



## Research Article

### Petrography, mineral chemistry and thermobarometry of the Sinavand intrusive body and its enclaves (NE-Sonqor -Kermanshah)

Ashraf Torkian\*<sup>1</sup> , Leyla Shams<sup>1</sup>

1-Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Received: 17 Oct 2023 Accepted: 14 Jul 2024

## Extended Abstract

### Introduction

Enclaves provide valuable information for geologists, which includes the location of magmas, the nature of the host rock and the relative age of the masses, the dynamics of the magma chamber and cooling plutons, and various reactions inside the magma. The studied mass body (Sinavand Mountain) is located in the northeast of the Sonqor and in the Sanandaj-Sirjan zone with a relative age of Upper Eocene to Lower Oligocene. The purpose of this research is to investigate the field relationships and microscopic studies as well as the chemistry of amphibole crystals of the host rock and mafic microgranular enclaves (MMEs), for calculating of temperature and pressure of both the enclave and the host. The studied area consists of granodiorite-granite and diorite. The diorite rocks are exposed in the form of small and large enclaves with sharp edges and variable sizes. These enclaves are mostly angular, oval and shapeless with the contact margin often curved.

### Materials and Methods

This research is based on studies of geological maps, field relationships, thin sections and geochemical data. Plagioclase and amphibole minerals have been analyzed in Iran Mineral Processing Research Center (Karaj) using EMP analysis, in the time 15-20 seconds and a current of 20 Na.

### Results and Discussion

#### Petrography

Host rocks: Granodiorite rocks are characterized by high abundance, medium grain and granular texture, and granites are medium to coarse grained and have granular texture. The host rock is composed of plagioclase (30-42%) with zoning and orthoclase (18-25%) and quartz (23-30%) and some secondary minerals of amphibole, titanite, biotite, apatite, zircon and metal oxides. Myrmikite, granophyric, poikilitic and perthitic textures are also observed. Enclaves: The composition of diorite enclave (up to quartz diorite) includes plagioclase (50-60%), amphibole (15-20%), potassium feldspar (less than 5%), quartz (3-15%) and secondary minerals apatite, sphene and Metal minerals.

**Citation:** Torkian, A. and Shams, L., 2024. Petrography, mineral chemistry and thermobarometry of the Sinavand intrusive body, *Res. Earth. Sci.* 15(3), (18-38) DOI: 10.48308/esrj.2022.102262

\* Corresponding author E-mail address: a-torkian@basu.ac.ir





The texture is microgranular and sometimes there is chemical zoning that indicates chemical imbalance in the environment of their formation.

### Chemistry of crystals

**Amphibole:** It is present in almost all compositions of host and enclave rocks, and 4 samples from each (8 samples in total) were selected and analyzed. According to the diagram of Si against Ca+Na+K, amphiboles in host rocks have igneous nature. Based on the charts of Lake et al., the amphiboles of the host rock are magnesio-hornblende and hastingsite, and in the enclaves, they are magnesio-hornblende and edenite. **Plagioclase:** The composition of plagioclase in granite is albite with a variation of anorthite content of 4 to 5% and albite granodiorite to oligoclase, but in diorite enclaves from oligoclase to labradorite and anorthite content is 20 to 55%. In both enclave and host, the composition of plagioclase is zoned and it will reflect the change caused by magmatic mixing/mixing. The dissolution reaction of more calcic plagioclase with a more sodic lava forms plagioclase that has less anorthite than the main types (i.e. core composition), but may be more calcic than its coexisting magmatic liquid. The significant textural and compositional imbalance between the calcic core and its sodic cover strongly indicates magmatic mixing and, of course, the durability and preservation of the signs requires rapid crystallization and incomplete mixing. The average pressure calculated for granite and granodiorite host rocks is 4.23 and 1.31 kbars, respectively, and the average pressure at the time of host mass replacement is 2.77 kbars. But the enclaves have a pressure of 2.46 kbars. Temperature has an effect on pressure calculation, and at high temperatures, the increase of tetrahedral aluminum in hornblende increases, and as a result, it increases the total aluminum and increases the pressure of mineral crystallization and magma replacement, which is true for enclaves.

### Conclusion

The macroscopic and microscopic characteristics of these enclaves, including grain size, morphology, presence of contact surface and different shapes of enclaves, the presence of elongated, shaped plagioclase crystals, needle apatite crystals and finally microgranular and poikilitic textures, indicate that these enclaves are the result of rapid cooling and mingling/mixing of felsic and mafic magmas.

**Keywords:** Magma mingling, Enclave, Diorite, Granitoid, Zoning.



## پetroگرافی، مینرال شیمی و ترموبارومتري توده نفوذی سیناوند و انکلاوهای همراه (شمال شرق سنقر - کرمانشاه)

اشرف تorkیان\*<sup>۱</sup>، لیلا شمس<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۷/۲۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۳/۰۴/۲۴

### چکیده گسترده

#### مقدمه

انکلاوها، اطلاعات ارزشمندی در زمینه منشأ و نحوه جایگیری ماگماها، ماهیت سنگ میزبان و سن نسبی توده‌ها، دینامیک اتاق ماگمایی و پلوتون‌های در حال سرد شدن و انواع واکنش‌های داخل ماگما در اختیار زمین شناسان قرار می‌دهند. توده مورد مطالعه در شمال شرق سنقر و در پهنه سنندج - سیرجان با سن نسبی آئوسن بالایی تا اولیگوسن پایینی دارد. هدف از این پژوهش، بررسی روابط صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و نیز شیمی آمفیبول‌های سنگ میزبان و انکلاوها، در راستای محاسبه دما و فشار هر دو انکلاو و میزبان می‌باشد. منطقه مورد مطالعه از گرانودیوریت - گرانیت و دیوریت تشکیل شده است. سنگ‌های دیوریتی، به صورت انکلاو ریز و درشت با حاشیه‌های واضح و اندازه متغیر رخمون دارد. این انکلاوها عمدتاً زاویه‌دار بیضی و بی‌شکل با حاشیه تماس غالباً انحنادار می‌باشند.

#### مواد و روش‌ها

این پژوهش بر مبنای مطالعات نقشه‌های زمین شناسی، بازدید صحرایی، تهیه مقاطع نازک و مطالعات ژئوشیمیایی انجام گرفته است. کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران با استفاده از دستگاه تجزیه نقطه‌ای، در بازه زمانی تابش الکترونی ۱۵-۲۰ ثانیه و جریان 20 nA آنالیز شده‌اند.

#### نتایج و بحث

سنگ‌های میزبان: سنگ‌های گرانودیوریتی با فراوانی زیاد، دانه متوسط و بافت گرانولار هستند و گرانیت‌ها متوسط تا درشت دانه و دارای بافت گرانولار است. پلاژیوکلاز (۳۰-۴۲ درصد) با منطقه‌بندی و ارتوکلاز (۱۸-۲۵ درصد) و کوارتز (۳۰-۳۳ درصد) و مقداری کانی فرعی آمفیبول، اسفن، بیوتیت، آپاتیت، زیرکن و اکسیدهای فلزی سنگ‌های میزبان را تشکیل می‌دهند. بافت‌های میرمکیت، گرانوفیری، پوئی کیلیتیک و پرتیتی نیز مشهود است.

انکلاوها: ترکیب انکلاو دیوریتی (تا کوارتز دیوریتی) شامل پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، آمفیبول (۱۵ تا ۲۰ درصد)، پتاسیم فلدسپار (کمتر از ۵ درصد)، کوارتز (۳ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن و کانی‌های فلزی است. بافت میکروگرانولار شود. گاهی منطقه‌بندی شیمیایی که نشان‌دهنده عدم تعادل شیمیایی در محیط تشکیل آنهاست مشهود می‌باشد.

استناد: تorkیان، ا. و شمس، ل.، ۱۴۰۳. پetroگرافی، مینرال شیمی و ترموبارومتري توده نفوذی سیناوند و انکلاوهای همراه.

پژوهشهای دانش زمین: ۱۵(۳)، (۳۸-۱۸)، DOI: 10.48308/esrj.2022.102262

E-mail: a-torkian@basu.ac.ir

\* نویسنده مسئول:





### شیمی بلورها

آمفیبول: به طور تقریبی در تمامی ترکیبات سنگ‌های میزبان و انکلاو وجود دارد و از هر یک ۴ نمونه (مجموعاً ۸ نمونه) انتخاب و تجزیه شدند. مطابق نمودار Si در برابر Ca+Na+K، آمفیبول‌ها در سنگ‌های میزبان سرشت آذرین دارند. در میزبان و انکلاو دیوریتی آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و متعلق به گرانیتهای تیپ I می‌باشند بر پایه نمودارهای لیک و همکاران آمفیبول‌های سنگ میزبان از نوع منیزوهورنبلند و هاستینگزیت و در انکلاوها، از نوع منیزوهورنبلند و ادنیت هستند. پلاژیوکلاز: ترکیب پلاژیوکلازهای گرانیته، آلبیت با دامنه تغییرات محتوی آنورتیت ۴ تا ۵ درصد و گرانودیوریت آلبیت تا الیگوکلاز هستند اما در انکلاوهای دیوریتی الیگوکلاز تا لابرادوریت و محتوای آنورتیت ۲۰ تا ۵۵ درصد است. در هر دو انکلاو و میزبان ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده بازتاب‌دهنده تغییر ناشی از اختلاط/آمیختگی ماگمایی خواهد بود. واکنش انحلالی پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر با یک گدازه‌ی سدیک‌تر، پلاژیوکلازی را به وجود می‌آورد که نسبت به انواع اصلی (یعنی ترکیب هسته) از آنورتیت کمتری برخوردار است اما نسبت به مایع ماگمایی همزیست خود ممکن است کلسیک‌تر نیز باشد. عدم تعادل بافتی و ترکیبی قابل توجه بین هسته کلسیک و پوشش سدیک آن، به شدت بر اختلاط/آمیختگی ماگمایی دلالت دارد و البته ماندگاری و حفظ علائم، مستلزم تبلور سریع و اختلاط ناکامل است. میانگین فشار محاسبه شده برای سنگ‌های میزبان گرانیته و گرانودیوریتی به ترتیب ۴/۲۳ و ۱/۳۱ و میانگین در زمان جایگزینی توده میزبان ۲/۷۷ کیلو بار به دست آمده است. اما انکلاوها دارای فشار ۲/۴۶ کیلو بار هستند. دما از جمله مؤلفه‌هایی است که بر محاسبه فشار تأثیر دارد و در دماهای بالا، افزایش آلومینیوم تراهدری در هورنبلند افزایش می‌یابد و به تبع آن، باعث افزایش آلومینیوم کل و افزایش فشار حاکم بر تبلور کانی و جایگزینی ماگما می‌گردد که این مورد در خصوص انکلاوها صادق می‌باشد.

### نتیجه‌گیری

ویژگی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی این انکلاوها از جمله اندازه دانه، مورفولوژی، وجود سطح تماس و شکل‌های مختلف انکلاوها، حضور بلورهای کشیده، شکل دار پلاژیوکلاز، آپاتیت‌های سوزنی و در نهایت بافت‌های میکروگرانولار و پوئی کلیتیک، نشانگر آن است که این انکلاوها، حاصل انجماد سریع و محصول آمیختگی ماگمای فلسیک و مافیک در منطقه مورد مطالعه می‌باشند.

**واژگان کلیدی:** آمیختگی ماگمایی، انکلاو، دیوریت، گرانیته‌ی، منطقه‌بندی.

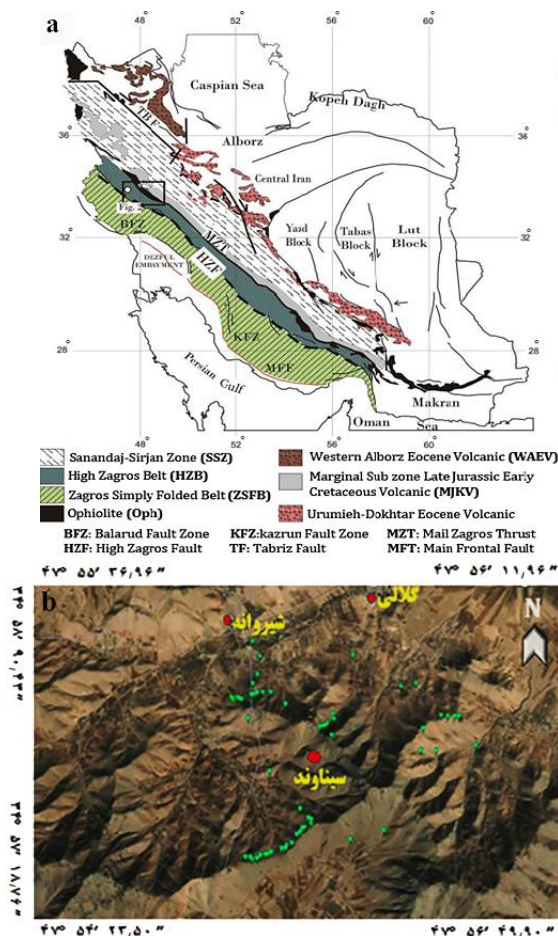
### مقدمه

ماهیت مافیک و ریز دانه بودن نسبت به سنگ میزبان خود، به راحتی قابل شناسایی هستند. دیدیه و باربارن (Didier and Barbarin, 1991) در مورد منشأ این نوع انکلاوها فرضیه‌های مختلفی ارائه شده است که شامل چهار مدل می‌باشد که بخش‌های آتی در این خصوص مطالبی ارائه خواهد شد. منطقه مورد پژوهش با عرض شمالی ۵۶°۳۱' - ۵۶°۳۴' - ۵۸°۰۹'۴۳" و طول شرقی ۲۳°۵۰' - ۲۳°۵۴' - ۴۷°۵۶'۱۱/۹۸"، در شمال غرب ایران و ۴۵ کیلومتری شمال شرق سنقر در استان کرمانشاه واقع شده است. به لحاظ نامگذاری از نام محلی کوه مرتفع سیناوند

