علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

نرگس نصوحیان، قدرت ترابی<sup>\*</sup>؛ گروه زمینشناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران <sub>دریافت ۹۵/۱۰/۰۳</sub> پذیرش ۹۶/۰۶/۲۰ حکیدہ

مجموعه دایکهای فلسیک با سن کرتاسه پسین در جنوبغربی روستای بیاضه (جنوب خور، استان اصفهان) رخنمون دارند. این مجموعه دایک با روند غالب شمال شرقی- جنوب غربی، سنگهای رسوبی کرتاسه پایینی سازند بیابانک را در حاشیه شرقی بلوک یزد (خرد قاره شرق- ایران مرکزی) قطع میکنند. دایکهای بیاضه میزبان بیگانهسنگهای آمفیبولیت و گرانولیت هستند. بر مبنای پاراژنز کانیها، بیگانهسنگهای آمفیبولیت قابل تقسیم به آمفیبولیت، کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت هستند. بررسی کانیشناسی این آمفیبولیتها حاکی از تعلق آنها به مجموعهٔ پاراآمفیبولیت است. کانیهای اصلی بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در این دایکها به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، اسپینل، گارنت، سیلیمانیت و استارولیت است. بررسیهای کانیشناسی حاکی از آن است که این بیگانهسنگها دارای کانیهای غنی از AI و فقیر از AS، A و Q2H (بهاستثنای فلوگوپیت) هستند. ویژگیهای شیمی کانی فلوگوپیتها در این گرانولیتها نشاندهندهٔ تشابه آنها به میکاهای موجود در زنولیتهای پوسته تحتانی است. طبق محاسبات زمین فشارسنجی و بررسی پاراژنز کانیها، بیگانهسنگهای آمفیبولیت و گرانولیت می ویو یست محموعه دایک بیاضه این بیگانهسنگها در این گرانولیتها نشاندهندهٔ تشابه آنها به میکاهای موجود در زنولیتهای پوسته تحتانی است. طبق محاسبات زمین فشارسنجی و بررسی پاراژنز کانیها، بیگانهسنگهای آمفیبولیت و گرانولیت در مجموعه دایک بیاضه از عمق ۲۱ تا ۳۲ زیوسته تحتانی هستند که ماگمای مولو دایتریباً ۴۰ کیلومتر) در آن بخش از بلوک یزد، این بیگانهسنگها قطعاتی

**واژههای کلیدی:** مجموعه دایک، بیگانه سنگ، آمفیبولیت، گرانولیت، پوسته قارهای، بیاضه، خرد قاره شرق- ایران مرکزی.

#### مقدمه

مناطق انارک، خور، جندق و بیاضه میزبان مجموعههای دایک با ترکیب سنگشناسی مختلف و سنهای متفاوت (پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک) هستند. مجموعههای دایک از کانالهای اصلی انتقال ماگما از مناطق گوشته و بخشهای عمیق پوسته به سطح زمین است و معمولاً از مولفههای گسترش پوستهی قارهای محسوب میشوند [۱]. رخنمون دایکها در سطح زمین عمدتاً به ساختار سنگ میزبان (همگن یا ناهمگن بودن آن)، تنشهای موجود در منطقه و عملکرد گسلها بستگی دارد [۱].

مجموعه دایکهای بیاضه علاوه بر اینکه از نظر مطالعات صحرایی، ویژگیهای ساختاری و سنگشناسی حائز اهمیت است [۲]، حاوی بیگانهسنگهای مختلفی است که بررسی پترولوژی بیگانهسنگهای حملشده بهوسیلهٔ ماگمای تشکیلدهندهٔ این دایکها، اطلاعات بسیار مفیدی برای شناسایی ترکیب و ماهیت بخشهای عمیق پوسته فراهم میکند.

<sup>\*</sup>نویسنده مسئول Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

جلد ۳، شمارهٔ ۲ پاییز و زمستان ۱۳۹۶

بررسی ترکیب پوسته قارهای برای درک فرایندهای تشکیل، تحول و تکامل زمین، ارزیابی فرایندهای ژئودینامیک درون زمین و نیز بررسی آنومالیهای ژئوشیمیایی اهمیت زیادی دارد[۳]،[۴].

ارزیابی ساختار و ترکیب بخشهای عمیق پوسته از طریق بررسی زنولیتها، بررسی سنگهای دگرگونی درجهٔ بالا مانند آمفیبولیت و گرانولیتهای رخنمونیافته در سطح زمین، برقراری ارتباط و تطابق بین سرعت سیر امواج لرزهای و ترکیب سنگشناسی در بخشهای عمیق پوسته و نیز اندازهگیری جریان حرارتی امکان پذیر است [۵]. بر مبنای دادههای حاصل از روشهای فوق بخصوص بررسی زنولیتها، پوسته میانی متشکل از سنگهای رخساره آمفیبولیت و یا رخساره گرانولیت زیرین است. این در حالی است که پوسته زیرین عمدتاً از سنگهای رخساره گرانولیت تشکیل شده است [۵].

این پژوهش به بررسی پترولوژی زنولیتهای موجود در مجموعه دایک بیاضه پرداخته است تا بر مبنای اطلاعات حاصل از بررسیهای کانیشناسی و شیمیکانی، دما- فشارسنجی این بیگانهسنگها و بررسی ماهیت و عمق تشکیل آنها بتوان ترکیب بخشهای عمیق پوسته را در این بخش از خرد قاره شرق- ایران مرکزی ارزیابی کرد.

### زمینشناسی عمومی

منطقهٔ بیاضه در جنوب شهرستان خور و در مرز شمال شرقی استان اصفهان با استان یزد قرار دارد. این منطقه بخشی از خرد قاره شرق – ایران مرکزی است که در حاشیهٔ شرقی بلوک یزد واقع شده است (شکل ۱ الف). گسلهای اصلی موجود در بخش غربی خرد قاره شرق – ایران مرکزی (بلوک یزد) شامل گسلهای ترکمنی – اوردیب، چوپانان، بیاضه، حاجی آباد و چاپدونی است و گسلهای فرعی متعددی نیز در این بخش وجود دارند که میتوانند شاخههایی از این گسلهای اصلی باشند. اغلب گسلهای اصلی این منطقه دارای جهت شمال شرقی – جنوب غربی هستند؛ این گسلها، از نوع گسلهای نرمال و عمدتاً مرتبط با کوهزایی آلپی هستند [۷]. این درحالی است که گسلهای قدیمی که غالباً بیان *گ*ر مرز بین زونها در این خرد قاره هستند به قبل از کوهزایی آلپی منسوب میشوند که معمولاً در زمانهای مختلف دارای فعالیت متناوب بودهاند [۷].

بررسیهای صحرایی منطقه بیاضه نشاندهندهٔ وجود متاافیولیت، سنگهای پلیتی دگرگونشده و آلکالی بازالتهای پالئوزوئیک در بخش شمال غربی این منطقه است که این واحدها با سازندهای رسوبی مزوزوئیک و سنوزوئیک پوشانده شدهاند (شکل ۱۰). افیولیت بیاضه از دسته افیولیتهای واقع در درون بخش غربی خرد قاره شرق– ایران مرکزی (بلوک یزد) همراه با افیولیتهای انارک، جندق و پشتبادام است که فازهای مختلف دگرگونی را پشت سر نهاده است [۸]. این افیولیتها بقایایی از پالئوتتیس بوده و منسوب به پالئوزوئیک بالایی هستند [۸]، [۹]. مجموعه دایکهای فلسیک کرتاسه نیز در بخش جنوبغربی بیاضه دارای رخنمون هستند که شیل و مارنهای متعلق به سازند بیابانک را قطع میکنند (شکل ۱۰، ۲). مجموعه دایکهای فلسیک رخنمونیافته در بخش جنوبغربی بیاضه، در زون بیابانک سرخ در جنوب بیاضه اسلی حاجیآباد و چاپدونی قرار گرفتهاند. این مجموعه دایک دارای بیشترین رخنمون در کوه سرخ در جنوب بیاضه است (شکل ۱۰). این دایکهای سازند بیابانک متعلق به کرتاسه زیرین (اشکوبهای آپتین– اسرخ در جنوب بیاضه است (شکل ۱۰). این دایکهای سازند بیابانک متعلق به کرتاسه زیرین رایکوبهای آپتین– اسرخ در جنوب بیاضه است (شکور ۱۰). این دایکها، سازند بیابانک متعلق به کرتاسه زیرین رایکوبهای آپتین– آهکهای اوربیتولیندار سازند شاه کوه (بارمین تا آلبین) میرسد را قطع کردهاند (شکل ۲ الف). تعیین سن به روش K-Ar برای این دایکها سن ۵±۶۵ میلیون سال را نشان میدهد [۱۱] و این سن در توافق با بررسیهای صحرایی است.



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه بیاضه در نقشه زمین شناسی ایران (برگرفته از [۱۲] با تغییرات)، ب) نقشهٔ زمینشناسی ساده شده از واحدهای سنگی موجود در بخش غرب و جنوبغرب بیاضه [۲]

مجموعه دایکهای بیاضه از دسته دایکهای موازی هستند و روند غالب شمال شرقی- جنوب غربی دارند (شکل ۱ ب). روند غالب این مجموعه دایک مشابه با روند کلی گسلهای اصلی در بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی (بلوک یزد) است؛ بنا براین میتوان رخنمون دایکها را مرتبط با شاخههای فرعی این گسلهای اصلی در نظر گرفت. دایکهای موجود از نظر سنگشناسی لوکوکرات و متراکم بودهاند و عمدتاً ساخت و بافت اولیه در آنها حفظ شده است. دایکهای فلسیک بیاضه از نظر ژئوشیمی سنگ کل دارای ترکیب داسیت هستند [۲]. این دایکها میزبان بیگانهسنگهای مختلفی هستند (شکل ۲ ب و پ). بررسیهای صحرایی و سنگشناسی نشانگر آن است که بیگانهسنگهای موجود در مجموعه دایکهای بیاضه از دسته بیگانهسنگهای آمفیبولیت و گرانولیت هستند که بیگانهسنگهای آمفیبولیت دارای فراوانی بیشتری نسبت به دیگر انواع است. در برخی موارد میتوان قطعاتی از شیلهای سازند بیابانک (سنگ میزبان دایکها) را نیز در این دایکها مشاهده کرد. در برسیهای سنگشناسی، علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

بیگانهسنگهای آمفیبولیتی موجود دارای لایههایی از کانیهای تیره و روشن است که این جدایش بهواسطهٔ رخداد تفریق دگرگونی حاصل شدهاند و کانی گارنت هم در برخی از آنها به راحتی قابل مشاهده است. این در حالی است که بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود دارای کانیهای خانواده بیوتیت هستند و بافت لپیدوبلاستیک در نمونه دستی آنها قابل تشخیص است.

## روش پژوهش

بهمنظور دستیابی به اهداف پژوهش پس از بررسیهای صحرایی، نمونهبرداری از رخنمونهای مناسب دایکها و بیگانهسنگهای همراه آنها انجام و مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شد. از بین مقاطع مربوط به بیگانهسنگها، در حدود ۶۰ نقطه تجزیه شد که تجزیهٔ نقطهای کانیها با دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب , JEOL JXA-8800 WDS با ولتاژ شتابدهندهٔ ۱۵ کیلوولت و جریان ۱۵ نانوآمپر و قطر ۳ میکرومتر در دانشگاه کانازاوای ژاپن انجام گرفت. تجزیهٔ شیمیایی کانیها و فرمول ساختاری محاسبه شده برای آنها براساس تعداد اکسیژنهای موجود در فرمول ایدهآل این کانیها در جداول ۱ تا ۸ ارائه شده است. مقادیر<sup>+2</sup>9 و<sup>+3</sup>9 موجود در فرمول ساختاری کانیها بهوسیلهٔ استوکیومتری آنها تعیین شد و فرمول ساختاری گارنت بهروش استوکیومتری [۱۳] محاسبه شد. مقادیر #Mg و#<sup>+2</sup>9 کانیها بهترتیب بهصورت (<sup>+1</sup>92)Mg و Mg<sup>+1</sup>00/(Fe<sup>2+</sup>+100/(Fe<sup>2+</sup>) تعیین مقادیر علائم اختصاری به کار رفته برای نامگذاری کانیها در شکلها و جدولها از [۱۴] اقتباس شده است.



