

کانی‌شناسی و ژئوشیمی زینولیت‌های درون ولکانیک‌های ائوسن جنوب غرب جندق

ثمینه رجبی*، قدرت ترابی

گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

دریافت مقاله: 1390/11/20، پذیرش: 1391/5/25

چکیده

سنگهای ولکانیک ائوسن جنوب غرب جندق (کوه گدارسیاه، خردقاره شرق ایران مرکزی) ترکیب بازالت آندزیتی و آندزیت دارند. این سنگها دارای زینولیت‌هایی با کانی‌شناسی گرانولیت می‌باشند. مجموعه کانیایی این زینولیت‌ها در شرایط اوج دگرگونی شامل پلاژیوکلاز + فلوگوپیت + کروندوم + سلیمانیت + اسپینل + کلریت + فنزیت با بافت‌های گرانوبلاستیک، پوئیکلیوبلاستیک و جهت‌یافته است. میانگین نتایج دماسنجی فلوگوپیت موجود در این زینولیت‌ها دمای 782°C را نشان می‌دهد. ویژگی‌های این سنگها با دگرگونی رسوبات پوسته‌ای غنی از Al و فقیر از Ca و Si در شرایط پوسته تحتانی در رخساره گرانولیت سازگار است. افزایش درجه دگرگونی و ذوب این گرانولیت‌ها، مذابی را تشکیل داده که گرانیتوئید تیپ S متبلور نموده است. تداوم تفریق و تبلور این مذاب می‌تواند به تشکیل گرانیت‌های تیپ S منجر گردد. از این رو احتمال می‌رود گرانیت‌های تیپ S موجود در منطقه مورد بررسی، حاصل ذوب گرانولیت‌هایی باشد که بخشهایی از آن به صورت زینولیت توسط ماگماتیسیم ائوسن جنوب جندق (کوه گدار سیاه) حمل و به سطح زمین رسیده‌اند. گرانیت‌های پرآلمین تیپ S در محدوده مورد بررسی در امتداد گسل‌های درونه، چوپانان و آیرکان در مناطق آیرکان و افیولیت جندق رخمنون دارند. این گرانیت‌ها منشأ عناصر رادیواکتیو اورانیم و توریم و کانه‌زایی اورانیم در جنوب غرب کوه آیرکان می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: ولکانیسیم ائوسن، زینولیت، گرانولیت، گرانیت تیپ S، پوسته قاره‌ای، خردقاره شرق ایران مرکزی.

مقدمه

سطح زمین می‌رسند. بررسی زینولیت‌های رخمنون یافته در سطح نشان می‌دهند که پوسته میانی بیشتر دارای سنگهای رخساره آمفیبولیت و یا رخساره گرانولیت زیرین است ولی پوسته تحتانی عمدتاً حاوی سنگهای رخساره گرانولیت می‌باشد [5 و 6]. بیشتر زینولیت‌های رخساره گرانولیت فابریک و ترکیب کانی‌شناسی‌شان را که در شرایط P و T پوسته ایجاد شده‌اند، حفظ می‌نمایند [7]. لازم به ذکر است که تمام گرانولیت‌ها نشان‌دهنده دگرگونی در پوسته تحتانی نیستند.

در بخشهای مرکزی ایران گرانیت‌های پرآلمین تیپ S در چند بخش گزارش شده‌اند؛ گرانیت شیرکوه در بلوک یزد یکی از این گرانیت‌هاست که به ژوراسیک میانی نسبت داده شده است [8]. این گرانیت از یک ماگمای کالک آلکالن تشکیل شده است که منشأ آن ذوب رسوبات پوسته‌ای دگرگون شده غنی از آلومینیوم است [9 و 10]. گرانیت زرگلی با سن ائوسن-لیگوسن [11] در شمال غرب زاهدان نوعی بیوتیت