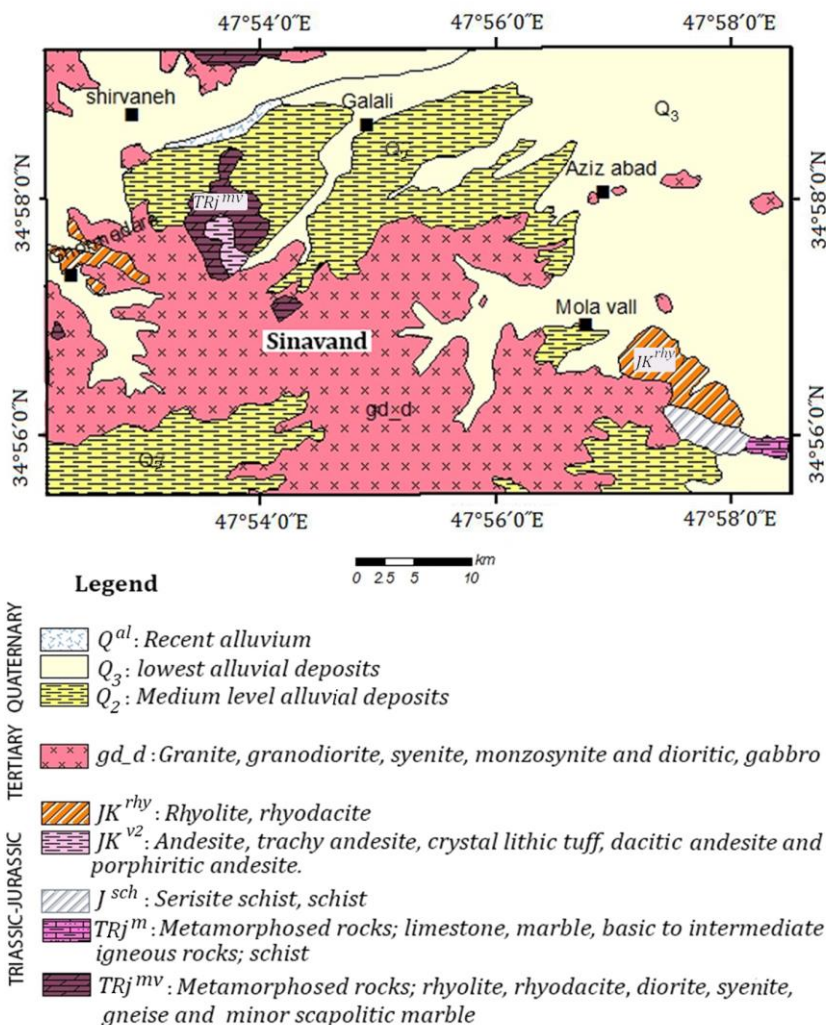
انکلاوها، اطلاعات ارزشمندی در زمینه پترولوژی سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی با رویکردهایی نظیر منشأ و نحوه جایگیری ماگماها، ماهیت سنگ میزبان و سن نسبی توده ها، دینامیک اتاق ماگمایی و پلوتون‌های در حال سرد شدن، فرآیندهای تبلور تفریقی و انواع آن در کنش داخل ماگما در اختیار زمین شناسان قرار می‌دهند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (Mafic Microgranular Enclave: MME)، گروه مهمی از انکلاوهای موجود در توده‌های گرانیته‌ی هستند که به دلیل اختصاصات ویژه‌ای چون

است (Dadfar, 2011). مطالعات (Mohammadi, 2016) و (Azim Bagirad, 2016)، در مورد ژئوشیمی و محیط تکتونیکی توده‌های شمال شرق سنقر حاکی از آن است که این توده‌ها از دو واحد مافیک (و البته تا حدی حدواسط) و واحد فلسیک غیر قابل تفکیک تشکیل شده و نامبردگان محیط تکتونیکی ماگماهای مورد مطالعه را وابسته به کمان آتشفشانی در حاشیه فعال مرتبط با فروانش بیان می‌کنند. هدف از این پژوهش، بررسی و یافتن ارتباط صحرایی و تعیین اختصاصات انکلاوها در نمونه دستی، مطالعه دقیق میکروسکوپی جهت تعیین انواع بافت‌های موجود در آنها، و نیز دستیابی به تجزیه آمفیبول‌های سنگ میزبان و انکلاوها، جهت بررسی و مقایسه شباهت‌ها و اختلافات این دو نسبت به یکدیگر است. محاسبه دما و فشار (ترموبارومتری) تعادل با استفاده از متغیرهای ترمودینامیکی یکی از اهداف مهم مطالعات سنگ‌های آذرین است به تخمین حرارت و فشار تشکیل سنگ منجر می‌گردد.

استفاده می‌گردد. براساس مطالعات (Eshraghi et al, 1996) از دیدگاه پهنه‌بندی زمین‌شناسی ساختاری، در پهنه سنندج - سیرجان با سن نسبی ائوسن بالایی تا اولیگوسن پایینی دارد. توده نفوذی کوه سیناوند، از ترکیب سنگ شناسی گرانیت و گرانودیوریت تشکیل یافته و دربردارنده حجم قابل توجهی از انکلاوهایی است که نسبت به میزبان خود، تیره‌تر و ریزدانه‌تر هستند. بررسی پیشینه مطالعات زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه (شمال شرق سنقر) حکایت از آن دارد که (Amidi, 1967)، نخستین بار در پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد خود، به معرفی سنگ‌شناسی گرانیت عزیزآباد و مشیرآباد (جنوب قروه - شمال شرق سنقر) پرداخته است. بلون و برود (Bellon and Broud, 1975) با روش سن‌سنجی پتاسیم - آرگون، سن توده‌های نفوذی منطقه را، ۴۰ - ۳۸ میلیون سال تعیین کردند. بررسی دورسنجی کانسارهای آهن شمال غرب همدان یعنی در حوالی محدوده این پژوهش نیز به انجام رسیده



شکل ۱: نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران که ساختارهای اصلی و پهنه‌های زمین‌ساختی نشان داده شده است (Berberian and King, 1981). b: تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و نقاط نمونه‌برداری شده.



شکل ۲: قسمتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه سنقر (اقتباس از اشراقی همکاران، ۱۳۷۵ با اندکی تغییر)

### مواد و روش‌ها

در این پژوهش تعداد ۳۸ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. پس از آماده سازی و مطالعات سنگ نگاری نمونه‌ها، آنالیز ژئوشیمیایی میکروپروپ الکترونی در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران (کرج)، بر روی زوج کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول صورت گرفته است. این آنالیز با استفاده از دستگاه تجزیه نقطه‌ای (EPMA)، مدل SX100 ساخت شرکت Camera فرانسه، در بازه زمانی تابش الکترونی ۱۵-۲۰ ثانیه و جریان 20 nA و کاتد مس انجام شد.

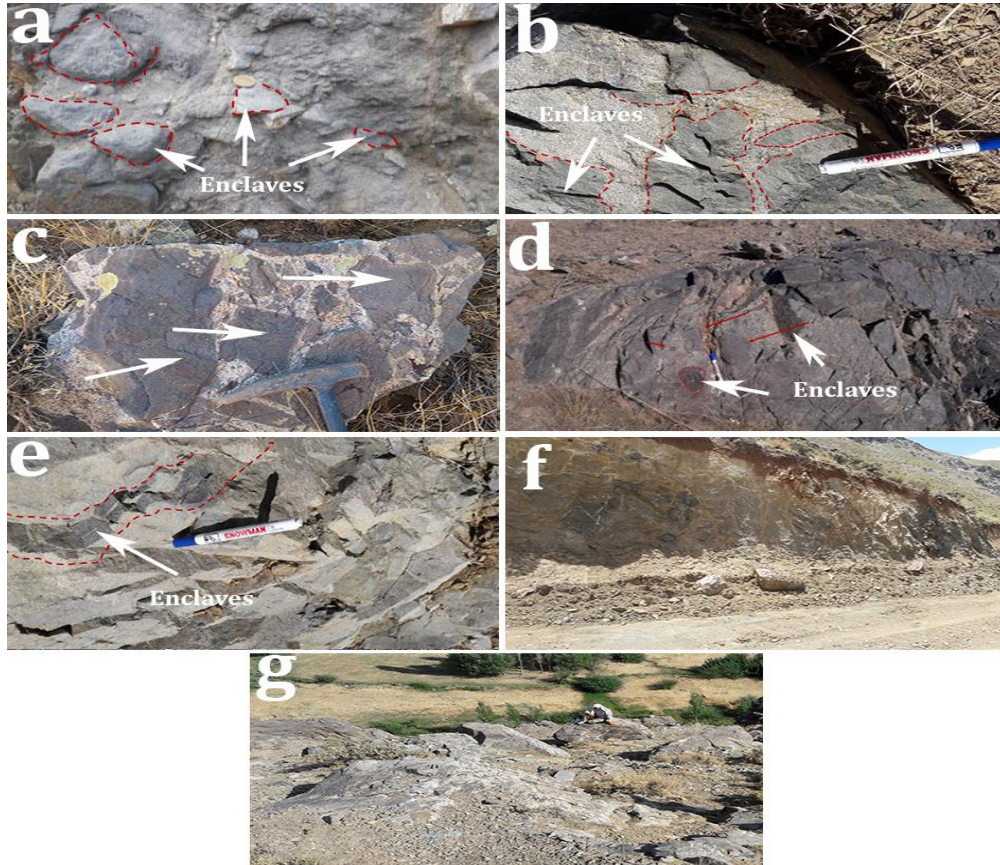
### زمین‌شناسی صحرائی

براساس بررسی‌های صورت گرفته، منطقه مورد مطالعه از سه لیتولوژی اصلی با بیشترین فراوانی و تقریباً غیر قابل تفکیک و در هم تنیده (در مقیاس نقشه ارائه شده) به

صورت گرانودیوریت - گرانیت و دیوریت تشکیل شده است. سنگ‌های دیوریتی، به صورت انکلاو ریز و درشت دارای حاشیه‌های واضح و شارپ و اندازه‌های متغیر از چندین سانتی‌متر تا چند متر رخمون دارد. ریزدانه بودن انکلاوها شرایط ویژه تبلور را نشان می‌دهد و به سرد شدن سریع آنها (انکلاوها) مربوط می‌شود. این انکلاوها عمدتاً زاویه‌دار و به اشکال نیمه بیضی (شکل ۳a)، نامنظم و بی‌شکل (شکل ۳b,c) نیز دیده می‌شوند. در نمونه‌های بررسی شده، حاشیه تماس انکلاوها با سنگ میزبان غالباً انحنادار، نامنظم و کنگره‌ای بوده و ممکن است چنین نمونه‌هایی متعلق به ناحیه‌ای باشند که فرآیند اختلاط/ آمیختگی ماگمایی محتمل، به‌طور فعال به وقوع پیوسته باشد. انکلاوهای میکروگرانولارمافیک موجود در منطقه قورمه‌دره، دارای آرایش خطی و مواج هستند و بیانگر تغییر شکل ناشی از

تماس موج و دنداندار وقتی تشکیل می‌شود که دو مذاب از لحاظ دما، ترکیب و رئولوژی دارای تفاوت‌های زیادی باشند (شکل ۳e).

جریان ماگما، حین جایگیری و در اثر اعمال نیروهای برشی است، که به صورت دنداندار و یا گل کلمی مشاهده می‌شوند (Didier and Barbarin, 1991). به‌طور کلی سطوح



شکل ۳: اشکال مختلف انکلاوهای میکروگرانولار مافیک؛ a: انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زاویه‌دار و نیمه بیضی، b: حاشیه دنداندار با اشکال نامنظم، c: انکلاوهای زاویه‌دار، d: شکل‌های گرد و نامنظم، e: شکل موج در آرایش اجتماع انکلاوها، f: نمایی از توده نفوذی میزبان و انکلاوهای درون آن، g: نمای کلی توده نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی میزبان.

ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی (زونینگ) است، که بیانگر انجماد چند مرحله‌ای است (Didier and Barbarin, 1991). فراوانی پلاژیوکلازها در سنگ میزبان گرایش آنها را از سمت و سوی سنگ‌های الکالی (قلیایی) دور می‌کند. گاهی دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها منجر به تشکیل کانی‌های ثانویه‌ای مانند اپیدوت و سریسیت در حاشیه‌ها شده است. در این سنگ‌ها ۱۸ تا ۲۵ درصد پتاسیم فلدسپار حضور دارد و این کانی‌ها یوهدرال تا سابهدرال و از نوع ارتوکلاز که گاهی پرتیتی شده است. بافت پرتیتی نشان‌دهنده تغییرات حالت جامد در زیر دمای منحنی سالووس می‌باشد. ارتوکلاز نیز، به دو شکل بلورهای نسبتاً درشت و بلورهای دانه‌ریز دیده می‌شود. کوارتز به صورت انهدرال تا سابهدرال متبلور شده ۲۳ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود.