شکل ۲. الف) نمای کلی از بخش جنوبغربی بیاضه که شامل مجموعه دایکهای فلسیک و شیلهای سازند بیابانک (کرتاسه زیرین) بوده که بهطور جانبی به سنگ آهکهای سازند شاهکوه میرسد (روند برخی از دایکها با فلش مشخص شده است)، ب، پ) بیگانهسنگهای موجود در مجموعه دایکهای بیاضه که شامل بیگانهسنگهای آمفیبولیت (ب) است

## پتروگرافی و شیمیکانیها

**پتروگرافی و شیمیکانی مجموعه دایکهای فلسیک موجود در جنوبغرب بیاضه** مجموعه دایکهای واقع در بخش جنوبغربی بیاضه از نظر سنگشناسی لوکوکرات و متراکم هستند. بررسیهای پتروگرافی صورت گرفته در این مجموعه دایکها نشان گر آن است که دایکهای بررسی شده عمدتاً ترکیب کانی شناسی و بافتی مشابه یک دیگر دارند. بافتهای موجود در این سنگها، بافتهای پورفیریتیک، گلومروپورفیریتیک و پوئی کلیتیک است (شکل ۳). فنو کریستهای غالب موجود در آنها شامل پلاژیو کلاز (آندزین و الیگو کلاز)، آمفیبول (منیزیو-هاستینگسیتیک هورنبلند) و کوارتز است (شکل ۳). بررسیهای انجام گرفته حاکی از وجود کانیهای پلاژیو کلاز (الیگو کلاز و آلبیت)، سانیدین، آمفیبول و کوارتز در زمینه این دایکها است. آپاتیت و زیر کن از کانیهای فرعی در این نمونهها بوده است و کانیهای ثانویه در آنها نیز شامل کلریت، مگنتیت، کلسیت، سریسیت و کائولینیت هستند (شکل ۳). بررسیهای سنگ شناسی و پتروگرافی مبین آن است که در این دایکها، ساخت، بافت و کانی شناسی اولیه محفوظ مانده است [۲]؛ اما بعضاً میتوان فرایند دگرسانی در این نمونهها را به صورت فرایندهای سریسیتی شدن و کائولینیتی شدن در فلدسپارها و کلریتی شدن در آمفیبولهای موجود مشاهده کرد (شکل ۳). بررسی



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از کانیهای موجود در دایکهای فلسیک بیاضه که کانیهای پلاژیوکلاز (الف) و آمفیبول (ب) بهعنوان فنوکریستهای غالب موجود در این دایکها بوده و تاثیر فرایندهای کائولینیتیشدن و کلریتیشدن در آنها قابل مشاهده است. همچنین در این تصاویر بافتهای پورفیریتیک و پوئیکلیتیک به خوبی مشخص است (XPL)

پتروگرافی و شیمیکانی بیگانهسنگهای آمفیبولیتی موجود در مجموعه دایکهای فلسیک بیاضه

بیگانهسنگهای آمفیبولیت موجود در دایکهای بیاضه از نظر پتروگرافی و در بررسی پاراژنز کانیها قابل تقسیم به آمفیبولیت (شامل آمفیبول و پلاژیوکلاز)، کلینوپیروکسن آمفیبولیت (شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت(شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، گارنت و کلینوپیروکسن) هستند. در بررسیهای کانیشناسی، کانیهای اصلی تشکیلدهندهٔ این مجموعهها عمدتا آمفیبول و پلاژیوکلاز و کانیهای کلینوپیروکسن و گارنت نیز در برخی از نمونهها قابل مشاهده است (شکل ۴). این مجموعهها دارای کانیهای فرعی اسفن، کلریت، کلسیت، آپاتیت، مگنتیت و ایلمنیت هستند (شکل ۴ الف و ب). از نظر بافتی این آمفیبولیتها، بافتهای نماتوبلاستیک، گرانوبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک دارند (شکل ۴الف و پ).

آمفیبول: آمفیبول بهعنوان یکی از کانیهای اصلی سازنده بیگانهسنگهای آمفیبولیتی دارای فراوانی مودال بالاتری نسبت به کانی پلاژیوکلاز بوده و سازنده بافت نماتوبلاستیک در این سنگها است (شکل ۴ الف و ب). در بررسیهای پتروگرافی میتوان آثار فرایند کلریتیشدن را در درون و یا حاشیه این آمفیبولها مشاهده کرد. بررسی شیمیکانی آمفیبولهای موجود در این مجموعهها، نشانگر آن است که این کانیها دارای میانگین مقادیر Si و Ti بهترتیب ۶/۳۴ و ۰/۰۸ در فرمول ساختاری هستند که حاکی از ماهیت دگرگونی این آمفیبولها است (جدول ۱). در تقسیم،بندی علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)



آمفیبولهای موجود، همه کلسیک و از نظر ترکیبی شرماکیت، هورنبلند شرماکیتی و مگنزیو- هورنبلند (شکل ۵ الف) و بهترتیب دارای مقادیر عدد منیزیم برابر با ۶۴/۷–۸۵/۸، ۶۹/۰–۷۹/۲ و ۷۵/۷–۷۷/۱ درصد هستند (جدول ۱).

شكل ۴. تصویرهای میكروسكوپی از بافتها و كانیهای تشكیل دهنده بیگانهسنگهای آمفیبولیتی و گرانولیتی، الف) وجود آمفیبولهای دگرگونی با بافتهای نماتوبلاستیك و متقاطع در بیگانهسنگهای آمفیبولیت كه آثار دگرسانی در آنها با ایجاد كلریت، كانیهای اپاك و اسفن قابل مشاهده است (XPL، مقطع ، ب 427)، پ) كانی كلینوپیروكسن در همراهی آمفیبولهای موجود در درون بیگانهسنگهای كلینوپیروكسن آمفیبولیتها (XPL، مقطع 3. ب 427)، ت) پلاژیوكلاز، فلوگوپیت، سیلیمانیت و استارولیت به عنوان متشكلین اصلی در این گرانولیتها بوده است و فلوگوپیتها سازنده بافت لپیدوبلاستیك در این سنگها هستند (XPL، مقطع 1841). چ) حضور گارنت در بیگانهسنگهای گرانولیت كه این گارنتها دارای ادخالهایی از پلاژیوكلاز، كلریت، فلوگوپیت، اپاك و آپاتیت هستند (XPL، مقطع 1943). چ، مقطع 1901)، ب، ت، چ در این سنگها هستند (XPL، مقطع 2011). چ) حضور گارنت در بیگانهسنگهای گرانولیت كه این گارنتها دارای ادخالهایی از پلاژیوكلاز، كلریت، فلوگوپیت، اپاک و آپاتیت هستند (XPL، مقطع 1911).

جدول ۱. نتایج تجزیههای میکروپروب (براساس %1.1%) و محاسبه فرمول ساختاری آمفیبولها (براساس ۲۴ از	آمفيبوليتي موجود در دايكهاي بياضه
ىفيبولھا (براساس ۲۲ اتم اکسيژن) در زنوليتھا <b>ی</b>	4

гт

Rock Type			Aml	phibolite xe	noliths			Clinopyro	xene amphibo	olite xenolith	S		Grt- Cpx amphi	bolite xenoliths
Sample/Point no.	<b>Β</b> ۴۲Υ/۵	Β۴ΥΥ/Α	Bfrv/9	BFTV/IT	BFYVIF	Βετν/γγ	Βετν/το	Krr/AA	Krf/59	Krf/vi	Κτειεν	Κττ/95	Krr-1/155	Krr-1/194
SiO <sub>2</sub>	72/77	FF/TT	FT/TY	FT/TA	47/44	FT/TT	F1/14	Fr/ar	49/7Y	F9/A1	· 7/73	FT/TF	FT/0.	F1/FQ
$TiO_2$	۵/۰	٧/١	٧/٧	٠/۴	٠,۴	۲.	۵/۰	. /۲	۰/۹	٧/٠	۵/۱	۶/۰	٠/۴	۹/۰
$Al_2O_3$	14/2	11/0	17/1	10/9	1 1/9	10/8	1/31	10/4	٨/٢	۲/۲	17/-	1//1	11/1	5/11
$Cr_2O_3$	••/•	••/•	•	•-/•	•/•	•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	•./•	!.	•••••	••/•	··/·	۰/۰	31/.	2.1.
FeO*	10/15	14/1	14/41	18/41	1 4/44	10/11	101.5	12/21	11/11	٧٠/٠٢	11/11	17/78	11/19	11/10
MnO	•.1/	1.1/ -	۰/۳۳	۰ /۲۷	. /۳۳	٠/۲۷	1.1/-	۶٦/۰	٧١/٠	۶۱/۰	111.	3λ/۰	• 1/•	۵۱/۰
MgO	٨٠/١١	۶۷/۱۱	11/95	.1/.1	1./44	37/.1	1-/1	11/11	15/75	10/71	17/4.	11/10	15/41	11/14
CaO	11/44	1.1/1	1./۲.	11/11	11/1	11/14	11/15	11/19	11/45	13/11	11/17	11/10	۸۶/۰۱	///
$Na_2O$	۰,۹۰	1/1	1/9 8	٧٩٧	1/90	1.1	0/V	21/2	1/28	1/45	۲/۲	17/7	15/1	7/27
$K_2O$	٠/۴۳	٨٤/٠	551.	./44	101.	۶٦/۰	٠/۴۹	٠/٣۶	551.	Υ۵/۰	٧٧/٠	۶٦/۰	1.1/.	0./Y
Sum	90/NP	9 Y/Y D	9 V/DF	۹ ۷/۳۳	۹ ۷/۱۰	32/78	98/99	9.1/AP	۹۸/۰۱	19/78	9 V/V F	۵۶/۷۶	91/4D	۹ ۷/۷ ۱
Oxygen#	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77
Si	187/2	5/FT.	8/YDD	۲۰۶/۶	677/2	۶/۱۷۷	717/2	5/TVF	41.YS	Y/1 YY	51885	6/.9Q	57.12	D/979
Ti	۰/۰۵۲	PP1/.	141/-	17.1.	17.1.	77.1.	10.1.	۰/۰۲۹	78.1.	۰/۰	7211.	.7.5.	1.44	۰/۰۵۷
Al <sup>(IV)</sup>	۹.۷/۱	1/01	1/440	11/195	1/1/1	1/18	1/145	1/475	7291.	·/A YY	1/001	0.91	1/954	11-11
$AI^{(VI)}$	۵.۲.	1.71.	٠/۴۲۹	1,1AT	٨٩٨/٠	3711.	۰/۷۰۲	٧٩٨/٠	1111	./44	1.01.	·/44.	778/.	11.50
Cr	•••/•		···/·	•••/•	•••/•		···/·	••••	•••/•	••••	···/·	۰.۰۹	۰/۰۱۷	1
$\mathrm{Fe}^{3+}$	3071.	۵.۶/۰	1.1.1	1721.	7191.	1441	7941.	٨٢٩/٠	512/.	1771.	٠/٣٨٨	P26/.	7.91.	00×/.
${ m Fe}^{2+}$	11.59	••••	۷۶/۰	1.7.5	1/185	1/11	11.99	11.	11.11	٠٨٠/٠	1/11	7.91.	1944V	7.21.
Mn	57.1.	.1.1.	1.1.1.	·/·٣۴	13.1.		.1.1.	·/· ra	17.1.	۰/۰ ۲۹	۰/۰۱۸	1.1.1.	11.1.	۰/۰۱۸
Mg	<b>T/T/T</b>	Y/000	1/0/1	5.7/7	797/7	T/70F	71717	7/411	21155	T/T QA	717/7	577/7	77947	۲/۵۰۰
Ca	٨٤٧/١	11911	1/090	377/1	1/144	1/444	1/777	1/444	1/105	۰/۷۸۰	131/1	1/2/1	11911	373/1
Na	170/.	1891.	.101.	.70%.	·/۵۵۶	۰/۵/۰	1/2YA	1.79/.	1771.	٠/٣٧٧	6721.	7721.	1771.	YP9/.
K	٧٨٠/٠	1116	1111.	٠/٠٨٢	۵۶۰/۰	77.1.	08.1.	55.1.	.71/.	1.1.	1911.	۰/۰ ۷۲	50.1.	33.1.
Sum	10/444	10/145	10/701	10/411	12/471	10/811	10/81.	10/870	10/590	12/21	10/019	10/491	10/8-1	10/442
Fe#	٣-/٩٨	51.0	7.115	r0/r1	rt/7A	. 1/11	17/77	79/0Y	74/77	TT/9F	۲۰/۸۱	۲۰/۷۲	18/19	19/81
Mg#	7.182	27/7D	21/PY	69/92	77/22	۰۶/۶۶	PV/72	٧٠/۴٨	72/59	۶٠/۸۸	61/63	۲۴/۹۳	1 4/04	PQ/•A
Classification	Tschern	nakitic horn	ablende		Tscheri	nakite		Tschermakitic hornblende	Magnesio-h	omblende	Tscher	makite	Tscher	makite

