

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۴۳۷ تا ۴۵۴



سنگنگاری و شیمی کانی گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

محمود احمدی، مرتضی شریفی *، قدرت ترابی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران (دریافت مقاله: ۹۶/۳/۱۳، نسخه نهایی: ۹۶/۸/۱)

چکیده: افیولیت انارک به سن دیرینه زیستی با روند شرقی – غربی در شمال شهر انارک واقع است. علاوه بر گابروهای موجود در توالی افیولیتی انارک، تودههایی از گابروهای دگرنهاد شده به شکل استوک و دایک درون افیولیت انارک نفوذ کردهاند. گابروهای دگرنهاد شده جوانتر از افیولیت انارک و قدیمیتر از مجموعه دگرگونی انارک بوده و دربردارنده کانیهای دیوپسید و اوژیت، هورنبلند اکتبنولیتی، اکتینولیت، ترمولیت، فلوگوپیت، آلبیت و الیگوکلاز، پیکنوکلریت و پنینیت، اپیدوت، گارنت، اسفن، آپاتیت، پرهنیت، کلسیت و کانیهای کدر هستند. نفوذ آب دریا تا پوسته زیرین و گوشته بالایی باعث دگرنهادی دمای بالای گابروها شده است. ناهنجاری مثبت PD و ناهنجاری منفی Ti, Nb, Ta در شیمی سنگ کل و کلینوپیروکسن و آمفیبول نشانگر محیط زمینساختی قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است. دمای تبلور دیوپسید ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰، فلوگوپیت ۷۵۰، هورنبلند اکتینولیتی. ۶۰۶

واژههای کلیدی: شیمی کانی؛ شیمی سنگ کل؛ گابرو؛ دگرنهادی؛ افیولیت؛ انارک.

مقدمه

پس از کشف دودکشهای سیاه در مراکز گسترش پوسته اقیانوسی در اواخر دهه هفتاد [۱]، چرخه گرمابی آب دریا به عنوان یک سازوکار مهم در تبادلات گرمایی و شیمیائی معرفی شد [۲]. اوایل باور بر این بود که چرخه گرمابی بر کانیشناسی و ترکیب شیمیایی پوسته اقیانوسی بالایی فقط تا قاعده دایک-های صفحهای اثر دارد، اما با مشاهده دگرسانی گرمابی در تودههای گابروئی مشخص شد که چرخه گرمابی تا اعماق بیشتری میتواند نفوذ کند، اگرچه با افزایش عمق از شدت فرایندهای گرمابی کاسته میشود [۳]. چرخه سیالهای فرایندهای گرمابی کمان ماگمائی در سنگ کره اقیانوسی دارد [۴]. امروزه شواهد زیادی از نفوذ آب دریا به پائین ترین بخش پوسته و حتی بالاترین بخش گوشته افیولیت عمان که بخشی از یک سنگ کره اقیانوسی قدیمی است، گزارش شده است

[۵٬۶]. چنین شواهدی نتیجه فعالیت فرآیندهای گرمابی دمای بالا در مکانهای فاقد فازهای آبدار است [۷].

از فراوردههای احتمالی فرایندهای گرمابی در مکانهای نامبرده میتوان به دیوپسیدیت و رودینگیت اشاره کرد. دیوپسیدیتها که فراورده احتمالی فعالیت گرمابی هستند، از مقطع گوشتهای (دیوپسیدیتهای گوشتهای) و مقطع پوستهای (دیوپسیدیتهای پوستهای) منطقه فیض در شمال افیولیت عمان گزارش شدهاند [۸–۵]. بر اساس دادههای ایزوتوپ پتاسیم و استرانسیم، گابروهای افیولیت عمان را متاثر از دگرنهادی دمای بالا با آب اقیانوس میدانند [۹،۱۰].

رودینگیتها نیز سنگهای غنی از کلسیم و فقیر از عناصر قلیایی و زیر اشباع از سیلیس هستند که کانیهای موجود در آنها عبارتند از هیدروگارنت، ترمولیت-اکتینولیت، دیوپسید، پرهنیت، ایدوکراز، اسفن، اپیدوت، کلریت، کلسیت و زنوتلیت [۹]. سیالهای قلیایی شامل یونهای +Ca²⁺ آزاد شده از فرایند

*نويسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۰۱۹۳۵۱، نمابر: ۰۳۱۳۷۹۳۲۱۵۲، پست الکترونيکي: m.sharifi@sci.ui.ac.ir

سرپانتینیتیشدن منبع تامین Ca برای رودینگیتیشدن هستند [۱۱]. برخی از پژوهشگران معتقدند که این کلسیم از محلولهای گرمابی غنی از Ca و یا از زهکشی گابروها بدست میآید [۱۲،۱۳].

نخستین بررسیهای زمین شناسی بر منطقه انارک توسط استال در سالهای ۱۸۹۷ و ۱۹۱۱ میلادی انجام شد [۱۵،۱۴]. داوودزاده و همکاران [۱۶] افیولیت انارک را باقیمانده پالئوتتیس و جایگاه اصلی آن را افغانستان (هرات) میدانند که به دلیل چرخش ایران مرکزی به این محل منتقل شده است. برخی [۱۷] سن افیولیت انارک را نامعلوم عنوان کردهاند و برخی [۱۸] این افیولیت را جزء افیولیتهای دیرینه زیستی ایران محسوب نمودهاند. باقری [۱۹] زمین شناسی و سنگ-شناسی افیولیت انارک را بررسی کرده است. الماسیان [۲۰] این افیولیت را نابرجا و قدیمی ترین واحد سنگی منطقه می داند. ترابی [۲۱] ضمن بررسی تفاوتهای کانی شناسی، شیمیائی و دگرگونیهای گوشته افیولیتهای انارک و عشین، مجموعههای سنگی افیولیت انارک را شامل بر پریدوتیتهای سرپانتینی شده، سنگهای انباشتی، گابرو، گدازههای بالشی، دایکهای مافیک و فرامافیک، رودینگیت و لیستونیت میداند. در این افیولیت تا کنون کانسار کرومیت دیده نشده است. کانی شناسی مرمرهای برآمده از دگرگونی لیستونیتها در افیولیت انارک نیز بررسی شدہ است [۲۲].

باقری و همکارش [۲۳] افیولیتهای موجود در بخش غربی خرده قاره شرق – ایران مرکزی را به دیرینه زیستی پسین تا میانه زیستی پیشین نسبت دادهاند. ترونجمیتهای پساافیولیتی مربوط به اواخر پرمین به عنوان شاهدی بر فرورانش دیرینه-زیستی در نظر گرفته شده است [۲۴]. [۲۵] افیولیت انارک را قدیمی ترین واحد سنگی منطقه معرفی نموده که در زیر مجموعه دگرگونی شمال انارک قرار گرفته است. علاوه بر گابروهای توالی افیولیتی انارک تودههای گابرویی دیگری نیز وجود دارد که به درون افیولیت انارک نفوذ نمودهاند [۲۵].

در افیولیت انارک دایکها و استوکهایی از گابروهای دگرنهاد شده دیده می شود که موضوع بحث این مقاله ماهیت گابروها و دگرنهادی آنها است.

روش بررسی

از گابروهای دگرنهاد متاسوماتیز شده افیولیت انارک، تعداد ۴۵ نمونه برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک، سنگنگاری شدند.

نمونههای مناسب جهت انجام تجزیههای نقطهای انتخاب و از آنها مقطع نازک صیقلی تهیه و کانیهای آنها با استفاده از دستگاه ریزپردازشگر الکترونی JEOL مدل 3800-JXA (WDS) با ولتاژ شتابدهنده ۵۱کیلوولت و جریان ۱۵ نانوآمپر در علوم زمین دانشگاه کانازاوای ژاپن تجزیه شدند. بررسی عناصر نادر کانیهای موجود در گابروهای دگرنهاد شده انارک عناصر نادر کانیهای موجود در گابروهای دگرنهاد شده انارک توسط دستگاه طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی لیزری (LA-ICP-MS) و Agilent 7500Sa با لیزر ایجام شد [۲۶،۲۷].

تجزیههای سنگ کل، با استفاده از روش فعالسازی نوترونی (NAA) در سازمان انرژی اتمی اصفهان انجام گرفت. به منظور محاسبه فرمول ساختاری از روش ارائه شده در مرجع [۲۸] برای تفکیک آهن (II) و (III) کانیها استفاده شد. نام اختصاری کانیها بر گرفته از مرجع [۲۹] است.

زمین شناسی

منطقه انارک در بخش غربی ایران مرکزی، بین گسلهای درونه و تركمني اورديب واقع است. راستاي كلي ساختارهاي زمين-شناسی این منطقه شمال غرب-جنوب شرق است، اما افیولیت انارک که در ۱۸ کیلومتری شمال شهر انارک قرار دارد، تقریباً دارای روند شرقی-غربی است. قدیمی ترین سنگهای منطقه مجموعه افیولیتی انارک و جدیدترین آنها آبرفتهای عهد حاضر هستند. سنگهای تشکیلدهنده افیولیت انارک شامل پریدوتیتها و پریدوتیتهای سرپانتینی شده گوشته، پریدوتیتها و دایکهای پهنه انتقالی، سنگهای انباشتی، گابرو، دایکهای بازی و فرابازی، پیروکسنیتها، گدازههای بالشی و تودههای گلوکوفاندار، رودینگیتها، لیستونیتها و مرمر است [۲۵]. علاوه بر گابروهای موجود در توالی افیولیتی [۲۵]، درون افیولیت انارک تودههای گابرویی دگرنهاد شده به شکل استوک و دایک وجود دارد که در این پژوهش بررسی می شوند. در شکل ۱ موقعیت جغرافیائی منطقه انارک، نقشه زمین شناسی شمال انارک و محل گابروهای دگرنهاد شده دیده می شود [۳۰].