## بحث و نتایج

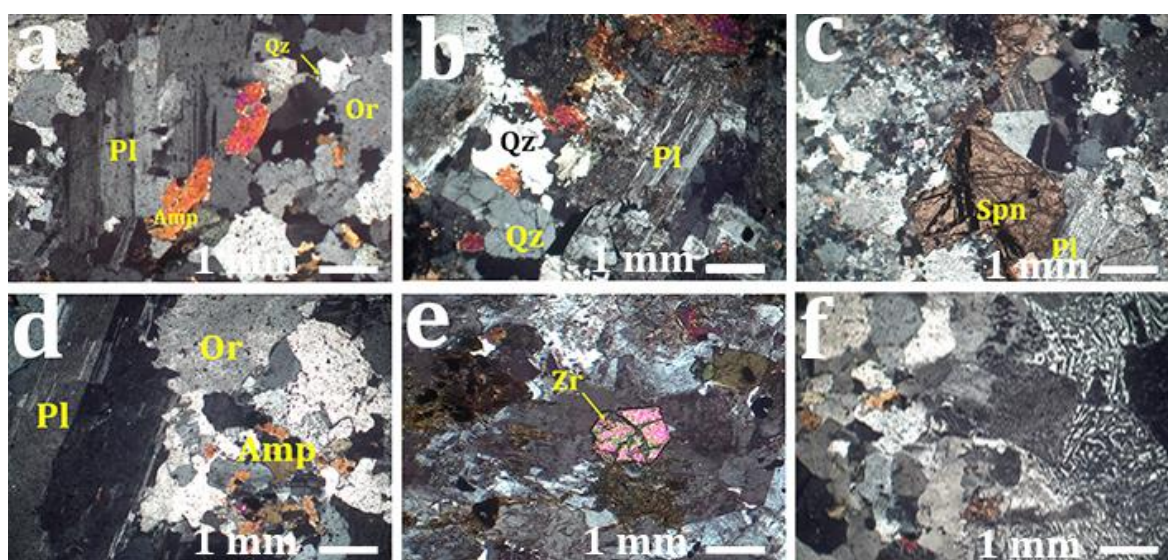
### پتروگرافی

#### سنگ‌های میزبان گرانودیوریت و گرانیت (گرانیتوئید)

سنگ‌های گرانودیوریتی به عنوان بخشی از سنگ میزبان در بیشتر نقاط کوه سیناوند رخنمون دارد. رنگ آن در نمونه دستی، خاکستری تا سبز و با دانه‌بندی متوسط و بافت غالب آن گرانولار (سابهدرال - انهدرال) است اما گرانیت‌ها بیشترین رخنمون را در شیروانه و ملاولی دارد (Azim Bagirad, 2016) و رنگ آن در نمونه دستی، سفید و صورتی با ضریب رنگینی لوکوکرات و دانه‌بندی متوسط و درشت است و بافت غالب مشابه گرانودیوریت گرانولار است (شکل ۴a). پلاژیوکلاز بارزترین کانی سنگ میزبان (اعم از گرانودیوریت-گرانیت) و در حدود ۳۰ تا ۴۲ درصد و دارای

غالب در سنگ‌های میزبان، سابه‌درال گرانولار و بافت‌های میرمکیت (شکل ۴ f)، گرانوفیری، پوئی کیلیتیک و بافت پرتیتی نیز مشهود است. برخی از این ویژگی‌ها از جمله وجود بافت‌های پوئی کیلیتیک، گرانوفیری، میرمکیت به اعتقاد دیدیه و باربارن (Didier and Barbarin, 1991) بر فرایند اختلاط/آمیختگی ماگمایی دلالت دارد. با این وجود کالینز (Collins, 1996) علت تشکیل و حضور بافت اخیر را صرفاً به فرایند مذکور نسبت نداده و عامل متاسوماتیسم را منشا این بافت می‌داند.

فلدسپارها و کوارتز در اکثر موارد خاموشی موجی نشان می‌دهند در برخی دیگر از کانی‌ها مانند ارتوکلاز یا حتی اسفن شکستگی‌های ناشی از خرد شدگی وجود دارد. این شواهد احتمالاً گویای این مطلب است که منطقه تحت‌تاثیر استرس و تنش‌های محلی نیز بوده است (شکل ۴ b و c). آمفیبول نیز حدود ۱۰ درصد حجمی از این سنگ را شامل می‌شود. کانی‌های فرعی از قبیل بیوتیت، آپاتیت، زیرکن، اسفن و اکسیدهای فلزی مجموعاً حدود ۸ درصد حجمی را تشکیل می‌دهند. (شکل ۴ c, d و e). کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، اپیدوت و کلریت به مقدار اندک وجود دارند. بافت



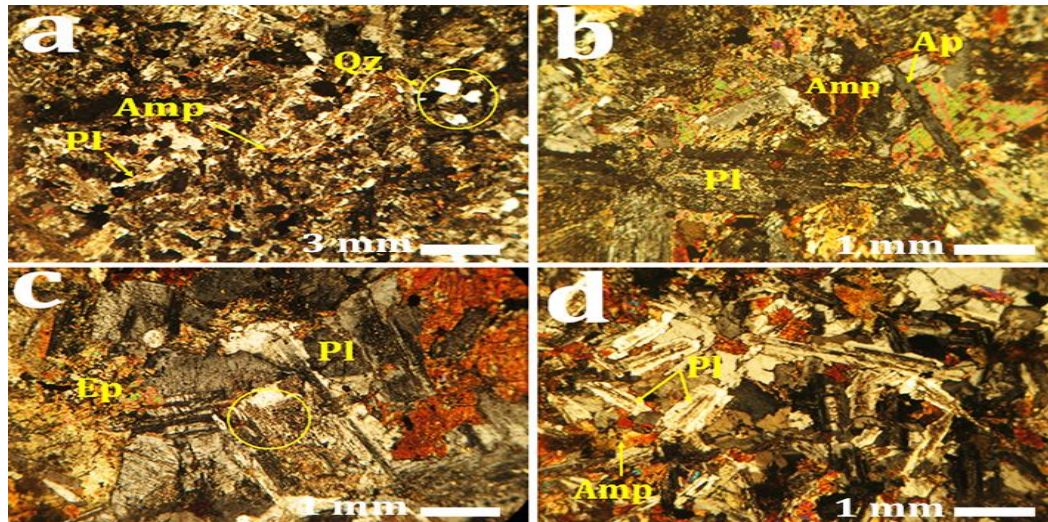
شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک در (X.P.L.) در میزبان‌ها: a: بافت گرانولار در گرانیته؛ b: ترکیب پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز گرانودیوریت، c: اسفن به همراه کانی اوپک در گرانودیوریت، d: وجود بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار به همراه رسی شدن ارتوکلاز در گرانیته؛ e: درشت بلور زیرکن در گرانودیوریت، f: بافت میرمکیت در گرانیته. (نشانه‌ها: پلاژیوکلاز (Pl)، آمفیبول (Amp)، کوارتز (Qz)، ارتوکلاز (Or)، زیرکن (Zr)، اسفن (Spn)، اوپک (Opq)). (Whitney and Evans, 2010).

تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی آثار دگرسانی نظیر اپیدوتی شدن (شکل ۵ c)، در درون آنها قابل رویت است. و بافت غالب در این انکلاوها، میکروگرانولار (شکل ۵ d) است. آمفیبول به عنوان کانی اصلی در این سنگ‌ها، به صورت نیمه‌شکل‌دار و به رنگ سبز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شود که گاهی منطقه بندی شیمیایی که نشان‌دهنده عدم تعادل شیمیایی در محیط تشکیل آنهاست مشهود می‌باشد.

#### انکلاوها

ترکیب انکلاو دیوریتی (تا کوارتز دیوریتی) شامل؛ پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، آمفیبول (۱۵ تا ۲۰ درصد)، پتاسیم فلدسپار (کمتر از ۵ درصد)، کوارتز (۳ تا ۱۵ درصد) (شکل ۵ a) و کانی‌های فرعی مانند؛ آپاتیت (شکل ۵ b)، اسفن و کانی‌های فلزی است. پلاژیوکلازها اکثراً شکل دار





شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی از نمونه سنگ‌های انکلاو دیوریتی در نور (X.P.L.): a: وجود کوارتز در انکلاو دیوریتی؛ b: حضور بلورهای سوزنی آپاتیت، c: پلاژیوکلازها در حال تجزیه به اپیدوت، d: بافت میکروگرانولار که در آن بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلازها به‌طور محسوس تر مشارکت دارند. نشانه‌ها: پلاژیوکلاز (Pl)، آمفیبول (Amp)، آپاتیت (Ap)، کوارتز (Qz)، اپیدوت (Ep) (Whitney and Evans, 2010).

### شیمی بلورها

#### آمفیبول‌ها

فشار سنجی به ویژه در روش محتوی Al هورنبلند، نسبت آنیون‌های OH, F, Cl آمفیبول به دلیل جانشینی با یک اتم اکسیژن، تعداد کاتیون‌ها تغییر نمی‌یابد (Anderson and Diane, 1995). مطابق با شکل ۶، نمودار Si در برابر Ca+Na+K (Giret et al, 1980)، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه در دو قلمرو دگرگونی و آذرین توزیع شده‌اند و لذا برای تعیین شرایط دما - فشارسنجی دقت شده که فقط از نمونه‌هایی که حاصل فرآیند ماگمایی هستند مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۶ a).

آمفیبول‌ها به‌طور تقریبی در تمامی ترکیبات سنگ‌های مورد مطالعه منطقه وجود دارد. از این جهت، تعداد ۴ نمونه آمفیبول از سنگ میزبان و ۴ نمونه آمفیبول انکلاو از منطقه مورد پژوهش انتخاب گردید و نتایج آزمون تجزیه نقطه‌ای این کانی در جدول ۱ ارائه شده است. برای تعیین نوع آمفیبول، محاسبات براساس مجموع ۱۳ کاتیون و ۲۳ اتم اکسیژن در ساختار فرمولی، صورت گرفته است. در مباحث

جدول ۱: نتایج آزمون تجزیه میکروپروپ (اکسیدها بر حسب درصد وزنی). آمفیبول‌های سنگ میزبان گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه سیناوند (شیروانه) براساس ۱۳ کاتیون و ۲۳ اکسیژن.

ترکیب سنگ نوع کانی مختصات جغرافیایی	Granite (LSS79h)						
	Hastingsite						
	N ۳۴° ۵۷' ۱۰/۲۹۹" , E ۴۷° ۵۳' ۴۰/۵۵۶"						
SiO <sub>2</sub>	۳۸/۴۲	۳۷/۵۵	۳۷/۵۵	۳۷/۶۵	۳۷/۷۹	۳۷/۶۹	۳۸/۶۰
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۱۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۳/۷۳	۲۳/۴۶	۲۳/۷۷	۲۲/۶۷	۲۳/۳۶	۲۳/۶۲	۲۳/۵۷
FeO	۱۱/۶۰	۱۱/۰۸	۱۰/۸۹	۱۱/۷۵	۱۱/۵۶	۱۱/۵۴	۱۰/۹۱
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MnO	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۱
CaO	۲۳/۶۲	۲۳/۸۲	۲۳/۸۶	۲۳/۷۰	۲۳/۲۲	۲۳/۴۴	۲۳/۶۵
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۱۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶
K <sub>2</sub> O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۹۷/۵۹	۹۶/۲۴	۹۶/۲۳	۹۶/۰۷	۹۶/۱۳	۹۶/۵۰	۹۷/۰۵
Si	۵/۷۴	۵/۷۱	۵/۶۸	۵/۷۴	۵/۷۳	۵/۷۰	۵/۷۸
Al <sup>iv</sup>	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۵۶	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۲
Al <sup>vi</sup>	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۰
Fe <sup>iii</sup>	۱/۹۱	۱/۹۰	۱/۹۲	۱/۸۱	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۳

Ti	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲
Fe <sup>ii</sup>	۱/۴۵	۱/۴۰	۱/۳۸	۱/۵۰	۱/۴۷	۱/۴۶	۱/۳۷
Mn	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۳/۷۸	۳/۸۷	۳/۸۷	۳/۸۱	۳/۷۸	۳/۸۰	۳/۷۹
Na	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total T Sites (Si, Al)	۸/۰۰	۷/۹۵	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰
Total C Sites (Mg, Fe, etc)	۵/۳۰	۵/۲۱	۵/۲۴	۵/۱۴	۵/۳۱	۵/۳۰	۵/۲۶
Total B Sites (Ca, Na)	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Total A Sites (Na, K)	۱/۷۸	۱/۸۹	۱/۸۷	۱/۹۱	۱/۷۹	۱/۸۱	۱/۸۱
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca <sub>B</sub>	۳/۷۷	۳/۸۶	۳/۸۶	۳/۸۱	۳/۷۷	۳/۷۹	۳/۷۹
Na <sub>B</sub>	۱/۷۸	۱/۸۷	۱/۸۷	۱/۸۱	۱/۷۸	۱/۸۰	۱/۷۹
Na <sub>A</sub>	۱/۷۸	۱/۸۹	۱/۸۷	۱/۹۱	۱/۷۹	۱/۸۱	۱/۸۱
K <sub>A</sub>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

ادامه جدول ۱

نوع سنگ نوع کانی مختصات جغرافیایی	Granodiorite						Tschermakite	Magnesio hbl.
	Magnesio hbl.	Magnesio hbl.	Actinolite	Magnesio hbl.	Actinolite	Magnesio hbl.		
	N ۳۴° ۵۶' ۰۶/۲۷۸" , E ۴۷° ۵۲' ۴۹/۳۹۴"							
SiO <sub>2</sub>	۵۱/۹۷	۴۲/۲۳	۵۲/۰۳	۵۰/۳۰	۵۲/۰۷	۵۲/۰۹	۵۲/۴۹	
TiO <sub>2</sub>	۰/۲۴	۳/۳	۰/۶۱	۰/۴۶	۰/۱۸	۰/۵۳	۰/۶۸	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲/۸۴	۱۰/۹	۲/۴۲	۴/۱۵	۲/۱	۲/۶۴	۲/۶۸	
FeO	۱۷/۳۳	۱۲/۰۴	۱۳/۸۶	۱۶/۷۸	۱۴/۸۳	۱۴/۶۹	۱۴/۱۶	
MnO	۰/۳۵	۰/۱۳۰	۰/۳۷۰	۰/۲۳۰	۰/۲۴۰	۰/۳۲۰	۰/۳۴۰	
MgO	۱۳/۲۱	۱۳/۷۵	۱۵/۲۸	۱۲/۱۴	۱۴/۶۱	۱۵/۳۶	۱۵/۳۹	
CaO	۱۱/۹۵	۱۱/۹۸	۱۱/۷۱	۱۱/۸۷	۱۲/۴۹	۱۱/۱۵	۱۱/۲۱	
Na <sub>2</sub> O	۰/۵۱	۱/۸۵	۰/۶۱	۰/۷۹	۰/۲۷	۰/۵۲	۰/۴۷	
K <sub>2</sub> O	۰/۲۶	۱/۰۱	۰/۲۶	۰/۴	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۵	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۱۵	۰/۴۷	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۰	
Si	۷/۴۹	۶/۱۹	۷/۵۰	۷/۴۲	۷/۶۵	۷/۴۴	۷/۴۸	
Al <sup>iv</sup>	۰/۴۸	۰/۸۰	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۳۴	۰/۴۴	۰/۴۵	
Al <sup>vi</sup>	.	۰/۰۸	.	۰/۱۴	۰/۱۱	.	.	
Fe <sup>iii</sup>	۰/۵۶	۰/۴۵	۰/۵۹	۰/۲۴	۰/۳۲	۰/۹۶	۰/۸۴	
Ti	۰/۰۲	۰/۳۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	
Fe <sup>ii</sup>	۱/۵۲۵	۱/۰۱۸	۱/۰۸	۱/۸۳۳	۱/۶۴۶	۰/۷۸	۰/۸۴	
Mn	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	
Mg	۲/۸۴	۳/۰۱	۳/۲۸	۲/۶۸	۳/۱۸	۳/۲۶	۳/۲۷	
Ca	۰/۰۰	۱/۸۸	۱/۸۱	۱/۸۸	۱/۹۳	۱/۶۷	۱/۷۱	
Na	۰/۱۴	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۱۴	۰/۱۳	
K	۰/۴۸	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	
^Total T Sites (Si, Al)	۷/۹۸	۸/۰۰	۷/۹۲	۸/۰۰	۸/۰۰	۷/۸۹	۷/۹۳	
Total C Sites (Mg, Fe, etc)	۵/۰۲	۵/۰۰	۵/۰۸	۴/۹۹	۵/۰۴	۵/۱۱	۵/۰۶	
Total B Sites (Ca, Na)	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	
Total A Sites (Na, K)	۰/۴۸	۰/۳۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰/۶۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۵۹	۰/۶۸	۰/۸۱	۰/۸	
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> + [6]Al)	۱/۰۰	۰/۸۵	۱/۰۰	۰/۶۳	۰/۹۶	۱/۰۰	۱/۰۰	
Ca <sub>B</sub>	۱/۸۴	۱/۸۸	۱/۸۱	۱/۸۸	۱/۹۳	۱/۶۹	۱/۷۱	
Na <sub>B</sub>	۰/۱۵۳	۰/۱۱۷	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۲۹	
Na <sub>A</sub>	۰/۰۰	۰/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
K <sub>A</sub>	۰/۴۸	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	