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازهای موجود در این بیگانهسنگهای فاقد زونینگ و ماکل پلیسینتتیک هستند و در بسیاری موارد میتوان آثار فرایند سوسوریتیشدن را در این کانیها مشاهده کرد (شکل ۴ الف، پ). براساس نتایج تجزیه نقطهای و انطباق آنها با بررسیهای میکروسکوپی، پلاژیوکلازهای بدور از دگرسانی موجود در بیگانهسنگهای نوع آمفیبولیت عمدتاً آندزین ( Anorthite = ۳۵-۴۵%) و لابرادوریت ( Anorthite = ۵۷%) هستند (شکل ۵ ب). حال

## آن که ترکیب پلاژیوکلازها در بیگانهسنگهای کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت از نوع آلبیت (Albite= ۹۴-۹۷) و الیگوکلاز ( Albite= ۷۴-۸۷) است (جدول ۲ و شکل ۵ ب). جدول ۲. نتایج تجزیههای میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها (براساس ۸ اتم اکسیژن) در بیگانهسنگهای آمفیبولیتی موجود در مجموعه دایکهای بیاضه

Rock Type			Amphib	olite xeno	oliths		Clinopyr	oxene amj	phibolite x	enoliths	Grt- Cpx amphibolite xenoliths
Sample no.	Веги	Веги	Веги	Веги	Веги	Β۴۲γ	K۳۳	K۳۳	К٣۴	K٣۴	K۳۳-۱
Point no.	18	۱۸	۱۹	۲۳	74	۱۷	٨٩	٩٨	88	۲۲	۲۵۹
SiO <sub>2</sub>	۵٩/۶٩	۵۷/۶۱	۵۸/۳۴	۵۷/۵۹	۵۶/۰۲	۵۳/۸۰	۶٩/٣٩	۶۷/۳۰	۶۴/۸۴	۶۵/۷۵	۷۰/۷۶
TiO <sub>2</sub>	•/••	•/••	•/••	•/• )	•/••	•/••	•/• )	۰/۰۴	•/••	•/••	•/••
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۵/۳۰	26/28	۲۵/۸۹	78/44	۲۷/۳۶	29/11	۲ • /۸ •	۲١/٧٣	22/48	22/21	۲۰/۴۶
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••
FeO*	•/1Y	۰/۲۱	۰/۱۵	•/۴۲	٠/١٨	٠/١٩	۰/۱۵	٠/٢۵	•/ <b>\</b> Y	٠/٠٩	• / • Y
MnO	•/••	•/• )	•/••	۰/۰۴	•/••	• / • )	• / • ١	•/••	•/••	•/••	•/••
MgO	•/••	•/••	•/••	•/••	•/• ١	• / • ٢	•/••	٠/٠١	•/••	•/• 1	٠/٠١
CaO	٧/٣١	٨/۶٢	٧/٩١	٨/٨١	۹/۳۶	۱۱/۹۹	• /AY	۲/۱۱	٣/٧۶	٣/٧۵	۰/۲۳
Na <sub>2</sub> O	۷/۱۹	۶/۴۲	۶/۸۳	۶/۷۱	۵/۸۱	۴/۷۸	٨/٢۵	٨/٣٧	٨/•۵	٧/١۴	٧/۴۰
K <sub>2</sub> O	۰/۵۱	٠/۴٠	۰/۴۱	٠/٣٩	۰/۶۲	۰/۲۳	•/•۴	•/11	۰/۵۶	۰/۵۴	•/•۶
Sum	۱۰۰/۱۸	۹٩/۵V	۹٩/۵ <b>۳</b>	1/42	१९/٣۶	۱۰۰/۱۰	٩٩/۵۲	१९/१४	٩٩/ <b>٨</b> ٧	१९/१۶	٩٨/٩٩
Oxygen#	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨
Si	7/887	۲/۵۹۵	۲/۶۲۳	۲/۵۸۱	۲/۵۳۷	<u> ۲/۴۳۳</u>	۳/۰۰۶	۲/۹۳۰	۲/۸۵۳	۲/۸۷۵	۳/۰۵۶
Ti	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	• / • • ١	•/•••	•/•••	•/•••
Al <sup>(IV)</sup>	١/٣٢٩	١/٣٩٣	١/٣٧١	۱/۳۹۵	۱/۴۵۹	۱/۵۵۰	1/•81	1/114	1/180	1/184	1/•۴1
Al <sup>(VI)</sup>	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Cr	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Fe <sup>3+</sup>	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Fe <sup>2+</sup>	•/••۶	•/••٨	•/••۶	۰/۰۱۶	•/••٧	•/••Y	•/••۶	٠/٠٠٩	•/••۶	•/••٣	•/••٣
Mn	•/•••	•/•••	•/•••	•/••١	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Mg	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•• ١	•/•• )	•/•••	•/•• ١	•/•••	•/••1	•/•• ١
Ca	٠/٣۴٩	٠/۴١٨	۰ /۳۸ ۱	•/۴۲۳	•/۴۵۴	•/۵A١	۰/۰۴۱	٠/•٩٨	•/\YY	۰/۱۷۶	•/• \ \
Na	•/۶۲۲	•/۵۶۱	۰/۵۹۵	• /۵۸۳	•/۵۱ •	٠/۴١٩	۰/۶۹۳	۰/۷۰۶	۰/۶۸Y	۰/۶۰۵	٠/۶١٩
K	•/•۲٩	•/•٣٣	•/•٢٣	•/• ٣٢	•/•٣۶	۰/۰۱۳	•/••٢	•/••۶	•/•٣١	•/•٣•	•/••٣
Sum	4/997	۴/۹۹۸	4/999	٥/٠٢١	۵/۰۰۴	۵/۰۰۴	۴/۸۰۹	4/180	4/919	۴/۸۵۷	4/424
End Members											
Albite	۶۲/۲۰	۵۶/۰۰	۵٩/۶۰	۵۶/۷۰	۵۱/۰۰	41/40	94/20	۸۷/۲۰	٧۶/٨٠	۷۴/۶۰	۹۷/۸۰
Anorthite	۳۴/۹۰	۴۱/۲۰	۳۸/۱۰	41/10	۴۵/۴۰	۵۷/۴۰	۵/۶۰	17/10	۱۹/۸۰	۲۱/۷۰	۱/۲۰
Orthoclase	۲/٩٠	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۱۰	۳/۶۰	۱/۳۰	٠/٣٠	• /Y •	۳/۵۰	٣/٧٠	•/ <b>\</b> •
Classification			Andesine	;		Labradorite	Albite		Oligoclase	9	Albite

کلینوپیروکسن: مقدار کلینوپیروکسن در بیگانهسنگهای کلینوپیروکسن آمفیبولیت دارای فراوانی مودال تقریباً ۲۰٪ است که فراوانی کلینوپیروکسن در این نوع از بیگانهسنگها بیشتر از گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیتها (با فراوانی مودال کلینوپیروکسن نزدیک به ۱۲٪) است (جدول ۵). کلینوپیروکسنهای موجود عمدتاً بیشکل و همراه با آمفیبولها هستند (شکل ۴ پ و ت)؛ که براساس بررسیهای پتروگرافی بهنظر میرسد این کلینوپیروکسنها بهواسطهٔ پیشرفت دگرگونی و با مشارکت آمفیبولها ایجاد شدهاند. از نظر شیمیایی، کلینوپیروکسنهای موجود از دسته پیروکسنهای غنی از آهن، کلسیم و منیزیم هستند و ترکیب دیوپسید دارند (شکل ۵ پ). این کانیها حاوی کلینوپیروکسنهای از آهن، کلسیم و منیزیم هستند و ترکیب دیوپسید دارند (شکل ۵ پ). این کانیها حاوی کلینوپیروکسنها بسیار پایین است؛ این ویژگی نشانگر پایین بودن فوگاسیته اکسیژن و وجود شرایط احیا در زمان تشکیل این کانیها است [۱۵]. بررسی ماهیت کلینوپیروکسنهای موجود در این نمونهها براساس مقادیر Na ،Cr ،Al و K نشاندهندهٔ ماهیت دگرگونی آنها است (شکل ۵ ت)؛ که بررسیهای پتروگرافی هم مؤید تشکیل کلینوپیروکسنهای دگرگونی از آمفیبولها است.

Rock Type		Clino	pyroxene	e amphib	olite xeno	liths		Garnet-clinopy	roxene amphib	olite xenoliths
Sample no.	K۳۳	K۳۳	K۳۳	K۳۳	K٣۴	K٣۴	К٣۴	K٣٣-1	K۳۳–۱	K۳۳–۱
Point no.	٩٣	٩۴	۹۵	٩٧	٧٣	۲۴	۷۵	۲۵۸	78.	754
SiO <sub>2</sub>	57/37	۵۳/۲۳	۵۳/۳۰	۵۲/۹۶	۵۴/۵۵	54/21	۵۴/۸۵	۵۳/۰۸	۵۳/۳۳	۵۳/۲۸
TiO <sub>2</sub>	•/•٨	•/•٣	•/•٨	•/•٨	۰/۲۶	٠/٢٧	۰/۱۵	٠/١٣	•/•9	•/10
$Al_2O_3$	۲/۰۰	1/17	۱/۲۵	١/•٨	١/٧٩	١/٧٣	٠/٩١	۳/۱۳	1/Y1	١/٢۵
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•/••	•/• ١	•/••	•/•۴	•/••	•/••	•/• ١	•/•۵	•/•۵	۰/۰۵
FeO*	۹/۳۵	11/29	۱۰/۶۸	۸۱/۲۸	۶/۷۴	۶/۵۹	۵/۸۱	٩/٩١	۱۰/۰۹	٩/٩٢
MnO	٠/۴٩	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۴۳	•/•٩	•/•٨	•/ <b>\</b> •	٠/٣٩	•/۴۴	۰/۳۲
MgO	17/1.	۱۰/۸۲	۱۰/۲۴	۱۰/۷۱	۱۳/۷۶	۱۳/۸۰	14/48	۱۱/۰۹	۱۱/۳۵	۱۱/۳۹
CaO	۲۲/۸۶	۲۲/۸۱	22/91	22/93	51/8V	۲۱/۲۰	۲۲/۵۰	22/91	۲۲/۵٨	۲۳/۰ ۱
Na <sub>2</sub> O	•/17	٠/٢۵	•/٢٩	٠/٢٩	۱/۵۰	۱/۴۰	۰/۹۹	٠/٢٩	•/٢٢	۰/۳۳
K <sub>2</sub> O	•/• )	٠/•٢	•/•٢	•/•٢	•/•٣	•/•٢	•/•٢	•/•٣	•/• 1	•/• \
Sum	1/47	۱۰۰/۰۷	۹۹/۸۰	٩٩/٨٢	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۱۰	१९/४१	1/.۲	٩٩/٨٧	۱۰۰/۱۹
Oxygen#	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
Si	١/٩٩٧	۲/۰۱۷	۲/۰۲۳	۲/۰۱۲	١/٩٩٧	۲/۰۰۲	۲/•۲۱	۲/۰۰۲	۲/۰۱۵	۲/۰۰۴
Ti	•/••٢	•/••١	•/••٢	•/••٢	•/••Y	•/••٧	•/••۴	۰/۰۰۴	•/••٣	•/••۴
Al <sup>(IV)</sup>	•/••٣	•/•••	•/•••	•/•••	•/••٣	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Al <sup>(VI)</sup>	۰/۰۸۵	•/•۵•	•/•۵۶	۰/۰۴۸	•/•V۴	۰/۰۷۵	•/•٣٩	۰/۰۹۵	•/•٧۶	•/• ٧٧
Cr	•/•••	•/•••	•/•••	•/•• ١	•/•••	•/•••	•/•••	•/••1	•/••٢	•/••٢
Fe <sup>3+</sup>	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/• ٣٣	•/••۶	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Fe <sup>2+</sup>	•/۲۹۲	۰/۳۵۸	٠/٣٣٩	٠/٣۵٩	•/\\۴	٠/١٩٧	٠/١٧٩	٠/٣١٣	٠/٣١٩	•/٣١٢
Mn	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	٠/٠١٧	۰/۰۱۴	•/••٣	•/••٢	•/••٣	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	•/• \ •
Mg	•/880	۰/۶۱۱	۰/۶۰۸	٠/۶٠٧	٠/٧۵١	۰/۷۵۶	٠/٧٩۴	•/874	۰/۶۳۹	• /۶۳۸
Ca	٠/٩١۶	•/978	•/9٣٢	•/984	۰/۸۵۰	•/٨۵۴	•/ <b>\</b> \\	•/978	•/914	•/977
Na	•/•18	٠/٠١٩	•/•۲١	•/• ٣٢	۰/۱۰۶	•/\••	•/•٧١	• / • ۲ ۱	•/•18	•/•74
К	۰/۰۰۱	•/••١	•/•• ١	•/•• ١	•/••1	•/••١	•/•• ١	•/••1	• / • • 1	•/•••
Sum	٣/٩٩٨	٣/٩٩٨	٣/٩٩٩	۴/۰۰۰	٣/٩٩٨	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	٣/٩٩٩	٣/٩٩٨
End Members:										
Wollastonite	۴۸/۲۵	47/41	49/10	۴۸/۸۱	48/98	41/.1	41/82	۴۹/۳۸	47/48	49/12
Enstatite	30/26	۳۲/۰۰	۳۲/۰۶	۳۱/۷۲	41/41	41/80	47/80	۳۳/۲۷	۳۳/۸۹	۳۳/۸۲
Ferrosillite	18/51	۱۹/۵۳	۱۸/۲۹	19/47	11/08	11/78	٩/٧٧	۱۷/۳۵	۱۷/۶۵	۱ V/ • ۶
Classification						Diop	oside			