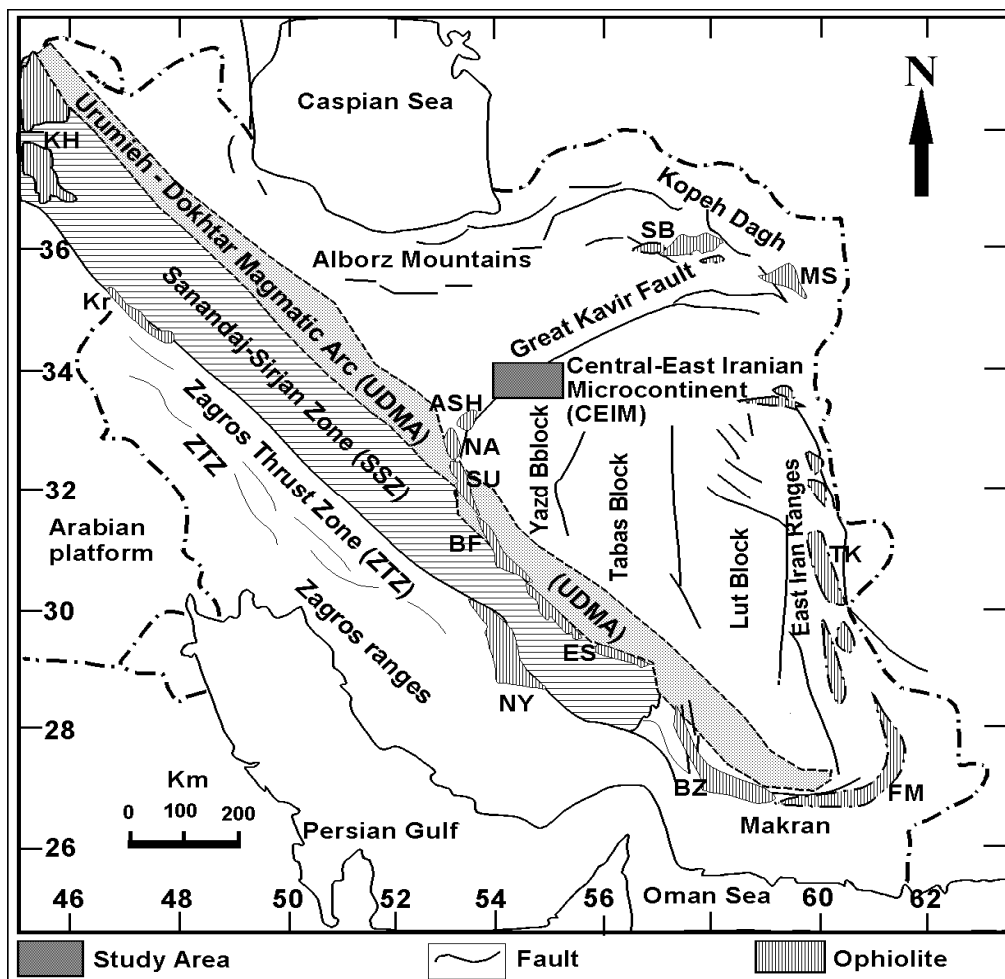
ماگماتیسیم گرانیتی یکی از سازوکارهای مهم در توسعه و تکامل پوسته قاره‌ای، از زمان آرکئن است [1]. گرانیتوئیدها بخش عظیمی از پوسته قاره‌ای زمین را به خود اختصاص داده‌اند. گرانیت‌های تیپ S حاصل ذوب بخشی رسوبات دگرگون شده و آناتکسی پوسته قاره‌ای هستند. تشکیل این گرانیت‌ها در بازسازی و تشکیل پوسته قاره‌ای جدید از پوسته قاره‌ای قدیمی، فرآیندی مؤثر است [2]. بنابراین شناسایی ترکیب پوسته قاره‌ای قدیمی و دست‌یابی به آن، در مطالعه گرانیت‌های تیپ S و بررسی تحول و تکامل پوسته قاره لازم می‌باشد.

زینولیت‌ها و سنگهای گرانولیتی که در سطح زمین رخمنون یافته‌اند، پنجره‌ای مستقیم برای شناسایی ترکیب رسوبات قدیمی هستند که به بخشهای عمیق پوسته قاره‌ای تعلق دارند [3، 4 و 5]. زینولیت‌های گرانولیتی توسط ولکانیسیم‌های با سرعت صعود بالا از بخشهای عمیق پوسته حمل شده و به

در این گرانیت‌ها سن 549 ± 15 میلیون سال (پرکامبرین) را نشان می‌دهد [18 و 19]. در همین راستا، در سنگهای ولکانیک ائوسن جنوب غرب جندق، در کوه گدارسیاه، زینولیت‌های گرانولیتی با مشخصات پوسته زیرین قاره یافت شده که موضوع بحث این مقاله است.