جدول ۲: نتایج آزمون تجزیه نقطه‌ای میکروپروپ (اکسیدها برحسب درصد وزنی). آمفیبول‌های انتخاب شده از انکلاوهای دیوریتی منطقه سیناوند (گاللی، شیروانه و هزارخانی)

نوع سنگ کانی	Diorite							
	Actinolite	FerroActinolite	Actinolite	Magnesio hbl.	Actinolite	Actinolite	Magnesio hbl.	Actinolite
مختصات جغرافیایی	N ۳۴° ۵۷' ۱۰/۲۲۹" , E ۴۷° ۵۳' ۴۰/۵۵۶"							
SiO <sub>2</sub>	۵۱/۱۷	۵/۷۷	۵۰/۹۳	۵۰/۴۷	۵۱/۱۷	۵۱/۳۴	۴۹/۲۷	۵۰/۶۶
TiO <sub>2</sub>	-/۸۳	-/۵۵	-/۴۳	-/۴۵	-/۴۳	-/۴۵	-/۲۵	-/۵
FeO	۱۸/۵۳	۱۹/۴۶	۱۹/۵۴	۱۹/۷۸	۱۸/۹۸	۱۸/۴۵	۱۸/۸۴	۱۸/۴۴
MnO	-/۳۴	-/۳۷	-/۴۳	-/۳۷	-/۳۸	-/۴	-/۳۵	-/۴
MgO	۱۱/۶۴	۱۰/۵۴	۱۱/۲۴	۱۱/۳۱	۱۱/۵۶	۱۱/۸	۱۱/۸۸	۱۱/۷۷
CaO	۱۱/۹۹	۱۱/۸۶	۱۱/۵۳	۱۱/۴۹	۱۱/۹۱	۱۲/۵۴	۱۲/۱۹	۱۱/۷۶
Na <sub>2</sub> O	-/۷۷	-/۸۹	-/۹	-/۹۸	-/۸۹	-/۷۲	-/۴۳	-/۷۸
K <sub>2</sub> O	-/۳۵	-/۴۴	-/۳۴	-/۳۴	-/۳۱	-/۳۲	-/۳۳	-/۳۷
Si	۷/۶۲	۷/۵۵	۷/۵۰	۷/۴۵	۷/۵۹	۷/۵۵	۷/۵۶	۷/۵۰
Al <sup>iv</sup>	-/۳۶	-/۴۴	-/۴۹	-/۵۲	-/۴۰	-/۴۴	-/۶۱	-/۴۹
Al <sup>vi</sup>	۰	-/۱۲	-/۰۲	۰	-/۰۵	-/۰۴	۰	-/۰۱
Fe <sup>iii</sup>	-/۰۸	-/۰۶	-/۴۲	-/۴۹	-/۲۳	-/۰۸	-/۵۵	-/۳۴
Ti	-/۰۹	-/۰۶	-/۰۴	-/۰۵	-/۰۳	-/۰۵	-/۰۲	-/۰۵
Fe <sup>ii</sup>	۲/۲۰	۲/۳۶	۱/۹۹	۱/۹۴	۲/۰۹	۲/۱۸	۱/۷۷	۱/۹۳
Mn	-/۰۴	-/۰۴	-/۰۵	-/۰۴	-/۰۴	-/۰۵	-/۰۴۴	-/۰۵
Mg	۲/۵۸	۲/۳۳	۲/۴۶	۲/۴۹	۲/۵۳	۲/۵۸	۲/۶۲	۲/۵۹
Ca	۱/۹۱	۱/۸۹	۱/۸۲	۱/۸۱	۱/۸۷	۱/۹۷	۱/۹۳	۱/۸۶
Na	-/۰۵	-/۰۳	-/۱۰	-/۰۸	-/۰۱	-/۱۶	-/۰۱	۹/۰۴
K	-/۰۶	-/۰۸	-/۰۶	-/۰۶	-/۰۵	-/۰۶	-/۰۶	-/۰۷
Total T Sites (Si, Al)	۷/۹۹	۸	۸	۷/۹۷	۸	۸	۷/۹۷	۸
Total C Sites (Mg, Fe, etc)	۵/۰۰	۵/۰۰	۵	۵/۰۲	۵	۵	۵/۰۲	۵
Total B Sites (Ca, Na)	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Total A Sites (Na, K)	-/۰۶	-/۰۸	-/۰۶	-/۰۶	-/۰۵	-/۰۱	-/۰۶	-/۰۷
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	-/۵۴	-/۵	-/۵۵	-/۵۶	-/۵۵	-/۵۴	-/۶	-/۵۷
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +6[Al])	۱	-/۳۳	-/۹۶	۱	-/۸۱	-/۶۶	۱	-/۹۷
Ca <sub>B</sub>	۱/۹۱	۱/۸۹	۱/۸۲	۱/۸۱	۱/۸۷	۱/۹۷	۱/۹۳	۱/۸۶
Na <sub>B</sub>	-/۰۸	-/۱۰	-/۱۸	-/۱۸	-/۱۲	-/۰۲	-/۰۶	-/۱۳
Na <sub>A</sub>	۰	۰	۰	۰	۰	-/۱۳۹	۰	۰
K <sub>A</sub>	-/۰۶	-/۰۸	-/۰۶	-/۰۰	-/۰۵	-/۰۶	-/۰۰	-/۰۷

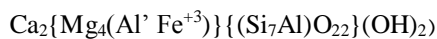
  

نوع سنگ نوع کانی	Diorite					
	Magnesio hbl.	Magnesio hbl.	Edenite	Magnesio hbl.	Edenite	Edenite
مختصات جغرافیایی	N ۳۴° ۵۶' ۵/۵۳۴" , E ۴۷° ۵۲' ۴۷/۰۲۵" - N ۳۴° ۵۷' ۴۰/۵۲۹" , E ۴۷° ۵۳' ۰۱/۸۴۴"					
SiO <sub>2</sub>	۴۶/۱۳	۵۰/۵	۵۱/۵۳	۵۰/۸۲	۵۱/۵۴	۵۱/۹۷
TiO <sub>2</sub>	۱/۹۱	-/۱۵	-/۴۸	-/۵۳	-/۵۲	-/۴۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۸/۹۸	۳/۹	۲/۰۹	۴/۳۶	۱/۹۸	۱/۳۸
MnO	-/۱۴	-/۱۵	-/۱۴	-/۲۵	-/۱۱	-/۱۶
FeO	۱۰/۸۳	۱۲/۲۹	۶/۴۹	۱۱/۶۹	۵/۳۱	۵/۵۳
MgO	۱۵/۰۸	۱۵/۶۶	۱۵/۱۹	۱۵/۴۵	۱۵/۸۶	۱۶/۴۶
CaO	۱۲	۱۴/۲۵	۲۳/۸۲	۱۳/۶۵	۲۲/۷۴	۲۳/۹۹
Na <sub>2</sub> O	۱/۶	-/۰۲	-/۲۶	-/۴۴	-/۱۹	-/۱۳
K <sub>2</sub> O	-/۱۱	-/۱۳	۰	-/۳۷	-/۰۳	۰
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-/۳۸	-/۱۱	-/۱۶	-/۲۶	-/۲۱	-/۱۲
Si	۶/۶۶	۷/۳۷	۷/۳۳	۷/۷۶	۷/۳۹	۷/۳۶
Al <sup>iv</sup>	۱/۳۹	-/۶۲	-/۳۳	-/۶۳	-/۳۳	-/۲۳
Al <sup>vi</sup>	-/۱۸	-/۰۴	۰	-/۱۰	۰	۰
Fe <sup>iii</sup>	-/۰۲	-/۰۵	۰	۰	۰	۰
Ti	-/۲۰	-/۰۱	-/۰۵	-/۰۵	-/۰۵	-/۰۴
Fe <sup>ii</sup>	-/۷۷	۱/۴۵	-/۷۲	۱/۴۱	-/۶۳	-/۶۵
Mn	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۳	-/۰۱	-/۰۱

Mg	۳/۲۴	۳/۴۰	۳/۲۲	۳/۳۳	۳/۳۹	۳/۴۷
Ca	۱/۸۵	۲/۲۲	۳/۶۳	۲/۱۱	۳/۴۹	۳/۶۴
Na	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۳
K	۰/۰۲	۰/۰۲	۰	۰/۰۶	۰/۰۰	۰
TotalT Sites (Si, Al)	۸/۰۵	۸	۷/۶۸	۷/۹۹	۷/۷۲	۷/۵۹
TotalC Sites (Mg, Fe etc)	۴/۹۹	۵	۴/۳۵	۴/۹۸	۴/۱۲	۴/۲۰
TotalB Sites (Ca, Na)	۲	۲	۲	۲	۲	۲
TotalA Sites (Na, K)	۰/۰۳	۰/۲۶	۱/۷۰	۰/۳۱	۱/۳۵	۱/۶۸
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰/۸۱	۰/۷۰	۰/۸۲	۰/۷۰	۰/۸۴	۰/۸۴
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +6Al)	۰/۷۴	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۳
Ca <sub>B</sub>	۱/۸۵	۲/۲۲	۳/۶۳	۲/۱۱	۳/۴۹	۳/۶۴
Na <sub>B</sub>	۰/۱۴	۰/۲۲	۱/۶۳	۰/۱۱	۱/۴۹	۱/۶۴
Na <sub>A</sub>	۰/۰۱	۰/۲۳	۱/۷۰	۰/۲۴	۱/۵۴	۱/۶۷
K <sub>A</sub>	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰

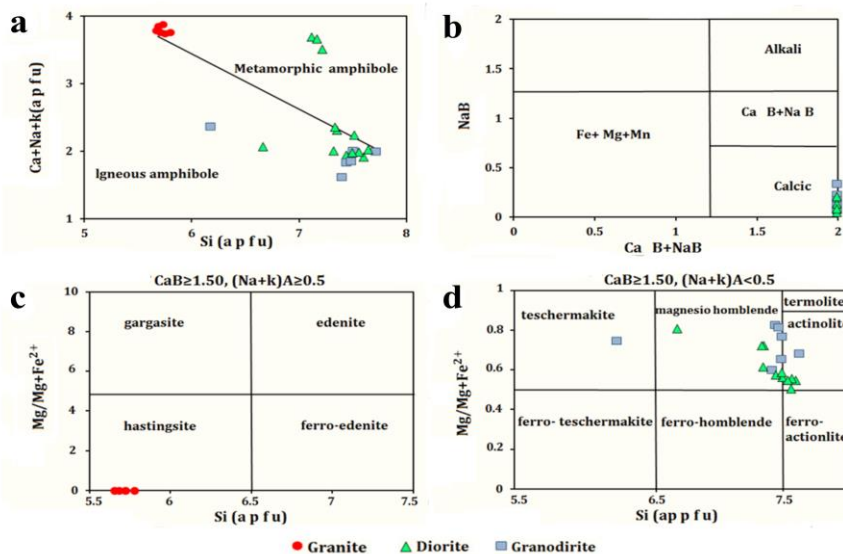
می‌شوند. اما در انکلاوها آمفیبول‌ها با برخورداری از نسبت  $(Mg+Fe^{+2})/Mg$  مشابه با میزبان‌ها و Si کل آن‌ها، در گروه منیزیوهورنبلند و ادنیت خواهند بود (شکل ۶ c). آمفیبول‌های نوع کلسیک و از نوع منیزیوهورنبلند و دارای فرمول ساختمانی رابطه ۱ هستند:

رابطه (۱)



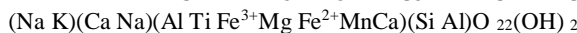
لازم به ذکر است، مطابق جداول ۲ تا ۴، تعدادی از نمونه‌ها در قلمرو آمفیبول‌های اکتینولیت و ادنیت قرار دارند. علت تغییر ترکیب هورنبلند به سمت ترکیبات اکتینولیتی که حاوی Si و Mg بالاتر و Al، K، Na، Ti کمتری هستند، ناشی از دگرسانی هیدروترمال یا تجزیه است (Agemar et al, 1999) و لذا این دو کانی برای تعیین شرایط دما و فشار تشکیل آمفیبول‌های اولیه و ماگما مناسب نبوده و در صورت استفاده دما و فشار تعادل در شرایط دگرسانی را بیان خواهند نمود. بنابراین برای تعیین دما- فشار و منشا سنگ‌ها، ترکیب آمفیبول‌های که حاصل تبلور مستقیم از ماگما هستند مورد توجه قرار می‌گیرند. اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995) معتقدند میزان کم فراوانی هر دو مقدار  $Al^{total}$  (کمتر از ۳/۲۶) و  $TiO_2$  (کمتر از ۰/۳۵) دلیل اصلی پایین بودن فشار و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ایجاد و تشکیل انکلاوهای دیوریتی و سنگ میزبان گرانودیوریتی است. در حالی که بالا بودن مقدار  $Al_2O_3$  (به‌طور میانگین ۲۳/۴۵) و کمی  $TiO_2$  (کمتر از ۰/۰۶) در سنگ میزبان گرانیتی، گویای تشکیل این نوع سنگ‌ها در شرایط فشار بالاست (Anderson and Smith, 1995).