جدول ۳. نتایج آنالیزهای میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسنها (براساس ۶ اتم اکسیژن) در بیگانهسنگهای آمفیبولیت موجود در مجموعه دایکهای بیاضه



شکل ۵. ترکیب شیمیایی کانیهای موجود در بیگانهسنگهای آمفیبولیتی و گرانولیتی،الف) نمودار طبقهبندی آمفیبولها (اقتباس از [۱۶، ب) مثلث تقسیمبندی پلاژیوکلازها (اقتباس از [۱۶])، پ) نمودار تقسیمبندی کلینوپیروکسنها (برگرفته از [۱۶])، ت) نمودار بررسی ماهیت کلینوپیروکسنها (از [۱۷])، ث) نمودار تقسیمبندی خانواده بیوتیتها (برگرفته از [۱۸])، ج) نمودار طبقهبندی اسپینلها (اقتباس از [۱۶])

**گارنت**: گارنت از کانیهای موجود در گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیتها است. بررسی نتایج حاصل از تجزیهٔ میکروپروب این کانیها نشان میدهد که گارنتهای موجود دارای مقادیر ۲۹-CaO، ۲۱-Al<sub>2</sub>O3 و ۲۶-\*FeO درصد وزنی هستند (جدول ۴). براساس محاسبه مقدار درصد اعضای پایانی در این کانیها، گارنتهای موجود ترکیب -Grs<sub>50</sub> 54Alm<sub>32-35</sub>Prp<sub>10-11</sub>Sps<sub>2</sub> ازدر (جدول ۴)؛ میزان آندرادیت در این کانیها بسیار کم است و این مسئله حاکی از وجود شرایط احیا در هنگام دگرگونی و تبلور آنها است [۱۹]؛ که کم بودن فوگاسیتهٔ اکسیژن با محتوی کم Fe<sup>3+</sup>+Al<sup>IV</sup> در کلینوپیروکسنهای موجود در این نمونهها نیز مشخص است. مختصات جغرافیایی محلهای نمونهبرداری و خلاصهای از خصوصیات پتروگرافی و شیمیکانی بیگانهسنگهای مختلف موجود در مجموعه دایک بیاضه در جدول ۵ ارائه شده است.

جدول ۴. نتایج تجزیههای میکروپروب (براساس %wt.) و محاسبه فرمول ساختاری گارنتها (براساس ۱۲ اتم اکسیژن) در بیگانهسنگهای آمفیبولیت موجود در مجموعه دایکهای بیاضه

Rock Type				0	Granulite xenoliths			
Classification					Garnet			
Sample no	K٣	۳_۱	K۳۳-1	K37-1	Sample no	K~~_)	K۳۳-1	K۳۳-1
Sample no.	11		core	rim	Sample no.	11111	core	rim
Point no.	۲۶	۵	281	252	Point no.	280	781	787
(wt.%)					(a.p.f.u.)			
SiO <sub>2</sub>	۳٩/	71	۳٩/۶٩	٣٩/٩۵	Si	٣/•٨٠	۳/۰۷۲	۳/۰ ۷۶
TiO <sub>2</sub>	• /1	٢٩	٠/٢٩	• /YV	Ti	٠/• ١٧	•/• <b>\Y</b>	۰/۰ ۱۶
$Al_2O_3$	۲١/	11	۲ ۱ / ۰ ۹	21/12	Al <sup>(IV)</sup>	•/•••	• / • • •	•/•••
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•/•	••	•/••	۰/۰۳	Al <sup>(VI)</sup>	1/988	1/977	۱/۹۱۵
FeO*	۱۶/	40	10/10	۱۵/۸۰	Cr	•/•••	•/•••	•/••٢
MnO	۱/۱	۴	1/17	1/14	Fe <sup>3+</sup>	•/•••	• / • • •	•/•••
MgO	۲//	۵	۲/۷۳	٣/١٢	Fe <sup>2+</sup>	1/084	۰/۹۸۱	١/• ١٧
CaO	۱۸/	۲۷	19/57	۱۸/۷۰	Mn	•/•Y۵	۰/۰ <b>۲</b> ۳	•/• ٧۴
Na <sub>2</sub> O	•/•	••	•/• 1	•/• •	Mg	٠/٣٢٩	٠/٣١۵	• /۳۵۸
K <sub>2</sub> O	•/•	••	•/••	•/• •	Ca	1/214	1/818	1/544
Sum	٩٩/	٩٣	۹۹/۵ <b>۹</b>	1/12	Na	• / • • •	•/••٢	• / • • •
Structurel for	nula ha	and on	the 12 Oww	2000	К	•/•••	•/•••	•/•••
Structural for	nula da	ised of	i the 12 Oxyg	gens	Sum	٨/••١	٨/•••	٨/••١
				Almandine		30/61	۳۲/۸۰	34/01
				Andradite		• / • • •	•/•••	• / • • •
End Members:				Grossular		۵۰/۷۷	54/15	۵۱/۴۷
				Pyrope		۱۱/۰۳	۱۰/۵۳	۱۱/۹۵
				Spessartine		۲/۵۱	۲/۴۵	۲/۴۸
				Uvarovite		•/•••	•/•••	٠/•٩

### پتروگرافی و شیمیکانی بیگانهسنگهای گرانولیت موجود در مجموعه دایکهای فلسیک بیاضه

بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در مجموعه دایک بیاضه دارای فراوانی کمتری نسبت به بیگانهسنگهای آمفیبولیتی هستند. کانیهای اصلی موجود در این بیگانهسنگها بهترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز (۴۰٪)، فلوگوپیت (۲۰٪)، اسپینل (۱۰٪)، گارنت (۱۰٪)، سیلیمانیت (۸٪) و استارولیت (۵٪) هستند (شکل ۴ ث و چ). کلریت، اکتینولیت و کانیهای اپاک نیز از کانیهای فرعی موجود در این نمونهها هستند. بافتهای اصلی موجود در این بیگانهسنگها، بافتهای گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک است و میتوان وجود اتصالات سهگانه با زاویه ۱۲۰ درجه را نیز در بین کانیها مشاهده کرد (شکل ۴ ث وچ). مختصات جغرافیایی محلهای نمونهبرداری و خلاصهای از خصوصیات پتروگرافی و شیمی کانی بیگانهسنگهای موجود در جدول ۵ آورده شده است. پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها فراوان ترین کانی سازنده این بیگانهسنگها است و عمدتاً فاقد دگرسانی، زونینگ و ماکل

علوم زمين خوارزمي (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

میکروپروپ (جدول ۶)، پلاژیوکلازهای موجود دارای ترکیب الیگوکلاز (۸۰۲–۱۱ =Anorthite)، آندزین (۴۷%-Anorthite= ۳۱) و لابرادوریت (۸۰% Anorthite) هستند (شکل ۵ ب).

جدول ۵. مختصات جغرافیایی محلهای نمونهبرداری و خلاصهای از خصوصیات پتروگرافی و شیمیکانی در

			M	lineral ass	ociation of the xenolit	hs	
Sample no.	Location	Rock type	major	n	najor minerals	minor	Main textures
			minerals	%vol.	Chemical composition	minerals	
B427	N33°15′30″ E54°58′87″	Amphibolite xenolith	Amph Pl	60% 30%	Ts-Hbl, Ts Ande, Lab	Chl Sph opq	Granoblastic Nematoblastic
K33	N33°16′76″ E55°00′97″	Cpx amphibolite	Amph Pl	45% 25%	Ts-Hbl, Ts, Mg- Hbl	Chl Act	Granoblastic Nematoblastic
K34	N33°16′13″ E55°00′30″	xenontin	Срх	20%	Di	Opq	Poikiloblastic
K33-1	N33°15′96″ E54°59′70″	Grt-Cpx amphibolite xenolith	Amph Pl Grt Cpx	35% 22% 20% 12%	Ts Ab Grs-Alm Di	Chl Act Cal	Granoblastic Porphyroblastic Nematoblastic Poikiloblastic
B841	N33°16′30″ E55°00′29″	Granulita vanalith	Pl Phl Spl	40% 20% 10%	Olig, Lab, Ande Phl Hc	Chl	Granoblastic Lepidoblastic
K20-1	N33°17′00″ E55°01′26″	Granume xeloliui	Grt Sil St	10% 8% 5%	Alm-Pyp Sil St	Opq	Porphyroblastic Poikiloblastic

اض	بي	ای	ایکھ	د	مجموعه	در	موجود	ى	بیگانەسنگھا
----	----	----	------	---	--------	----	-------	---	-------------

فلوگوپیت: فلوگوپیت دارای فراوانی قابل توجه در این بیگانهسنگها است و سازنده بافت لپیدوبلاستیک در آنها است (شکل ۴ ث و ج). این کانی از کانیهای شاخص در گرانولیتهای پوسته زیرین است [۲۰]. نتایج آنالیز نقطهای برخی از فلوگوپیتهای بدور از دگرسانی موجود در این بیگانهسنگها میانگین مقادیر TiO<sub>2</sub> و MgO بهترتیب ۳/۶۵ و ۱۳/۲۸ درصد وزنی را نشان میدهد (جدول ۷). همچنین محاسبه فرمول ساختاری آنها حاکی از آن است که این کانی ها دارای میانگین مقادیر ۲/۶~Al و ۳۷/۶ هستند (جدول ۷)؛ بنا براین در تقسیم بندی خانواده بیوتیتها، نمونههای موجود از نوع فلوگوپیت است و از نظر ترکیبی مشابه با میکاهای موجود در بیگانهسنگهای پوسته تحتانی هستند (شکل ۵ ث).

**اسپینل**: اسپینلهای موجود در این گروه از بیگانهسنگها عمدتاً بهصورت بلورهای شکلدار هستند که در نور طبیعی بهرنگ سبز تیره دیده میشوند. از نظر شیمیایی اسپینلهای موجود مقادیر زیادی از Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( ۵۳wt~) و FeO\* (۴۰ wt%) دارند و فقیر از نظر Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۲۷۳t%) هستند و دارای #Fe برابر با ۷۵/۵–۷۸/۹ درصد هستند. (جدول ۷). این کانیها، از دسته اسپینلهای غنی از آلومینیوم هستند که ترکیب آنها بر نمودار طبقهبندی اسپینلها، در محدوده هرسینیت قرار می گیرد (شکل ۵ ج).

