.005	0.003	0.003	0.006	0.005	0.006
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.376	0.148	0.396	0.367	0.348	0.357	0.428	0.444
Na	0.602	0.839	0.598	0.600	0.638	0.613	0.545	0.548
K	0.010	0.021	0.010	0.012	0.012	0.010	0.007	0.009
Total	4.995	5.003	5.007	4.986	4.996	4.984	4.991	5.003
Na/(Na+K+Ca)	0.610	0.833	0.596	0.613	0.639	0.625	0.556	0.547
K/(Na+K+Ca)	0.010	0.020	0.010	0.012	0.012	0.010	0.008	0.009
Ca/(Na+K+Ca)	0.381	0.147	0.394	0.375	0.349	0.365	0.436	0.444

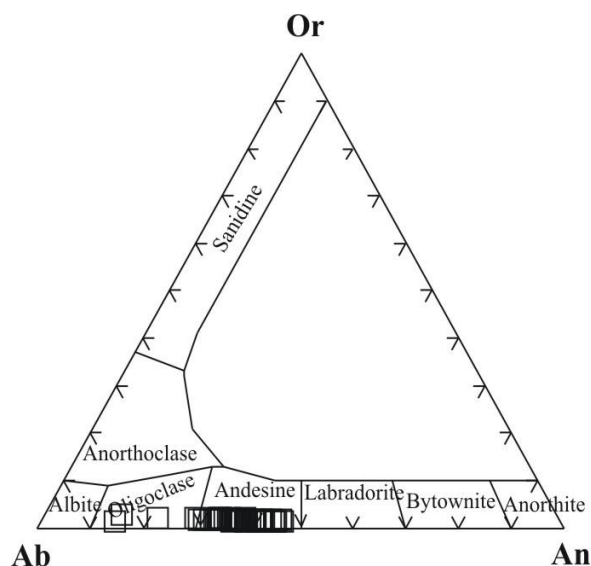
جدول ۱- ادامه

Sample No.	NT12A-16	NT12A-17	NT12A-19	NT12A-24- rim	NT12A-25 -core	NT12A-29	NT12A-30 - rim	NT12A-31 -core	NT12A-32
SiO ₂	59.79	57.99	57.80	60.53	58.53	59.44	57.55	57.73	58.96
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.05	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	25.23	26.30	26.56	24.70	26.11	25.05	26.79	26.35	25.68
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.13	0.14	0.14	0.20	0.08	0.16	0.15	0.16	0.04
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01

جدول ۱- ادامه

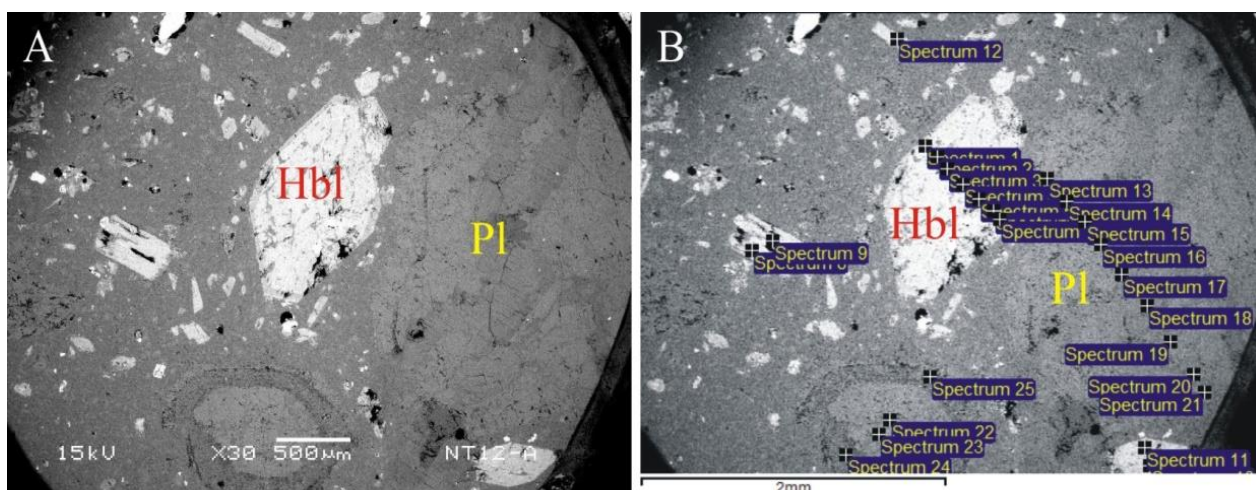
Sample No.	NT12A-16	NT12A-17	NT12A-19	NT12A-24- rim	NT12A-25 -core	NT12A-29	NT12A-30 - rim	NT12A- 31 -core	NT12A-32
CaO	7.42	8.76	8.67	6.60	8.11	7.44	8.98	8.33	7.58
Na ₂ O	7.20	6.27	6.39	7.40	6.41	7.11	6.07	6.56	7.05
K ₂ O	0.18	0.14	0.15	0.21	0.18	0.15	0.09	0.11	0.16
Total	99.95	99.63	99.75	99.65	99.43	99.39	99.69	99.28	99.51
Si	2.667	2.604	2.594	2.701	2.626	2.667	2.583	2.601	2.643
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000
Al	1.327	1.392	1.405	1.299	1.380	1.324	1.417	1.399	1.357
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.005	0.005	0.005	0.007	0.003	0.006	0.006	0.006	0.002
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ca	0.354	0.421	0.417	0.316	0.390	0.358	0.432	0.402	0.364
Na	0.622	0.546	0.556	0.640	0.558	0.619	0.528	0.573	0.613
K	0.010	0.008	0.009	0.012	0.010	0.009	0.005	0.006	0.009
Total	4.986	4.977	4.986	4.976	4.968	4.984	4.973	4.989	4.989
Na/ (Na+K+Ca)	0.631	0.560	0.567	0.661	0.582	0.628	0.547	0.584	0.622
K/ (Na+K+Ca)	0.010	0.008	0.009	0.013	0.011	0.009	0.006	0.006	0.009
Ca/ (Na+K+Ca)	0.359	0.432	0.425	0.326	0.407	0.363	0.447	0.410	0.369

منطقه تیغناپ تجزیه نقطه‌ای شد. به هنگام تجزیه تلاش شد آمفیبول‌هایی با ترکیب یکنواخت برگزیده شوند که منطقه‌بندی و حاشیه واکنشی ندارند و در تعادل با پلاژیوکلاز هستند. تصویرهای میکروسکوپ الکترونی از کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول تجزیه‌شده در کوارتزیدیوریت پورفیری تیغناپ در شکل ۷- A و نقاط آنالیز SEM شامل طیف‌های شماره ۱ تا ۷ روی کانی آمفیبول و طیف‌های شماره ۱۳ تا ۲۱ روی پلاژیوکلاز در شکل ۷- B نشان داده شده‌اند. نتایج شماری از نقاط تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی آمفیبول در کوارتزیدیوریت پورفیری تیغناپ به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها در جدول ۲ آورده شده‌اند. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن انجام شده است.



شکل ۶- ترکیب پلاژیوکلازهای کوارتزیدیوریت پورفیری تیغناپ در نمودار ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 1991)

آمفیبول: به علت اهمیت آمفیبول‌ها به عنوان ثبت‌کننده‌های شیمیایی متغیرهای دما و فشار، این کانی در یک نمونه از کوارتزیدیوریت پورفیری



شکل ۷- تصویر الکترونی از: (A) پلاژیوکلاز و آمفیبول همزیست؛ (B) محل نقاط تجزیه SEM روی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در کوارتزدیوریت پورفیری تیغناپ

جدول ۲- نتایج شماری از نقاط تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول‌های کوارتزدیوریت پورفیری منطقه تیغناپ به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن

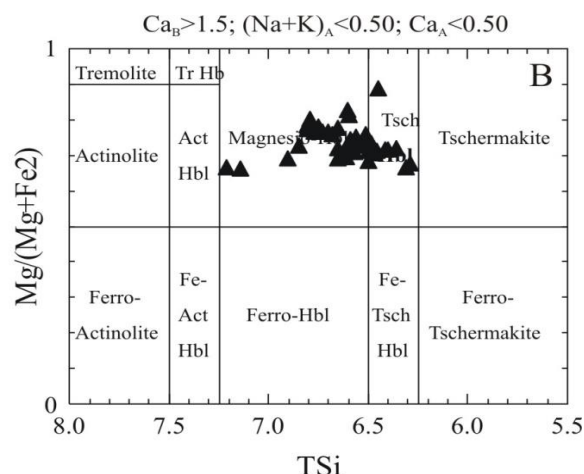
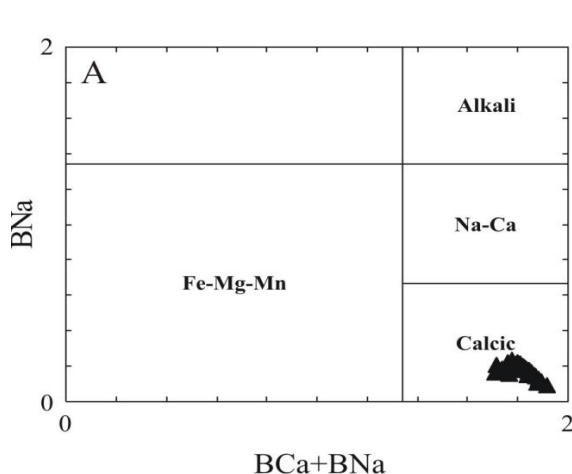
Sample No.	NT12A- 1	NT12A- 3	NT12A- 4	NT12A- 5	NT12A- 20	NT12A- 21	NT12A- 22	NT12A- 23	NT12A- 120
SiO ₂	47.28	47.50	44.38	47.21	45.11	43.68	45.52	45.07	47.05
TiO ₂	0.75	0.69	0.78	0.53	0.67	1.49	0.73	0.83	0.60
Al ₂ O ₃	9.05	8.81	11.61	8.72	11.25	12.76	10.75	11.65	8.67
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
FeO	13.22	13.32	14.85	14.56	15.28	12.56	14.96	15.15	14.65
MnO	0.31	0.34	0.39	0.42	0.47	0.31	0.43	0.39	0.39
MgO	14.54	14.89	12.51	13.53	12.54	12.76	12.71	12.97	13.02
CaO	10.55	10.40	10.18	10.83	9.85	10.91	9.60	10.23	10.61
Na ₂ O	1.32	1.49	1.69	1.09	1.72	1.81	1.52	1.64	1.34
K ₂ O	0.15	0.14	0.30	0.20	0.26	0.29	0.29	0.29	0.18
Total	97.17	97.57	96.68	97.15	97.15	96.60	96.51	98.25	96.52
Si	6.718	6.710	6.407	6.772	6.462	6.333	6.534	6.383	6.817
Ti	0.080	0.073	0.084	0.057	0.072	0.163	0.079	0.088	0.066
Al	1.515	1.466	1.976	1.475	1.899	2.181	1.819	1.945	1.481
Cr	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000
Fe ³⁺	1.286	1.387	1.365	1.192	1.480	0.873	1.526	1.502	1.047
Fe ²⁺	0.284	0.186	0.428	0.555	0.350	0.651	0.269	0.293	0.728
Mn	0.037	0.041	0.048	0.051	0.057	0.038	0.052	0.047	0.048
Mg	3.079	3.137	2.693	2.894	2.679	2.758	2.721	2.738	2.812
Ca	1.607	1.574	1.574	1.665	1.512	1.695	1.476	1.552	1.647
Na	0.363	0.407	0.473	0.303	0.479	0.508	0.423	0.449	0.378
K	0.026	0.025	0.055	0.037	0.048	0.054	0.054	0.052	0.033
Total	14.996	15.006	15.102	15.005	15.039	15.257	14.953	15.053	15.058
Mg/ (Mg+Fe ²⁺)	0.916	0.944	0.863	0.839	0.884	0.809	0.910	0.903	0.794

جدول ۲- ادامه

Sample No.	NT12A- 26	NT12A- 27	NT12A- 28	NT12A-42	NT12A- 43	NT12A- 44	NT12A- 45	NT12A- 56	NT12A- 57
SiO ₂	47.31	45.68	44.87	45.67	45.33	44.01	42.68	45.21	43.59
TiO ₂	0.78	1.19	1.54	1.47	1.45	0.72	1.14	0.71	0.74
Al ₂ O ₃	8.56	10.02	11.26	10.36	11.40	12.12	13.02	11.06	12.25
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.13	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.04
FeO	13.72	11.80	7.52	10.67	8.38	15.01	15.14	14.98	15.86
MnO	0.37	0.26	0.08	0.22	0.09	0.34	0.44	0.42	0.44
MgO	14.91	15.08	17.65	15.43	17.09	12.45	11.47	13.37	12.16
CaO	10.07	11.15	11.50	10.63	10.99	10.66	10.41	10.30	10.40
Na ₂ O	1.35	1.54	2.29	1.62	2.03	1.62	1.97	1.55	1.55
K ₂ O	0.15	0.19	0.28	0.20	0.20	0.34	0.32	0.24	0.33
Total	97.22	96.92	97.13	96.30	97.00	97.26	96.61	97.85	97.37
Si	6.685	6.529	6.335	6.517	6.374	6.341	6.232	6.416	6.270
Ti	0.083	0.128	0.164	0.158	0.154	0.078	0.125	0.076	0.080
Al	1.426	1.688	1.873	1.742	1.890	2.059	2.240	1.851	2.076
Cr	0.000	0.000	0.014	0.000	0.003	0.000	0.003	0.001	0.004
Fe ³⁺	1.592	1.123	0.956	1.170	1.149	1.300	1.169	1.560	1.520
Fe ²⁺	0.028	0.288	0.068	0.103	0.163	0.508	0.679	0.218	0.389
Mn	0.044	0.032	0.010	0.026	0.010	0.042	0.055	0.051	0.053
Mg	3.141	3.213	3.715	3.283	3.583	2.673	2.496	2.828	2.608
Ca	1.525	1.707	1.740	1.626	1.656	1.645	1.628	1.566	1.603
Na	0.369	0.428	0.627	0.449	0.553	0.452	0.557	0.428	0.433
K	0.027	0.034	0.050	0.037	0.036	0.063	0.060	0.044	0.061
Total	14.921	15.169	15.417	15.112	15.246	15.159	15.246	15.038	15.097
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.991	0.918	1.019	0.970	1.048	0.840	0.786	0.929	0.870

ساختاری برپایه روش‌های Avg.15-NK و 13-CNK (Leake *et al.*, 1997) بهره گرفته شد. این روش که در آن فرمول کانی برپایه فرمول بیشینه و کمینه Fe³⁺ بهنجار می‌شود، برای هورنبلند اشباع از کلسیم کاربرد است (Leake *et al.*, 1997). بر این پایه، آمفیبول‌های تجزیه‌شده در گستره کلسیک (شکل ۸- A) و بیشترشان از نوع مگنیوهورنبلند هستند (شکل ۸- B).

گستره Si در آمفیبول‌ها از ۶/۱۴۳ تا ۷/۷۸۰ اتم در واحد فرمولی و محتوای Na₂O آنها برابر با ۰/۱۶ تا ۲/۴۵ درصدوزنی است. مقدار کلسیم در جایگاه B برابر با ۱/۴۸ تا ۱/۹۸ و میزان سدیم در جایگاه B کمتر از ۰/۵ است. بر این پایه، آمفیبول‌های بررسی‌شده از نوع کلسیک هستند. برای نامگذاری آمفیبول‌ها از نرم‌افزار MinPet 2.02 (Richard, 1995) و برای تفکیک آهن از محاسبات فرمول



شکل ۸- آمفیبول‌های تجزیه‌شده در کوارتز دیوریت پورفیری تیغنا ب در: (A) نمودار رده‌بندی BCa+BNa در برابر BNa (B) نمودار رده‌بندی TSi در برابر Mg/(Mg+Fe²⁺) (Leake *et al.*, 1997)

دما- فشارسنجی

آمفیبول‌ها که شاخص شرایط تبلور هستند، پتانسیل چشمگیری برای زمین‌دما- فشارسنجی دارند. بسیاری از دما- فشارسنج‌ها بر پایه میزان Al هورنبلند هستند، زیرا مقدار Al هورنبلند در گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان به‌طور خطی با فشار تغییر می‌کند و نشان‌دهنده ژرفای تبلور است (Schmidt, 2004). (Helmy et al., 2004) مقدار Al هورنبلند را در یک تونالیت طبیعی در شرایط اشباع از آب، در فشار ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار و دمای ۷۰۰-۶۵۵ درجه سانتیگراد به طریق تجربی محاسبه و رابطه زیر را به دست آورده است:

$$P (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76 Al_T$$

Vyhnal و همکاران (۱۹۹۱) ترکیب شیمیایی هورنبلندها در ۱۵ توده گرانیتوئیدی به سن کرتاسه پسین در آپالاش جنوبی را بررسی و رابطه زیر را برای محاسبه دمای مذاب آنها پیشنهاد کرده‌اند:

$$T (^\circ\text{C}) = 25.3P + 654.9$$

در این پژوهش، برای به دست آوردن فشار در هنگام تبلور کوارتز دیوریت پورفیری تیغناپ از

رابطه پیشنهادی Schmidt (۱۹۹۲) بر پایه Al کل هورنبلند و در به دست آوردن دما از رابطه پیشنهادی Vyhnal و همکاران (۱۹۹۱) بهره گرفته شده است. بر این پایه، میانگین فشار حاکم در زمان تبلور هورنبلند در کوارتز دیوریت پورفیری تیغناپ برابر با ۵/۲۷ کیلو بار (ژرفای نزدیک به ۲۰ کیلومتر) و دما برابر با ۷۸۸ درجه سانتیگراد به دست آمدند. برای بررسی درستی نتایج دما و فشار به دست آمده از نرم افزار APG2 (Sayari, 2016) بر پایه مقادیر کاتیون‌های مختلف در آمفیبول و همچنین، مقادیر Ab و An در پلاژیوکلازهای تجزیه شده بهره گرفته شد. این نرم افزار امکان انتخاب دما- فشارسنج‌های گوناگون را دارد. نتایج دما و فشار به دست آمده با نرم افزار یادشده و دما- فشارسنج‌های مختلف در جدول ۳ آورده شده‌اند. میانگین فشار و دمای به دست آمده از روش‌های گوناگون به ترتیب نزدیک به ۵ کیلو بار و ۷۹۰ درجه سانتیگراد است که با نتایج به دست آمده فشارسنج و دماسنج‌های پیشنهادی Schmidt (۱۹۹۲) و Vyhnal و همکاران (۱۹۹۱) همخوانی دارد.