رخنمون گابروهای دگرنهاد شده که درون پریدوتیتهای گوشتهای افیولیت انارک نفوذ نمودهاند را میتوان در جنوب معدن نیکل چاه شور، جنوب معدن چندفلزی (مالاکیت،

کالکوپیریت، کالکوزین، بورنیت، مس طبیعی و هیدروکسیدهای آهن) راسور و جنوب کوه چاه گربه مشاهده کرد (شکل ۱). این تودههای گابروئی دچار دگرگونی (کنارههای توده دارای برگوارگی هستند) و دگرنهادی شدهاند، دارای رنگ روشن تر از پریدوتیتهای گوشتهای بوده و به همین دلیل به راحتی از سایر سنگهای مجموعه افیولیتی قابل تشخیص هستند (شکل ۲ الف). ساختار این سنگها تودهای و متراکم بوده و درشت بلورهای کلینوپیروکسن از اطراف در حال تبدیل به کانیهای

ثانویه هستند (شکل ۲ ب) و در مرز با پریدوتیتهای گوشتهای دارای برگوارگی هستند (شکل ۲ پ). خمیدگی درشت بلورها (دیوپسید) در مقاطع میکروسکوپی شاهدی بر وجود فشارهای مکانیکی است (شکل ۲ ت). با توجه به نفوذ این گابروهای دگرنهاد شده به درون افیولیت انارک و مشاهده الیستولیتهای این واحد سنگی در بخشهای پایینی شیستهای سبرز [۲۵]، سن این تودهها جوانتر از افیولیت انارک و قدیمی تر از مجموعه دگرگونه انارک (شیستهای سبرز) است.



شکل ۱ موقعیت جغرافیائی و نقشه زمین شناسی شمال انارک [۱۷].



شکل ۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی گابروهای دگرنهاد شده انارک الف) توده جنوب معدن راسور که از مجموعه افیولیتی انارک (پریدوتیتهای گوشتهای سرپانتینی شده=MP) متمایز است. ب) نمونه دستی از گابروهای دگرنهاد شده. درشت بلورهای کلینوپیروکسن کـه در حـال تبـدیل بـه کانیهای ثانویه هستند. پ) برگوارگی در مرز تودهها با سنگ میزبان ت) خمیدگی بلورهای دیوپسید (Di) در اثـر فشـارهای مکـانیکی در مـرز بـا سنگ میزبان.

سنگنگاری و شیمی کانیها

بافت اصلی این گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک دانهای است. بر اساس بررسیهای سنگنگاری و تجزیه نقطهای، کانی-های سازنده این سنگها کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت)، آمفیبول (هورنبلند اکتبنولیتی، اکتینولیت و ترمولیت)، بیوتیت (فلوگوپیت)، پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز)، کلریت (پیکنوکلریت و پنینیت)، اپیدوت، گارنت، اسفن، آپاتیت، پرهنیت، کلسیت و کانیهای کدر هستند (شکل ۳).

کلینوپیروکسنها در مقطع نازک نیمهشکلدار بوده، برجستگی و دوشکستی بالا (سری ۲) دارند. مقدار ,SiO2 یر کناره کلینوپیروکسنها نسبت به مرکز افزایش یافته و مقدار TiO₂ و Al₂O₃ کاهش یافته است

(جدول ۱). میانگین Al₂O₃ کلینوپیروکسنها ۵/۵ درصد وزنی، میانگین Cr₂O₃ حدود ۲/۲ درصد وزنی، میانگین TiO₂ حدود ۱/۲۱ درصد وزنی و 0.903=#Re 70.097 اله Fe#=0.097 المت. کلینوپیروکسن این سنگها بر اساس نمودار تفکیک کلینوپیروکسنها [۳۰] از نوع دیوپسید و اوژیت است (شکلهای ۴ الف و ب). نتایج تجزیه نقطهای کلینوپیروکسنهای گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک در جدول ۲ ارائه شده است. آمفیبولها از نوع کلسیمی بوده و در نمودار تعیین نوع آمفیبول [۳1] (شکل ۴ پ) بیشتر از نوع اکتینولیت (Mg# 0.66) و هورنبلند اکتینولیتی (۵.66 #Mg) و ترمولیت هستند (جدول ۳). اکتینولیت سوزنی شکل بوده و در اطراف ییروکسنها دیده می شود. هورنبلند اکتینولیتی

شکلدار تا نیمه شکلدار بوده، دارای رخ آمفیبولی، چندرنگی، برجستگی متوسط تا بالا و دوشکستی تا اواسط سری ۲ است (شکل ۴ب).

در نمودار تعیین نوع بیوتیت [۳۲] بیوتیتها از نوع فلوگوپیت بوده (شکل ۴ ت) و در مقطع نازک شکلدار تا نیمه شکلدار هستند. رنگ قهوهای، خاموشی مستقیم و چندرنگی شدید از ویژگیهای این بیوتیتهاست. نتایج تجزیه نقطهای

بیوتیتها در جدول ۴ آورده شده است. ترکیب پلاژیوکلازها آلبیت (1=%An) تا الیگوکلاز (11=%An) است (شکل ۴ ث و جدول ۴) و اغلب آمفیبولهای سوزنی را در بر گرفتهاند [۳۳]. کلریتها بر اساس نمودار مرجع [۳۵] پیکنوکلریت (Mg# 0.75) و پنینیت (Mg# 0.75) هستند (شکل ۴ ج) [۳۴].



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک. الف) مجموعهای از کانیهای دیوپسید، آلبیت، اکتینولیت، کلریت و هورنبلند اکتینولیتی. ب) گابروی دگرنهاد شده شامل دیوپسید، اکتینولیت و هورنبلند اکتینولیتی در اثر دگرنهادی از کناره به اکتینولیت تبدیل شده است. ت) تشکیل اسفن و کلریت به عنوان کانیهای برآمده از دگرنهادی (دیوپسید=Dh، آلبیت=Ab، کلریت=Ab، کلریت=Ach، اکتینولیت تبدیل اکتینولیت ایک مورنبلند اکتینولیت ایک مورنبلند اکتینولیت میکروسکوپی از کناره به اکتینولیت مورنبلند اکتینولیت تبدیل مورنبلند اکتینولیت و کلریت. به عنوان کانیهای برآمده از دگرنهادی (دیوپسید مول، آلبیت=Ab، کلریت=Ach، اکتینولیت=Ach، هورنبلند اکتینولیتی=Ach، اسفن و کلریت به عنوان کانیهای برآمده از دگرنهادی (دیوپسید=Dh، آلبیت=Ab، کلریت=Ach، اکتینولیت=Ach، اکتینولیت=Ach، اکتینولیت=Ach، آلبیت=Ach، الفن و کلریت به عنوان کانیهای برآمده از دگرنهادی (دیوپسید=Dh، آلبیت=Ab، کلریت=Ach، اکتینولیت=Ach، اکتینولیت=Ach، آلبیت=Ach، آلبینولیت کانیهای برآمده از دگرنهادی (دیوپسید=Ach)، آلبیت=Ach، آلبیت=Ach، آلبیت=Ach، آلبینولیت Ach الفن و کلریت به عنوان کانیهای برآمده از دگرنهادی (دیوپسید=Ach)، آلبیت=Ach، آلبیت=Ach، آلبینولیت موان کانیهای موان کانیهای برآمده از دگرنهادی (دیوپسید=Ach)، آلبیت=Ach، آلبیت=Ach)، آلبینولیت مولیت مول

	نام کانی	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total
۳۰۶	ديوپسيد	۵۰,۳۰۷	۱,۴۷۸	۵٫۸۸۳	•,۴١٨	۴,۵۹۷	•,•94	۱۵/۹۰۲	۱۹ _/ ۸۸۹	1,048	۰,۰۵۱	•,• **	99 _/ 89٣
۳۰۷	ديوپسيد	57,448	۰٫۷۰۹	۳٫۸۹۸	•,77•	۴,۰۵۱	۰٬۰۹۰	18,418	21/288	• /818	•,•••	•,• ۴1	۹۹ _/ ۹۴۷
۳۰۸	پيكنوكلريت	۳۰,۲۰۲	•,•••	۱۹٬۵۳۲	•/•••	۱۱,۹۵۵	• ,) • •	۲۵,۴۲۰	•,• ٣١	۰٬۰۱۳	•,••٢	•,• ٧٣	۸۷٬۳۲۸

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطهای از مرکز و کناره یک دیوپسید در حال تبدیل به کلریت



شکل ۴ نمودارهای تعیین نوع کانیها الف) نمودار Q-J جهت تعیین ماهیت کلینوپیروکسنها که براساس آن کلینوپیروکسنهای گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک در گستره آهن-منیزیم-کلسیم (Quad) قرار می گیرند. ب) بر اساس نمودار تعیین نوع کلینوپیروکسنها [۳۰]، کلینوپیروکسنها بیشتر در گستره دیوپسید و برخی در گستره اوژیت قرار می گیرند. پ) بر اساس نمودار ردهبندی آمفیبولها [۳۱]، آمفیبولهای منطقه بیشتر از نوع اکتینولیت، تعدادی اکتینولیت-هورنبلند و یک نمونه ترمولیت هستند. ت) نمودار تعیین نوع بیوتیت [۳۳]، آمفیبولهای بیوتیتهای منطقه از نوع فلوگوپیت هستند. ث) بر اساس نمودار ردهبندی پلاژیوکلازها [۳۳]، پلاژیوکلازهای منطقه مورد بررسی در گستره آلبیت تا الیگوکلاز قرار می گیرند. ج) بر اساس نمودار ردهبندی کلریتهای منطقه از نوع پیکنوکلریت و پنینیت هستند.