**گارنت**: درشت بلورهای گارنت موجود در این بیگانهسنگهای گرانولیتی دارای ادخالهایی از پلاژیوکلاز، فلوگوپیت و اپاک هستند (شکل ۳ چ و ح). تجزیهٔ میکروپروپ این کانیها نشان گر آن است که گارنتهای موجود دارای مقادیر 4/۲۰۰۲۵، ۲۳-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و ۲۴-۴هoP درصد وزنی هستند (جدول ۸). محاسبه ترکیب اعضای پایانی در گارنتهای موجود نشاندهندهٔ آن است که مرکز این کانی دارای ترکیب Alm<sub>52</sub>Prp<sub>35</sub>Grs<sub>6</sub>Sps<sub>5</sub> است و در حاشیه نیز ترکیب موجود نشاندهندهٔ آن است که مرکز این کانی دارای ترکیب این گارنتها از نوع آلماندین-پیروپ است و اختلاف مرکیب گستردهای در مرکز و حاشیه این کانی وجود ندارد (جدول ۸).

سیلیمانیت: سیلیمانیتهای موجود اغلب بهصورت فیبرولیت است و بلورهای سوزنی شکل و جهتیافتهٔ آن در زمینه سنگ و درون کانیهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۴ ث و ج). تجزیه نقطهای کانیها نشان گر آن است که سیلیمانیتهای موجود دارای مقادیر ۳۸~SiO و ۵۹~Al<sub>2</sub>O و ۲۳<-seO درصد وزنی هستند (جدول ۷).

استارولیت: استارولیت در این بیگانهسنگها با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی است (شکل ۴ ث و ج). از نظر شیمیایی استارولیتهای موجود دارای میانگین ۲۸~SiO2 و ۵۴~Al<sub>2</sub>O3 درصد وزنی هستند (جدول ۷). این کانیها دارای میانگین ۴O<sup>4</sup> و TeO و ۲/۵ درصد وزنی هستند (جدول ۷).

جدول ۶. نتایج تجزیههای میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها (براساس ۸ اتم
اکسیژن) در بیگانهسنگهای گرانولیت موجود در مجموعه دایکهای بیاضه

Rock Type					Granulite	xenoliths			
Sample no.		BA41/28	$K {\boldsymbol{Y}} {\boldsymbol{\cdot}} {\boldsymbol{-}} {\boldsymbol{1}} / {\boldsymbol{Y}} {\boldsymbol{A}}$	KY+-1/Y۹	Βλ۴1/۶۳	B141/20	B AF1/29	$K$ Y+-1/ $\lambda$ 1	$K$ Y · - 1/ $\lambda$ $\Delta$
SiO <sub>2</sub>		84/14	۶۶/۷۳	۵۷/۴۶	۶۰/۸۶	۶۰/۵۵	۶۲/۹۲	۵۵/۳۴	۶۰/۹۷
TiO <sub>2</sub>		•/••	•/•٢	٠/• ١	•/••	۰/۰۱	۰/۰۱	•/•1	•/•٢
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		26/20	22/•2	۲۸/۰۴	۲۵/۰۳	۲۵/۱۵	26/42	۲٩/•٩	۲۵/۳۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••
FeO*		٠/٢۵	•/۴۶	•/•٨	۰/۱۶	٠/١٢	•/11	•/1•	٠/٠٩
MnO		۰/۰۲	• / • ٣	•/• )	•/••	٠/٠٣	٠/٠١	•/• 1	•/• 1
MgO		•/•۶	•/• ١	٠/•٢	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	•/•۴	•/• 1
CaO		٣/٩٨	۱/۵۵	٩/۴۴	۶/۳۴	۶/۴۰	۵/۴۰	۹/۲۵	۶/۳۸
Na <sub>2</sub> O		۵/۳۹	$\Lambda/\Upsilon Y$	۵/۰۲	۷/۲۵	٧/٣٩	۶/۲۱	۵/۱۶	٧/•٨
K <sub>2</sub> O		٠/٨٩	• /AY	٠/٢۵	٠/٣٠	۰/۳۱	۰/۴۲	٠/٨۵	• /٣١
Sum		٩٩/۵٠	१९/१۶	۲۳۳/	१९/१۶	१९/१۶	۹۹/۵V	٩٩/٨۴	۱۰۰/۲۰
Oxygen#		٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨	٨
Si		۲/۸۱۶	۲/۹۱۶	۲/۵۵۷	۳/۷۰	۲/۶۹۲	۲/۷۷۶	۲/۴۹۱	۲/۶۹۹
Ti		•/•••	•/••١	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•• ١
Al <sup>(IV)</sup>		1/774	1/177	1/489	۱/۳۰۹	1/714	1/575	1/044	۱/۳۲۰
Al <sup>(VI)</sup>		•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Cr		•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Fe <sup>3+</sup>		•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••
Fe <sup>2+</sup>		٠/٠٠٩	•/• <b>\Y</b>	•/••٣	•/••۶	•/••۴	•/••۴	۰/۰۰۴	•/••٣
Mn		• / • • ١	•/••١	•/•••	•/•••	•/••١	•/•••	•/•••	•/•••
Mg		•/••۴	•/••١	•/••٢	•/••١	•/•••	•/••1	•/••٢	•/•••
Ca		•/\AY	•/•٧٢•	۰/۴۵۰	• / ٣ • ٢	۰/۳۰۵	۰/۲۵۵	•/۴۴۶	٠/٣٠٣
Na		۰/۴۵۸	•/Y••	٠/۴٣٣	•/874	•/%٣٧	۰/۵۳۲	۰/۴۵۰	٠/۶٠٨
К		•/•&•	۰/۰۴۸	۰/۰۱۴	•/• ١٧	٠/•١٨	•/• ٣٣	٠/٠۴٩	•/• <b>\ Y</b>
Sum		۴/۷۹۹	۴/۸۸۹	۴/۹۲۸	4/982	4/9/4	۴/۸۶۳	۴/۹۸۴	۴/۹۵۱
	Albite	۶۵/۹۰	٨۴/۴۰	۴۸/۳۰	۶۶/۲۰	۶۶/۴۰	۶۵/۷۰	۴۷/۶۰	۶۵/۵۰
End Members:	Anorthite	۲۶/۹۰	۱۰/۷۰	۵۰/۲۰	۳۲/۰۰	۳۱/۸۰	۳۱/۵۰	۴۷/۲۰	۳۲/۷۰
members.	Orthoclase	۷/۲۰	۴/۹۰	۱/۶۰	١/٨٠	۱/۹٠	۲/۸۰	۵/۲۰	۱/۸۰
Classification	on	Olig	oclase	Labradorite			Andesine	e	

جدول ۲. نتایج تجزیههای میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانیهای فلوگوپیت، اسپینل، سیلیمانیت و استارولیت در زنولیتهای

:} <sup>:</sup>
موجود
<u>ی</u>
مجموعه
دايکهای
بياض

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

					ئ	بکهای بیا	لجموعه داي	ت موجود در ه	گرانولی				
Rock Type			Gra	mulite xenol	iths			Rock Type		Grant	ilite xenoli	ths	
Sample/Point no.	ΒΛΥΙΔΥ	BAF1/DF	ΒΛ۴1/ΔΛ	KY 1/15	$KY \leftarrow 1/\Lambda V$	BAF1/F1	Βλει/εγ	Sample no.	$KY - 1/\Lambda Y$	$KY \leftarrow \gamma \Lambda r$	Βλγιώρ	Βλτιών	BAF1/5F
$SiO_2$	7.1/1	PP/27	75/49	TV/1T	· 6/31	•• /•	1	$SiO_2$	NSN#	*N.V.	YV/DA	TN MF	74/79
TiO <sub>2</sub>	31/45	r/0 -	7/09	5/11	۴/۲۹	۲۲/۰	٠/۲٨	$TiO_2$	7.1.	7.1.	77/-	77/.	7₹/۰
$Al_2O_3$	19/ Fr	19/15	7.1.7	19/18	۲۰/۹۲	0Y/09	04/01	$Al_2O_3$	29/15	<b>P9/9</b> 0	20/77	07/0Y	DT/AA
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۷.۰	7.1.	1	1	••/•	1	7.1.	$Cr_2O_3$	1	7.1.	3.1.	7.1.	5.1.
FeO*	07 / V	1 1/ 05	39141	15/	15/15	4./.7	74/12	FeO*	٠/٣٤	•	11/11	17/99	14/4.
MnO	۷۱/۰	۹.۰۹	۶۱/۰	γ٠/٠	11/-	77/.	77/.	MnO	••/•	••/•	371.	۲۲/۰	۰/۲۹
MgO	۹/۰۳	٩/٢٩	۰ ۷/۱۹	したした	1 11/18	21,55	D/AY	MgO	1	۵۱/۰	7/74	1017	7/DT
CaO	7.1.	••/•	1	•• /•	7.1.	1/.	1	CaO	٧١/٠	۵۱/۰	••/•	1	1/.
$Na_2O$	79/.	7V/-	Υ۵/۰	791.	Υ٧/٠	¥• /•	7.1.	$Na_2O$	₹./۰	Q • / •	7.1.	1	۲۰/۰
$K_2O$	YFY	۷.۰۸	۷/۲۱	۰ <i>۲</i> /۲	7/FY	•• /•	7.1.	$K_2O$	1.4	1.4	4.1.	7.1.	<i>۳</i> ۰/۰
Sum	٩ ۶/٣ .	٩ ۶/ ٠ ٧	9 8/ 10	7.126	· 7/2P	9 e/, 5	- P/PP	Sum	31/1	1	99/.7	9.1.1	1.15 A
Oxygen#	77	77	۲۲	٢٢	77	7.7	7.7	Oxygen#	4	3	77	74	75
Si	2/F9Y	۵/۴۷.	a/Far	0/7'A9	25210	•••/•	•••/•	Si	11.44	11.44	F/ • 9 Y	F/705	F/10Y
Τί	5721.	٩٨٦/٠	197	177/-	·/7/·	1. t V	17.1.	Ti	•••/•	•••/•	۰/۰۲۵	54 . 1.	۵۷۰/۰
$Al^{(IV)}$	۲.۵.۲	Y.0Y.	Y/04V	113/7	X1211	15/74.	いち/どう	Al	1 1/1	7.9.1	915VF	9/477	9/F15
$A1^{(VI)}$	0VV/-	07 P/ -	ላህ ሥ	1901	525/-	•••/•	•••/•	Cr.	•••/•	•••/•	•••/•	•••/•	•••/•
Cr	$\gamma \cdot \cdot / \cdot$	$\nabla \cdot \cdot / \cdot$	1	$\cdots$	•••/•	7/.	4	Fe <sup>3+</sup>	•••/•	•••/•	•••/•	•••/•	•••/•
Fe <sup>3+</sup>	•••/•	•••/•	•••/•	•••/•	•••/•	1/54.	1/070	Fe <sup>2+</sup>	γ· • / •	۷۰۰/۰	1/ DFD	1/090	p. 2//
$\mathrm{Fe}^{2+}$	717/7	7/1/7	r/tea	৮৮২//	1/771	5/1-0	62 · 12	Mn	•••/•	•••/•	77/-	1 /·	۰/۰ ۲۰
Mn	17.1.	11.1.	77.1.	۹	11.1.	71.1	14.1.	Mg	3	3	10TA	7901.	1901.
Mg	२१९/१	۲/ - ۳۷	.31/7	7215	7/152	ハナチン	1/9/1	Ca	₹/.	7	•••/•	1	1/.
Ca	¥/.	•••/•	51	•••/•	¥/.	•••/•	•••/•	Na	7/.	¥/.	0/.	¥/.	۵۰۰/۰
Na	٧٨١/٠	٩. ٢/٠	631/.	57/-	17FV	•••/•	•••/•	K	57 . / .	0.4 · / ·	$\gamma \cdot \cdot \cdot$	4/.	3
К	1/54.	1/015	1/110	1/44	1/44	•••/•	•••/•	Sum	۳/	۳/	10/9 29	12/9 21	10/970
Sum	10/44	10/777	10/701	10/7	10/170	Y Y' VY'Y	アド/・アド	Mineral	Sillin	ıanite		Staurolite	
Fe#	DT/DA	01/8.	26/20	チンノアド	10/1	47NY	Y0/F9						
Mineral			Phlogopit.	8		Spi	inel						