در این تحقیق به بررسی خصوصیات پتروگرافی و شیمی‌کانی این زینولیت‌های گرانولیتی و ارتباط آنها با گرانیت‌های تیپ S پرکامبرین در مناطق آیرکان و افیولیت جندق پرداخته می‌شود.

گرانیت تا بیوتیت گرانودیوریت تیپ S است که ماگمای مولد آن حاصل ذوب‌بخشی سنگهای پوسته زیرین می‌باشد [12]. گرانیت تیپ S زرین با سن ژوراسیک-کرتاسه [13] که در غرب گسلهای چاپدونی و پشت بادام و شمال شرق اردکان قرار دارد، یک گرانیت پرآلمین است که منشأ ماگمای آن به ذوب سنگهای پوسته‌ای نسبت داده شده است [14]. در بخشهای شمال و شمال غربی بلوک یزد، به موازات گسلهای درونه و چوپانان، گرانیت‌های تیپ S شمال شرق جندق در کوه آیرکان [15 و 16] و همراه با افیولیت جندق [17، 18] و [19] رخنمون دارند (شکل 1 و 2). تعیین سن زیرکن موجود



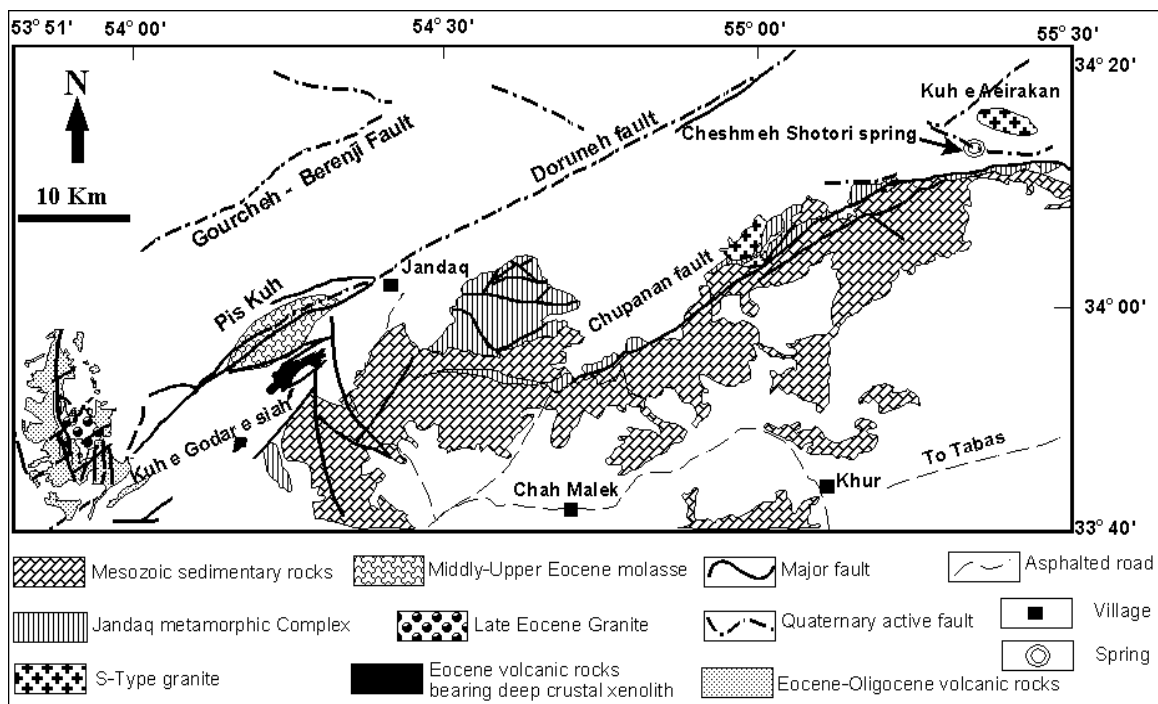
شکل 1. واحدهای ساختاری مهم ایران (برگرفته از [20 و 35] با تغییرات) و موقعیت منطقه مورد مطالعه.