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطهای و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسنهای موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک.

Т

Т

نمونه	۳۸	44	40	۵۲	۵۴	87	188-1	186-6	188-6	۵–۱۳۳	۱۳۳-۷
کانی	ديوپسيد	اوژيت	ديوپسيد	ديوپسيد	اوژيت	ديوپسيد	ديوپسيد	ديوپسيد	ديوپسيد	ديوپسيد	ديوپسيد
SiO ₂	۵۰٬۹۲۹	49,V9T	۴۸٬۹۸۱	۵۰,۰۴۹	۴٩,٩٣۵	۴۹٬۵۷۰	۵۰٬۸۵۱	۶۱۹/۶	۵۰٫۷۷۷	۵۰,۳۵۳	۵۰٫۷۰۱
TiO ₂	۵۵۸٬ •	۱٬۵۵۳	1,848	۱٬۰۸۲	۱,۰۴۰	۱٬۵۷۲	٠٫٨٨۵	1,754	۱/۲۷۵	١,٢۵٩	۲۰۲/
Al ₂ O ₃	٣,٩۴٠	۵٬۰۶۲	۵,۱۸۸	۴٫۸۹۸	۴,۴۸۳	۵٬۰۵۴	۳,۶۰۲	۴,۰۴۳	4,140	۴,۱۷۵	۳,۷۸۴
Cr ₂ O ₃	•،۱۸۸	•,741	•,774	۵۲۴/ ۱	۰,۷۳۸	•,•••	۰٬۰۹۷	•,140	•,144	•,14٣	۰,۰۸۶
FeO*	۵,۲۶۴	٢,۴١١	۵٫۹۸۷	8,144	۷٫۲۷۵	۶,۷۴۷	۵,۴۵۲	۵٬۹۷۲	۵/۸۲۴	۵,۷۷۷	۵٫۵۳
MnO	•,179	۰,۱۷۷	•,14•	•,174	٠٫١٣١	•,10•	۹۳ ۰٬۰	•/179	۰,۱۵۳	•,1••	•,184
MgO	10,840	۱۵٫۳۹۸	14,.19	۱۴,۷۵۵	18,414	14,774	14,799	14,890	14,428	14,840	14,401
CaO	۲۲٬۷۱۶	۱۹ <i>٫</i> ۶۰۷	۲۲٫۸۲۹	۲۱,۰۹۷	۲۰,۰۴۷	21,088	۲۳٬۹۸۱	221,72	۲۳٬۰۱۹	۲۳٫۲۳۴	۲۳٬۵۴۲
Na ₂ O	•,474	۰٬۵۰۱	•,۴٨•	•,۴۳٨	۰,۳۶۸	•,۴٨۶	•,774	٠,٣٩٨	• ,٣۶۵	•,429	۰٫۵۱
K ₂ O	•,•••	•,•••	•,••٢	•,••٢	۰, · · ۹	•,•••	•,••۴	•/•17	۰,۰۱۶	۰,۰۱۶	۰,۰۱۳
NiO	•,•٣۴	•,•••	۰,۰۰۹	۰,۰۳۵	۰,۰۲۸	•,•••	۰,۰۱۷	•,• ٣٣	• /• ٢ ١	•,• ٢ ٧	۰,۰۱۳
Total	۹۹٫۸۳۱	99,V19	۹۹ _/ ۵۷۶	99 _/ •99	۱۰۰٬۴۶۸	۹۹ _/ ۸۷۷	99,871	۱۰۰٬۰۰۹	۱۰۰٬۱۷۶	۱۰۰٫۱۵۶	۹۹,۹۶۵
				م اکسیژن	بر اساس ۶ ات	، ساختمانی	حاسبه فرمول	T .0			
Si	۱٬۸۷۰	١٫٨٣٧	1,114	۱٬۸۵۸	۱/۸۲۵	۸۲۸ (۱٬۸۸۰	۱/۸۶۵	۱,۸۶۹	۱,۸۵۰	۱,۸۶۷
Ti	•,•74	•,• **	•,• 49	•,• •••	۰,۰۲۹	•,• **	۰,۰۲۵	•,• ۳۵	۰,۰۳۵	•,• ۳۵	•,• ٣٣
Al	٠,۱۷٠	•,٢١•	٠٫١٩٠	•,714	٠٫١٩٣	•,٢١٩	۰,۱۵۲	۰,۱۷۵	۰,۱ ۸ ۰	•,181	•,184
Cr	۰,· • ۵	•,••Y	•,••Y	•,•14	۰,۰۲۱	•,•••	•,•••	•,••۴	•,••۴	•,••۴	•,••٣
Fe ²⁺	•,•94	۰,۱۸۱	۰,۱۰۳	۰,۱۶۵	•,114	•,•**	•, \ • \	•,•Y•	•,148	۰,۱۰۲	•,1••
Fe ³⁺	۰,۰۶ ۸	۰,·۴۸	۰,• ۸۲	•,• 79	۰,۱۰۵	۰,·۷۲	۰, • ۵۷	۰,۰۵۰	•,•٣٣	۰,۰۷۵	• , • Y
Mn	•,••۴	•,••۶	•,••۴	•,••۴	•,••۴	۰, · · ۵	•,••٣	•,••۴	•,•• ۵	•,••٣	•,••۴
Mg	۰,۸۴۰	۰,۸۴۸	۰ ٫۷۷۸	٠٫٨١٧	۰ _/ ۸۹۵	۰٫۸۱۰	۰,۷ ۸۶	۰,۸۰۷	٠,٧٩٢	۰ _/ ۸۰۲	۰,۷۹۳
Ca	•,894	۰,۷۷۵	۰,۹ <i>۰۶</i>	۰٫۸۳۹	۰,۷۸۵	۰,۸۵۲	۰٫۹۵۰	۰,۸۹۷	۰٬۹۰۸	۰,۹۱۵	۰,۹۲۹
Na	•,•٣١	•,•**	•,• ٣۴	•,• ٣٢	۰,۰۲۶	۰,۰۳۵	•,• ٣٧	•,• ۲٨	•,• 78	•,•٣١	۰,۰۳۶
Κ	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,••1	•,••1	•,••)	۰,· • ۱
Ni	•,••1	•,•••	•,•••	•,••)	•,•• ١	•,•••	•,••)	•,••1	•,••1	•,••)	•,•••
Sum	۴,•••	۴,•••	۴,•••	۴,•••	۴,•••	۴,•••	۴,•••	٣ /٩٩٩	٣ /٩٩٩	٣ /٩٩٩	۳ _/ ۹۹۹
Mg#	•,٩٢٨	۰٫۸۶۷	۰,۹۳۹	۰ _/ ۸۷۰	۰,۹۲۹	∙٫⋏٩⋏	۰٫٩٠٣	۰,۸۹۴	۰ _/ ۸۸۱	•,978	•,974
Fe#	•,•Y۲	•,188	•,•\$1	•,13•	•,•Y1	۰,۱۰۲	۰٬۰۹۷	۰,۱۰۶	٠,١١٩	•,•٧۴	۰٬۰۷۶
Cr#	•,•٣١	•,•٣١	۰,·۲۸	•,•\$1	۰, • ۹ ۹	•,•••	۰,۰۱۸	•,• ٣٣	•,• ٣٣	•,• * *	۰,۰۱۵
Q	۲۲۸٬۱	۱٫۸۰۳	۱,۷۸۶	1,821	۱,۷۹۶	١,٧٩٨	۱٬۸۴۸	۱,۸۳۷	۱,۸۴۶	۱,۸۱۹	۲۲۸٫۱
J	•,•\$٢	•,• ٧٢	۰,۰۶۹	•,•۶٣	۰,۰۵۲	۰,۰۶۹	۰,·۵۴	۰,۰۵۷	۰,۰۵۲	۰ ٬۰۶۱	•,•٧٣
Xwo	۴۷٬۰۵۵	41,708	۴۸٫۳۵۰	۴۵٫۳۵۰	41,192	40,449	49,790	44,410	۴۸,۱۸۲	۴۸,۲۰۴	۴۸,۹۷۳
X_{En}	44,774	۴۵,۶۲۷	41,011	44,131	49,977	۴۳٬۲۰۵	41,718	47,849	47,•49	47,779	۴۱٬۸۲۷
XEe	٨٧١٨	15,817	1.187	1.019	AA1711	11,749	٨,٩٨٩	• ,939	9,781	9,019	9,700

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطهای و محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول های موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