Rock Type	Granulite xenoliths						
Classification	Garnet						
Sample no.	Kr-1-cor	e Kri-rim	Sample no.	Kr1-core	K۲۰-۱- rim		
Point no.	٧۶	YY	Point no.	٧۶	۷۷		
(wt.%)			(a.p.f.u.)				
SiO <sub>2</sub>	۳٩/٧٣	٣٩/۵٢	Si	۳/۰۵۷	۳/۰۴۳		
TiO <sub>2</sub>	• / • Y	•/1۴	Ti	•/••۴	• / • • ٨		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22/24	۲۲/۱۹	Al <sup>(IV)</sup>	• / • • •	•/•••		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•/••	• /• ١	Al <sup>(VI)</sup>	۲/۰ ۱۶	۲/۰۱۲		
FeO*	<b>۲</b> ۳/9 <i>۴</i>	24/80	Cr	•/•••	•/•••		
MnO	۲/۲۳	١/٧٠	Fe <sup>3+</sup>	• / • • •	•/•••		
MgO	۹/۱۳	٨/٩٠	Fe <sup>2+</sup>	١/۵۴۰	1/084		
CaO	۲/۲۹	۲/۶۲	Mn	۰/۱۴۵	•/\\\		
Na <sub>2</sub> O	• / • )	•/••	Mg	١/• ۴٧	1/• 22		
K <sub>2</sub> O	•/••	•/••	Ca	٠/١٨٩	•/518		
Sum	99/88	۹۹/۷۳	Na	•/••٢	•/•••		
			Κ	• / • • •	•/•••		
Stru	ctural formula based	on the 12 Oxygens	Sum	٨/•••	٧/٩٩٩		
		Almandine	۵۲/۶۷	۵۴/۰۵			
		Andradite	• / • • •	•/•••			
End Members:		Grossular	۶/۴۷	۷/۳۵			
		Pyrope	۳۵/۸۰	۳۴/۸۰			
		Spessartine	۴/٩۶	٣/٧٨			
		Uvarovite	•/•••	•/•٢			

جدول ۸. نتایج تجزیههای میکروپروب (براساس %wt.) و محاسبه فرمول ساختاری گارنتها (براساس ۱۲ اتم اکسیژن) در بیگانهسنگهای گرانولیت موجود در مجموعه دایکهای بیاضه

# پتروژنز بیگانهسنگهای موجود در مجموعه دایکهای فلسیک بیاضه زمین دما- فشارسنجی بیگانهسنگهای آمفیبولیت

بیگانهسنگهای آمفیبولیت موجود در مجموعه دایکهای فلسیک بیاضه از نظر کانیشناسی به آمفیبولیت، کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت قابل تقسیم هستند که با توجه به پاراژنز کانیهای موجود در این بیگانهسنگها از فشارسنجی آمفیبول و دماسنجی پلاژیوکلاز- آمفیبول بهمنظور تعیین شرایط دما و فشار تعادل آنها استفاده شد.

فشارسنجی براساس ترکیب آمفیبول: فشارسنجی با استفاده از محتوی Al<sup>total</sup> موجود در ساختار هورنبلند با استفاده از معادلات فشارسنجی همرستروم و زن (۱۹۸۶) [۲۱]، هالیستر و همکاران (۱۹۸۷) [۲۲]، جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹) [۲۳] و اشمیت (۱۹۹۲) [۲۴] انجام میگیرد که دقیقترین آنها روش اشمیت (۱۹۹۲) [۲۴] است [۲۵]. نتایج فشارسنجی با استفاده از این معادلات به تفکیک نوع بیگانهسنگ آمفیبولیتی در جدول ۹ ارائه شده است. براین اساس فشار بهدست آمده از بیگانهسنگهای آمفیبولیت بهسمت کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت افزایش یافته است که بهترتیب از میانگین ۸/۸ کیلوبار در آمفیبولیت به ۱۰/۰ کیلوبار در کلینوپیروکسن

دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز: دماسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز برمبنای مقادیر Al<sup>IV</sup> و Si موجود در ساختمان هورنبلند و نوع پلاژیوکلاز همراه آن است. این دماسنج برای سنگهای مربوط به رخساره شیستسبز تا گرانولیت قابل استفاده است [77]. با توجه به عدم وجود کوارتز در بیگانهسنگهای آمفیبولیتی مقدار دما براساس روش هلند و بلوندی (سریہ طرم عسم حسب مورری) (۱۹۹۴) [۲۷] تعیین شد. براین اساس دمای ۷۰۸ تا ۷۹۴ درجه سانتی گراد برای بیگانهسنگهای آمفیبولیت بهدست

Xenoliths				Methods					
Sample	Point	Mineral	Al <sup>total</sup>	Schmidt, 1992	Johnson & Rutherford, 1989	Hollister et al., 1987	Hammarstrom & Zen, 1986		
Amphibolite				$\begin{array}{c} P(\pm 0.6 \text{kbar}) = \\ 4.76 \text{Al}(\text{t}) - 3.01 \end{array} \qquad \begin{array}{c} P(\pm 0.5 \text{kbar}) = \\ 4.23 \text{Al}(\text{t}) - 3.46 \end{array}$		$P(\pm 1kbar) =$ 5.64Al(t)-4.76	$P(\pm 3kbar) = 5.03Al(t)-3.92$		
Веги	۱۳	Ts	۲/۶۹	۹/۶	٧/٩	۱۰/۴	٩/۶		
Вети	14	Ts	۲/۵۷	٩/٢	۷/۴	۹/۷	٩/٠		
Вети	27	Ts	۲/۶۵	٩/۴	Y/Y	1 • /٢	۹/۴		
Вети	۲۵	Ts	۲/۴۹	$\lambda/\lambda$	٧/ ١	٩/٣	λ/۶		
Вети	۵	Ts-Hbl	۲/۴۱	$\lambda/\Delta$	۶/٨	٨/٩	٨/٢		
Вети	٨	Ts-Hbl	١/٩٧	۶/۴	۴/۹	۶/۴	۶/۰		
Веги	٩	Ts-Hbl	۲/۱۷	٧/٣	Δ/V	V/A	٧/٠		
Average				٨/۵	۶/٨	٨/٩	۸/٣		
Cpx-amphibolite									
K۳۳	77	Ts-Hbl	2/82	۹/۵	٧/۶	۱۰/۰	٩/٣		
K۳۳	٩۶	Ts	۲/٩٠	۱۰/۶	۸/۵	۱۱/۳	۱۰/۵		
Average				۱۰/۰	٨/٠	۱۰/۶	۱۰/۰		
Grt-Cpx-amphibolite			•						
K۳۳-۱	799	Ts	۲/٩٠	۱۰/٨	۸/۸ ۱۱/۶		۱۰/۶		
K۳۳–۱	797	Ts	31/14	۱۱/۹	۹/۸	۱۲/۹	۱۱/۹		
Average				۳/۲	٩/٣	١٢/٣	11/٣		

جدول ۹. نتایج فشارسنجی آمفیبول در بیگانهسنگهای آمفیبولیتی مجموعه دایکهای بیاضه

جدول ۱۰. نتایج دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز در بیگانهسنگهای آمفیبولیت در مجموعه دایکهای بیاضه

Type of xenoliths	Amphibolite				
Sample/Point	Β۴۲۷/۱۴	B477/77	B477/18	Β۴۲۷/۵	
Mineral Name	Ts	Ts	Ts	Ts-Hbl	
Sample/Point	B421/11	B474/74	B421/18	B424/11	
Mineral Name	And	And	And	Lab	
P (kbar) based on Schmidt, 1992	٩/٢	۹/۶	۹/۸	٨/۵	
Holland & Blundy 1994 (2)					
(2) Edenite + Albite = Richterite + Anorthite	۲۳۴/۹	YD8/Y	٧٠٧/٩	४१٣/٩	

## زمین دما- فشارسنجی بیگانهسنگهای گرانولیت

برمبنای ترکیب کانیشناسی بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود از روشهای دماسنجی محتوای تیتانیم در فلوگوپیت، دماسنجی گارنت- بیوتیت و فشارسنجی گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز (GASP) برای تعیین شرایط دما- فشار و عمق تشکیل این بیگانهسنگها استفاده شد.

دماسنجی مقدار تیتانیم در فلوگوپیت: محتوی Ti در کانیهای خانواده بیوتیت به تغییرات دما، فشار و مجموعه کانیهای همراه با فلوگوپیت در سنگ بستگی دارد [۲۸]. از بین پارامترهای فوق تغییرات دما بیشترین تأثیر را بر مقدار Ti در بیوتیتها داشته بهگونهای که با افزایش دما میزان Ti در این کانیها افزایش مییابد [۲۹]. دماسنجی محتوی عنصر تیتانیم در فلوگوپیتهای بیگانهسنگهای گرانولیت محدودهٔ دمایی ۶۸۶ تا ۷۶۰ (با میانگین ۷۳۲) درجه

آمده است (جدول ۱۰).

سانتی گراد را نشان میدهد (جدول ۱۱).

فشارسنجی گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز (GASP): فشارسنج گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز بهطور گسترده برای سنگهای رخساره آمفیبولیت و گرانولیت مورد استفاده قرار می گیرد [۳۰]. مزیت این سیستم در آن است که بهعلت وجود محلول جامد وسیع در گارنت و پلاژیوکلاز، این مجموعه در متاپلیتها دارای حضور گستردهای است [۳۱]. بنا براین استفاده از فشارسنج گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز در بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود، گسترهٔ فشاری ۸/۵ تا ۹/۵ کیلوبار را مشخص می کند.

Sample	B۸۴۱	B۸۴۱	Βλ۴ι	K۲ <b>۰</b> -۱	K۲۰-۱
Point	۵۲	۵۴	۵۸	٨۶	٨٧
Ti (a.p.f.u.)	٠/٣٧٩	۰ /۳۸۰	۰/۲۸۰	٠/۴٧١	۰/۴۸۰
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	•/87•	۰/۶۱۰	•/97•	•/98•	•/87•
T (°C) based on Henry et al., 2005	۷۲۹	۷۲۷	۶86	۷۵۷	٧۶٠
Average	٧٣٢				

جدول ۱۱. دماسنجی محتوی Ti موجود در فلوگوپیتهای بیگانهسنگهای گرانولیتی در مجموعه دایکهای بیاضه

### ارزیابی ماهیت و شرایط تشکیل بیگانهسنگها در مجموعه دایکهای فلسیک بیاضه

بررسی نتایج حاصل از تعیین دما-فشار در بیگانهسنگهای آمفیبولیتی، نشاندهندهٔ افزایش فشار از آمفیبولیت (میانگین ۸/۵ کیلوبار) به کلینوپیروکسن آمفیبولیت (میانگین ۱۰/۰ کیلوبار) و نهایتاً گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت (میانگین ۱۱/۳ کیلوبار) است (جدول ۹). با استناد به فشارهای بهدست آمده از بیگانهسنگهای آمفیبولیت میتوان عمق تقریبی ۲۱ تا ۳۱ کیلومتر را برای آنها در نظر گرفت. بررسی دادههای حاصل از بیگانهسنگهای آمفیبولیت موجود بر نمودار رخسارههای دگرگونی محدوده دما- فشار بالای رخساره آمفیبولیت را نشان میدهد (شکل ۷).

بررسی پاراژنز کانیها در سنگهای دگرگونشده در رخساره گرانولیت و بررسی نتایج آزمایشگاهی که بهمنظور تعیین محدوده فشار و عمق این نوع سنگهای برگرفته از یوسته تحتانی انجام شده است نشان میدهد که:

- جفت کانی اسپینل و پلاژیوکلاز در بیگانهسنگهای گرانولیتی در فشار حدود ۱۰ کیلوبار و عمق حدود ۳۰ کیلومتر یافت می شوند [۳۲].
- در بررسی شیمیکانیها، گارنتهای دارای ترکیب آلماندین-پیروپ که حاوی آندرادیت بسیار پایینی هستند در
   گرانولیتهای متعلق به پوسته تحتانی گزارش شده است [۳۳]؛ که این ویژگیهای شیمیکانی، در گارنتهای
   موجود در بیگانهسنگهای گرانولیتی بیاضه وجود دارد (جدول ۸).
- فشار تعادلی برای زنولیتهای گرانولیتی غنی از آلومینیوم برگرفته از پوسته زیرین که دارای گارنت و/یا کیانیت هستند حدود ۱۰ کیلوبار است که متعلق به اعماق حدود ۳۰ کیلومتر هستند [۱۹].
- سیلیمانیت پلیمورف دما بالای آلومینوسیلیکاتها و کانی رایج سنگهای پوسته قارهای غنی از آلومینیوم است که در رخساره گرانولیت در دمای بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتی گراد ایجاد می شود [۳۴].
- بررسی شرایط ایجاد و پایداری اورتوپیروکسن در سیستمهای آلومینیمدار در رخساره گرانولیت، در محدوده فشاری حدود ۳ تا ۱۲ کیلوبار و دمای بیش از ۸۵۰ درجهٔ سانتی گراد ایجاد می شود [۳۵].