جدول ۳- نتایج به دست آمده از دما- فشارسنج‌های گوناگون در نرم افزار APG2 (Sayari, 2016)

Parameter	Equation	Hammarstrom and Zen (1986)	Hollister et al. (1987)	Schmidt (1992)
P	Holland and Blundy (1994) with or without Qz	4.83	5.05	5.27
T	Holland and Blundy (1994) with or without Qz	769.62	770.71	771.80
P	Blundy and Holland (1990)	4.83	5.05	5.27
T	Blundy and Holland (1990)	765.41	762.01	758.64
P	Ridolfi et al. (2010)	4.83	5.05	5.27
T	Ridolfi et al. (2010)	849.23	849.23	849.23

بر آورد فوگاسیته اکسیژن

بر آورد شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور توده‌های آذرین درونی است. ترکیب شیمیایی و

میزان فشاربخشی اکسیژن شاخص مهمی برای

همراهی برخی کانی‌ها برای بررسی شرایط پیدایش آنها مهم است. حضور مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه آمفیبول در سنگ‌های نیمه‌ژرف بررسی شده نشان‌دهنده بالای بودن فوگاسیتته اکسیژن در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست (Wones, 1989; Helmy *et al.*, 2004). مقدار فوگاسیتته اکسیژن برای سنگ‌های نیمه‌ژرف تیغناپ بر پایه رابطه (Wones, 1989):

$$\log f_{O_2} = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T$$

(که در آن T دما بر پایه کلوین و P فشار بر پایه بار است) نزدیک به (bars) برابر با ۱۳/۵۰- به دست آمد. این مقدار نشان‌دهنده شرایط اکسایش برای سنگ‌های نیمه‌ژرف تیغناپ است. برای بررسی بیشتر، فشاربخشی اکسیژن با کمک نرم‌افزار APG2 (Sayari, 2016) نیز به دست آورده شد. بر پایه دما-فشار سنج‌های گوناگون، فشار میانگین نزدیک به (bars) ۱۳- به دست آمد که با نتایج محاسبات پیشین را تأیید می‌کند. این نتایج با حضور آمفیبول‌های سرشار از منیزیم در سنگ‌های بررسی شده همخوانی دارد. مقدار فشاربخشی اکسیژن در یک ماگما به محیط زمین‌ساختی پیدایش آن نیز بستگی دارد؛ به گونه‌ای که ماگما‌های پدیدآمده در مرز صفحه‌های همگرا فشاربخشی اکسیژن بیشتری دارند (Ewart, 1979). بالای بودن فشاربخشی اکسیژن در سنگ‌های بررسی شده نشان‌دهنده ارتباط آنها با محیط فرورانش است.

زمین‌ساختی فرورانشی است (شکل ۹).
بر پایه نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 ، ترکیب آمفیبول‌های کوارتز دیوریت پورفیری تیغناپ نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای و تأثیر مواد پوسته‌ای در پیدایش آنهاست (شکل ۱۰).

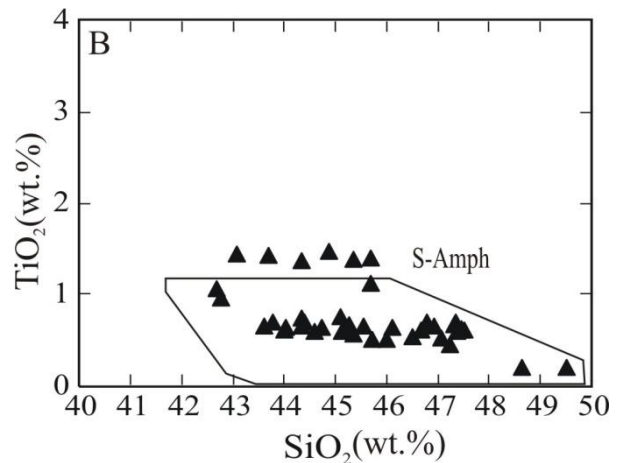
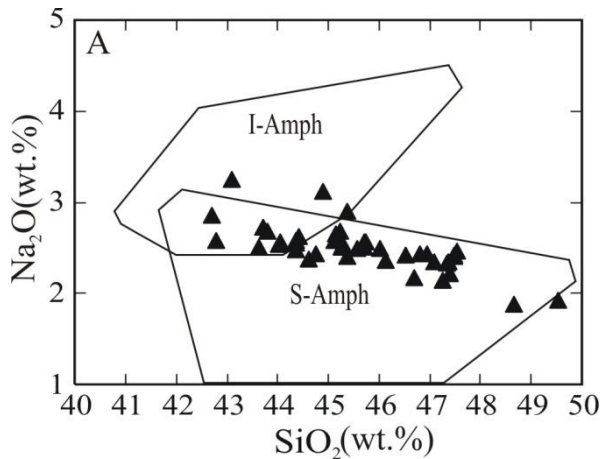
حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با حاشیه واجذبی در سنگ‌های کوارتز دیوریتی بررسی شده که در بخش سنگ‌نگاری از آنها یاد شد، نشان‌دهنده تغییر شرایط حاکم بر محیط ماگما مانند کاهش فشار در هنگام صعود و یا به علت تغییر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی ماگما در اثر آلودگی با مواد پوسته‌ای در هنگام جایگیری در پوسته باشد (Ardila *et al.*, 2019). داده‌های عناصر کمیاب در ترکیب سنگ کل برای شناسایی فرایندهای تبلوربخشی و تبلور همراه با آلودگی و هضم به کار برده می‌شوند (Dong *et al.*, 2010). در نمودار عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه، آنومالی منفی Ti از نشانه‌های مشارکت پوسته قاره‌ای در تکامل سنگ‌هاست (Dai *et al.*, 2011). کاهیدگی Ti در نمودار عنصرهای کمیاب سنگ‌های کوارتز دیوریتی تیغناپ و همچنین، مقادیر بالای Rb، Th و K (Nakhaei and Mohammadi, in press) نشان‌دهنده نقش پوسته قاره‌ای در تکامل آنهاست. نسبت La/Nb سنگ‌های با خاستگاه گوشته‌ای به آلودگی پوسته‌ای حساسیت نشان می‌دهد (Kheirkhah *et al.*, 2015). این نسبت که برای سنگ‌های بررسی شده از ۱/۹۲ تا ۴/۲ در نوسان است (Nakhaei and Mohammadi, in press) نشان‌دهنده تبلوربخشی و آلودگی با مواد پوسته‌ای

محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگما

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها برای شماری از محیط‌های درون‌صفحه‌ای و فرورانش با هدف شناخت ویژگی‌های محیط‌های زمین‌شناسی مختلف بررسی شد. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (Suprasubduction amphibole)، نسبت به آمفیبول‌های درون‌صفحه‌ای (Intraplate)

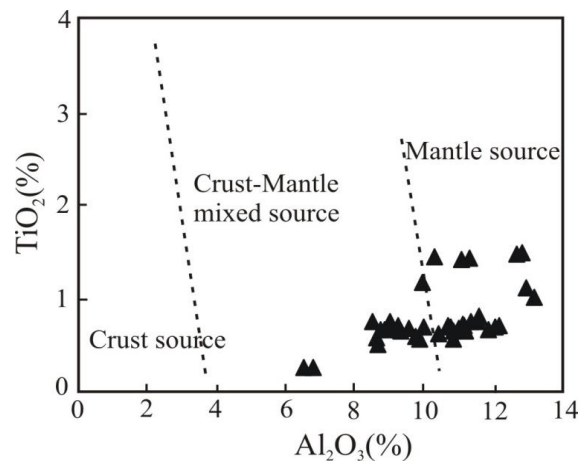
۰/۱۴ تا ۰/۱۷ است و نشان می‌دهد ماگمای سازنده آنها خاستگاه گوشته‌ای داشته و دچار مقداری آلودگی با اجزای پوسته‌ای شده است. به‌طور کلی، آلودگی پوسته‌ای ماگماهای برخاسته از گوشته، در هنگام صعود در پوسته قاره‌ای و یا تکامل آنها در آشیانه ماگمایی پوسته‌ای اجتناب‌ناپذیر است (Castillo *et al.*, 1999) و برای اثبات آن باید از داده‌های ایزوتوپی (مانند: Sr- Nd- Pb) استفاده کرد.