Т

Т

نمونه	۴۷	۵۶	54	۶۵	٧٠	٧٧	٨٨	٩٠	٩۵	189-8	۱۲۹-۵
کانی	اكتينوليت	اكتينوليت	اكتينوليت	اكتينوليت	اكتينوليت	اكتينوليت	اكتينوليت	ترموليت	اكتينوليت	اكتينوليت-هورنبلند	اكتينوليت هورنبلند
SiO ₂	۵۶٬۷۷۰	۵۵/۸۰۴	54,871	۵۷٫۶۰۶	08,740	۵۳٬۵۸۵	۵۷٫۳۳۵	۵۷٬۵۴۹	۵۷٬۰۸۱	۵۰,۱۸۰	۵۰٬۸۷۶
TiO ₂	•,•••	• / • • •	•,• **	•,• * *	•,• 17	۰,۰۵۷	•,•••	•,••۶	•,• ٣٣	۰,۵۷۲	۰,۲۰۱
Al ₂ O ₃	•,٣٧•	۰,۸۷۹	۲,۶۵۸	۰,۸۹۸	1,777	۲,٩٠٠	•,\\٩	•,• Y •	٠٫١٠٣	۶,۴۳۵	۶, TAT
Cr ₂ O ₃	•,•••	• / • • •	• / • • •	•,•••	•,•••	•,•••	۰,۱۵۷	•,167	• / • • •	•,••1	•,• ۴۳
FeO*	٨,١٧٠	٨,409	۱۰٬۵۶۱	۲/۳۸۱	<i>۶</i> ,۹۸۹	۱۳٬۰۳۶	۶٫۳۰۱	4,4.1	۶,۱۲۳	17,773	11/7•1
MnO	۰,۲۲۵	•, \YY	•,٢١۶	•,٢٣٣	٠٫١٧٣	•,٢۶٣	•,149	۰,۲۶۹	۰,۱۳۶	•,٣١۴	• , YYY
MgO	۱۸,۹۴۳	11,771	18,771	۱۹٫۳۴۳	۱۹٬۵۳۳	۱۴٬۸۳۷	7.,494	۲۱,۶۹۱	۲۰ _/ ۳۹۳	14,•41	۱۴,۷۵۸
CaO	17/51.	11,798	۲۳٬۰۰۶	17,78.	17,089	17,887	15,000	17,498	17,880	17,958	17/288
Na ₂ O	•, V • V	1,774	۸ • ۵ _۱ •	۰,۷۳۰	•,8•4	• ٬۵۸۷	۰,۸۴۲	•,841	• \$\$\$	۰,۹۲۲	۰٫۸۵۹
K ₂ O	•,•\$\$	•,•**	•,• ۴٨	•,•۴٩	•,• ۲٩	•,•۵۴	•,•**	۰,۰۸۱	•,• ۴1	•,14•	۰,۱۴۸
NiO	•,•Y•	۰,۰۵۹	•,• ۲۷	•,• *7	• ,• \ \	۰,۰۰۹	•,• ٣٣	۰,۰۳۵	۰,۰۶۹	•,••۴	۰,۰۱۸
Total	۹۷٬۵۳۱	98/101	٩٨, ١۶٠	۹۸٬۵۶۴	٩٧,۴۶۴	ঀঀৢঀ৾৾৵৽	۹۷٬۵۰۱	۹۷٫۳۶۴	<i>٩۶,</i> ٩۶٠	٩٨,٢٨۵	٩٨,٠٢٩
				سىژن	۲۳ اتم اک	ل بر اساس	ں ساختمانے	ىبە فرمول	محاس		
Si	٧,٩٩۴	Y /9YY	Y / Y) Y	۷٬۹۸۴	۷٫۸۹۱	۲/۲۱۴	۸٬۰۰۳	۷٫۹۸۷	٨,••٧	۷٫۲۴۵	۷٬۳۰۰
Ti	•,•••	• / • • •	•,•• ۵	•,••٢	•,••)	•,••۶	• , • • •	•,••)	•,•••	•,•\$7	۰,۰ <i>۷۶</i>
Al	۰ _/ ۰۶۱	•,148	•,۴۴۵	•,144	•, ٢ •٢	•,۴۹۲	•,• • •	•,•))	۰,۰۱۷	۱,•۹۵	1,•87
Cr	•,•••	• / • • •	• / • • •	•,•••	•,•••	•,•••	۰,·۱۷	•,• 1٧	• / • • •	• _/ • • •	• , • • ۵
Fe ²⁺	۰,۹۶۲	٥	1,200	۵۵۸٬ •	۰ _/ ۸۲۰	۱/۵۶۹	• ،٧٣۵	۱۱۵٫۰	• /Y \	۱,۵۳۶	1,846
Fe ³⁺	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	• / • • •
Mn	•,• ۲۷	•,• ۲ ۱	•,• 78	•,• ۲۷	•,• ۲١	•,• ٣٣	۰,۰۱۸	•,• ٣٢	۰,۰۱۶	۰,۰۳۸	•,• ٣۴
Mg	٣ /٩٧٧	۳, алт	۳,۵۵۲	۳ /۹۹۷	۴,• ۸۶	٣,١٨۴	4,780	۴,۴۸۸	4,780	٣,• ٢٢	Ψ,ΙΔΥ
Ca	۱,۸۴۲	١,٧٣٠	١,٩٧٩	۱/۸۲۰	۱,۸۸۹	۱,۹۴۸	۱٬۸۰۰	۱,۸۵۳	۱/۸۲۵	۲,••۴	١,٩٧٨
Na	۰ _/ ۱۹۳	• /۳۳۹	•,14•	۰,۱۹۶	•,184	•,184	•,778	•,174	۰,۱۸۱	۰,۲۵۸	۰,۲۳۹
K	•,•1٢	۰,۰۱۵	۰,۰۰۹	۰,··۹	•,•• ۵	•,• \ •	•,••A	•,•14	•,••Y	•,• 7۶	•,• ٢٧
Ni	۰,· • ۵	•,••۴	•,••٢	•,••٣	•,••۶	•,•• ١	•,••٢	•,••٢	•,•• ۵	• / • • •	•,••)
Sum	۱۵,۰۷۳	10,177	10,179	۱۵,۰۴۰	۱۵٬۰۸۵	۱۵, ۱۲۰	۱۵٬۰۹۵	۱۵٬۰۸۹	۱۵٬۰۷۱	10,774	10,777
Mg#	• ، ۸ ۱ •	٠ _/ ٧٩٠	•,४۴•	۰,۸۲۰	۰, ۸۳ ۰	۰,۶۷۰	۰,۸۸۰	•,٩••	۰ _/ ۸۶۰	•,88•	• , Y • •

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطهای و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلاز و بیوتیت موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