با توجه به مطالب فوق و براساس مجموعه کانیهای موجود در بیگانهسنگهای گرانولیت بیاضه، میتوان نمونههای بررسی شده را در شبکه پتروژنتیکی ارائه شده برای گرانولیتهای غنی از آلومینیوم توسط هارلی (۱۹۹۸) [۳۶]، بررسی شد (شکل ۶). خلاصه بررسی این شبکه و بررسیهای آزمایشگاهی که منجر به ارائهٔ این شبکه پتروژنتیک شده است [۳۶]، بدینقرار است:

در گرانولیتهای غنی از آلومینیوم (شکل ۶)، اسپینل و پلاژیوکلاز بهترتیب در فشارهای ۳ تا ۸ کیلوبار و ۳ تا ۱۴ کیلوبار پایدار هستند و محدودهٔ دمای پایداری این کانیها نیز بهترتیب ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ و ۲۰۰ تا ۹۰۰ درجهٔ سانتیگراد است. در این نمودار، سیلیمانیت در فشارهای ۳ تا ۱۷ کیلوبار و دمای ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ درجهٔ سانتیگراد وجود دارد. گارنت نیز در فشارهای ۴ تا ۱۲ کیلوبار و دمای ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ درجهٔ سانتیگراد پایدار است. بر این اساس میتوان معت در گرانولیتهای غنی از آلومینیوم، کانیهای پلاژیوکلاز، اسپینل و سیلیمانیت در محدوده فشار ۳ تا ۸ کیلوبار و معت در گرانولیتهای غنی از آلومینیوم، کانیهای پلاژیوکلاز، اسپینل و سیلیمانیت در محدوده فشار ۳ تا ۸ کیلوبار و مای ۲۰۰ تا ۹۰۰ درجهٔ سانتیگراد همزمان با یکدیگر پایدار هستند. بنابراین با توجه به پاراژنز کانیهای موجود در سنگهای بررسی شده و با استفاده از شبکه پتروژنتیکی ارائهشدهٔ [۳۳]، فشار بیش از ۸ کیلوبار و دمای کمتر از ۸۵۰ درجهٔ سانتیگراد (حدود ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجهٔ سانتیگراد) برای تشکیل این نوع زنولیت بهدست آمده است. به نظر میرسد که در دمای بیش از ۸۵۰ درجهٔ سانتیگراد، احتمال تشکیل این نوع زنولیت بودست آمده است. به نظر دیگر تفاوت در ترکیب بیوتیت و سیال نیز در جانشینی اورتوپیروکسن در این نمونهها وجود دارد. از طرف دیگر تفاوت در ترکیب بیوتیت و سیال نیز در جانشینی اورتوپیروکسن بهجای بیوتیت در فاصله دمایی گستردهای نقش میرانولیتی، مقایسه آن ها با نمودار پتروژنتیکی ارائهشده ایر برسی پاراژنز کانیهای موجود در این بیگانهسنگهای



شکل ۶. شبکه پتروژنتیک مربوط به محدوده دما و فشار پایداری کانیها در گرانولیتهای غنی از آلومینیوم برگرفته از [۳۶] (۳: بخار آب، L: مذاب سیلیکاته)؛ محدوده مشخص شده، دما و فشار ارزیابیشده برای بیگانهسنگهای گرانولیتی در دایکهای بیاضه است منحنی های ۳ تا ۶ موجود در نمودار نشانگر منحنی های واکنشی است که محدودههای پایداری، ظهور و حذف کانیهای تشکیلدهندهٔ گرانولیتهای غنی از آلومینیم را نشان میدهد که واکنشهای مربوط روی هر کدام از منحنیها مشخص شده منده از منحنی های و

فشارسنجی این بیگانهسنگها می توان بیان کرد که بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در مجموعه دایک های فلسیک بیاضه، دمای ۷۳۲ تا ۸۵۰ درجهٔ سانتیگراد و فشار ۸/۵ تا حدود ۱۰ کیلوبار را نشان میدهند که فشار بهدست آمده عمق تقریبی ۲۸ تا ۳۲ کیلومتری را برای آنها ارائه میکند.

در بررسی سنگهای رخساره گرانولیت و در تفکیک انواع گرانولیتها (گرانولیت، گرانولیتهای مذکور دما بالا (UHT) و گرانولیتهای فشار بالا) حد بالایی فشار گرانولیتها بر اساس گرادیان زمین گرمایی بیشتر از ۲۰ درجهٔ سانتیگراد (C/Km) 20<sup>°</sup>C/C <) برآورد میشود [۳۷]. همچنین حد بالایی دمای این سنگها نیز با منحنی لیکوئیدوس سنگهای پوستهای مشخص میشود [۳۸]. با توجه به ارزیابی دما و فشار بیگانهسنگهای گرانولیتی بیاضه و ترسیم اطلاعات موجود این نمونهها بر نمودار رخسارههای دگرگونی، این بیگانهسنگها در محدوده سنگهای رخساره گرانولیت قرار میگیرند (شکل ۲).

بررسی ضخامت پوسته قارهای در برش انتخابی در مسیر زاگرس، پهنه سنندج- سیرجان، ارومیه- دختر، ایران مرکزی، کوههای البرز- بینالود و کپه داغ با استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی را متقی و همکاران (۲۰۱۵) [۳۹] انجام دادهاند که بر مبنای این مدل، بخشهای میانی ایران مرکزی بهطور میانگین دارای ضخامت پوستهای در حدود ۴۰ کیلومتر هستند. در بررسی مدل گرانیسنجی پوسته، ضخامت پوسته قارهای در منطقه چاپدونی نزدیک به منطقه بیاضه ۲/۵±۳۸ کیلومتر است [۳۹]. بنا براین با استناد به مدلهای ارائهشده برای پوسته قارهای ایران [۳۹]، [۴۰]، [۴۱] می توان ضخامت حدود ۴۰ کیلومتری را برای پوسته قارهای در منطقه بیاضه در نظر گرفت. رودنیک و فونتاین (۱۹۹۵) [۴۲] در مدل کلی که برای پوسته ارائه کردهاند ضخامت کل ۴۰ کیلومتری را برای پوسته قارهای فرض کردهاند که در این مدل بخش میانی پوسته در اعماق ۱۲ تا ۲۳ کیلومتری (ضخامت ۱۱ کیلومتر) و ابتدای بخش تحتانی آن در عمق بیش از ۲۳ کیلومتر (ضخامت ۱۷ کیلومتر) در نظر گرفته شده است. پژوهشهای انجام شده روی زنولیتها در مناطق مختلف نشان میدهد که پوسته میانی معمولاً از سنگهای دگرگونشده در رخساره آمفیبولیت و بخشهای پایینی رخساره گرانولیت تشکیل شدهاند در حالی که پوسته تحتانی غالباً متشکل از سنگهای رخساره گرانولیت و کمتر آمفیبولیت است [۶]؛ که وجود این سنگهای دگرگونی علاوه بر ترکیب شیمیایی پوسته، به جایگاه تكتونيكي أنها نيز وابسته است [6]. با توجه به مطالب فوق، و با توجه به فشارسنجي نمونه ها، زنوليتهاي أمفيبوليت و گرانولیت موجود در مجموعه دایکهای فلسیک بیاضه که از عمق ۲۱ تا ۳۲ کیلومتری مشتق شده و در محدودهٔ دما-فشار بالای رخساره امفیبولیت و رخساره گرانولیت قرار دارند را میتوان بهعنوان قطعاتی از پوسته تحتانی در نظر گرفت که ماگمای مولد دایکهای بیاضه این بیگانهسنگها را حمل و به سطح زمین منتقل کرده است. نصوحیان و همکاران (۲۰۱۶) [۲] و نصوحیان (۱۳۹۴) با بررسی ویژگیهای شیمیایی و پتروژنز مجموعه دایک بیاضه [۸] نشان میدهد که ماگمای مولد این دایکها دارای مشخصات مذابهای آداکیتی غنی از سیلیس (HSA) بوده است که از طريق رخداد فرايند ذوب بخشي يک منبع گارنت آمفيبوليت در اسلب اقيانوسي فرورونده ايجاد شدهاند و هيچگونه شباهتی به مذابهای آداکیتی مشتقشده از ذوب بخشی پوسته تحتانی ندارد. علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

بررسی شرایط دما-فشار در بیگانهسنگهای آمفیبولیت و گرانولیت موجود در مجموعه دایک بیاضه نسبت به منحنی ذوب، حاکی از آن است که گرانولیتهای موجود، منحنی ذوب را قطع کردهاند (شکل ۷)؛ همچنین ویژگیهای بافتی



شکل ۷. بررسی رخسارههای دگرگونی بیگانهسنگهای آمفیبولیتی و گرانولیتی. در این نمودار گرادیان زمین گرمایی 20 <sup>o</sup>C/Km بهعنوان حد بالایی فشار دگرگونی رخساره گرانولیت بوده و گرادیان زمین گرمایی زون فرورانش، بهعنوان یکی از سردترین گرادیانها (C/Km°5)، برای مقایسه نشان داده شده است. محدودهٔ رخسارههای دگرگونی در این نمودار از [۳۱]، منحنی تولید مذاب (ماگماتیسم) از [۴۳] و گرادیانهای C/Km°2 و C/Km°5 برگرفته از [۴۴] است

این بیگانهسنگهای گرانولیت یعنی وجود بافتهای گرانوبلاستیک، زاویهٔ تماس ۱۲۰ درجه بین کانیها و وجود نداشتن کانیهای پتاسیمدار و آبدار به استثنای فلوگوپیت که خود از متشکلههای بخشهای عمیق پوسته است نشان میدهد که اینگونه نمونهها در بخشهای عمیق پوسته دچار ذوب بخشی شدهاند [۴۵]، [۴۶]. پس این نمونهها با شرایط خروج مذاب سازگارند که شرایط دما- فشار، ترکیب کانیشناسی و شواهد بافتی این دسته بیگانهسنگها میتواند بیانگر ماهیت رستیتی آنها باشد. علاوه بر این، کانی اسپینل در بیگانهسنگهای بررسی شده وجود دارد که به عقیدهٔ مارکل (۲۰۰۵) [۴۷] حضور کانی اسپینل در گرانولیتها از شواهد نزدیکشدن آنها به شرایط ذوب است. بنا براین زنولیتهای گرانولیتی منطقه بیاضه که دارای کانیهای غنی از AI (نظیر پلاژیوکلاز، اسپینل و سیلیمانیت) و فقیر از Ca و Mamتند احتمالا رستیتهای حاصل از رخداد ذوب بخشی در رسوبات قارهای در شرایط پوسته تحتانی هستند [۴۸].

سنگهای آتشفشانی ائوسن کوه گدارسیاه در بخش شمالغربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی و در جنوبغربی شهر جندق، به موازات گسلهای درونه و چوپانان قرار دارند. این سنگها ترکیب بازالت آندزیتی و آندزیت دارند و حاوی بیگانهسنگهایی با ترکیب کانیشناسی گرانولیت هستند که این بیگانهسنگهای گرانولیتی متشکل از پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، کرندوم، سیلیمانیت، اسپینل، کلریت و فنژیت هستند [۴۹]. بررسیهای سنگشناسی و دما-فشارسنجی بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در منطقهی گدارسیاه مبین دگرگونی رسوبات پوسته تحتانی در رخساره گرانولیت بوده است که افزایش درجهٔ دگرگونی و ذوب این گرانولیتها امکان تشکیل گرانیتوئیدهای تیپ S منطقه غرب جندق را فراهم کرده است [۴۹].