با توجه به شکل ۶ b، نمونه آمفیبول‌های مورد بررسی در سنگ میزبان گرانودیوریت و انکلاو دیوریتی با دارا بودن  $(Na+K) < ۰/۵$ ،  $CaA < ۰/۵$  و  $CaB \leq ۰/۶$  در محدوده آمفیبول‌های کلسیک قرار گرفته است که حاکی از سرشت توده‌های نفوذی نوع I هستند (Stein Clemens, 2006, and Dietl, 2001). فراوانی مقدار CaO در این نوع گرانیتوئیدها، تبلور هورنبلند را در پی دارد. لازم به یادآوری است که نتایج فوق با بررسی‌های سنگ‌شناسی و پترولوژی این توده نفوذی که پیش از این توسط (Azim Bagirad, 2016, Mohammadi, 2016) صورت گرفته، همخوانی دارد. علاوه بر این، آمفیبول‌های سنگ میزبان گرانیتی با دارا بودن  $(Na+K) > ۰/۵$ ،  $CaA < ۰/۵$  و  $CaB \leq ۰/۶$  شاخص توده‌های نفوذی تیپ I (Stein and Dietl, 2001) هستند. تعلق سنگ گرانیتی میزبان به تیپ ماگمایی I با اختصات صحرائی سنگ‌ها، بررسی‌های سنگ‌نگاری (پتروگرافی) و پایین بودن مقدار سدیم که متناسب با کاهش میزان کلسیم حین تبلور ماگما است، مطابقت دارد (شکل ۶ c و d). برای تفکیک انواع آمفیبول‌های کلسیک از نمودارهای پیشنهادی (Leake et al, 1997) و از نسبت محتوای  $(Mg+Fe^{+2})/Mg$  به Si کل استفاده شده است. بر پایه نمودارهای یاد شده لیکن و همکاران دو نوع آمفیبول در سنگ میزبان قابل تشخیص است: در گروهی از آمفیبول‌ها میزان  $(Mg+Fe^{+2})/Mg$  بین ۰/۵ تا بیش از ۰/۵ متغیر است و با توجه به مقدار Si کل (بین ۷/۳ تا ۷/۶)، در گروه منیزیوهورنبلند و اکتینولیت قرار می‌گیرند. نوع دیگری از آمفیبول‌ها در سنگ میزبان گرانیتی نسبت در آنها  $(Mg+Fe^{+2})/Mg$  کم تر از ۰/۵ و Si کل شان از ۵/۶ تا ۵/۷ تغییر می‌کند که این گروه در زمره آمفیبول‌های نوع هاستینگزیت طبقه‌بندی



شکل ۶: a: تفکیک آمفیبول‌های دگرگونی و آذرین با استفاده از محتوای Ca+Na+K در مقابل سیلیس بر حسب اتم در واحد فرمولی (Giret et al, 1980)؛ b: نمودار جهت تعیین درجه آلکالینیته آمفیبول‌ها (آمفیبول‌های سنگ میزبان گرانودیوریتی به همراه آنکلاو دیوریتی آن در محدوده آمفیبول‌های کلسیک قرار گرفته‌اند)؛ c: ترکیب آمفیبول‌های سنگ میزبان گرانیتی بر حسب اتم در واحد فرمولی. d: ترکیب آمفیبول‌های سنگ میزبان گرانودیوریتی و آنکلاوهای دیوریتی بر حسب اتم در واحد فرمولی. (Leake et al, 1997).

جدول ۳: نام و فرمول ساختاری آمفیبول‌های توده نفوذی تکیه بر مبنای طبقه‌بندی (Leake et al, 2004)



نام کانی	فرمول ساختاری	نام کانی
Am79h-1	$(Na_{0,01}\ K)_{0,01}(Ca_{3,78}\ Na_{0,01})_{3,79}(Al_{1,62}\ Ti_{0,01}\ Fe^{3+}_{1,91}Mg\ Fe^{2+}_{1,45}Mn_{0,01}Ca_{3,78})_{8,78}(Si_{5,74}\ Al_{1,62})_{7,36}O_{22}(OH)_2$	Hastingsite
Am79h-2	$(Na_{0,03}\ K)_{0,03}(Ca_{3,87}\ Na_{0,03})_{3,90}(Al_{1,63}\ Ti\ Fe^{3+}_{1,90}Mg\ Fe^{2+}_{1,40}Mn_{0,02}Ca_{3,87})_{8,82}(Si_{5,71}\ Al_{1,63})_{7,34}O_{22}(OH)_2$	Hastingsite
Am79h-3	$(Na\ K)(Ca_{3,87}\ Na)_{3,87}(Al_{1,66}Ti_{0,01}Fe^{3+}_{1,92}Mg\ Fe^{2+}_{1,38}Mn_{0,01}Ca_{3,87})_{8,85}(Si_{5,68}Al_{1,66})_{7,34}O_{22}(OH)_2$	Hastingsite
Am79h-4	$(Na_{0,10}\ K)_{0,10}(Ca_{3,81}\ Na_{0,10})_{3,91}(Al_{1,63}Ti_{0,01}Fe^{3+}_{1,81}Mg\ Fe^{2+}_{1,50}Mn_{0,01}Ca_{3,81})_{8,77}(Si_{5,74}\ Al_{1,63})_{7,37}O_{22}(OH)_2$	Hastingsite
Am79h-5	$(Na_{0,01}\ K)_{0,01}(Ca_{3,78}\ Na_{0,01})_{3,79}(Al_{1,63}\ Ti\ Fe^{3+}_{1,91}Mg\ Fe^{2+}_{1,47}Mn_{0,02}Ca_{3,78})_{8,81}(Si_{5,73}\ Al_{1,63})_{7,36}O_{22}(OH)_2$	Hastingsite
Am79h-6	$(Na_{0,01}\ K)_{0,01}(Ca_{3,80}\ Na_{0,01})_{3,81}(Al_{1,64}\ Ti_{0,01}\ Fe^{3+}_{1,91}Mg\ Fe^{2+}_{1,46}Mn_{0,02}Ca_{3,80})_{8,84}(Si_{5,70}\ Al_{1,64})_{7,34}O_{22}(OH)_2$	Hastingsite
Am79h-7	$(Na_{0,02}\ K)_{0,02}(Ca_{3,79}\ Na_{0,02})_{3,81}(Al_{1,63}\ Ti_{0,02}\ Fe^{3+}_{1,93}Mg\ Fe^{2+}_{1,37}Mn_{0,01}Ca_{3,79})_{8,75}(Si_{5,78}\ Al_{1,63})_{7,41}O_{22}(OH)_2$	Hastingsite
Am79e-1	$(Na_{0,05}\ K_{0,05})_{0,10}(Ca_{1,91}\ Na_{0,05})_{1,96}(Al_{0,37}\ Ti_{0,09}\ Fe^{3+}_{0,07}Mg_{2,58}\ Fe^{2+}_{2,20}Mn_{0,04}Ca_{1,91})_{7,26}(Si_{7,62}\ Al_{0,37})_{7,99}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am79e-2	$(Na_{0,04}\ K_{0,04})_{0,08}(Ca_{1,89}\ Na_{0,04})_{1,93}(Al_{0,57}\ Ti_{0,06}\ Fe^{3+}_{0,06}Mg_{2,33}\ Fe^{2+}_{2,36}Mn_{0,05}Ca_{1,89})_{7,32}(Si_{7,55}\ Al_{0,57})_{8,12}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am79e-3	$(Na_{0,10}\ K_{0,06})_{0,16}(Ca_{1,82}\ Na_{0,10})_{1,92}(Al_{0,51}\ Ti_{0,04}\ Fe^{3+}_{0,41}Mg_{2,46}\ Fe^{2+}_{1,99}Mn_{0,05}Ca_{1,82})_{7,28}(Si_{7,50}\ Al_{0,51})_{8,01}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am79e-4	$(Na_{0,08}\ K_{0,06})_{0,14}(Ca_{1,81}\ Na_{0,08})_{1,89}(Al_{0,52}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}_{0,49}Mg_{2,49}\ Fe^{2+}_{1,94}Mn_{0,04}Ca_{1,81})_{7,34}(Si_{7,45}\ Al_{0,52})_{7,97}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am79e-5	$(Na_{0,01}\ K_{0,05})_{0,06}(Ca_{1,87}\ Na_{0,01})_{1,88}(Al_{0,46}\ Ti_{0,03}\ Fe^{3+}_{0,23}Mg_{2,53}\ Fe^{2+}_{2,09}Mn_{0,04}Ca_{1,87})_{7,25}(Si_{7,59}\ Al_{0,46})_{8,05}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am79e-6	$(Na_{0,16}\ K_{0,06})_{0,22}(Ca_{1,97}\ Na_{0,16})_{2,13}(Al_{0,46}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}_{0,08}Mg_{2,58}\ Fe^{2+}_{2,18}Mn_{0,05}Ca_{1,97})_{7,37}(Si_{7,55}\ Al_{0,46})_{8,01}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am79e-7	$(Na_{0,01}\ K_{0,06})_{0,07}(Ca_{1,93}\ Na_{0,01})_{1,94}(Al_{0,62}\ Ti_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,55}Mg_{2,62}\ Fe^{2+}_{1,77}Mn_{0,04}Ca_{1,93})_{7,55}(Si_{7,35}\ Al_{0,62})_{7,97}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am79e-8	$(Na_{0,04}\ K_{0,07})_{0,11}(Ca_{1,86}\ Na_{0,04})_{1,90}(Al_{0,51}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}_{0,34}Mg_{2,59}\ Fe^{2+}_{1,93}Mn_{0,05}Ca_{1,86})_{7,33}(Si_{7,50}\ Al_{0,51})_{8,01}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am75h-1	$(Na_{0,14}\ K_{0,48})_{0,62}(Ca_{1,84}\ Na_{0,14})_{1,98}(Al_{0,48}\ Ti_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,56}Mg_{2,84}\ Fe^{2+}_{1,52}Mn_{0,04}Ca_{1,84})_{7,24}(Si_{7,49}\ Al_{0,48})_{7,97}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am75h-2	$(Na_{0,29}\ K_{0,18})_{0,47}(Ca_{1,88}\ Na_{0,29})_{2,17}(Al_{1,89}\ Ti_{0,36}\ Fe^{3+}_{0,45}Mg_{3,00}\ Fe^{2+}_{1,01}Mn_{0,01}Ca_{1,88})_{8,6}(Si_{6,19}\ Al_{1,89})_{8,08}O_{22}(OH)_2$	Tschermakite
Am75h-3	$(Na_{0,17}\ K_{0,04})_{0,21}(Ca_{1,81}\ Na_{0,17})_{1,98}(Al_{0,41}\ Ti_{0,06}\ Fe^{3+}_{0,59}Mg_{2,28}\ Fe^{2+}_{1,08}Mn_{0,04}Ca_{1,81})_{7,24}(Si_{7,50}\ Al_{0,41})_{7,91}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am75h-4	$(Na_{0,0}\ K_{0,07})_{0,07}(Ca_{1,88}\ Na)_{1,88}(Al_{0,73}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}_{0,24}Mg_{2,68}\ Fe^{2+}_{1,83}Mn_{0,02}Ca_{1,88})_{7,43}(Si_{7,42}Al_{0,73})_{8,15}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am75h-5	$(Na_{0,06}\ K_{0,02})_{0,08}(Ca_{1,93}\ Na_{0,06})_{1,99}(Al_{0,36}\ Ti_{0,02}\ Fe^{3+}_{0,32}Mg_{3,18}\ Fe^{2+}_{1,46}Mn_{0,02}Ca_{1,93})_{7,28}(Si_{7,65}\ Al_{0,36})_{8,01}O_{22}(OH)_2$	Actinolite
Am75h-6	$(Na_{0,14}\ K_{0,03})_{0,17}(Ca_{1,99}\ Na_{0,14})_{1,83}(Al_{0,44}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}_{0,96}Mg_{3,26}\ Fe^{2+}_{0,78}Mn_{0,03}Ca_{1,99})_{7,21}(Si_{7,44}\ Al_{0,44})_{7,88}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am75h-7	$(Na_{0,13}\ K_{0,04})_{0,17}(Ca_{1,71}\ Na_{0,13})_{1,84}(Al_{0,45}\ Ti_{0,04}\ Fe^{3+}_{0,84}Mg_{3,29}\ Fe^{2+}_{0,84}Mn_{0,04}Ca_{1,71})_{7,21}(Si_{7,48}\ Al_{0,45})_{7,93}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am241e-1	$(Na_{0,13}\ K_{0,03})_{0,16}(Ca_{3,26}\ Na_{0,13})_{3,39}(Al_{0,15}\ Ti_{0,01}\ Fe^{3+}Mg_{2,39}\ Fe^{2+}_{1,72}Mn_{0,03}Ca_{3,26})_{7,56}(Si_{7,62}\ Al_{0,15})_{7,77}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am241e-2	$(Na_{0,15}\ K_{0,1})_{0,25}(Ca_{2,80}\ Na_{0,15})_{2,95}(Al_{0,43}\ Ti_{0,01}\ Fe^{3+}Mg_{2,30}\ Fe^{2+}_{2,12}Mn_{0,02}Ca_{2,80})_{7,68}(Si_{7,46}\ Al_{0,43})_{7,89}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am241e-3	$(Na_{0,13}\ K_{0,14})_{0,27}(Ca_{2,13}\ Na_{0,13})_{2,26}(Al_{0,71}\ Ti_{0,01}\ Fe^{3+}Mg_{1,92}\ Fe^{2+}_{2,33}Mn_{0,02}Ca_{2,13})_{7,12}(Si_{7,15}\ Al_{0,71})_{7,86}O_{22}(OH)_2$	Edenite
Am241e-4	$(Na_{0,14}\ K_{0,24})_{0,38}(Ca_{3,07}\ Na_{0,14})_{3,21}(Al_{0,79}\ Ti_{0,01}\ Fe^{3+}Mg_{2,36}\ Fe^{2+}_{2,23}Mn_{0,03}Ca_{3,07})_{8,49}(Si_{7,53}\ Al_{0,79})_{8,32}O_{22}(OH)_2$	Edenite
Am71e-1	$(Na_{0,15}\ K_{0,02})_{0,17}(Ca_{1,85}\ Na_{0,15})_{2,0}(Al_{1,58}\ Ti_{0,20}\ Fe^{3+}_{0,52}Mg_{3,24}\ Fe^{2+}_{0,77}Mn_{0,01}Ca_{1,85})_{8,17}(Si_{6,65}\ Al_{1,58})_{8,23}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am71e-2	$(Na\ K_{0,02})_{0,02}(Ca_{2,22}\ Na)_{2,22}(Al_{0,15}\ Ti_{0,01}\ Fe^{3+}_{0,55}Mg_{3,40}\ Fe^{2+}_{1,45}Mn_{0,01}Ca_{2,22})_{7,28}(Si_{7,37}\ Al_{0,15})_{7,52}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am71e-3	$(Na_{0,07}\ K)_{0,02}(Ca_{3,63}\ Na_{0,07})_{3,7}(Al_{0,14}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}Mg_{3,22}\ Fe^{2+}_{0,72}Mn_{0,01}Ca_{3,63})_{7,77}(Si_{7,33}\ Al_{0,14})_{7,47}O_{22}(OH)_2$	Edenite
Am71e-4	$(Na_{0,12}\ K_{0,06})_{0,18}(Ca_{2,11}\ Na_{0,12})_{2,23}(Al_{0,35}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}Mg_{3,33}\ Fe^{2+}_{1,41}Mn_{0,03}Ca_{2,11})_{7,28}(Si_{7,36}\ Al_{0,35})_{7,71}O_{22}(OH)_2$	M-hornblende
Am71e-5	$(Na_{0,05}\ K)_{0,05}(Ca_{3,49}\ Na_{0,05})_{3,54}(Al_{0,74}\ Ti_{0,05}\ Fe^{3+}Mg_{3,39}\ Fe^{2+}_{0,63}Mn_{0,01}Ca_{3,49})_{8,31}(Si_{7,39}\ Al_{0,74})_{8,13}O_{22}(OH)_2$	Edenite
Am71e-6	$(Na_{0,03}\ K)_{0,03}(Ca_{3,64}\ Na_{0,03})_{3,67}(Al_{0,21}\ Ti_{0,04}\ Fe^{3+}Mg_{3,47}\ Fe^{2+}_{0,65}Mn_{0,01}Ca_{3,64})_{8,02}(Si_{7,36}\ Al_{0,21})_{7,57}O_{22}(OH)_2$	Edenite