نمونه	۳۷	٨۵	189-8	189-8	129-10	۱۳۳-۸	نمونه	۹١	٩٩	١٠١
کانی	آلبيت	آلبيت	آلبيت	اليگوكلاز	آلبيت	آلبيت	کانی	فلوگوپيت	فلوگوپيت	فلوگوپيت
SiO ₂	۶۸,۴۷۱	۶۸٫۴۳۷	۶۷,۰۰۷	۶۵٬۰۰۴	88,87A	۶۹ _/ •۲۹	SiO ₂	۳۵,۹۴۴	۳۵/۳۹۰	۳۵٫۲۴۲
TiO ₂	•,••۵	•,•••	•,•••	•,•••	• / • • •	•,•••	TiO ₂	۴,۸۲۳	۵,۵۹۸	۵,۳۱۷
Al ₂ O ₃	۱۹ _/ ۶۹۷	19,787	۴۳۹،۲۰	21,269	۲۰٬۸۹۸	19,189	Al ₂ O ₃	14,	14,778	14,717
Cr ₂ O ₃	•,•••	•,•••	•,• * *	•,•••	•,••۴	•,•) •	Cr ₂ O ₃	•,•••	•,•••	•,••٢
FeO*	۰,·۴۸	٠,٠١٩	•,• ~ ~	•,171	۰٫۱۵۰	•,••A	FeO*	17,878	11,177	۱۱٫۲۰۹
MnO	•,••٣	•,•••	•,•••	•,• • •	۰٬۰۱۵	•,•••	MnO	•,749	•,779	٠٫٢٠١
MgO	•,•••	•,•••	•,•••	•,184	•,•••	•,••1	MgO	۱۹٫۷۷۲	۲۰,۰۶۰	۲۰٫۵۰۸
CaO	•,• *•	۰,۰۲۶	1,478	۲,۲۱۸	۲٬۰۳۱	۰,۰۶۸	CaO	•,•14	•,•\$7	•,•٣١
Na ₂ O	11,889	11,748	۶۳۸، ۱۰	1.,.78	۱۰,۳۹۰	11,000	Na ₂ O	•,• 48	۰,۰۰۹	•,• ۲١
K ₂ O	۰,۰۲۸	•,• **	۰,۰۶۹	۰٫۹۷۱	۰٬۰۵۱	۰,۰۳۵	K ₂ O	۷,۹۳۲	۷٫۸۴۸	٧,۶٣١
NiO	۵۰۰٬	۵	•,••Y	•,•••	• / • • •	• / • • •	NiO	۰,۰۵۲	•,• ۴1	۰,۰۵۱
Total	۹۹ _/ ۷۲۶	۹۹ ,•۱۹	99,844	۹۹ _/ ۷۵۳	۹۹ _/ ۹۲۸	۹۹ _/ ۸۷۳	Total	۹۵٫۱۶۳	۹۵٬۰۸۹	94,474
	م اکسیژن	ساس ۸ ات	مانی بر ا	مول ساخت	محاسبه فر		۱۱ اتم اکسیژن			
Si	۲,۹۹۴	۳,۰۱۰	7,944	۲٫۸۷۹	۲/۹۱۶	۳,۰۱۳	Si	۲,۶۱۸	۲٬۵۷۰	۲/۵۶۶
Ti	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	Ti	•,794	۰,۳۰۶	•,۲۹۱
Al	1,.14	٠,٩٩٨	۱,·۵۷	۱٬۱۰۸	۱٬۰۸۱	۰,۹ <i>۸۶</i>	Al	۲۸۳٫۱	1,47.	1,474
Cr	•,•••	•,•••	•,•• •	•,•••	•,•••	•,•••	Cr	•,•••	•,•••	•,•••
Fe ²⁺	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	Fe ²⁺	•,497	• ,814	١٣٣١.
Fe ³⁺	•,••٢	•,••)	•,•• •	•,••۴	•,••۶	•,•••	Fe ³⁺	•,•٣٣	•,•••	•,•\$\$
Mn	•,•••	•,•••	•,•••	•,••)	•,••)	•,•••	Mn	۰,۰۱۵	•,•14	•,•17
Mg	•,•••	•,•••	•,•••	٠,٩	•,•••	•,•••	Mg	5,148	۲,۱۷۱	۲,۲۲۵
Ca	•,••٢	•,••)	۰,۰۶۷	۰٫۱۰۵	۰ ٬۰۹۶	•,••٣	Ca	•,••)	۵ • ، •	•,••٢
Na	۰ ٫٩۶٩	۰,۹۵۹	۰,۹۰۶	۰٫۸۶۱	۰٬۸۸۵	۰٬۹۷۸	Na	•,••۶	•,••١	•,••٣
Na K	•,989 •,••٢	•,989 •,••1	•,٩•۶ •,••۴	۰٫۸۶۱ ۰٫۰۵۵	۰٫۸۸۵ ۰٫۰۰۳	•,٩٧٨ •,••١	Na K	•,••۶ •,٧٣٧	•,••1 •,٧٢٧	•,••٣ •,٧•٩
Na K Ni	•/989 •/••٢ •/•••	•,989 •,••1 •,•••	•,٩•۶ •,••۴ •,••	•/881 •/•00	•,/\\\ •,·••٣ •,·••	۸۷۹ _۱ ۰ ۰٫۰۰۱ ۰٫۰۰۰	Na K Ni	·,··۶ ·,٧٣٧ ·,··٣	·/·· ١ ·/٧٢٧ ·/··٢	•,••• •,٧•٩ •,••٣
Na K Ni Sum	·/989 ·/··۲ ·/··۲ ۴/9,47	•,989 •,•• •,•• •,••• •,•••	•,9•۶ •,••۴ •,••• ۴,9.	 ·/λ۶1 ·/·ΔΔ ·/··· Δ/·ΥΥ 	•,٨٨۵ •,••٣ •,••	•,9YA •,••1 •,••• •,•••	Na K Ni Sum	·,··۶ ·,٧٣٧ ·,··٣ ٣,۴٨٩	·,··· ١ ·,٧٢٧ ·,··٢ ٣,٧۴١	•,••• •,٧•٩ •,••• •,•••
Na K Ni Sum X _{Ab}	·/989 ·/··۲ ·/··· F/9AT 99/8··	•/929 •/•• 1 •/••• •/••• •/97• 99/2••	•,9•8 •,•• •,•• •,•• •,•• •,•• •,••	·/λ۶1 ·/·۵۵ ·/··· Δ/·۲۲ λ۴/۳··	·/AAA ·/··٣ ·/··٣ F/AAA A9/9··	·/9VX ·/··· ·/··· F/9X1 99/8··	Na K Ni Sum Mg#	·/··۶ ·/۷۳۷ ·/··۳ ۳/۴۸۹ ·/۸۲۳	·/··· ·/YYY ·/··7 ·/·YF1 ·/YF1	·/··٣ ·/٧·٩ ·/··٣ ٣/۴۲٩ ·/٨٧·
Na K Ni Sum X _{Ab} X _{An}	·/959 ·/··۲ ·/··· F/9AT 99/5·· ·/۲··	·/929 ·/··) ·/··· F/9V· 99/A·· ·/)··	·/٩·۶ ·/··۴ ·/··· ۴/٩٨· ٩٢/٧·· ۶/٩··	·/λ۶1 ·/•ΔΔ ·/•·· Δ/•۲۲ λ۴/٣•• 1•/٣••	·/AAA ·/···٣ ·/··· F/9AA A9/9·· 9/A··	·/9VA ·/··· ·/··· F/9A1 99/۶·· ·/٣··	Na K Ni Sum Mg# Fe#	·/··۶ ·/۷۳۷ ·/··۳ ·/۰۳ ·/۲۳ ·/۸۲۳	<pre>/···/ / /··/· // /··/· / /··/· / /·/· / /·// / /·// / /·// / /·// / /·/</pre>	·/··٣ ·/٧·٩ ·/··٣ ٣/۴۲٩ ·/٨٧· ·/١٣٠

نتایج تجزیه نقطهای کلریت و کلسیت در جدول ۵ و نتایج مربوط به اپیدوت، گارنت و اسفن در جدول ۶ آورده شده است. نمودار بهنجارشده کندریت عناصر خاکی نادر یک کلینوپیروکسن (دیوپسید) و آمفیبول برآمده از آن (اکتینولیت) در شکل ۵ الف ارائه شده است [۳۴]. مقدار عناصر خاکی نادر

(REE) اکتینولیت کمتر از دیوپسید است. اکتینولیت دارای ناهنجاری مثبت Eu است.

در شکل ۵ ب نمودار بهنجار شده عناصر فرعی نسبت به گوشته اولیه [۳۵] دیده می شود. اکتینولیت ناهنجاری مثبت Pb, U, Eu عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نشان داده و دارای ناهنجاری منفی Th, Nb, Ti و Zr است. ناهنجاری Ti, Nb, Ta ویژه محیط زمینساختی قوس آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است [۳۶].

مثبت Pb ارتباط گابروهای دگرنهاد شده را با محیط فرورانش نشان میدهد و ناهنجاری منفی Ti, Nb, Ta نشانگر آلایش با سیالهای اضافه شده از تختال فرورونده است. ناهنجاری منفی

نمونه	۳۱	۳۵	47	۵۵	۷۳	٨٧	نمونه	48	۳۶
کانی	پيكنوكلريت	پيكنوكلريت	پيكنوكلريت	پيكنوكلريت	پيكنوكلريت	پيكنوكلريت	کانی	كلسيت	كلسيت
SiO ₂	۲۸,۶۸ ۸	۲۸٬۸۲۳	۲۸,۲۹۵	۲٩,۵Y۵	۲۸,۵۶۲	۲٩, <i>۱</i> ٣٢	SiO ₂	•,•••	•,•••
TiO ₂	• / • • •	•,•••	•,•••	•,•••	•,••۴	•,•74	TiO ₂	•,•••	•,• • •
Al ₂ O ₃	۱۸٫۳۶۰	۱۸٬۹۰۸	۳۲.	۱۹٫۵۱۳	۲۰,۰۳۹	۱۹,۶۴ ۷	Al ₂ O ₃	•,••)	۰,۰ ۲۹
Cr ₂ O ₃	•,• ۴۳	•,• * *	۰,۰۵۱	•,••٣	•,•••	۰,۰۹۳	Cr ₂ O ₃	•,•••	• / • • •
FeO*	۲۰,۰۹۰	18,898	۱۳٬۸۱۵	15/108	14,78.	14,148	FeO*	۰,۱۱۶	• , • YA
MnO	۲۹ ۸, ۲۹۸	•, ٢ ٣•	•,19۴	•,174	•, ٢ ٢٧	۰,۱۹۸	MnO	•,107	•,••Y
MgO	۲۰ _/ ۵۰۹	۲ ۱٬۶۳۸	۲۴٬۴۸۰	۲۴,۳۶۹	۲۳٬۸۹۵	26,100	MgO	•,198	۰,۰۵۴
CaO	۰,۰۱۳	•,•٣۴	۰,۰۱۸	۰,۰ ۲ ۹	۰,۰۱۵	•,11٣	CaO	۵۴٬۷۰۵	54,871
Na ₂ O	•,•••	•,• ١٢	•,••A	•,•••	•,••٢	•,•••	Na ₂ O	•,•••	• / • • •
K ₂ O	•,••۴	•,••Y	•,••۴	•,• \ 	•,•••	•,•••	K ₂ O	•,•••	• ,• Y A
NiO	• ، • ۳۵	۰,۰۲۵	•,177	۰,۰۲۸	۰,۱۷۰	۰,۱۳۵	NiO	•,•••	•,••)
Total	۸۸٬۰۴۰	٨٨,• ٧٣	۸۷٬۰۱۹	۸۷٬۰۰۹	٨٧,١٨٩	۸۷٫۶۹۲	Total	۵۵,۱۳۷	54,241
		۲۸ اتم اکسیژن	نمانی بر اساس	ىبە فرمول ساخن	محاس			اتم اکسیژن	٣
Si	۴,۱۷۱	۴,۱۴۷	۴,۰۳۰	۴,۱۷۱	۴٬۰۸۳	۴,۱۱۹	Si	•,•••	•,•••
Ti	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•• ١	•,••٣	Ti	•,•••	•,•••
Al	٣,١۴۴	٣,٢٠۴	۳,۳۶۰	٣,٢۴١	۳/۳۰۱	٣ , ٢٧٢	Al	•,••٢	• / • • •
Cr	۰,· • ۵	•,••٢	۰,۰ <i>۰۶</i>	•,•••	•,•••	• ,• \ •	Cr	•,•••	• / • • •
Fe ²⁺	۲٫۴۴۳	۲,۲۱۱	1,848	۱,۶۳۰	۹,۷۰۶	۱,۶۷۶	Fe ²⁺	•,••٣	•,•• ۵
Fe ³⁺	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	Fe ³⁺	•,•••	• / • • •
Mn	• ، • ۳۷	۰,۰۲۸	•,• ٣٣	• / • ۲ ۱	•,• 79	•,•74	Mn	•,•••	•,••Y
Mg	۴,۴۴۵	4,841	۵,۱۹۸	۵,۱۲۴	۵,۱۲۰	۵٫• ۹۶	Mg	•,••۴	•,•1۲
Ca	•,••٢	۰,· • ۵	•,••٣	•,• ١٢	•,••٣	۰,۰۱۷	Ca	۲,٩٩٠	۲,۹۷۶
Na	• / • • •	•,••٣	•,••٢	• / • • •	•,•••	• / • • •	Na	•,•••	•,• • •
K	•,••1	•,•• ١	•,•• ١	•,••٢	•,••٣	• / • • •	K	•,•••	• / • • •
Ni	• / • • •	•,•••	• / •) •	•,•••	• , • ۲ •	• , • ۲ •	Ni	•,•••	•,•••
Sum	14,748	14,747	14,849	14,7 • 1	14,788	14,784	Sum	۲,٩٩٩	٣,• • •
Fe#	۰٫۳۵۰	• ۲۳۲ •	٠,۲۴۰	·,۲۴·	• ۲۵۰	۰٫۲۵۰			
Mg#	۰٬۶۵۰	۰٫۶۸۰	• ۶۷۶۰	۰٫ ۷۶۰	۰٫۷۵۰	۰٫۷۵۰			