بیگانهسنگهای گرانولیتی دارای کانیهای سیلیمانیت، اسپینل، پلاژیوکلاز، بیوتیت و گارنت در ماگماتیسمهای نقاط مختلف جهان گزارش شدهاند [۱۹]، [۵۵]، [۵۵]، [۵۲] که محققان این قبیل زنولیتها را برگرفته از پوسته تحتانی میدانند. مقایسه بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در ولکانیسم ائوسن گدارسیاه در حاشیه غربی بلوک یزد [۴۹] و نزدیک به گسل درونه با بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در دایکهای فلسیک بیاضه که در حاشیه شرقی بلوک یزد بلوک یزد قرار دارند نشان میدها درونه با بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در دایکهای فلسیک بیاضه که در حاشیه شرقی بلوک یزد در ایک او نزدیک به گسل درونه با بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در دایکهای فلسیک بیاضه که در حاشیه شرقی بلوک یزد مقای در دارند نشان میدهد که این بیگانهسنگها، رسوبات غنی از A1 و فقیر از aC در قای در حاشیه شرقی و بخشهای تحتانی پوسته قارهای در رخساره گرانولیت متحمل دگرگونی شدهاند. بنا براین تشابه ترکیب سنگشناسی و رخسارهی دگرگونی بیگانهسنگهای موجود در ولکانیسم حاشیه غربی بلوک یزد مای درگونی بیگانهسنگهای موجود در ولکانیسم حاشیه غربی بلوک یزد با بیگانهسنگهای موجود در ولکانیسم حائیه غربی بلوک یزد با بیگانهسنگهای موجود در ولکانیسم حائیه غربی بلوک یزد قرار دارند نشان میده که این بیگانهسنگها، رسوبات غنی از A1 و فقیر از A2 و آب بوده است که در رخسرهای تحتانی پوسته قارهای در رخساره گرانولیت متحمل دگرگونی شدهاند. بنا براین تشابه ترکیب سنگشناسی و رخسارهی دگرگونی بیگانهسنگهای موجود در ولکانیسم حاشیه غربی بلوک یزد با بیگانهسنگهای موجود در دایکهای حاشیه مرکزی باشد.

### نتيجهگيرى

مجموعه دایکهای فلسیک منطقه بیاضه با سن کرتاسه پسین در بخش جنوبغربی منطقه بیاضه و در زون بیابانک واقع شده است. این مجموعه دایک میزبان بیگانهسنگهای آمفیبولیت و گرانولیت است. از نظر سنگشناسی و در بررسی پاراژنز کانیها، بیگانهسنگهای آمفیبولیت موجود در دایکهای بیاضه شامل آمفیبولیت، کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت هستند. کانیهای اصلی تشکیلدهنده آمفیبولیتهای موجود شامل آمفیبول و پلاژیوکلاز بوده که مودال آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیتها، نشاندهندهٔ ماهیت کلینوپیروکسنهای موجود در کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیتها، نشاندهندهٔ ماهیت دگرگونی آنها و وجود فوگاسیته پایین اکسیژن در زمان تشکیل این کانیها است. وجود گارنتهای نوع گراسولار-آمامندین با محتوی آندرادیت بسیار اندک در گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیتها، نشاندهندهٔ ماهیت آماماندین با محتوی آندرادیت بسیار اندک در گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیتها نیز حاکی از وجود شرایط احیا در هنگام دگرگونی و تبلور این کانیها است. بررسی نتایج فشارسنجی در بیگانهسنگهای آمفیبولیت، کلینوپیروکسن مینوپیروکسن مونیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت بیشاندهنده افزایش فشار در آنها است. با استناد به فشار بهدست آمده برای بیگانهسنگهای آمفیبولیت میتوان عمق تقریبی ۲۱ تا ۳۲ کیلومتر را برای این بیگانهسنگها رخساره آمفیبولیت است.

بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود در مجموعه دایک بیاضه بهترتیب فراوانی دارای کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، اسپینل، گارنت، سیلیمانیت و استارولیت است. وجود کانیهای پلاژیوکلاز، اسپینل (هرسینیت) و سیلیمانیت در این نمونهها معرف غنیبودن ترکیب آنها از نظر محتوی آلومینیوم است. بررسی شیمیکانی فلوگوپیتهای موجود در این بیگانهسنگها حاکی از تشابه آنها با میکاهای موجود در زنولیتهای پوسته تحتانی است. بررسی پاراژنز کانیها و دما- فشارسنجی بیگانهسنگهای گرانولیتی موجود فشار ۸/۵ تا ۱۰ کیلوبار و محدوده دمایی ۷۳۲ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد را نشان میدهد که مبین شرایط رخساره دگرگونی گرانولیت است. با استناد به فشار بهدست آمده میتوان عمق تقریبی ۲۸ تا ۳۲ کیلومتری را برای این گرانولیتها تعیین کرد. بر این اساس بیگانهسنگهای موجود در مجموعه دایکهای بیاضه عمق تقریبی ۲۱ تا ۳۲ کیلومتری را نشان میدهند که با توجه به عمق تقریباً ۴۰ کیلومتری موهو در این بخش از خرد قاره شرق- ایران مرکزی، این بیگانهسنگها معرف ترکیب پوسته تحتانی در این منطقه هستند.

### قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایتهای مالی دانشگاه اصفهان تشکر میکنند.

#### منابع

- Bear G., Heimann A., "Physics and Chemistry of Dykes", Balkema Publisher, USA, (1995) 337.
- 2. Nosouhian N., Torabi G., Arai S., "Late Cretaceous dacitic dykes swarm from central Iran, a trace for amphibolite melting in a subduction zone", Geotectonics, 50 (2016) 295-312.
- 3. Taylor S. R., McLennan S. M., "Planetary crusts: their composition and evolution", Cambridge University Press, Cambridge (2009) 378.
- 4. Hawkesworth C. J., Kemp A. I. S., "Evolution of the continental crust", Nature, 443 (2006) 811-817.
- Rudnick R. L., Gao S., "Composition of the continental crust". In: Rudnick R.L. (Eds). "The crust", Elsevier-Pergamon, Oxford (2003) 1-64.
- Weber M. B. I., Tarney J., Kempton P. D., Kent R. W., "Crustal make-up of the northern Andes: evidence based on deep crustal xenolith suites, Mercaderes, SW Colombia", Tectonophysics, 345 (2002) 49-82.
- Almasian M., "Tectonics of Anarak Area (Central Iran)", Ph.D. Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Unit, (1997) 162 p.

۸. نصوحیان نرگس، "پترولوژی متاافیولیت پالئوزوئیک و مجموعه دایکهای فلسیک مزوزوئیک در غرب و جنوبغرب بیاضه (جنوب خور- ایران مرکزی)"، پایاننامهٔ دکتری پترولوژی، دانشگاه اصفهان (۱۳۹۴) ۲۹۳.

- Bagheri S., "The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas", Ph.D. Thesis, Faculty of Geosciences and Environment, University of Lausanne, Switzerland, (2007) 208.
- 10. Sharkovski M., Susov M., Krivyakin B., Morozov L., Kiristaev V., Romanko E., "Geology of the Anarak Area (Central Iran)", Geological Survey of Iran, Report NO. 19 (1984) 143.

- Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L., "Geology of the Khur Area (Central Iran)", Geological Survey of Iran, Report NO. 20 (1984) 132.
- Ghasemi A., Talbot, C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
- Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine, 51 (1987) 431-435.
- Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, 95 (2010) 185-187.
- 15. D'Antonio M., Kristensen M. B., "Data report: electron microprobe investigation of primary minerals in basalts from the west Philippine Sea Basin (Ocean Drilling Program Log 195, Site 1201)", In: Shinohara M., Salisbury M.H., Richter C. (Eds.), "Proceedings of the Ocean Drilling Program", Scientific Results, (2005) 195.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman, London, (1992) 528.
- Berger J., Femenias O., Mercier J. C. C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", Journal of Metamorphic Geology, 23 (2005) 795-812.
- Barbero L., "Granulite facies metamorphism in the anatectic complex of Toledo (Spain): late Hercynian tectonic evolution by crustal extension", Geological Society of London, Special Publication, 152 (1995) 365-382.
- Nozaka T., "Kyanite-bearing anorthosite inclusions in Cenozoic alkali basalts from the central part of the Chugoku district, Southwest Japan", Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, 85 (1990) 531-536.
- 20. Tronnes R. G., Edgar A. D., Arima M., "A high pressure-high temperature study of TiO<sub>2</sub> solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry", Geochemica et Cosmochemica Acta, 49 (1985) 2323-2329.
- 21. Hammarstrom J. M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist, 71 (1986) 1297-1313.
- 22. Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", American Mineralogist, 72 (1987) 231-239.

- Johnson M. C., Rutherford M. J., "Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology, 17 (1989) 837-841.
- 24. Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.
- Jarrar G. H., "Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, southwest Jordan", Journal of African Earth Sciences, 26 (1998) 285-295.
- 26. Blundy J. D., Holland T. J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208-224.
- Holland T., Blundy J., "Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology, 116 (1994) 433-447.
- 28. Guidotti C. V., Sassi F. P., "Constraints on studies of metamorphic K-Na white micas", In: Mottana A., Sassi F. P., Thompson J. B., Guggenheim J. (Eds.), "Micas: crystal chemistry and metamorphic petrology", Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington D.C., 46 (2002) 419-448.
- 29. Henry D. J., Guidiotti C. V., Thomson J. A., "The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", American Mineralogist, 90 (2005) 316-328.
- Koziol A. M., Newton R. C., "Redetermination of the garnet break down reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer", American Mineralogist, 73 (1988) 216-223.
- Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer-Verlag Publication, Berlin, (1994) 318.
- 32. Irving A. J., "Megacrysts from the newer basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia", Geological Society of America Bulletin, 85 (1974) 1503-1514.
- 33. Guo J. H., Peng P., Chen Y., Jiao S. J., Windley B. F., "UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93-1.92 Ga caused by gabbronorite intrusions: implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton", Precambrian Research, 222 (2012) 124-142.

- 34. Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer-Verlag, Berlin, (2011) 441.
- 35. Pattison D. R. M., Chacko T., Farquhar J., Mcfarlane C. R. M., "Temperatures of granulitefacies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange", Journal of Petrology, 44 (2003) 867-900.
- 36. Harley S. L., "On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism", Geological Society, London, Special Publications, 138 (1998) 81-107.
- Brown M., "Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoarchean", Geology, 34 (2006) 961-964.
- Brown M., "Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change", International Geology Review, 49 (2007) 193-234.
- 39. Motaghi K., Tatar M., Priestley K., Romanelli F., Doglioni C., Panza G.F., "The deep structure of the Iranian Plateau", Gondwana Research, 28 (2015) 407-418.
- 40. Dehghani G. A., Makris J., "The gravity field and crustal structure of Iran", Geological Survey of Iran, Report NO. 51 (1983) 50-68.
- Jiménez-Munt I., Fernàndez M., Saura E., Vergés J., Garcia-Castellanos D., "3D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran)", Geophysical Journal International, 190 (2012) 1311-1324.
- 42. Rudnick R. L., Fountain D. M., "Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective", Reviews in Geophysics, 33 (1995) 267-309.
- 43. Winter C., "An introduction to igneous and metamorphic petrology", Prentice Hall, New Jersey, (2001) 697.
- 44. Chopin C., "Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle", Earth and Planetary Science Letters, 212 (2003) 1-14.
- 45. Nixon P. H., Boyd F. R., "Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodules suite in kimberlites", In: Nixon P.H. (Eds), "Lesotho kimberlites", Lesotho National Development Corporation, Maseru, (1973) 48-56.
- 46. Embey-Istzin A., Scharbert H. G., Dietrich H., Poultidis H., "Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian volcanic region (Hungary) implications for the deep structure of the Pannonian Basin", Mineralogical Magazine, 54 (1990) 463-483.
- 47. Markl G., "Mullite-corundum-spinel-cordierite-plagioclase xenoliths in the Skaergaard Marginal Border Group: multi-stage interaction between metasediments and basaltic magma", Contributions to Mineralogy and Petrology, 149 (2005) 196-215.

48. Villaseca C., Downes H., Pin C., Barbero L., "Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths", Journal of Petrology, 40 (1999) 1465-1496.

۴۹. رجبی ثمینه، ترابی قدرت، "کانی شناسی و ژئوشیمی زینولیتهای درون ولکانیکهای ائوسن جنوب غرب جندق"، مجلهٔ زمینشناسی اقتصادی، ۱ (۱۳۹۱) ۶۵–۸۲.

- Murakami N., "High-grade metamorphic inclusions in Cenozoic volcanic rocks from West Sańin, Southwest Japan", The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 70 (1975) 424-439.
- 51. Jan M. Q., Karim A., "Coronas and high-P veins in metagabbros of the Kohistan island arc, northern Pakistan: evidence for crustal thickening during cooling", Journal of Metamorphic Geology, 13 (1995) 357-366.
- 52. Dobrzhinetskaya L. F., Faryad S. W., Wallis S., Cuthbert S., "Ultrahigh-pressure metamorphism", Elsevier, London (2011) 697.