است. Lu و Yb رفتار زمین‌شیمیایی مشابهی دارند. از این‌رو، نسبت Lu/Yb تحت‌تأثیر فرایندهای ذوب‌بخشی یا تبلوربخشی قرار نمی‌گیرد (Dai *et al.*, 2011). مذاب‌های برخاسته از گوشته نسبت Lu/Yb کم (میانگین: ۰/۱۵ - ۰/۱۴) (Sun and McDonough, 1989) و مذاب‌های حاصل از پوسته قاره‌ای نسبت Lu/Yb بیشتری (میانگین ۰/۱۸ - ۰/۱۶) (Rudnick and Gao, 2014) دارند. این نسبت برای سنگ‌های کوارتز دیوریتی تیغناپ برابر با



شکل ۹- تعیین جایگاه زمین‌ساختی پیدایش آمفیبول‌های بررسی‌شده در: (A) نمودار Na_2O در برابر SiO_2 ; (B) نمودار TiO_2 در برابر SiO_2 (Coltorti *et al.*, 2007)

سنگ‌های نیمه‌ژرف منطقه تیغناپ از نوع هورنبلند سبز با محتوای منیزیم بالا هستند. میزان عدد منیزیم (Mg\#) در هورنبلند شاخص مهمی برای شناخت خاستگاه و تکامل سنگ‌های میزبان است (Huaimin *et al.*, 2006); به‌گونه‌ای که محتوای Mg\# بیش از ۰/۷ نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای، Mg\# برابر با ۰/۵ تا ۰/۷ نشان‌دهنده خاستگاه مختلط گوشته- پوسته و مقادیر کمتر از ۰/۵ نشانه خاستگاه پوسته‌ای ماگما هستند (Xie and Zhang, 1990). برپایه داده‌های جدول ۲، مقدار عدد منیزیم برای نقاط تجزیه‌شده هورنبلند در سنگ‌های نیمه‌ژرف تیغناپ بیشتر از ۰/۷ است که خاستگاه گوشته‌ای ماگما را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰- موقعیت هورنبلندهای بررسی‌شده در نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Jiang and An, 1984; Zhang *et al.*, 2014)

همان‌گونه که پیشتر گفته شد، آمفیبول‌ها در

جدول ۳- ادامه

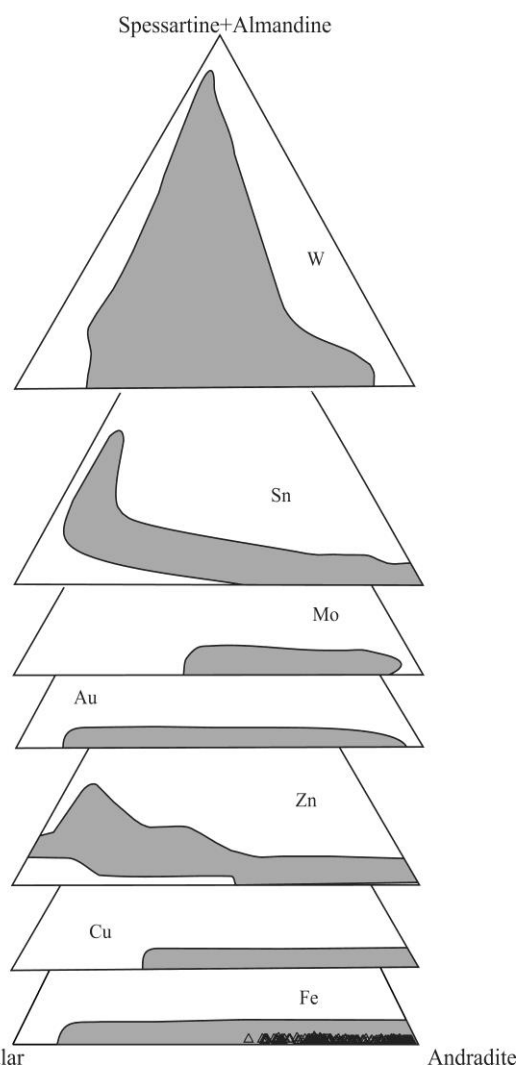
Sample No. /Oxide	NT6- G- 1	NT6- G- 2	NT6- G- 3	NT6- G- 4	NT6- G- 5	NT6- G- 6	NT6- G- 7	NT6- G- 8	NT6- G- 9
SiO ₂	35.94	36.16	35.67	36.71	35.77	35.84	35.58	36.34	36.36
TiO ₂	0.10	0.08	0.06	0.14	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	3.94	4.42	3.27	6.28	0.37	0.12	0.09	0.44	0.25
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	23.96	23.80	24.74	20.56	27.66	28.52	27.92	28.25	28.22
MnO	0.20	0.20	0.31	0.57	0.20	0.19	0.16	0.25	0.20
MgO	0.09	0.06	0.05	0.00	0.18	0.22	0.26	0.21	0.25
CaO	33.90	34.48	34.53	34.58	34.62	33.74	34.28	34.19	34.14
Total	98.14	99.24	98.62	98.85	98.84	98.63	98.29	99.69	99.42
Si	2.954	2.935	2.924	2.968	2.953	2.972	2.956	2.977	2.988
Ti	0.006	0.005	0.004	0.009	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	0.381	0.422	0.316	0.599	0.036	0.012	0.009	0.043	0.024
Cr	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	1.698	1.696	1.828	1.448	1.846	2.044	2.027	2.003	2.000
Fe ²⁺	0.051	0.060	0.062	0.058	0.063	0.066	0.069	0.068	0.061
Mn	0.014	0.014	0.021	0.039	0.014	0.013	0.011	0.017	0.014
Mg	0.011	0.008	0.006	0.000	0.022	0.027	0.032	0.026	0.030
Ca	2.986	2.999	3.003	2.995	3.063	2.998	3.002	3.002	3.005
Total	8.101	8.142	8.164	8.116	8.000	8.132	8.107	8.136	8.122
Almandine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Spessartine	0.50	0.50	0.70	1.30	0.50	0.40	0.40	0.60	0.50
Pyrope	0.40	0.30	0.20	0.00	0.70	0.90	1.10	0.90	1.00
Grossular	16.70	17.50	15.30	27.50	1.80	0.60	0.40	2.10	1.20
Andradite	82.40	81.60	83.80	71.20	97.00	98.10	98.10	96.40	97.30
Uvarovite	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

آندرادیت- گروسولار (شکل ۱۱) و در رده گارنت‌های کلسیم‌دار (کانی رایج اسکارن‌های کلسیک) هستند. مقایسه ترکیب گارنت‌های بررسی شده با گارنت‌های اسکارن‌های کلسیک جهان نشان داد این گارنت‌ها در محدوده اسکارن‌های آهن‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱). افزایش فوگاسیته اکسیژن و حضور محلول‌های با شوری بالا، شرایط را برای افزایش سازنده‌های پایانی آندرادیت در سری محلول جامد فراهم می‌کند (Deer *et al.*, 1991). محتوای بسیار کم TiO₂ در گارنت‌های بررسی شده، نشان‌دهنده فعالیت بالای SiO₂ هنگام پیدایش آنها و از ویژگی‌های گارنت‌ها در اسکارن‌ها در مقایسه با گارنت‌های آذرین است (Dingwell and Brearley, 1985; Mokhtari *et al.*, 2019).

نمودار سه‌تایی Sps+Alm-Grs-And (Meinert, 1997) سهم چهار سازنده‌های پایانی فراوان گارنت‌های گرمابی را نشان می‌دهد. این نمودارها یک خط مبنا برای رده‌بندی ذخایر اسکارن گوناگون شامل اسکارن‌های تنگستن، قلع، مولیبدن، طلا، روی، مس و آهن دارند. با وجود این، این نمودارها محدودیت مشخصی دارند؛ به‌گونه‌ای که زیرگروه‌های انواع ذخایر اسکارن همپوشانی چشمگیری دارند. برای نمونه، محدوده‌های ذخایر اسکارن آهن و طلا همپوشانی نشان می‌دهند. به‌طور مشابه، محدوده اسکارن مس با محدوده اسکارن مولیبدن همپوشانی بسیاری دارد. نتایج بررسی‌ها نشان داد ترکیب شیمیایی گارنت‌های بررسی شده در نمودارهای یادشده، از نوع محلول جامد

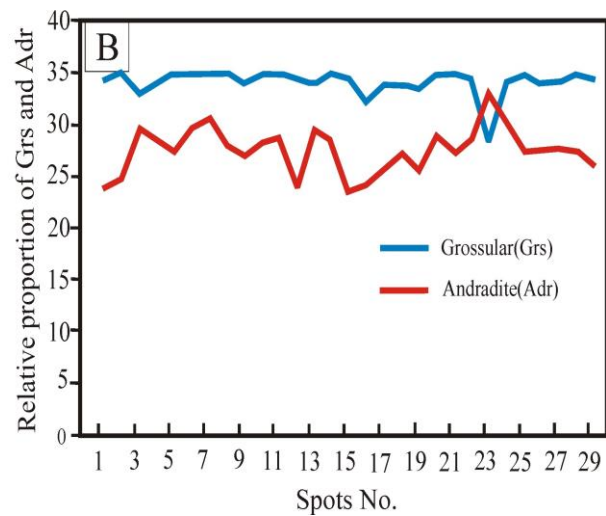
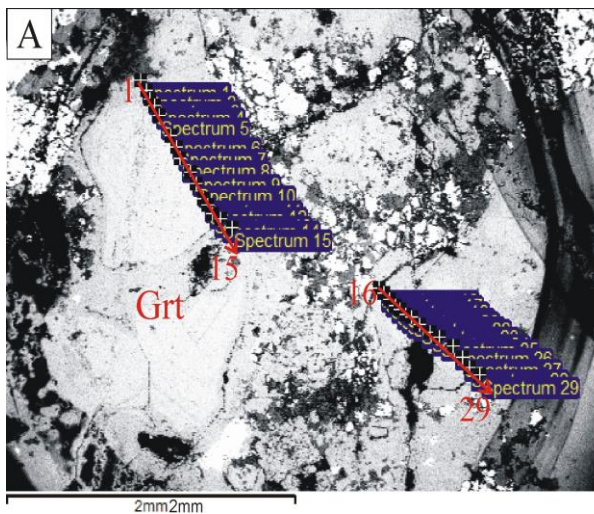
گروسولار شاخصی برای شرایط احیایی است (Einaudi *et al.*, 1981; Newberry, 1983; Zhang *et al.*, 2019). به باور Ciobanu و Cook (2004) و Jamtveit (1991)، افزایش نسبت‌های Adr/Grs از هسته به سوی حاشیه در گارنت‌های منطقه‌بندی نوسانی، شاخصی از افزایش شرایط اکسیدان است. به باور Meinert و همکاران (2005)، در یک محیط اسکارنی اکسیدشده، فراوانی گارنت نسبت به پیروکسن بیشتر است. برپایه آنچه گفته شد، وجود آندرادیت و فراوانی بیشتر گارنت نسبت به پیروکسن در اسکارن بررسی شده نشان‌دهنده شرایط اکسیدان است. این یافته با نتایج به‌دست‌آمده از بررسی شیمی کانی آمفیبول در کوارتز دیوریت پورفیری سازنده اسکارن تیغناپ نیز همخوانی دارد.