جدول ۵ نتایج تجزیه نقطهای و محاسبه فرمول ساختاری کلریت و کلسیت موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک

	•		<i>.</i>		-	, ,		0, ,	•	,0	·)· ·	
نمونه	۲.	34	۶.	9 9	۷۲	۷۸	نمونه	۱۲۹-۸	189-9	نمونه	۱۸	۲۵
کانی	اپيدوت	اپيدوت	اپيدوت	اپيدوت	اپيدوت	اپيدوت	کانی	گارنت	گارنت	کانی	اسفن	اسفن
SiO ₂	۳۷,۹۲۷	۳۸,۰۸۲	۳۸,۷۲۵	۳۷,۹۲۸	۳۸,۳۸۲	۳۸,۲۸۳	SiO ₂	۳۸,۴۴۱	۳۷٫۹۳۳	SiO ₂	۳۰,۷۱۱	۳۰٬۵۶۲
TiO ₂	•,• 89	•,•1۴	•,٣٢٣	۰,۰ ۸۴	•,17٣	•,• ۲ ۱	TiO ₂	۰,۲۹۷	•,•۶•	TiO ₂	٣٩, ۶٧٣	۳۸٬۳۳۶
Al ₂ O ₃	۲۵٬۷۸۳	۲۵,۸۶۶	۲۵,۷۴۲	20,482	۲۵,۸۵۸	۲۵٬۸۳۸	Al ₂ O ₃	22,480	۲۲٬۶۸۷	Al ₂ O ₃	۰ ٫۸۸ ۰	۱,۵۵۵
Cr ₂ O ₃	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	Cr ₂ O ₃	• /• • •	•,•••	Cr ₂ O ₃	•,•••	٠,٠٢٩
FeO*	٨,٩۶۴	٩,٢۶۵	٩,١٣٠	۸٫۹۱۳	٨,۶١٧	٩,٢۴۴	FeO*	17,877	17/071	FeO*	٠٫١٧٩	۵۲۳/ ۰
MnO	•,• 49	•, \ • \	۰,۰۶۵	•,• \ •	•,• ۴٣	۰,۰۹۷	MnO	•,•۵۴	•,745	MnO	•,•••	•,• * 1
MgO	۰,۰۲۵	•,• **	•,• ٣٨	۰,۰۲۹	•,•• ١	•,• • •	MgO	•,• ٣٢	•,• * *	MgO	•,• \ •	•,•••
CaO	۲۳٫۸۳۹	۲۳٬۸۵۲	۲۳٫۷۹۰	۲۳٬۸۵۶	۲۳٫۷۹۳	۲۴,۰۱۰	CaO	۲۵٫۳۵۴	۲۴,۸۵۵	CaO	۲٩,۲۳۷	۲۹,179
Na ₂ O	•,•••	•,•••	•,••۴	•,•••	۰,··۵	•,• • •	Na ₂ O	•,•14	•,•٣٩	Na ₂ O	•,• 48	•,••۴
K ₂ O	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,••۶	K ₂ O	•,••٩	•,• 17	K ₂ O	•,•••	•,•••
NiO	•,•••	•,••٣	•,••٨	•,•••	•,•••	•,•••	NiO	• / • • •	•,•••	NiO	•,•))	•,•••
Total	<i>٩۶,</i> ۶۲۰	۹۷٫۲۰۵	۹۷٬۸۲۵	<i>۹۶٫</i> ۳۲۲	۹۶ _/ ۸۲۲	۹۷٬۵۳۰	Total	٩٩٫٢٨٣	٩٨٫٣٨٠	Total	1,444	<i>९९,९</i> ۶۷
ن	اتم اکسیژ	اس ۱۲٫۵	مانی بر اس	مول ساخت	حاسبه فره	٥	ن	اتم اکسیژر	١٢		اتم اکسیژن	۵
Si	۳,۰۱۵	٣,• ١٢	٣,•٣٧	۳,۰۲۵	۳,• ۳۸	۳,۰۱۸	Si	۲,۹۸۷	۲ /۹۷۲	Si	۰,۹۹۶	٠ _/ ٩٩٨
Ti	•,••٢	•,•• ١	۰,۰۱۹	۵	•,••٧	•,•• ١	Ti	۰,۰۱۷	•,••۴	Ti	۰ ٫۹۶۸	•,947
Al	7,414	۲,۴۰۹	۲٬۳۷۸	۲,۳۹۲	۲,۴۱۰	۲ ,۳۹۹	Al	۲,•۵۵	۲٫• ۹۳	Al	•,•٣۴	•,•۶•
⁺ Fe ³	۰,۵۴۰	۰ ۵۵ ·	۰,۵۴۰	• ،۵۳۰	۰,۵۱۰	۰ ۵۵ _۱	Fe ²⁺	۰٫۸۲۰	۰٫۸۲۰	Cr	•,•••	•,••1
Cr	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	Mn	•,••۴	۰,۰۱۶	Fe ²⁺	• , • • ۵	•,••٩
Mn	•,••٣	•,••¥	•,••۴	•,••٣	•,••٣	•,••۶	Mg	•,••۴	•,••٣	Fe ³⁺	•,•••	•,•••
Mg	•,••٣	•,••٣	•,••۴	•,••٣	•,•••	•,••١	Ca	۲٫۱۱۱	۲٫۰۸۶	Mn	•,•••	•,••1
Ca	۲,•۳۱	۲,۰۲۱	١,٩٩٩	۲,• ۳۹	۲,۰۱۸	۲,• ۲۸	Na	•,••٢	•,••۶	Mg	•,•••	•,•••
Na	•,•••	•,•••	•,••١	•,•••	•,•••	•,••٣	K	•,••)	•,••٢	Ca	۱,۰۱۶	۱,۰۱۹
К	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,••١	Sum	۸٬۰۰۱	٨,••٢	Na	•,••٣	•,•••
Ni	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••	•,•••				K	•,•••	•,•••
Sum	٨,٠٠٨	۸٬۰۰۳	۷٫۹۸۲	Y /99Y	۷٫۹۸۶	٨,••٧				Ni	•,•••	•,•••
										Sum	۳,•۲۲	٣,• ٣.

جدول ۶ نتایج تجزیه نقطه ای و محاسبه فرمول ساختاری اپیدوت، گارنت و اسفن موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک



شکل ۵ الف) نمودار بهنجارشده عناصر خاکی نادر نسبت به گوشته اولیه یک کلینوپیروکسن (دیوپسید) و آمفیبول (اکتینولیت) برآمده از آن [۳۵] ب) نمودار بهنجارشده عناصر فرعی نسبت به گوشته اولیه [۳۵] (دایره= کلینوپیروکسن و لوزی= آمفیبول).

شیمی سنگ کل

علاوه بر گابروهایی که در توالی افیولیتی انارک [۲۵] وجود دارند، گابروهای دیگری نیز به صورت استوک و دایک به درون پریدوتیتهای سرپانتینی شده گوشته وارد شده و دچار دگرنهادی شدهاند. ۳ نمونه از گابروهای دگرنهاد شده با یک نمونه گابروی سالم [۲۵] در جدول ۷ مقایسه شده است. بررسی نتایج حاصل از تجزیههای زمینشیمیایی نشان میدهد بررسی نتایج حاصل از تجزیههای زمینشیمیایی نشان میدهد SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, در جدول ۷ مقایسه شده است. SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, کاهش و مقدار اکسیدهای ,SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ که در اثر دگرنهادی، مقدار اکسیدهای برای Se, V و عناصر خاکی نادر و Oo افزایش یافته است. گابروهای دگرنهاد شده در نمودار بهنجارشده نسبت به کندریت [۳۵]، ناهنجاری مثبت Eu نشان میدهند (شکل ۶). مقدار عناصر خاکی نادر سبک (LREE) این سنگها بیشتر از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است.