موقعیت زمین‌شناسی (Micro continent)، البرز، کپه داغ، شرق ایران و مکران (برگرفته از [20 و 21]؛ شکل 1). خردقاره شرق - ایران مرکزی در شرق کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد و توسط گسلهایی نظیر گسل درونه و نائین - دهشیر - بافت و

مهمترین زون‌های ساختاری ایران عبارتند از: زاگرس، سنندج - سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه - دختر، خردقاره شرق - ایران مرکزی (CEIM=Central - East Iranian)

جنوب، در شرق شهر جندق، همراه با افیولیت جندق [17]، 18 و [19] و کوه آیرکان [15، 16، 18 و 19] رخنمون دارند (شکل 2). در همین راستا، در جنوب غرب جندق (جنوب شرق رشته کوه پیسکوه) سنگهای ولکانیک ائوسن کوه گدارسیاه رخنمون دارند. این سنگها عمدتاً بازالت آندزیتی و آندزیت هستند که دارای زینولیت‌های گرانولیتی می‌باشند (شکل 3).

مجموعه‌های افیولیتی محصور شده است. این خردقاره خود تحت تأثیر عملکرد گسل‌های متعدد به زیر واحدهای دیگر تقسیم شده است که از غرب به شرق شامل بلوک یزد، بلوک طبس و بلوک لوت می‌شوند. منطقه مورد بررسی در شمال غرب خردقاره شرق - ایران مرکزی، در بلوک یزد، و به موازات گسل‌های درونه و چوپانان قرار دارد (شکل 1 و 2). گرانیت‌های تیپ S، با سن پرکامبرین، در حد فاصل گسل درونه در شمال و چوپانان در



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از [32]). به موقعیت گرانیت آیرکان، کمپلکس دگرگونی جندق و سنگهای ولکانیک ائوسن کوه گدارسیاه توجه شود.



شکل 3. تصویر صحرایی از سنگهای ولکانیک ائوسن جنوب غرب جندق (کوه گدارسیاه). نگاه به سمت شمال شرق

روش مطالعه

به منظور دسترسی به ماهیت سنگهای گرانیتی، سنگهای ولکانیک ائوسن و زینولیت‌های موجود در آن، از این سنگها نمونه‌برداری صورت گرفته و پس از بررسیهای پتروگرافی، نمونه‌های مناسب با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL مدل (WDS) JXA-8800 دانشگاه کانازاواای ژاپن با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kV و جریان 20 nA مورد بررسی قرار گرفتند که نتایج آن در جدولهای 1 تا 3 آورده شده است. در محاسبه مقدار Fe^{3+} جهت دسترسی به فرمول ساختاری کانیها نیز از استوکیومتری کانیها و روشهای ارائه شده توسط [22 و 23] استفاده گردید. مقدار $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ و $Fe\# = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ می‌باشند. علایم اختصاری به کار رفته برای نام کانیها برگرفته از [24] می‌باشد.

بحث و بررسی

پتروگرافی و شیمی کانیها

پتروگرافی سنگهای ولکانیک ائوسن کوه گدارسیاه: سنگهای ولکانیک کوه گدارسیاه با روند شمال شرق - جنوب غرب در امتداد گسل درونه رخنمون دارد. این سنگها بیشتر شامل بازالت آندزیتی و آندزیت با بافت پورفیریتیک هستند که دارای کانیهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز، کلینوپیروکسن، ایلمنیت و کلریت می‌باشند. بافت پورفیریتیک، بافت غربالی پلاژیوکلازها و حاشیه‌های اکسید شده آمفیبول و بیوتیت در این سنگها حاصل فرآیند ولکانیسم می‌باشند. ماگمای سازنده این سنگها ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی داشته و حاصل فوران در یک کمان ولکانیکی است [25]. زینولیت‌های گرانولیتی توسط ماگمای سازنده این سنگها حمل و به سطح زمین آورده شده‌اند

پتروگرافی شیمی کانیهای موجود در زینولیت‌ها: پتروگرافی

زینولیت‌های موجود در سنگهای ولکانیک ائوسن کوه گدارسیاه نشان دهنده وجود دو نوع زینولیت گرانولیتی و گرانیتوئیدی تیپ S در این سنگهاست.

پتروگرافی و شیمی کانیهای موجود در زینولیت‌های گرانولیتی: قطر زینولیت‌های گرانولیتی موجود در ولکانیک‌های مورد بررسی 10 تا 20 سانتی‌متر است (شکل 4). این زینولیت‌ها دارای کانیهای کروندوم (~15%)، سلیمانیت

(~10%)، فلوگوپیت (~15%)، اسپینل (~10%) و پلاژیوکلاز (~30%) و بقیه شامل کلریت، میکای سفید (فنزیت)، کانیهای اوپک (ایلمنیت و مگنتیت) و زیرکن با بافت گرانوبلاستیک و پوئیکلیوبلاستیک می‌باشند. کانیهای فلوگوپیت و سلیمانیت از خود جهت‌یافتگی نشان می‌دهند. در ادامه در خصوص منشأ و شرایط تشکیل این مجموعه کانی توضیح داده می‌شود.