شیمی فلدسپارها

پلاژیوکلازهای سنگ میزبان و ۴ نمونه از پلاژیوکلازهای انکلاو انتخاب و تجزیه نقطه‌ای بر روی آنها صورت گرفت. در جدول ۳ نتایج حاصل ارائه شده است.

جهت تعیین ترکیب فلدسپارهای موجود در منطقه مورد مطالعه و استفاده از آنها در راستای فشارسنجی به روش زوج کانی هورنبلند - پلاژیوکلاز، تعداد ۴ نمونه از

جدول ۴: نتایج آزمون تجزیه میکروپروپ (بر حسب درصد وزنی) پلاژیوکلازهای سنگ میزبان گرانیت و گرانودیوریت.

نوع سنگ	Granite (Iss97h)					Granodiorite (Iss75,24lh)				
	حاشیه		هسته			حاشیه		هسته		
SiO <sub>2</sub>	۶۵/۶۸	۶۶/۱۴	۶۴/۸۴	۶۶/۴۶	۶۶/۴۹	۶۷/۱	۶۶/۹۱	۶۵/۴۴	۶۶/۹۱	۶۶/۸۲
TiO <sub>2</sub>	.	.	.	.	۰/۰۸	.	.	.	.	.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۱/۶۳	۲۱/۲۷	۲۰/۹۷	۲۰/۱۳	۲۰/۷۳	۱۹/۹۸	۲۱/۲۷	۲۰/۵۸	۲۰/۰۲	۲۰/۰۳
FeO	۰/۱۲	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۰۶
MgO	.	.	۰/۰۵	.	.	.	.	.	.	.
MnO	.	.	.	.	.	.	.	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳
CaO	۲/۷۶	۰/۵۷	۲/۶۸	۰/۱۹	۰/۹۱	۰/۳۹	۰/۵۳	۱/۰۴	۱/۰۳	۱/۰۸
Na <sub>2</sub> O	۹/۴۵	۱۰/۲۷	۹/۹۲	۱۱/۹۸	۹/۶۱	۱۱/۸۴	۹/۷۵	۱۱/۰۸	۱۱/۱۵	۱۱/۱
K <sub>2</sub> O	۰/۰۵	۰/۴۵	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۲۹	۰/۱۳	۰/۱۴
Total	۹۹/۷۶	۹۸/۹۳	۹۸/۸۹	۹۹/۰۸	۹۸/۲۱	۹۹/۵۲	۹۸/۶۹	۹۸/۶۳	۹۹/۳۵	۹۹/۲۶
An%	۱۳/۸۶	۲/۸۹	۱۲/۹۰	۰/۸۶	۴/۹۵	۱/۷۸	۲/۸۹	۴/۸۵	۴/۸۲	۵/۰۶
Ab%	۸۵/۸۵	۹۴/۳۸	۸۶/۴۱	۹۸/۳۸	۹۴/۶۰	۹۷/۵۷	۹۶/۲۰	۹۳/۵۴	۹۴/۴۵	۹۴/۱۶
Or%	۰/۳۰	۲/۷۲	۰/۶۹	۰/۷۶	۰/۴۵	۰/۶۵	۰/۹۱	۱/۶۱	۰/۷۲	۰/۷۸

جدول ۵: نتایج آزمون تجزیه میکروپروپ (بر حسب درصد وزنی) پلاژیوکلازهای انکلاو دیوریتی با میزبان گرانیتی (Iss 79e) منطقه سیناوند.

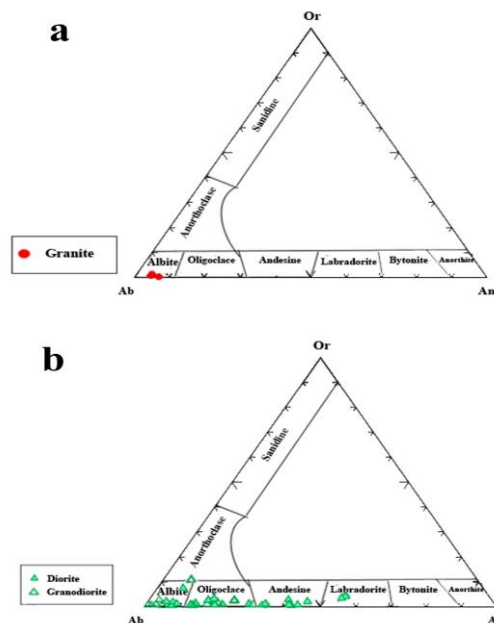
نوع سنگ	Diorite (Iss79e)			Diorite (Iss71e)						
	هسته		حاشیه	هسته		حاشیه				
SiO <sub>2</sub>	۵۶/۹۸	۵۷/۴	۵۹/۰۶	۶۵/۳۳	۶۶/۵۱	۶۵/۷۱	۶۶/۶۷	۶۶/۸۱	۶۶/۳۴	۶۶/۱۲
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۸	۰/۰۶	.	۰/۰۵	.	۰/۰۴	.	.	.	۰/۰۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۶/۸۱	۲۶/۳۳	۲۵/۱۶	۱۹/۷۳	۲۰/۸۵	۱۹/۹۳	۲۰/۴۳	۱۹/۸۵	۲۰/۱۷	۲۰/۳۲
FeO	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۳۹	۰/۰۷	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۳	۰/۱۶
CaO	۸/۹۵	۸/۷۷	۷/۴۳	۱/۷۲	۱/۱۸	۱/۶۵	۱/۵۶	۱/۶۶	۱/۵۱	۱/۸۴
Na <sub>2</sub> O	۶/۴	۶/۹۹	۷/۷۲	۱۱/۹۳	۱۱/۴	۱۰/۸	۱۰/۸۹	۱۱/۰۸	۱۰/۴۶	۱۰/۵۱
K <sub>2</sub> O	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱	۰/۰۷	۰/۳۹	۰/۰۸	۰/۲۴	۰/۰۷	۰/۳۳	۰/۲
Total	۹۹/۵	۹۹/۸۱	۹۹/۷۳	۹۹/۲۲	۱۰۰/۴	۹۸/۴	۹۹/۸۶	۹۹/۵۵	۹۹/۱۱	۹۹/۱۸
An%	۴۳/۲۹	۴۰/۶۵	۳۴/۵۳	۷/۳۵	۵/۳۰	۷/۷۵	۷/۲۴	۷/۶۲	۷/۲۵	۸/۷۲
Ab%	۵۶/۰۲	۵۸/۶۳	۶۴/۹۲	۹۲/۲۹	۹۲/۶۲	۹۱/۸۰	۹۱/۴۴	۹۲/۰۰	۹۰/۸۷	۹۰/۱۵
Or%	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۵۵	۰/۳۶	۲/۰۸	۰/۴۵	۱/۳۳	۰/۳۸	۱/۸۹	۱/۱۳

جدول ۶: نتایج آزمون تجزیه میکروپروپ (بر حسب درصد وزنی) پلاژیوکلازهای انکلاو دیوریت با میزبان گرانودیوریتی منطقه سیناوند.

نوع سنگ	Diorite (Iss241e)								
	هسته			حاشیه					
SiO <sub>2</sub>	۵۷/۴۱	۵۵/۹۲	۵۲/۵۴	۵۹/۸۸	۵۹/۳۴	۵۹/۵۸	۵۲/۷۲	۶۲/۶۱	۶۶/۱۲
TiO <sub>2</sub>	۰/۱	۰/۰۷	۰/۰۶	.	.	.	۰/۰۶	.	۰/۰۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۶/۵۸	۲۷/۱۱	۲۹/۶۸	۲۵/۲۶	۲۴/۹۷	۲۵/۳۴	۲۹/۳۹	۲۳/۲۲	۲۰/۳۲
FeO	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۱۲	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۲۸	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۱۶
CaO	۸/۴۳	۹/۵۲	۱۱/۲۵	۷/۱۹	۶/۹۸	۷/۳	۱۱/۴۹	۴/۶۹	۱/۸۴
Na <sub>2</sub> O	۶/۷۷	۶/۰۹	۴/۵۹	۷/۹۷	۷/۳۷	۷/۶۸	۴/۹	۹/۲۳	۱۰/۵۱
K <sub>2</sub> O	۰/۵۱	۰/۳۶	۰/۷۹	۰/۱	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۵	۰/۱۶	۰/۲
Total	۱۰۰/۰۶	۹۹/۴۱	۹۹/۰۳	۱۰۰/۶۵	۹۸/۹۸	۱۰۰/۳۷	۹۹/۲۳	۱۰۰/۱۳	۹۹/۱۸
An%	۳۹/۶۰	۴۵/۴۰	۵۴/۸۹	۳۳/۰۹	۳۴/۰۴	۳۴/۰۷	۵۴/۸۴	۲۱/۷۳	۸/۷۲
Ab%	۵۷/۵۵	۵۲/۵۶	۴۰/۵۲	۶۶/۳۷	۶۵/۰۳	۶۴/۸۷	۴۲/۳۲	۷۷/۳۹	۹۰/۱۵
Or%	۲/۸۵	۲/۰۴	۴/۵۹	۰/۵۵	۰/۹۳	۱/۰۶	۲/۸۴	۰/۸۸	۱/۱۳

آنورتیت تقریباً ۱۳ درصد است. با توجه به محتوای آلپیت، پلاژیوکلازها دارای ترکیب آلپیت تا الیگوکلاز هستند و مقدار ارتوکلاز در آنها ناچیز، در نتیجه محلول جامد دوتایی تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازهای سنگ میزبان گرانودیوریتی و انکلاوها، دارای فابریک منطقه‌بندی (زونینگ) بوده و براساس داده‌ها از نوع نوسانی می‌باشند (جدول ۴ و شکل ۷). تغییر ترکیب شیمیایی این بلورها از باعث تشکیل منطقه‌بندی شده است. مطابق شکل ۸ a، میزبان گرانودیوریتی از مرکز به سمت حاشیه، مقدار کلسیم ابتدا کاهش سپس حالت افزایشی پیدا کرده ولی در مجموع روندی کاهشی داشته است. شکل ۸ b مقدار کلسیم از مرکز به سمت حاشیه حالت افزایشی نشان داده و شکل ۸ c مربوط به انکلاوهای دیوریتی، مرکز بلور پلاژیوکلاز مقدار کلسیم ثابت، سپس افزایش و بعد آن روند کاهشی داشته است در مجموع از مرکز به سمت حاشیه، حالت کاهشی را نشان می‌دهد.