همان‌گونه که در بحث سنگ‌نگاری گفته شد، وجود منطقه‌بندی نوسانی یکی از ویژگی‌های گارنت‌های آنیزوتروپ در اسکارن تیغناپ است. تصویرهای BSE مربوط به موقعیت و شماره نقاط تجزیه‌شده از حاشیه به سوی مرکز (۱ تا ۱۵) و سپس از مرکز به سوی حاشیه (۱۶ تا ۲۹) روی کانی گارنت و بررسی تغییرات ترکیبی این کانی (سهام آندرادیت و گروسولار) در شکل ۱۲ نشان داده شده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۱۲-B دیده می‌شود، مقدار سازنده گروسولار در پروفیل ترکیبی رسم‌شده، روند کمابیش یکنواختی دارد؛ اما مقدار سازنده آندرادیت تغییرات اندکی را نشان می‌دهد. نتایج به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت‌ها نشان می‌دهند بلورهای گارنتی که زودتر پدید آمده‌اند سازنده گروسولار بیشتری دارند و با پیشرفت واکنش‌های دگرگونی و مصرف آلومینیم، ترکیب بلورهای گارنت در حاشیه‌ها از آندرادیت (Fe) غنی‌تر می‌شود.



شکل ۱۱- ترکیب گارنت‌های اسکارن تیغناپ در نمودار سه‌تایی Sps+Aml- Grs- And و مقایسه ترکیب شیمیایی آنها با کانه‌زایی اسکارن‌های معدنی جهان (Meinert, 1992)

ترکیب گارنت و پیروکسن در اسکارن‌ها اهمیت دارد؛ زیرا تغییرات ترکیبی آنها اطلاعات مهمی درباره محیط پیدایش و رده‌بندی انواع اسکارن به‌دست می‌دهد (Meinert, 1992). گارنت سرشار از آلومینیم نشان‌دهنده درون‌اسکارن است؛ اما گارنت سرشار از کلسیم مانند آندرادیت در پی جانشینی سنگ‌های میزبان سرشار از کلسیم پدید می‌آید و شاخص برون‌اسکارن است (Murakami, 2005; Tiringa *et al.*, 2020). گارنت آندرادیتی نشان‌دهنده محیط‌های اکسیدان و گارنت



شکل ۱۲- (A) تصویر BSE مربوط به موقعیت و شماره نقاط تجزیه‌شده؛ (B) بررسی تغییرات ترکیبی گارنت در یک نمونه از اسکارن تیغناپ

فشاربخشی اکسیژن و شیمی سیال (Jamtveit *et al.*, 1993).

تغییرات سازنده پایانی گروسولار در سیستم‌های دگرگونی، در اثر عوامل ثانویه مانند درز و شکاف و یا پدیده انتشار رخ می‌دهد؛ اما درباره آندرادیت، عامل بیرونی مؤثر است. حضور سازنده آندرادیت و تغییرات آن در گارنت‌های بررسی شده به ترتیب نشان‌دهنده بالابودن فوگاسیتته اکسیژن و تغییرات آن هنگام تبلور گارنت است. به گفته دیگر، رشد بلورها در سیستم باز انجام شده است.

پیروکسن: پیروکسن از کانی‌های سازنده اسکارن تیغناپ است که در مرحله پیشرونده اسکارن‌زایی پدید آمده است. هیچ نشانه‌ای از تغییرات ترکیبی و منطقه‌بندی در بلورهای پیروکسن دیده نشده است. شماری از داده‌های به‌دست آمده از تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن با ریزکاو الکترونی در جدول ۴ آورده شده است. برپایه این داده‌ها، کلینوپیروکسن‌های بررسی شده نسبت $Mg/(Mg+Fe)$ بالا (۰/۹۴۲ - ۰/۷۰۳) و ترکیب دیوپسیدی ($FS_{2.90-14.80}-WO_{48.90-50.70}$)

منطقه‌بندی شیمیایی و شواهد بافتی که در بلورهای گارنت هنگام رویداد فرایندهای دگرگونی ثبت می‌شود، اطلاعات ارزشمندی درباره تفسیر سرگذشت زمین‌ساختی- دگرگونی مناطق دگرگونی و تأثیر فرایندهای رشد و سیال‌ها هنگام دگرگونی به‌دست می‌دهد. سازوکار پیدایش منطقه‌بندی نوسانی در گارنت‌های گرمایی، تا کنون به‌عنوان بحث باقی مانده است. برخی بررسی‌ها منطقه‌بندی نوسانی را پیامد تغییرات در شرایط فیزیکی شیمیایی می‌دانند؛ اما برخی دیگر سازوکار مخصوص به خود را حمایت می‌کنند (Pollok *et al.*, 2001). افزون بر این، ارتباط میان زمین‌شیمی گارنت و ذخایر اسکارن گوناگون هنوز به‌خوبی روشن نشده است. منطقه‌بندی نوسانی در گارنت‌های گرمایی رایج است (Shore and Fowler, 1996) و به دلایل زیر پدیدار می‌شود:

۱- فرایندهای رشد درونی بلور که با فاکتورهای جنبشی مانند سرعت رشد بلور و میزان انتشار عنصرهای کلیدی در سیال، بدون هرگونه تأثیر بیرونی کنترل می‌شود (Wang and Merino, 1992)؛

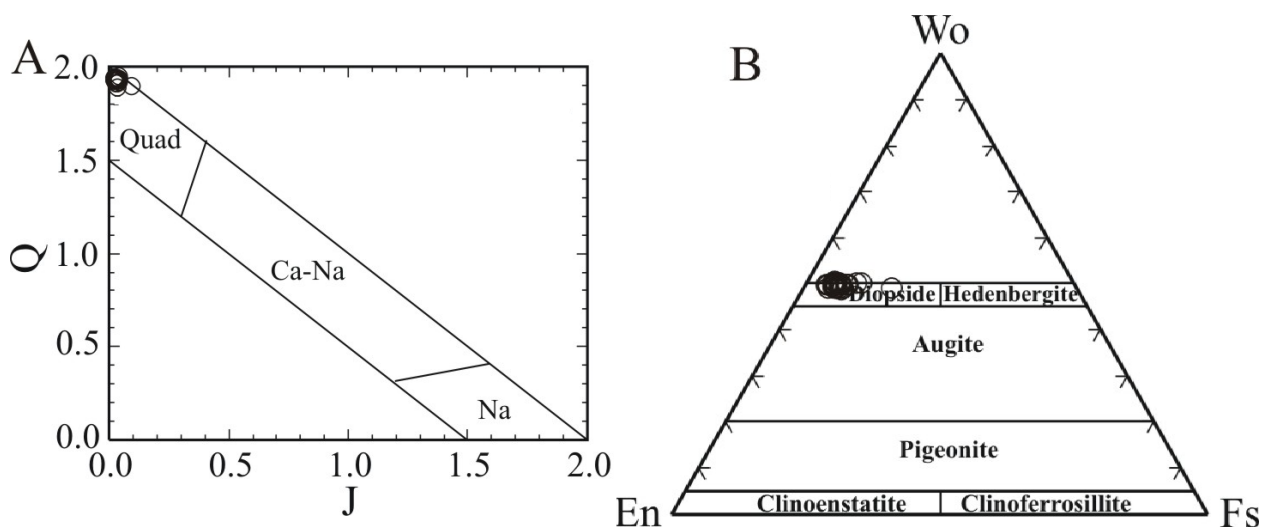
۲- تغییرات دوره‌ای عوامل بیرونی مانند فشار- دما،

(Nakano *et al.*, 1991). نسبت Mn/Fe در پیروکسن برپایه نوع فلز متمرکز شده در اسکارن تغییر می‌کند به گونه‌ای که در کانسارهای آهن-مس اسکارنی این نسبت کمتر از ۰/۱، در کانسارهای سرب و روی اسکارنی بیشتر از ۰/۲ و در کانسارهای تنگستن نزدیک به ۰/۱۵ است (Nakano *et al.*, 1991). این نسبت در بلورهای کلینوپيروکسن اسکارن تیغناپ ناچیز است (۰/۱ تا ۰/۰۷) و با کانسارهای اسکارن آهن-مس همخوانی دارد.