بحث و بررسی

نفوذ آب دریا به اعماق پوسته اقیانوسی باعث ایجاد یک چرخه گرمابی میشود. این سیالها میتوانند تا اعماق پوسته زیرین و حتی گوشته بالایی نفوذ کرده و دگرنهادی دمای بالا را در گابروهای در حال تبلور ایجاد نمایند. در این نوع دگرنهادی، کانیهای دگرنهاده در دماهای به نسبت بالا تشکیل شدهاند.

مقایسه گابروهای دگرنهاد شده با گابروهای سالم افیولیت انارک نشان می دهد که Ca در تودههای دگرنهاد شده افزایش و Si کاهش یافته است. افزایش Ca موجب تبلور کانیهای کلسیم دار مانند اکتینولیت، اپیدوت، گروسولار، پرهنیت و کلسیت شده است. تبدیل دیوپسید به ترمولیت برپایه فرمول زیر نمونهای از کاهش مقدار Si است:

 $\begin{array}{l} 5(CaMg)Si_{2}O_{6}+H_{2}O+3CO_{2}{=}Ca_{2}Mg_{5}Si_{8}O_{22}(OH)_{2}\\ +\ 3CaCO_{3}+2SiO_{2} \end{array}$

دریا به درون این گابروهاست [۳۷].

وفور کانیهای کلسیمدار، وجود رگههای فراوان کلسیت و ناهنجاری مثبت گابروهای دگرنهاد شده نشاندهنده نفوذ آب

		., ., .		. C.
نمونه	۶۸	۷٣	۷۵	۱۳۳
سنگ	گابروی متاسوماتیز شده	گابروی متاسوماتیز شده	گابروی متاسوماتیز شده	گابرو
SiO ₂	44,84.	۳۵,۴۲۰	۴۲ _/ ۳۹۰	۴Y,۸۹۰
TiO ₂	• , Y • •	•,۴••	• ، ۱۷۰	• ٫٧٣٠
Al ₂ O ₃	٩, <i>۶۶۰</i>	۱۵,۹۷۰	۱۳,۵۹۰	18,84.
Fe ₂ O ₃ *	۴,۱۶۰	٣,٢٩٠	۴,۲۹۰	4,48.
MnO	•,\••	• /• ٩ •	۰ _/ ۰۹۰	•,\••
MgO	۲ <i>,</i> ۶۹۰	۱۰,۰۵۰	17,10+	۶٫۳۵۰
CaO	۳۱,۳۸۰	۳۰,۴۶۰	۲۳٬۰۹۰	۱۷٫۲۱۰
Na ₂ O	•,• •	•,• ٢ •	٠,١٩٠	۱/۳۱۰
K ₂ O	•,•٢•	•,• ٢ •	• / • ۵ •	۱,۳۰۰
LOI	۱,۹۱۰	۴,۲۸۰	۴,۰۰۰	۴,۳۰۰
Total	१ ९, १ १ <i>-</i>	۱۰۰٬۰۰۰	۱۰۰٬۰۱۰	१ ९ _/ १۲۰
Cr	۴٩,· · ·	<u>۱</u> ۱۰,۰۰۰	۲۵۴,۰۰۰	۵.۷,۰۰۰
Ni	٨٠,٠٠٠	۳.۴,۰۰۰	۶۰,۰۰۰	<۲۵٬۰۰۰
Co	۳۵٬۰۰۰	۴۰,۰۰۰	۴۷٬۰۰۰	۲۵٬۰۰۰
Sc	۱٠,١٩٠	۱۴٫۸۱۰	۲۵/۱۸۰	۵۵٫۵۱۰
V	٨١٬٠٠٠	٩٣,٠٠٠	۹ ۱,۰۰۰	187,
Zn	۴۸,۰۰۰	<۲۵٫۰۰۰	18,	۶۵,۰۰۰
Cd	٣٫۵٩٠	<۱٫۰۰۰	<۲٫۰۰۰	<۱٬۰۰۰
As	• ٫۴۵٠	<٠,٣٠٠	<•,۶	۶
Ag	• , Y A •	< \	<۲٫۰۰۰	<\ _/
Ir	< 4,	< 4,	<۴٫۰۰۰	<γ,
Au	< ? ,	<۵,···	< y ,	<٩,
Ga	<٢,	۳,87۰	Y ₁	۱۲,۰۰۰
Та	١,٢٢٠	<٠,٣۵٠	<۰٫۳۰۰	<٠,٢۵٠
Hf	۱,۲۸۰	•,147 •	<٠,٣۵٠	• ,89 •
Zr	<۵۵,	<\$•,•••	<%·,···	<^
Th	۲٫۱۹۰	•,,477•	<٠,٢۵٠	<.,٣٣.
U	۰,۲۸۰	<٠,١۵٠	<•, _/ ۲	۳
La	۲۵٬۲۰۰	۲٫۸۵۰	۲,۴۰۰	۲٬۵۲۰
Ce	49,1 % .	18,41.	۴,٩۶۰	۵,۲۰۰
Sm	۳٬۵۲۰	۱, ۰۷۰	• ۶۷ _۲	۱,۲۵۰
Eu	۱,۲۱۰	٠,٣٩٠	• ,٣٣ •	•,88•
Gd	٣٬٩٨٠	١,٢٢٠	۰,٩٠٠	۱,۶۱۰
Tb	• ،۵۸ •	•,٢••	۰ _/ ۱۶۰	۰,۲۸۰
Dy	۲٫۴۸۰	۱٫۵۳۰	٠,٩١٠	۱٫۳۳۰
Но	• ,**•	• /۲۷•	٠,١۴٠	•,77•
		. 17.	• .• . •	<.,.γ.
Tm	•/)٩•			/
Tm Yb	•,\٩•	•,٧۴•	• ,٣٩ •	.,44.

جدول ۷ نتایج تجزیه سه نمونه از گابروهای دگرنهاد شده و یک نمونه از گابروهای سالم افیولیت انارک



شکل ۶ نمودار بهنجارشده سه نمونه از گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک (دایره) و یک نمونه از گابروهای توالی افیولیتی انارک (مربع) نسبت به کندریت. مقادیر عناصر کندریت برگرفته از مرجع [۳۵] است.

دماسنجی و فشارسنجی کلینوپیروکسنهای موجود در سنگ-های مورد بررسی با استفاده از این روش گستره دمایی ۱۱۵۰– کرد (شکل ۸). براساس نمودار هم دمای زمین دماسنجی تیتانیم در بیوتیت، دمای بیوتیت ۷۵۰ درجه سانتیگراد تعیین شد. دمای تشکیل هورنبلند اکتینولیتی ۶۰۰ درجه سانتیگراد و دمای تشکیل اکتینولیت ۲۵۰ درجه سانتیگراد برآورد شد. پنینیت در دمای ۳۶۰ درجه سانتیگراد و پیکنوکلریت در دمای پنینیت در می سانتیگراد تشکیل شده است [۰۴]. کلریت-ها ثانویه هستند و میتوانند از تأثیر محلولهای گرمابی بر پلاژیوکلاز، دیوپسید و یا گروسولار تشکیل شون. در نمودار تعیین خاستگاه کلینوپیروکسنها [۸۳]، کلینوپیروکسنهای گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک اولیه و آذرین بوده و پیامد دگرنهادی نیستند (شکل ۷). جهت برآورد دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسنها از روش ترسیمی ارائه شده در مرجع [۳۹] که در آن دو مولفه X_{PT} و X_{PT} بصورت زیر محاسبه میشود، استفاده گردید: $X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO* - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$ $Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO* + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$



شکل ۷ نمودار Al نسبت به Ti+Cr+Na برای تعیین خاستگاه کلینوپیروکسن [۳۸]. کلینوپیروکسنهای گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انـارک همه در گستره آذرین قرار دارند.



شکل ۸ دماسنجی و فشارسنجی کلینوپیروکسنهای موجود در گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک با استفاده از روش ارائه شده در مرجع [۳۹] الف) در نمودار دماسنجی کلینوپیروکسنها در گستره دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد قرار می گیرند. ب) کلینوپیروکسنها در نمودار فشارسنجی در گستره فشار ۲ تا ۵ کیلوبار قرار می گیرند.

 $4(NaSi)_{0.5}(CaAl)_{0.5}AlSi_{2}O_{8} + 15Mg^{2+} + 24H_{2}O = 3Mg_{5}Al_{2}Si_{3}O_{10}(OH) + SiO_{2} + 2Na^{+} + 2Ca^{2+} + 24H^{+}$ مقدار زیادی از تبدیل Ca²⁺ مورد نیاز کلسیم دگرنهادی از تبدیل دیوپسید به کانیهای ثانویه به ویژه کلریت بدست میآید rade(یکه کلریتهای برآمده از دیوپسید تقریباً فاقد CaO هستند (جدول ۱).

مورد بررسی براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن ارایه شده است. محیط زمینساختی از نوع IAT (تولئیتهای جزایر قوسی) است [۴1]. افیولیتهای دیرینهزیستی ایران در ارتباط با بسته شدن پالئوتتیس در سیلورین تا دونین هستند [۴7]. افیولیت انارک بخشی از همبافت گدار سیاه به سن دونین است [۴۲].

در شکل ۹ محیط زمینساختی گابروهای دگرنهاد شده



شکل ۹ محیط زمینساختی گابروهای دگرنهاد شده افیولیت انارک بر اساس شیمی کلینوپیروکسن [۴۱]. بازالت پشته میان اقیانوسی (MORB) تولئیت جزایر قوسی.