فرمول شیمیایی فلدسپارها براساس ۸ اکسیژن مورد محاسبه قرار گرفته است. در هر یک از محاسبات علاوه بر درصد اکسیدهای تشکیل دهنده کانی پلاژیوکلاز، درصد مشارکت کانی‌های آلپیت، آنورتیت و ارتوکلاز در ساختار فلدسپار نیز تعیین گردید (جدول ۵ و شکل ۷). همانطور که در جدول ۴ قابل مشاهده است، ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در بخش گرانیته توده نفوذی مورد مطالعه، از نوع آلپیت با دامنه تغییرات محتوی آنورتیت ۴ تا ۵ درصد می‌باشد. مطابق نتایج، در دیوریت منطقه (ماگمای سازنده انکلاوها)، ترکیب پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا لابرادوریت (متمایل به اندزین) با دامنه تغییرات محتوی آنورتیت ۲۰ تا ۵۵ درصد است که در واقع کلسیک‌ترین پلاژیوکلازها از مجموعه سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه را شامل می‌شود و با ترکیب حد واسط بودن دیوریت‌ها مطابقت دارد. مطابق جداول ۵ و ۶، سنگ‌های گرانودیوریتی نیز پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز با محتوای



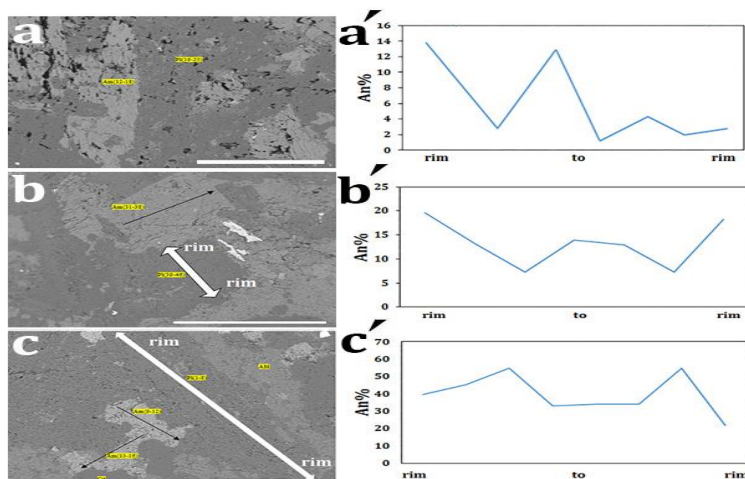
شکل ۷: a: نمودار An-Or-Ab انواع پلاژیوکلاز در سنگ میزبان گرانیته، b: انکلاوهای دیوریتی و میزبان گرانودیوریتی مورد مطالعه ( Cosca et al, 1991 Deer et al, 1986).

ماگمایی و یا ورود ضربان‌های متفاوت ماگمایی)، نوسانات فشار و یا افت ناگهانی دمای تبلور، تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده کانی نسبت به سطح بلور، تغییر شرایط فیزیکی و ترمودینامیکی سیستم ماگمایی که منجر به عدم تعادل شیمیایی در تبلور ماگما شود نیز باشد ( Hynes, 1982; Holland and Blundy, 1994; Tulloch and

برای پیدایش منطقه‌بندی به ویژه منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز دلایل مختلفی ذکر شده است. منطقه‌بندی نوسانی نشان‌دهنده نبود تعادل است و یکی از دلایل آن آمیزش ماگمایی خواهد بود (Shelley, 1993). البته این مسئله می‌تواند ناشی از عوامل دیگری نظیر: تغییرات شیمیایی حاکم بر اتاق ماگمایی (اختلاط/آمیختگی

رخ داده، که این عامل باعث ایجاد تغییرات مقدار آنورتیت در ساختار پلاژیوکلازها شده است (Hibbard, 1991) (شکل ۸).

(Challis, 2000; Esawi, 2004; Huaimin et al, 2006; بلور پلاژیوکلاز سنگ‌های مورد مطالعه نیز از منطقه‌بندی برخوردارند که احتمالاً بر اثر بارگذاری متوالی و تزریق مذاب مافیک‌تر به درون اتاق ماگمایی فلسیک در حال تبلور



شکل ۸: تصاویر BSE از پلاژیوکلازهای آنالیز شده به همراه نمودار تغییرات درصد آنورتیت آنها. A: تصویر BSE یک نمونه پلاژیوکلاز درشت بلور سنگ میزبان گرانودیوریتی با کد (LSS75h). (این پلاژیوکلاز دارای زونینگ نوسانی می‌باشد)، b: تصویر نمونه بلور پلاژیوکلاز دیوریتی با کد (LSS71e)، (پلاژیوکلاز با طول تقریبی ۲ mm و دارای زونینگ نوسانی می‌باشد) (با فلش رنگ سفید مشخص شده است). c: تصویر نمونه بلور پلاژیوکلاز دیوریتی با کد (LSS241e)، (پلاژیوکلاز با طول تقریبی ۸۰۰ μm و دارای زونینگ نوسانی می‌باشد). a، b و c نمودارهایی از تغییرات آنورتیت در مسیرهای مشخص شده نمونه‌های مورد مطالعه.

#### دما - فشار سنجی در سنگ میزبان و انکلاوها

ترکیب شیمیایی آمفیبول به نسبت ترکیب سنگ، فشار، دما، فشار بخشی اکسیژن تغییر می‌کند، مقدار Al در آمفیبول‌های کلسیک وابسته به فشار و عمق تبلور است (Hammarstrom and Zen, 1986). دماسنجی زوج کانی هورنبلند - پلاژیوکلاز هم زیست یکی از متداول‌ترین روش‌های دما در سنگ‌های کالک آلکالن به شمار می‌رود (Stein and Dietl, 2001; Blundy and Holland, 1990). با استفاده معادله رابطه ۱ (Holland and Blundy, 1994)، متوسط دمای تعادل هورنبلند - پلاژیوکلاز به ترتیب، برای سنگ میزبان گرانودیوریتی، گرانیته و انکلاوها؛ ۷۲۶، ۶۹۶ و ۷۵۰ درجه سانتی گراد به دست آمده است. آمفیبول‌ها کانی‌های متداول در ماگمای کالک آلکالن آبدار (بیش از ۲ درصد) هستند. معمولاً در فشار ۱ تا ۲۳ کیلو بار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد پایدارند (Holland and Blundy, 1994). ترکیب شیمیایی آمفیبول به نسبت ترکیب سنگ، فشار، دما، فشار بخشی اکسیژن تغییر می‌کند، مقدار Al در آمفیبول‌های کلسیک وابسته به فشار و

عمق تبلور است (Hammarstrom and Zen, 1986). از اینرو بسیاری از پژوهشگران، ترکیب شیمیایی آمفیبول و آمفیبول - پلاژیوکلازهای همزیست را برای تخمین دما و فشار تبلور به کار می‌گیرند (Uchida et al, 2007; Anderson et al, 2008; Hossain et al, 2009). استفاده از فشارسنجی آلومینیوم در ساختار فرمولی آمفیبول یکی از پرکاربردترین فشارسنج‌ها محسوب می‌شود. شرایط لازم برای استفاده از این بارومتر، حضور کانی‌های آمفیبول (هورنبلند)، کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت در مجاورت با کوارتز در شرایط تعادلی است که اثرات سایر ترکیبات را بر فشارسنجی مجموعه کانی‌هایی که در شرایط سولیدوس متبلور شده‌اند را محدود نموده و فشار به دست آمده همان فشار زمان تبلور ماگماست (Smith and Anderson, 1995). اما مودن و دروپ (Moazzen and Droop, 2005) نیز معتقدند نبود چنین پاراژنز، به جای اینکه فشار در زمان تبلور و سردشدگی ماگما را نشان دهد بیانگر عمقی است که آمفیبول متبلور شده است. به علاوه (Schmidt, 1993;



کیلو بار به دست آمده است. اندرسون و اسمیت (Smith and Anderson, 1995) بر این باورند که دما از جمله مؤلفه‌هایی است که بر محاسبه فشار تأثیر دارد و در ماه‌های بالا، افزایش آلومینیوم تراهدری در هورنبلند افزایش می‌یابد و به تبع آن، منجر به فراوانی آلومینیوم کل می‌شود و افزایش فشار حاکم بر تبلور کانی و جایگزینی ماگما می‌گردد که این مورد در خصوص انکلاوها صادق می‌باشد. لازم به ذکر است در مورد بالا بودن میزان فشار در سنگ‌های گرانیتی در مقایسه با میزان گرانودیوریتی ممکن است به سبب عمق بیشتر منبع ماگمایی سنگ‌های گرانیتی باشد.

(Stein and Dietl, 2001) شرط استفاده از این فشارسنج را میزان  $(Fe^{Total} / (Fe^{Total} + Mg))$  کمتر از ۰/۶۵ عنوان نموده‌اند که برای سنگ‌های مورد محاسبه این شرایط حاکم بوده است. همانگونه که در جدول ۸ ملاحظه می‌شود محاسبات براساس مقدار آلومینیوم کل (در واحد فرمولی) برای سنگ میزبان و انکلاوها، تنظیم شده‌اند. مطابق نتایج فوق، میانگین فشار محاسبه شده طبق معادلات برای سنگ‌های میزبان گرانیتی و گرانودیوریتی به ترتیب ۴/۲۳ و ۱/۳۱ کیلو بار می‌باشد. میانگین فشار ارزیابی شده در زمان جایگزینی توده میزبان نفوذی سیناوند ۲/۷۷ کیلو بار به دست آمده است. اما در مورد انکلاوهای دیوریتی ۲/۴۶

جدول ۷: نتایج زمین‌دماسنجی برحسب درجه سانتی‌گراد ( $T(C^{\circ})$ )

معادلات مورد استفاده	$T(C^{\circ})$ انکلاوهای دیوریتی	$T(C^{\circ})$ گرانودیوریت	$T(C^{\circ})$ گرانیت
$T(C^{\circ}) = 1781 - 132.74 [Si^{amph}] + 116.6 [Ti^{amph}] - 69.41[Fe^{amph}] + 101.62[Na^{amph}]$ (Ridolfi, et al, 2010)	۹۴۶-۸۵۲	۸۹۴	۸۰۰-۷۵۰
$T = 654 + 25.3P$ (Vyhneal, et al, 1991)	۷۵۳-۶۹۴	۶۸۵	۷۶۱
$T(<970 C^{\circ}) = 1204(Ti) + 545$ (Otten, 1984)	۶۵۲-۶۰۵	۵۹۸	۵۵۳
میانگین	۷۵۰	۷۲۶	۶۹۶

جدول ۸: نتایج زمین فشارسنجی براساس محتوای Al آمفیبول سنگ میزبان گرانیتی و گرانودیوریتی

معادلات	فشار براساس محتوای Al آمفیبول (P(kbar))		
	گرانودیوریت	گرانیت	انکلاو دیوریتی
$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 Al^I$ (Hammarstrom and Zen, 1986)	۱/۲۸	۴/۲۹	۳/۰۵
$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 Al^I$ (Hollister et al, 1987)	۱/۸۰	۴/۴۳	۲/۸۸
$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 Al^I$ (Johnson and Rutherford, 1989)	۱/۴۲	۳/۴۵	۲/۱۸
$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al^I$ (Schmidt, 1992)	۰/۷۳	۴/۷۶	۲/۴۴
میانگین	۱/۳۱	۴/۲۳	۲/۴۶

در ته اتافک ماگمایی تجمع می‌یابند که در این صورت انکلاوهای حاصل با ماگما هم منشأ می‌باشند، (۳) مدل اختلاط ماگمایی که در این مدل انکلاوها محصول آمیختگی/ اختلاط ماگمای مشتق از گوشته یا ماگمای مافیک هم منشأ با یک ماگمای گرانیتوئیدی هستند. (۴) حاشیه‌های دانه ریز گسیخته شده: مدل چهارمی هستند که محصول حاشیه سریع سرد شده یا حاشیه انجماد سریع قطعه قطعه شده در مخازن ماگمایی اند که به لحاظ بافت ریزدانه تر از سنگ دربرگیرنده و از جهت ترکیب نیز مشابهت ترکیبی با سنگ میزبان دارد ولیکن به لحاظ فراوانی کانی‌های مافیک، عموماً غنی‌تر یا حداقل به‌طور نسبی غنی‌ترند. در ایران و به ویژه در پهنه سندانج -

## بحث

در مورد منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فرضیه‌های مختلفی ارائه شده است، اما چهار مدل زیر بیشتر از موارد دیگر مورد توجه بوده است (Vernon, 2014; Kumar and Rino, 2006; Barbarin and Didier, 1991; Chappell and White, 1991): (۱) مدل رستیت: در این مدل انکلاوهای درون میزبان‌های گرانیتوئیدی به عنوان مواد به جای مانده یا بقایایی از جامد ذوب نشده هستند که محصول اناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای در نظر گرفته می‌شوند این بخش‌های برجمانده نوعی انکلاو ریزدانه مافیک هستند؛ (۲) مدل اتولیت که در آن انکلاوها به سبب تفریق بلورین و تبلور زود هنگام کانی‌ها مذاب را ترک کرده و عموماً

سرد شده" (Vogel and Wilband, 1978)، گلبول‌های سریع سرد شده (Vernon, 2014) یا لخته‌های جدا شده (Barbarin and Didier, 1991) از ماگمای مافیک هستند که به درون توده گرانیتوئیدی سیناوند راه یافته‌اند. این استنتاج با تکیه بر حضور توده گابرویی - دیوریتی کوه پریشان (Torkian et al, 2015) که در حوالی چند صد متری منطقه مورد مطالعه است، نیز مورد تایید قرار می‌گیرد. با این حال در شرایطی که از داده‌های سنگ کل و ایزوتوپی برای توده مورد نظر (سیناوند) بی بهره‌ایم، اثبات این مدعا که ترکیب ماگمای‌هایی که در فرایند اختلاط/آمیختگی ماگمایی شرکت نموده‌اند گوشته‌ای و پوسته‌ای هستند غیر ممکن است. از طرفی مورفولوژی (ریخت‌شناسی) انکلاوها، توزیع و پراکندگی آنها تقریباً در کل میزبان، عدم تجمع در بخش حاشیه‌ای توده گرانیتی - گرانودیوریتی میزبان، و نبود تجمعات کانیایی از نوع کانی‌های مافیک (بافت کومولایی) همگی منشا حاشیه انجماد سریع و یا اتولیتی بودن انکلاوهای مورد مطالعه را منتفی می‌کند (Chappell, 1996). با توجه به نتایج آزمون تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های سنگ میزبان گرانودیوریتی و انکلاو دیوریتی و با توجه به اینکه در سنگ‌های گرانیتوئیدی ترکیب آمفیبول‌ها از نوع کلسیک می‌باشد و نیز با تکیه بر مستندات پیشین منطقه سنگ‌های مورد مطالعه سرشت گرانیتوئیدهایی نوع I را دارا هستند. مضافاً اینکه ترکیب کانیایی سنگ‌های میزبان نیز دلیل دیگری بر این مدعاست. مقدار CaO بالا در این نوع گرانیتوئیدها تبلور هورنبلند را در پی دارد. نتایج حاصل از بررسی‌های ترکیب شیمیایی بلورهای کانی‌های مورد مطالعه حکایت از این دارد که آمفیبول‌ها با برخورداری از  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{TiO}_2$  کم، به احتمال زیاد منتسب به محیط‌های وابسته فرورانش هستند و رژیم‌های فرورانش مستعد رخداد فرایند اختلاط/آمیختگی ماگمایی می‌باشند. ترکیب پلاژیوکلازها در انکلاو و میزبان بیانگر وجود نوعی بافت منطقه‌بندی است که پیچیدگی و ناپیوستگی منطقه بندی مذکور بازتاب‌دهنده تغییر ناشی از اختلاط/آمیختگی ماگمایی خواهد بود. گاهی حاشیه‌ای سدیک، اطراف هسته کلسیک دوباره جذب شده را، احاطه کرده است. تشکیل این فرآیند پیچیده، این گونه تفسیر می‌شود؛ بلور پلاژیوکلازی که از یک ماگمای فلسیک متبلور شده، درون ماگمای مافیک به دام افتاده و به دنبال این به