دارند. در نمودار Q-J (شکل ۱۳- A)، پیروکسن‌های بررسی شده در گستره پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن دار (Quad) و در نمودار سه‌تایی انستاتیت-ولاستونیت-فروسیلیت، در محدوده دیوپسید جای می‌گیرند (شکل ۱۳- B). حضور پیروکسن سرشار از دیوپسید در کانی‌زایی آهن تیغناپ نشان‌دهنده محیط اسکارن اکسید شده است (Demir *et al.*, 2017). برپایه ویژگی‌های شیمیایی پیروکسن می‌توان به نوع کانی‌سازی اسکارن پی برد

جدول ۴- گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپيروکسن و محاسبه سازنده‌های پایانی آن برپایه ۶ اکسیژن

Sample No.	NT6- 1	NT6- 3	NT6- 5	NT6- 6	NT6- 7	NT6- 8	NT6- 9	NT6- 12	NT6- 26	NT6- 27
SiO ₂	52.90	54.71	53.92	53.74	54.36	54.74	54.46	53.95	53.90	53.35
TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.04	0.03	0.06	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	0.66	0.12	0.18	0.21	0.36	0.29	0.22	0.33	0.63	0.23
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00
FeO	10.22	2.66	4.57	4.13	3.12	3.13	4.19	3.58	3.23	3.76
MnO	0.19	0.24	0.28	0.23	0.14	0.14	0.18	0.06	0.11	0.19
MgO	11.99	16.84	15.35	15.68	16.32	16.19	15.90	16.38	16.35	16.54
CaO	23.81	24.90	24.93	25.20	25.39	25.71	24.72	25.37	24.87	25.11
Na ₂ O	0.46	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.06	0.09	0.06	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02
Total	100.22	99.51	99.24	99.20	99.80	100.26	99.82	99.82	99.17	99.24
Si	1.984	2.006	2.001	1.990	1.992	1.998	2.003	1.976	1.985	1.966
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001
Al	0.029	0.005	0.008	0.009	0.015	0.012	0.009	0.014	0.027	0.010
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.037	0.012	0.010	0.011	0.002	0.010	0.013	0.037	0.005	0.060
Fe ²⁺	0.284	0.100	0.152	0.117	0.094	0.106	0.142	0.072	0.094	0.056
Mn	0.006	0.007	0.009	0.007	0.004	0.004	0.006	0.002	0.003	0.006
Mg	0.670	0.921	0.849	0.866	0.891	0.881	0.872	0.894	0.898	0.908
Ca	0.957	0.978	0.991	1.000	0.997	1.006	0.974	0.996	0.982	0.991
Na	0.034	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.004	0.007	0.004	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Total	4.000	4.030	4.020	4.000	4.000	4.019	4.025	4.000	4.000	4.000
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.703	0.902	0.848	0.881	0.905	0.893	0.860	0.925	0.905	0.942
Enstatite	0.351	0.461	0.426	0.437	0.450	0.442	0.438	0.456	0.455	0.465
Ferrosilite	0.148	0.050	0.076	0.059	0.047	0.053	0.072	0.037	0.048	0.029
Wollastonite	0.501	0.489	0.497	0.504	0.503	0.505	0.490	0.507	0.497	0.507



شکل ۱۳- ترکیب پیروکسن‌های اسکارن تیغنا ب در: A) نمودار Q-J (Q=Ca+Mg+Fe²⁺; J=2Na)؛ B) نمودار سه‌تایی انستاتیت-ولاستونیت-فروسیلیت (Morimoto *et al.*, 1988)

در بخش سنگ‌نگاری برون‌اسکارن گفته شد، مگنتیت مهم‌ترین کانه پدیدآمده در اسکارن تیغنا ب است که همراه با پیریت و هماتیت دیده می‌شود.

مگنتیت: نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی مگنتیت‌های بررسی شده در جدول ۵ آورده شده‌اند. مقدار FeO در ترکیب این کانی برابر با ۸۸/۵۷ تا ۹۳/۰۷ درصدوزنی است. همان‌گونه که

جدول ۵- نتایج تجزیه ریزپردازی کانی مگنتیت در اسکارن تیغنا ب

Point No.	NT6- 10	NT6- 11	NT6- 17	NT6- 19	NT6- 21	NT6- 23	NT6- 24
SiO ₂	0.52	0.17	0.05	0.60	0.41	1.53	0.24
TiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.02	0.04	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	0.15	0.10	0.08	0.10	0.06	0.11	0.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	91.54	93.07	92.56	91.50	90.15	90.16	91.16
MnO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.04	0.00	0.21	0.09	0.22	0.05
CaO	0.08	0.01	0.00	0.14	0.04	0.29	0.04
Na ₂ O	0.05	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	92.42	93.39	92.81	92.57	90.78	92.38	91.62

جدول ۵- ادامه

Point No.	NT5- 21	NT5- 22	NT5- 23	NT5- 24	NT5- 26	NT5- 27
SiO ₂	1.70	0.82	0.38	1.30	2.06	2.46
TiO ₂	0.02	0.08	0.07	0.07	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	0.10	0.13	0.08	0.19	0.16	0.16
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	88.70	90.39	90.85	89.93	88.57	88.85
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
MgO	0.01	0.15	0.01	0.19	0.33	0.03
CaO	0.04	0.17	0.21	0.35	0.23	0.10
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.06	0.01	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	90.57	91.73	91.59	92.09	91.42	91.68

شرایط فیزیکوشیمیایی پیدایش اسکارن

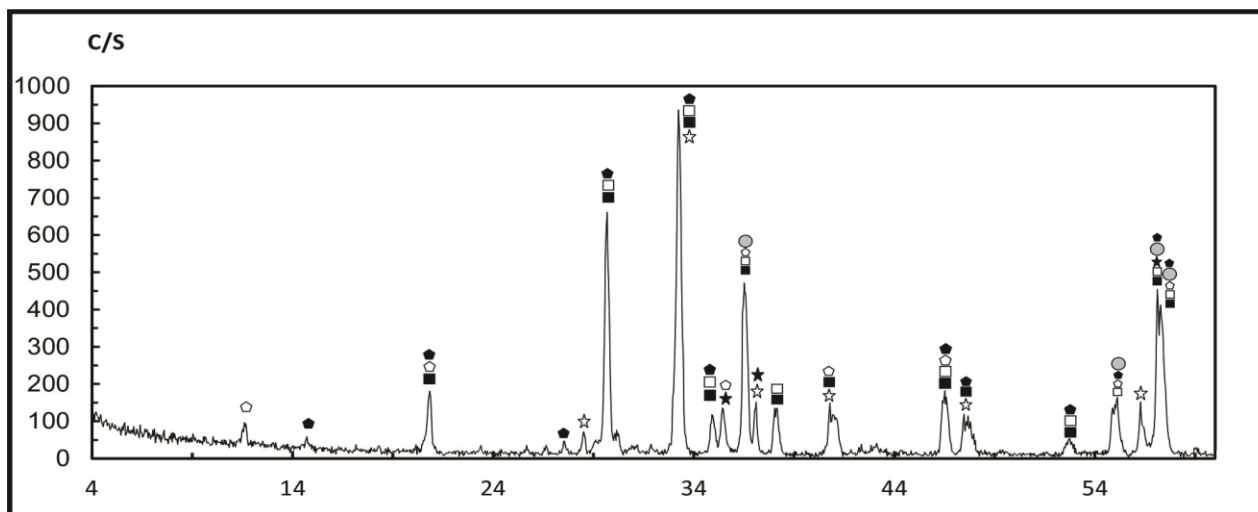
فرایند اسکارن‌زایی در منطقه بررسی شده، پس از رخداد دگرگونی همبری با هجوم سیال‌های داغ جدا شده از توده‌های نیمه‌ژرف درون سنگ‌های میزبان آغاز شده است. این سیال‌ها دارای Fe، Si و Mg در شرایط اکسیدان هستند و سبب واکنش‌های کربن‌زدایی و توسعه کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب غنی از آهن (مانند: گارنت و پیروکسن) می‌شوند (Mokhtari *et al.*, 2019). داده‌های گوناگون نشان داده‌اند XCO_2 در سیال‌های گرمایی گرفتار در برخی اسکارن‌های کلسیک وابسته به توده‌های پورفیری (به‌عنوان سیستم باز) کم (۰/۱) است (Einaudi, 1982). افزون‌بر این، به باور Einaudi و همکاران (۱۹۸۱)، در بسیاری از اسکارن‌ها، XCO_2 از مقادیر اولیه ۰/۲ تا مقادیر تأخیری ۰/۵ متغیر است. در صورت وجود ولاستونیت، این مقادیر کمی بیشتر می‌شود. آندرادیت در شرایط کمابیش کم پایدار است و با افزایش XCO_2 به پیروکسن، کلسیت و مگنتیت تجزیه می‌شود (Uchida, 1983). بر این پایه، مقدار XCO_2 برای اسکارن تیغناپ کمتر از ۰/۲ برآورد می‌شود. آندرادیت محدوده پایداری گسترده‌ای از دمای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و $\log fO_2$ از ۱۵- تا ۲۵- دارد (Einaudi, 1982; Taghipour *et al.*, 2015). این کانی در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد با مجموعه ولاستونیت + مگنتیت و در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد (بسته به fO_2) در حضور کوارتز، با مجموعه هدنبریت + ولاستونیت جایگزین می‌شود (Perkins *et al.*, 1986). نبود ولاستونیت در اسکارن تیغناپ نشان می‌دهد گارنت و کلینوپيروکسن در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد در فشار سیال ۵۰۰ bar و ۰/۱ = XCO_2 با محلول‌های متاسوماتیزه‌کننده متبلور شده‌اند. جانیشینی گارنت‌های بررسی شده با مگنتیت و کلسیت نشان‌دهنده دمای نزدیک به ۴۰۰ تا ۴۵۰