برداشت

401

شواهد صحرائی (رنگ روشن گابروهای دگرنهاد شده نسبت به یریدوتیتهای گوشتهای افیولیت انارک)، شواهد میکروسکویی (فراوانی کانیهای کلسیمدار) و شواهد زمین شیمیائی کانیها و سنگ کل (کاهش و افزایش برخی از اکسیدها و عناصر) نشان دهنده دگرنهادی کلسیمی در سنگهای مورد بررسی است. ماهیت ماگما تولئیتی بوده و LREE نسبت به HREE غنی شدگی نشان میدهد. ناهنجاری مثبت Eu نشان دهنده فعالیت زياد يون ⁺²Ca است.

مقدار REE اکتینولیت کمتر از دیوپسید است که نشان دهنده تحرک کم عناصر خاکی نادر بوده و یا به عبارت دیگر سيال گرمابي قادر به حمل اين عناصر نبوده است. اين امر درستی نتایج تجزیه عناصر خاکی نادر سنگ کل را تأیید می-کند. همچنین مقدار LREE در اکتینولیت کمتر از HREE بوده که نشانگر تحرک بیشتر HREE نسبت به LREE است. ناهنجاری مثبت Pb ارتباط گابروهای دگرنهاد شده را با محیط فرورانش را نشان میدهد و ناهنجاری منفی Ti, Nb, Ta نشانگر آلایش با سیالهای اضافه شده از تختال فرورونده در محيطهاي زمين ساختي قوس آتشفشاني وابسته به مناطق فرورانش است.

با توجه به دما و فشار و همچنین نمودار تعیین خاستگاه کلینوییروکسن، کلینوییروکسنهای گابروهای دگرنهاد شده اولیه و آذرین هستند. بیوتیتها اولیه بوده ولی دستخوش با تبلور شدهاند. يلاژيوكلاز، آمفيبول، كلريت، اييدوت و كلسيت کانیهای برآمده از دگرنهادی هستند. دماسنجی کانی مشخص می کند که یدیده دگرنهادی از دماهای حدود ۷۵۰ درجه سانتیگراد برای بیوتیت آغاز و با دمای حدود ۶۰۰ درجه برای هورنبلند اکتینولیتی، کلریت (۵۴۰ تا ۳۶۰ درجه سانتیگراد)، اکتینولیت (۴۵۰ درجه سانتیگراد) ادامه یافته است. سن افیولیت انارک به عنوان بخشی از همبافت گدار سیاه، دونین است.

قدرداني

نتایج حاصل از این یژوهش بخشی از پایان نامه دکتری زمین شناسی گرایش سنگشناسی در دانشگاه اصفهان است.

مراجع

[1] Ballard R.D., Francheteau J., Juteau T., Rangan C., NormarkW., "East Pacific rise at 21° N: the volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis", Earth Planet Science Letter 55 (1)(1981)1-10.

[2] Crane K., Aikman F., Foucher J.P., "The distribution of geothermal fields along the East Pacific Rise from 13°10' N to 8°20' N: implications for deep seated origins", Marine Geophysical Researches 9 (3) (1988) 211-236.

[3] Python M., Ceuleneer G., Ishida Y., Barrat J.A., Arai S., "Oman diopsidites: A new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centers", Earth and Planetary Science Letters 255 (2007) 289-305.

[4] Alt J.C., Shank W.C., Jackson M.C., "Cycling of sulfur in subduction zones: The geochemistry of sulfur in the Mariana Island Arc and back-arc trough", Earth and Planetary Science Letters 118 (1993) 477-494.

[5] Arai S., Akizawa N., "Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite", American Mineralogist 99 (2014) 28-34.

[6] Akizawa N., Arai S., Tamura A., Uesugi J., Python M., "Crustal diopsidites from the northern Oman ophiolite: Evidence for hydrothermal circulation through suboceanic Moho", Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 106 (2011) 261-266.

[7] Python M., Yoshikawa M., Shibata T., Arai S., "Diopsidites and rodingites: serpentinisation and Ca-metasomatism in the Oman ophiolite mantle" SpringerVerlag Berlin Heidelberg (2011) 401–435. [8] Kawahata H., Nohara M., Ishizuka H., Hasebe S., Chiba H., "Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite", Journal of Geophysical Research 106 (2001) 11083-11099.

[9] Lanphere M.A., "K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman", Journal of Geophysical Research 86 (1981) 2777-2782.

Proterozoic Anarak Ophiolite (NE of Isfahan province, Iran)", Iranian society of crystallography and mineralogy 13-2 (2005) 379-388.

[23] Bagheri S., Stampfli G.M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Techtonophysics 451 (2008) 123-155.

[24] Torabi G., "Late Permian post-ophiolitic trondhjemites from Central Iran: A mark of subduction role in growth of Paleozoic continental crust", Island Arc 21 (2012) 215-229.

[25] Torabi G., "*Central Iran ophiolites*", Jahad-edaneshgahi Isfahan (2013) 443p.

[26] Morishita T., Ishida Y., Arai S., "Simultaneous determination of multiple trace element compositions in thin ($<30 \mu$ m) layers of BCR-2G by 193 nm ArF excimer laser ablation-ICP-MS: implications for matrix effect and elemental fractionation on quantitative analysis", Geochemical Journal (2005) 327–340.

[27] Morishita T., Ishida Y., Arai S., Shirasaka M., "Determination of multiple trace element compositions in thin ($<30 \mu m$) layers of NIST SRM 614 and 616 using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry", Geostandards and Geoanalytical Research 29 (2005) 107–122.

[28] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[29] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185–187.

[30] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-555.

[31] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association", commission on new minerals and mineral names, The Canadian Mineralogist 35 (1997) 219-237.

[32] Spear J.A., "Micas in igneous rocks", In: Micas, Bailey, S.W., (ed); Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy, 13 (1984) 299-356. [10] McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.J., Taylor H.P., "Sm-Nd, Rb-Sr and ¹⁸O/⁴⁶O isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite", Journal of Geophysical Research 86 (1981) 2721-2735.

[11] Tsikouras B., Karipi S., Hatzipanagiotou K., "Evolution of rodingites along stratigraphic depth in the Iti and Kallidromon ophiolites (Central Greece)", Lithos 175–176 (2013) 16–29.

[12] Hall A., Ahmed Z., *"Rare earth content and origin of rodingites"*, Chemie der Erde 43 (1984) 45–56.

[13] Hatzipanagiotou K., Tsikouras B., "*Rodingite* formation from diorite in the Samothraki ophiolite, *NE Aegean, Greece*", Geological Journal 36 (2001) 93–110.

[14] Stahle A.F., "Zur geologie von persian, geognostische beschreibung von nord-und zentral persian, Petermanns Geographische Mittheilungen Gotha", Erganzungsheftiche 122 (1897) 72p.

[15] Stahle A.F., "Handbuch der regionalen Geologie", Band 5, Heft 8, Heidelberg, Germany (1911) 1-46.

[16] Davoudzadeh M., Soffel H., Schmidt K., "On the rotation of the central- east Iran microplate", Neues Jahr buch fur Geologie und Palaontologie, Monatshefte 3 (1981) 180-192.

[17] Sharokovski M., Susov M., Krivyakin B., Morozov L., Kiristaev V., Romanko E., "Geology of the Anarak area (Central Iran) ", Geological Survey of Iran 19 (1984) 143p.

[18] Diefenbach W., Davoudzadeh K., Alavi-Tehrani M., Lensch G., "Paleozoic Ophiolites of Iran, geology, geochemistry and geodynamic implication", Ofioliti 11(3) (1986) 305-338.

[19] Bagheri S., "Geology and Petrology study of north Anarak ophiolite rocks", MSc thesis, department of geology, university of Isfahan (1993) 144p.

[20] Almasian M., *"Tectonics of the Anarak area (central Iran) "*, PhD thesis of Islamic Azad University, Iran, Science and Research Unit (1997) 164p.

[21] Torabi G., "Petrology of ophiolites of Anarak area (central Iran, north east of Isfahan province)", PhD thesis, Tarbiat Modares university (2004) 218p.

[22] Torabi G., Sabzehei M., Arai S., Shirasaka M., Ahmed H. A., *"Mineralogy of Marbles produced by metamorphism of Listvenites of Upper*

preserved Variscan oceanic marker", Journal of metamorphic Geology 23 (2005) 795–812.

[39] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations", Journal of the Geological Society of Sweden 119 (1997) 55-60.

[40] Zhang Y., Muchez P., Hein U.F., "Chlorite geo-thermometry and the temperature conditions at the Variscan thrust front in eastern Belgium", Kluwer academic publication 76 (1997) 267–270.

[41] Beccaluva L., Maccciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemistry. Geology 77 (1989) 165-182.

[42] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., "Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites", Journal of Asian Earth Sciences 91 (2014) 19-38. [33] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock-Forming Minerals" Longmans (1992) 528p.

[34] Hey M.H., "Nomenclature of chlorites", Mineralogical Magazine (1954) 277p.

[35] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society of London, Special Publications 42 (1989) 313-345.

[36] Briqueu L., Bougault H., Louis J.J., "Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones' petrogenetic implications", Earth and Planetary Science Letters 68 (1984) 297-308.

[37] Torabi G., Arai S., Morishita T., Tamura A., "Mantle Hornblendites of Naein Ophiolite (Central Iran): Evidence of Deep High Temperature Hydrothermal Metasomatism in an Upper Mantle Section", Petrology 25 (2017) 114-137.

[38] 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