سیرجان مطالعات بسیاری بر روی انکلاوها به ویژه، انکلاوهای نوع میکروگرانولار مافیک که تابع مدل سوم یعنی شواهدی از آمیختگی/اختلاط ماگمایی بوده است برای مثال (Tahmasbi et al, 2010; Torkian and Furman, 2016; Torkian, 2012; Sarjughian et al, 2013; Arvin et al, 2004; Alishahi and Zarin Koob, 2014). انکلاوهای مورد مطالعه نسبت به سنگ میزبان خود، مافیک‌تر و دانه‌ریزتر می‌باشند و به نوعی نشان دهنده گونه مشخصی از انواع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک هستند، ضمن آن که ترکیب کانی‌شناسی آنها نیز مشابه با سنگ میزبان، اما با درصد حجمی متغیر از محتوی کانی‌های سازنده است. نتایج به دست آمده از پتروگرافی انکلاوها، حاکی از آن است که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در گرانودیوریت و گرانیت (گرانیتوئید سیناوند) دارای منشا آذرین هستند. ویژگی‌هایی ماکروسکوپی و میکروسکوپی این انکلاوها از جمله مورفولوژی یا اشکال مختلف انکلاوها، وجود سطح تماس مشخص و شارپ، ساخت و بافت دانه‌ریز در انکلاوها، و نیز بافت‌هایی که بیانگر آناتومی فرایند اختلاط / آمیختگی ماگمایی هستند مانند بافت پوئی‌کیلیتیک، حضور بلورهای کشیده و شکل‌دار پلاژیوکلاز همگی بیانگر رخداد فرایند مذکور از دو ماگمای متضاد یا حداقل، متفاوت فلسیک و مافیکی هستند که در منطقه مورد مطالعه به وقوع پیوسته است. از دیگر ویژگی‌های قابل اهمیت در پلاژیوکلازها وجود خوردگی و انحلال در اطراف بلورهای این کانی است. با توجه به آمیختگی در پیدایش و رخنمون لیتولوژی‌های منطقه، و نیز احتمال رخداد و وقوع اختلاط/آمیختگی ماگمایی، به نظر می‌رسد این بافت محصول چنین فرایندی باشد زیرا که خوردگی و انحلال از انواع آناتومی بافتی در پروسه‌های اختلاط / آمیختگی ماگمایی هستند (Baxter and Feely, 2002; Hibard, 1991). آپاتیت سوزنی شکل، از کانی‌های با اهمیت در این سنگ‌ها است و شواهدی بر تبلور سریع و یا اختلاط/آمیختگی ماگمایی است (Best, 1989; Zorpi et al, 2003; Didier, 1991). هیبارد (Hibbard, 1991) معتقد است تبلور سریع گلبول‌هایی از ماگمای مافیکی که در ماگمای فلسیک به دام افتاده، باعث می‌شود آپاتیت بیش از آنکه به صورت بلورهای منشوری و قطور تبلور یابد، به شکل سوزنی ظاهر گردد. استنتاج نویسندگان این است که انکلاوها معرف "بالش‌های

که اکثر محققین فرایند اختلاط/ آمیختگی ماگمایی را به صورت یک فرایند موثر در تشکیل انکلاوهای ریزدانه مافیک در گرانیتوئیدها به‌طور معمول و متداول پذیرفته‌اند. بسیاری از ویژگی‌های صحرایی مانند فرم گرد تا بیضی بودن انکلاوها، حضور انکلاوها در تقریباً تمام توده میزبان، نبود تراک انکلاوها در بخش‌های حاشیه‌ای توده گرانیتی-گرانودیوریتی میزبان، و نبود تجمعات کانایی از نوع کانی‌های مافیک (بافت کومولایی) همگی با منشا حاشیه انجماد سریع و یا اتولیتی بودن انکلاوهای مورد مطالعه منافات دارد. شیمی کانی‌ها بیانگر کلسیک بودن آمفیبول‌ها در هر دو سنگ میزبان گرانودیوریتی و انکلاو دیوریتی و از زیر مجموعه منیزویهورنبلند است. حال آنکه در میزبان گرانیتی آمفیبول‌ها از نوع هاستینگزیت هستند. براساس مقدار Al موجود در آمفیبول، انکلاوها و سنگ گرانیتوئیدی میزبان به ترتیب در فشار میانگین ۲/۴۶ و ۲/۷۷ کیلو بار تبلور حاصل نموده‌اند و دمای میانگین ۷۵۰ سانتی‌گراد برای تبلور ماگمای دیوریتی انکلاوها و برای توده میزبان ۷۱۱ درجه سانتی‌گراد تشخیص داده شد.

#### سپاسگزاری

نویسندگان از مساعدت مالی دانشگاه بوعلی‌سینا (به شماره ۱۳۹۸/ش) بابت پرداخت بخشی از هزینه‌های انجام این پروژه تشکر می‌نمایند. به علاوه مراتب سپاس خود را نیز از مسئولین و داوران محترم مجله ابراز می‌دارند.

دام افتادگی، ذوب بخشی و انتشار را تجربه کرده و با افزایش دما، نهایتاً یک رستیت (باقی مانده) کلسیک‌تر باقی می‌ماند. واکنش انحلالی پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر با یک گدازه‌ی سدیک‌تر، پلاژیوکلازی را به وجود می‌آورد که نسبت به پلاژیوکلاز اصلی (یعنی ترکیب هسته) از آنورتیت کمتری برخوردار است اما نسبت به مایع ماگمایی همزیست خود ممکن است کلسیک‌تر نیز باشد. عدم تعادل بافتی و ترکیبی قابل توجه و بزرگ بین هسته کلسیک و پوشش سدیک آن، به شدت بر اختلاط/ آمیختگی ماگمایی دلالت دارد و البته که ماندگاری و حفظ علائم، مستلزم تبلور سریع و اختلاط ناکامل است (Didier and Barbarin, 1991).

#### نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه کوه سیناوند براساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی شامل انواع سنگ‌های اسیدی (گرانیتوئیدی) و سرشار از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (انکلاوهای دیوریتی) با ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، آمفیبول و گاهی ارتوکلاز و کوارتز به شکل تقریباً بیضوی و گرد شده و گاهی زاویه‌دار دیده می‌شود. انکلاوها در محل تماس با سنگ میزبان خود دارای حاشیه انجماد سریع دارند. این شواهد بر آمیختگی دو ماگمای متفاوت دلالت دارد ولی اثبات نقش اختلاط ماگمایی بدون در نظر گرفتن شواهد شیمیایی و نیز بدون توجه به تفاوت‌های فیزیکی دو ماگمای تا حدی متضاد (یا حداقل متفاوت) کار چندان ساده‌ای نیست. با این وصف بایستی اذعان نمود

#### References

- Agemar, T., Wörner, G. and Heumann A., 1999. Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 136(4), p. 331-344.
- Alishahi, A. and Zarin Koob, M.H., 2014. Studying the tectonic setting, alteration evidences and mineral potentials in the young alkaline lavas of the Nasfande area (northeast of Nehbandan, east of Iran), *Research in Earth Sciences*, v. 6(21), p. 1-18.
- Amidi, S.M., 1967. Lithological of igneous rocks, S-Qorveh, Kurdistan, Master's thesis, University of Tehran.
- Anderson, J.L. and Diane, R.S., 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, v. 80(5-6), p. 549-559.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Sciences reviews*, v. 87, p. 125-138.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L. and Mazdab, F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, p. 121-42.
- Arvin, M., Dargahi, S. and Babaei, A.A., 2004. Mafic microgranular enclave swarms in Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24(1), p. 105-113.
- Azim Bagirad, A., 2016. Study of intrusive rocks in the NE-Sonqor (Kermanshah province); based on petrography and mineral chemistry, Master's thesis, Bu-Ali Sina University, p. 77.

- Bellon, H. and Broud, J., 1975. Donnes nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan (Iran), Nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions, evolution structural. – Fac. Sci. Orsay, Paris. 14.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards the Paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210-265.
- Best, M.G., 2003. Igneous and Metamorphic Petrology, Blackwell Publishing, Berlin.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contributions to mineralogy and petrology, v. 104(2), p. 208-224.
- Baxter, S. and Feerly, M., 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: Examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland, Mineralogy and Petrology, v. 76, p. 63-74.
- Chappell, B.W., 1996. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia", Journal of petrology, v. 37, p. 449-470.
- Collins, L.G., 1996. Origin of myrmekite and metasomatic granite: Myrmekite, ISSN: 1526-5757, elcteric internet publication, v. 1.
- Cosca, M.A., Essene, E.J. and Bowman, J.R., 1991. Complete chemical analyses of metamorphic constrains on their P–T dependence, European Journal of Mineralogy, v. 5, p. 231-291.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1991. Restite enclaves and the restite model, In Enclaves and granite petrology, p. 375-381.
- Clemens, J.D., 2006. Melting of the continental crust: Fluid regimes, melting reactions, and source-rock fertility, Cambridge University Press, p. 297-331.
- Deb, T. and Bhattachryya, T., 2018. Interaction between felsic granitoids and mafic dykes in Bundelkhand Craton: A field, petrographic and crystal size distribution study, Indian Academy of Sciences, v. 127(7), p. 1-14.
- Deer, W.A., Howie, A. and Sussman, J., 1986. An interdiction to rock- forming minerals, 17th. Longman Ltd, 528 p.
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites—nomenclature. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, 13. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, p. 19-23.
- Didier, J., 1991. The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France, In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, 13. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, p. 47-61.
- Eshraghi, S.A., Jafarian, M.B. and Eghlimi, B., 1996. Geological Map of Sonqor 1:100,000. Geological Survey, Iran. [In Persian with English Abstract].
- Esawi, E.K., 2004. AMPH-CLASS: An Excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphiboles based on the 1997 recommendations of the International Mineralogical Association, Computers & Geosciences, v. 30(7), p. 753-760.
- Giret, A., Bonin, B. and Leger, J.M., 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-composition, The Canadian Mineralogist, v. 18(4), p. 481-495.
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems, In Enclaves and granite petrology, p. 431-444.
- Hossain, I., Tsunogae, T. and Rajesh, H.M., 2009. Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate. Journal of Asian Earth Sciences, v. 34, p. 731-749.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, Contributions to mineralogy and petrology, v. 116(4), p. 433-447.
- Hynes, A., 1982. A comparison of amphiboles from medium-and low-pressure metabasites, Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 81(2), p. 119-125.
- 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., v. 49(7), p. 684-695.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, American Journal of Science, v. 71, p. 1297-1313.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, American Mineral, v. 72, p. 231-239.
- Kazemi, K., Kananian, A. and Sarjughian, F., 2013. Evidence of high temperature metamorphism in the margin of the Kiki granitoid massif, Central Iran, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, v. 1, p. 3-14.
- Leake, B.E., Woolly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the

- International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names, *Mineralogical magazine*, v. 61, p. 295-310.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N. and Whittaker, E.J.W., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association, s amphibole nomenclature, *American Mineralogist*, v. 89, p. 883-887.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, v. 17, p. 837-841.
- Mohammadi, M., 2016. Geochemistry and tectonic setting of intrusive rocks in the north-east of Sonqor (Kermanshah province), Master's thesis, Bu- Ali Sina University, p. 80.
- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjillet gabbro and dolerites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 189-199.
- Kumar, S. and Rino, V., 2006. Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 152(5), p. 591-609.
- Stein, E. and Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald, *Mineralogy and Petrology*, v. 72(1-3), p. 185-207.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Cambridge University Press, 205 p.
- Schmidt, M.W., 1993. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 C, *AM.J.Sci.*, v. 293, p. 1011-1060.
- Shams L., 2019. Study of enclaves of granitic mass body, NE-Sonqor (Sinadand Mountain, Kermanshah Province), Master's Thesis, Bu Ali Sina University.
- Tahmasbi, Z., Khalili, M., Ahmadi, A., Sarjoghian, F., 2010. Geochemical and mineralogical evidence for magma mixing in enclaves of Astaneh area (south western Arak), *Iranian Crystallography and Mineralogy*, v. 17(4), p. 591-608.
- Torkian, A., 2012. Textural and mineral chemistry features of the Qorveh granitoid complex (Kurdistan): evidence for magma mingling/mixing processes. *Iranian Crystallography and Mineralogy*, v. 20(2), p. 331-342.
- Torkian, A., Mohebbi, Kh. and Sepahi, A.A., 2015. Petrology of gabbroic- dioritic intrusions in the Parishan Mountain (south of Qorveh), Kurdistan, *Petrological Journal*, v. 6( 23), p. 27-44.
- Torkian, A. and Furman, T., 2016. The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Qorveh Granitoid Complex, northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *journal of mineralogy and geochemistry*, v. 192(2), p. 117-133.
- Tulloch, A.J. and Challis, G.A., 2000. Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 43(4), p. 555-567.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, p. 45-66.
- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, v. 57(1), p. 47-56.
- Vernon, R.H., 2014. Petrochemistry of the silicic-mafic complexes at Vesturhorn and Austurhorn, Iceland: evidence for zoned/stratified magma, *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 61, p. 227-239.
- Vogel, T.A., Younker, L.W., Wilband, J.T. and Kampmaeller, E., 1984. Magma mixing: the Marsco suite, Isle of Skye, Scotland, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 87, p. 231-241.
- Vyhneal, C.R., McSween, H.Y. & Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability, *American Mineralogist*, v. 76, p. 176-188
- Whitney, D.L. and Evans, W.E., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American mineralogist*, v. 95(1), p. 185-187.
- Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B. and Cocirca, C., 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons, *Tectonophysics*, v. 157(4), p. 315-329.