درجه سانتیگراد برای این رخداد است (Perkins *et al.*, 1986). وجود مرز بلوری مشخص میان گارنت‌ها و پیروکسن و نبود جانیشینی میان آنها نیز چه‌بسا نشان‌دهنده پیدایش آنها در بازه دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فوگاسیته اکسیژن بیشتر از 10^{-26} است. به باور Chavideh و همکاران (۲۰۱۸)، پیدایش آندرادیت در اسکارن‌ها همزمان با دوره‌های جوشش سیال گرمایی بوده است. این جوشش سبب اکسیداسیون سیال بجامانده، افزایش نسبت Fe^{3+}/Al ، افزایش fO_2 و در نهایت، تمرکز بالای سازنده آندرادیت در محلول جامد گارنت‌ها می‌شود.

به باور Einaudi و همکاران (۱۹۸۱)، اندازه بلورهای گارنت به میزان جریان سیال و شرایط تعادل میان جریان سیال و سنگ میزبان بستگی دارد. میزان بالای جریان سیال سبب فوق‌اشباع شدن از عناصری مانند Fe، Mg، Al و Ca می‌شود. در محیط‌هایی که سیال گرمایی ماگمایی در فاصله دور نسبت به توده آذرین جایگیر شود، حرکت سیال کمابیش محدود است و درجه فوق‌اشباع‌شدگی نیز محدود است. در این شرایط، رشد بلورها آهسته است و بلورهای ریزی پدید می‌آیند. حضور بلورهای درشت گارنت در اسکارن تیغناپ می‌تواند به نزدیکی هاله اسکارنی به توده نیمه‌ژرف و میزان بالای جریان سیال نسبت داده شود. در دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتیگراد، سیال‌های با فوگاسیته گوگرد نسبتاً بالا با توده آذرین سازنده اسکارن در تعادل بوده‌اند؛ اما با آندرادیت در تعادل نیستند. در این صورت، با کاهش دما و افزایش fO_2 ، گارنت به اجتماعات اپیدوت، کوارتز، کربنات، مگنتیت و پیریت تبدیل می‌شود. توسعه مجموعه‌های دگرسانی گرمایی کم دما مانند کلریت، هماتیت و کلسیت نشان می‌دهد سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده تأخیری شرایط اکسیدان بالاتری داشته‌اند. در دماهای نسبتاً کم (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد)، آب‌های جوی درون سیستم اسکارن

است)، نشان‌دهنده نقش سیال‌های تاخیری اکسیدان‌تر است که با سیستم اسکارن برهم‌کنش کرده است. وجود ژئوپس و هماتیت در فازهای تاخیری دگرسانی چه‌بسا پیامد ورود محلی حجم‌هایی از سیال جوی درون سیستم در دمای کمتر از ۱۵۰ درجه سانتیگراد باشد (McConnell *et al.*, 1987; Hawkins *et al.*, 2017). از این رو، پیدایش کانی‌های سولفات‌ها تنها در مراحل بسیار تاخیری (احتمالاً مرتبط با اکسیداسیون پیریت در هنگام دگرسانی) انجام می‌شود (Rye and Ohmoto, 1974; Hawkins *et al.*, 2017). هماتیتی شدن مرحله تاخیری در زمان مشابه پیدایش رگه-رگچه‌های ژئوپس نشان می‌دهد سیستم پیدایش اسکارن به‌سوی سیستم باز انتقال یافته است و سیال‌های جوی با خاستگاه گرمایی کم دما (کمتر از ۱۵۰ درجه سانتیگراد) به محیط دگرسانی وارد شده است (Hawkins *et al.*, 2017).

وارد شده و pH را کاهش و فعالیت سولفات‌ها را افزایش می‌دهند (Einaudi and Burt, 1982). همانگونه که در بخش سنگ‌نگاری برون‌اسکارن گفته شد، ژئوپس یکی از کانی‌های دگرسانی مرحله تاخیری در اسکارن تیغناپ است که بلورهای ریز تا نسبتاً درشت آن به‌صورت رگه و رگچه، کانی‌سازی‌های پیشین (مانند: گارنت و مگنتیت) را قطع کرده‌اند. برای اطمینان بیشتر درباره حضور ژئوپس در اسکارن تیغناپ، پس از بررسی دقیق نمونه‌های دستی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، یک نمونه اسکارن (نمونه NT6) انتخاب و به روش پراش پرتوی ایکس تجزیه کانی‌شناسی شد. همان‌گونه که در شکل ۱۴ دیده می‌شود، کانی‌های سازنده نمونه شامل آندرادیت-گروسولار، کوارتز، مگنتیت، پیریت و ژئوپس هستند که این نکته با نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری همخوانی دارد. حضور ژئوپس در کنار کلسیت و هماتیت (که کانی‌سازی‌های پیشین را قطع کرده



شکل ۱۴- نتیجه به‌دست‌آمده از پراش پرتوی ایکس یک نمونه از اسکارن تیغناپ
 Andradite ■ Grossular □ Magnetite ★ Pyrite ☆ Gypsum ◊ Bassanite ◆ Quartz ○

کانی‌زایی آهن را در پی داشته است. محتوای TiO_2 و Na_2O کم در آمفیبول‌های بررسی‌شده و همچنین، بالابودن نسبی گریزندگی اکسیژن برای سنگ‌های نیمه‌ژرف تیغناپ (نزدیک به

برداشت

نفوذ توده‌های نیمه‌ژرف با ترکیب کوارتزیدوریتی، درون واحدهای رسوبی پالئوسن-اوسن در منطقه تیغناپ پیدایش اسکارن و

پیشرفت واکنش‌های دگرگونی، ترکیب بلورهای گارنت از آندرادیت غنی‌تر شده است. حضور گارنت نوع آندرادیت نشان می‌دهد مقدار X_{CO_2} برای اسکارن تیغناپ از ۰/۲ کمتر بوده است. وجود مرز بلوری مشخص میان گارنت‌ها و پیروکسن و نبود جانشینی میان آنها نشان‌دهنده پیدایش آنها در بازه دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فوگاسیته اکسیژن بیشتر از 10^{-26} است. جانشینی گارنت‌های بررسی شده با مگنتیت و کلسیت نشان‌دهنده دمای نزدیک به ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد برای این رخداد است. حضور ژپس در کنار کلسیت و هماتیت نشان‌دهنده نقش سیال‌های تأخیری اکسیدان‌تر است که با سیستم اسکارن برهم‌کنش کرده‌اند. بررسی کانی‌شناسی به روش پراش پرتوی ایکس در یک نمونه اسکارن، حضور کانی‌های آندرادیت-گروسولار، کوارتز، مگنتیت، پیریت و ژپس را تأیید کرد که با نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری همخوانی دارد.

(۱۳/۵۰ bars) شاهدهی بر پیدایش آنها در محیط فرورانش است.

بر پایه بررسی‌های صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، اسکارن تیغناپ به دو گروه درون‌اسکارن و بیرون‌اسکارن رده‌بندی شد. بیرون‌اسکارن شامل اپیدوت‌اسکارن، گارنت‌اسکارن کلریتی و اپیدوتی‌شده و گارنت‌اسکارن پیروکسن‌دار کلریتی و اپیدوتی‌شده است. حضور درشت‌بلورهای گارنت در اسکارن تیغناپ به نزدیکی هاله اسکارنی به توده نیمه‌ژرف و میزان بالای جریان سیال نسبت داده می‌شود. محتوای کم TiO_2 در گارنت‌های بررسی شده، نشان‌دهنده فعالیت بالای SiO_2 هنگام پیدایش آنها و از ویژگی‌های گارنت‌های موجود در اسکارن‌ها در مقایسه با گارنت‌های آذرین است. از ویژگی‌های گارنت‌ها در اسکارن تیغناپ، وجود منطقه‌بندی نوسانی است. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت‌ها نشان داد بلورهای گارنتی که زودتر پدید آمده‌اند سازنده گروسولار بیشتری دارند و با

منابع

- Ardila, A. M. M., Clausena, B. L., Memeti, V. and Paterson, S. R. (2019) Source contamination, crustal assimilation, and magmatic recycling during three flare-up events in the Cretaceous Peruvian Coastal Batholith: An example from the Ica- Pisco plutons. *Journal of South American Earth Sciences* 95: 102300.
- Beane, R. E. (1983) The magmatic- meteoric transition. Geothermal Resources Council, Davis, California. Reports 13: 245- 253
- Blundy, J. D. and Holland. T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole- plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208- 224.
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z. (2013) New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos* 170-171: 17- 34.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. and Solidum, R. U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 33-5.
- Chavideh, M., Tabatabaei Manesh, S. M. and Mackizadeh, M. A. (2018) Petrology of skarns in the north and the southwest of Qazan (South Qamsar) with emphasis on the mineral chemistry of garnet and pyroxene. *Petrology* 33: 111-132 (in Persian).

- Cheng, H., Vervoort, J. D., Dragovic, B., Wilford, D. and Zhang, L. M. (2018) Coupled Lu- Hf and Sm- Nd geochronology on a single eclogitic garnet from the Huwan shear zone, China. *Chemical Geology* 476: 208–222.
- Ciobanu, C. L. and Cook, N. J. (2004) Skarn texture and a case study: the Ocna de Fier- Dognecea orefield, Banat, Romania. *Ore Geology Review* 24: 315–370.
- Coltorti, M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplatelithospheric mantle. *Lithos* 99: 68- 84.
- Dai, J., Wang, C., Hebert, R., Li, Y., Zhong, H., Guillaume, R., Bezard, B. and Wei, Y. (2011) Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo suture zone: remnants of the Paleo-tethys? *Gondwana Reserch* 19: 232–243.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, New York.
- Demir, Y., Uysal, I., Kandemir, R. and Jauss, A. (2017) Geochemistry, fluid inclusion and stable isotope constraints (C and O) of the Sivrikaya Fe- skarn mineralization (Rize, NE Turkey). *Ore Geology Reviews* 91: 153–172.
- Dingwell, D. B. and Brearley, M. (1985) Mineral chemistry of igneous melanite garnets from analcrite-bearing volcanic rocks, Alberta, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90: 29–35.
- Dong, Y., Xiao, L., Zhou, H., Du, J., Zhang, N., Xiang, H., Wang, C., Zhao, Z. and Huang, H. (2010) Volcanism of the nanpu sag in the Bohai Bay Basin, Eastern China: geochemistry, petrogenesis, and implications for tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 173–191.
- Einaudi, M. T. (1982) Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons. In: *Advances in geology of porphyry copper deposits, Southwestern North America* (Ed. Titley, S. R.) University of Arizona Press, Tucson.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M. (1982) Introduction- terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745–754.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn deposits. *Economic Geology* 75: 317–391.
- Ewart, A. (1979) A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: *Developments in Petrology; Trondhjemites, dacites, and related rocks* (Ed. Barker, F.) 13- 121. Elsevier, Amsterdam.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and De La Villeon, H. (1981) Geological map of Mahirud, Scale 1:100000. Sheet 8154, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and De La Villeon, H. (1990) Explanatory text of the Gazik quadrangle map 1:250000. No. L8, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Hawkins, T., Smith, M. P., Herrington, R. J., Maslennikov, V., Boyce, A. J., Jeffries, T. and Creaser, R. A. (2017) The geology and genesis of the iron skarns of the Turgai belt, northwestern Kazakhstan. *Ore Geology Reviews* 85: 216–246.
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M. and Ali, S. M. (2004) Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc- alkaline granitoids, eastern desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 38: 255- 268.
- 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: 433–447.
- Huaimin, X., Shuwen, D. and Ping, J. (2006) Mineral chemistry, geochemistry and U- Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen. *Science in China: Series D Earth Sciences* 49(7): 684- 695.
- Jamtveit, B. (1991) Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular- andradite garnet: nonlinear

- dynamics in regions of immiscibility. *American Mineralogist* 76: 1319–1327.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G. (1993) Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. *Geology* 21: 113–116.
- Jiang, C. Y. and An, S. Y. (1984) On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology* 3: 1–9.
- Kheirkhah, M., Neill, I. and Allen, M. B. (2015) Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 106: 19–33.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of The subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* 82: 219–246.
- McConnell, J. D. C., Astill, D. M. and Hall, P. L. (1987) The pressure dependence of the dehydration of gypsum to bassanite. *Mineralogical Magazine* 51: 453–457.
- Meinert, L. D. (1992) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19: 145–162.
- Meinert, L. D. (1997) Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology* 6(2):185–208.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M. and Nicolescu, S. (2005) World skarn deposits. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 100th Anniversary Volume*: 299–336, Colorado.
- Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H. and Gholizadeh, K. (2019) Mineral chemistry and formation conditions of calc- silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 12: 658.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogical Magazine* 52: 535–550.
- Murakami, H. (2005) How to Study Skarn Type Deposits. A short time expert seminar in MTA, Ankara, Turkey.
- Nakano, T., Yoshino, T., Shimazaki, H. and Shimizu, M. (1991) Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits. *Economic Geology* 89: 1567–1580.
- Nakhaei, M. and Mohammadi, S. S. (in press) Petrography, geochemistry and tectonic setting of adakitic bodies in Tighanab area and their relationship with iron skarn mineralization (southeast of Sarbisheh-east of Iran). *Journal of Economic geology* (in Persian).
- Newberry, R. J. (1983) The formation of subcalcic garnet in scheelite- bearing skarns. *The Canadian Mineralogist* 21: 529–544.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, H. Ch., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2013) Eocene–Oligocene post- collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180–181: 234–251.
- Perkins, E. H., Brown, T. H. and Berman, R. G. (1986) PTX- SYSTEM: three programs for calculation of pressure– temperature– composition phase diagrams. *Computers and Geoscience* 12(6): 749–755.
- Pollok, K., Jamtveit, B. and Putnis, A. (2001) Analytical transmission electron microscopy of oscillatory zoned grandite garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 358–366.
- Rasouli, R. (2015) Geochemistry, mineralogy and genesis of Tighe noab Fe-Cu deposit. M. Sc. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Richard. L. R. (1995) Minpet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2. 02. Minpet Geological software, Quebec, Canada.

- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerin, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160: 45–66.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2014) Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry* 4. In: Reference module in earth systems and environmental sciences (Ed. Elias, S. A.) 2nd edition, 1- 51. Elsevier, Amsterdam.
- Rye, R. O. and Ohmoto, H. (1974) Sulphur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Economic Geology* 68: 826–842.
- Sayari, M. (2016) APG2: A new version of APG, an application for amphibole-plagioclase geothermobarometry. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 27(2): 161–167.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304–310.
- Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E. and Shipman, J. S. (2011) Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162(1): 83–99.
- Shore, M. and Fowler, A. D. (1996) Oscillatory zoning in minerals: A common phenomenon. *Canadian Mineralogist* 34: 1111–1126.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special publication 42(1): 313–345. Geological Society, London.
- Taghipour, S., Kananian, A., Mackizadeh, M. A. and Karimzadeh Somarin, A. (2015) Skarn mineral assemblages in the Esfordi iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Central Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8: 2967–2981.
- Tian, Z. D., Lenga, C. B., Zhanga, X. C., Zafara, T., Zhangd, L. J., Hongd, W. and Laie, C. K. (2019) Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews* 112: 1–22.
- Tiringa, D., Atesci, B., Celik, Y., Demirkiran, G., Donmez, C., Turkel, A. and Unlu, T. (2020) Geology and formation of Nevruztepe Fe-Cu skarn mineralization (Kayseri-Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 161: 1–30.
- Tirrul, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94(1): 134–150.
- Uchida, E. (1983) Grunerite from the Shinyama ore deposit, Kamaishi mine, Japan. *The Canadian Mineralogist* 21: 517–528.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y. Jr. and Speer, J. A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76: 176–188.
- Wang, Y. F. and Merino, E. (1992) Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite: Double layer, inhibition, and self-organization. *Geochimica Cosmochimica Acta* 56: 587–596.
- Whitney, D. and Evans, B. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185–187.
- Wones, D. R. (1989) Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74: 744–749.
- Xiao, X., Zhou, T. F., White, N. C., Zhang, L. J., Fan, Y., Wang, F. Y. and Chen, X. F. (2018) The formation and trace elements of garnet in the skarn zone from the Xinqiao Cu-S-Fe-Au deposit, Tongling ore district, Anhui Province, Eastern China. *Lithos* 302–303: 467–479.

- Xie, Y. W. and Zhang, Y. Q. (1990) Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region. *Acta Mineralogica Sinica* 10(1): 35- 45 (in Chinese).
- Yari, F. (2014) Petrography and geochemistry of subvolcanic rocks related to skarn in north Kalate Shab area (north of Doroh, east of southern Khorasan province). M. Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran (in Persian).
- Yousefzadeh, M. H., Pourmoafi, S. M., Sabzehei, M., VosooghiAbedini, M. and Emami, M. H. (2009) Petrography and geochemistry of Tertiary volcanic rocks in the north and west of Birjand and identification of their enclaves. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 17(2): 213-230 (in Persian).
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y. (2012) Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 154: 392- 405.
- Zhang, H., Wang, D., Liu, J. and Yang, J. (2019) Geology, geochronology, and fluid evolution of the Pingshun skarn iron deposit, southern Taihang Mountains. *Arabian Journal of Geosciences* 12 (497): 1-18.
- Zhang, Z. Y., Du, Y. S., Teng, C. Y., Zhang, J. and Pang, Z. S. (2014) Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China. *Journal of Asian Earth Sciences* 79: 792–809.