کروندوم یکی از کانیهای متداول زینولیت‌های گرانولیتی مورد بررسی است که به‌صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار وجود دارد (شکل 5). در برخی موارد این کانی دارای حاشیه گردشده با پوششی از کلریت می‌باشد (شکل 5-ج). برخی از کروندوم‌ها در حال تبدیل شدن به اسپینل (هرسینیت)، با رنگ سبز تیره، می‌باشند (شکل 5-ح). این کانی عمدتاً از Al_2O_3 خالص (99/5-97/2 wt%) و مقادیر ناچیزی FeO (1/6-1/4 wt%) تشکیل شده است (جدول 2).

سلیمانیت، کانی آلومینوسیلیکات زینولیت‌های گرانولیتی مورد بررسی است که به‌صورت بلورهای سوزنی درون پلاژیوکلازها تشکیل شده است (شکل 5-ب، پ). مقدار Al_2O_3 این کانی 63% و SiO_2 آن 36-37% اندازه‌گیری شده است (جدول 2). محاسبه فرمول ساختاری این کانی بر اساس 5 اکسیژن و تعداد کاتیون‌های Al و Si آن به ترتیب 2 و 1 می‌باشد. پلاژیوکلازها درشت‌ترین کانی زینولیت‌های گرانولیتی هستند (شکل 5-پ) و ترکیب الیگوکلاز - آندزین دارند (6-الف). مقدار CaO و Na_2O این کانی به ترتیب (8/1-6/4)% و (8/1-5/8)% اندازه‌گیری شده و درصد آنورتیت آن 25 تا 41 درصد محاسبه شده است (جدول 1).

فلوگوپیت موجود در زینولیت‌های گرانولیتی از خود جهت‌یافتگی نشان می‌دهد (شکل 5-الف). محتوای $Mg\#$ این فلوگوپیت‌ها (0.66 - 0.76) محاسبه شده و از TiO_2 بالایی برخوردارند (3.81 - 7.50 Wt%) (شکل 6-ب و جدول 1). میکای سفید (فنزیت) با $Mg\#$ 0.72 و کلریت‌های غنی از منیزیم با $Mg\#$ (0.84 تا 0.86) کانیهای فرعی این زینولیت‌ها می‌باشند (شکل 5-خ و 6-پ و جدول 2). این کلریت‌ها حاصل دگرگونی کانیهای کروندوم و فلوگوپیت است.

پتروگرافی و شیمی کانیهای موجود در زینولیت‌های گرانیتوئیدی تیپ S: کانیهای زینولیت‌های گرانیتوئیدی موجود در ولکانیک ائوسن کوه گدارسیاه شامل پلاژیوکلاز (~60%) و فلوگوپیت (~40%) با بافت گرانوبلاستیک می‌باشند

درشت‌تر بوده و جهت‌یافتگی ندارد. $Mg\#$ این کانی (0.66 - 0.70) محاسبه شده است (شکل 6 - ب، جدول 3). کلریت موجود در این زینولیت‌ها با $Mg\#$ (0.86) از نوع تالک-کلریت می‌باشد (شکل 6- پ).

(5- د). در این زینولیت‌ها کانیه‌های کروندوم، سلیمانیت، اسپینل و فنزیت وجود ندارد. پلاژیوکلاز موجود در زینولیت‌های گرانیتوئیدی با محتوای آنورتیت 36%، ترکیب آندزین دارند (شکل 6- الف، جدول 3). فلوگوپیت این زینولیت‌ها نسبت به انواع موجود در زینولیت‌های گرانولیتی



شکل 4. تصویری از نمونه دستی سنگ ولکانیک ائوسن و زینولیت موجود در آن

آب‌زدایی (Dehydration melting) موسکیت و بیوتیت را پشت سر گذاشته‌اند و از این‌رو فاقد مؤلفه بیوتیت هستند. ذوب این کانی به همراه ناپایداری کروندوم ترکیبات لازم برای تشکیل اسپینل (هرسینیت) و کلریت‌های غنی از Mg (مگ‌# = 0.84-0.85) را فراهم می‌کند.

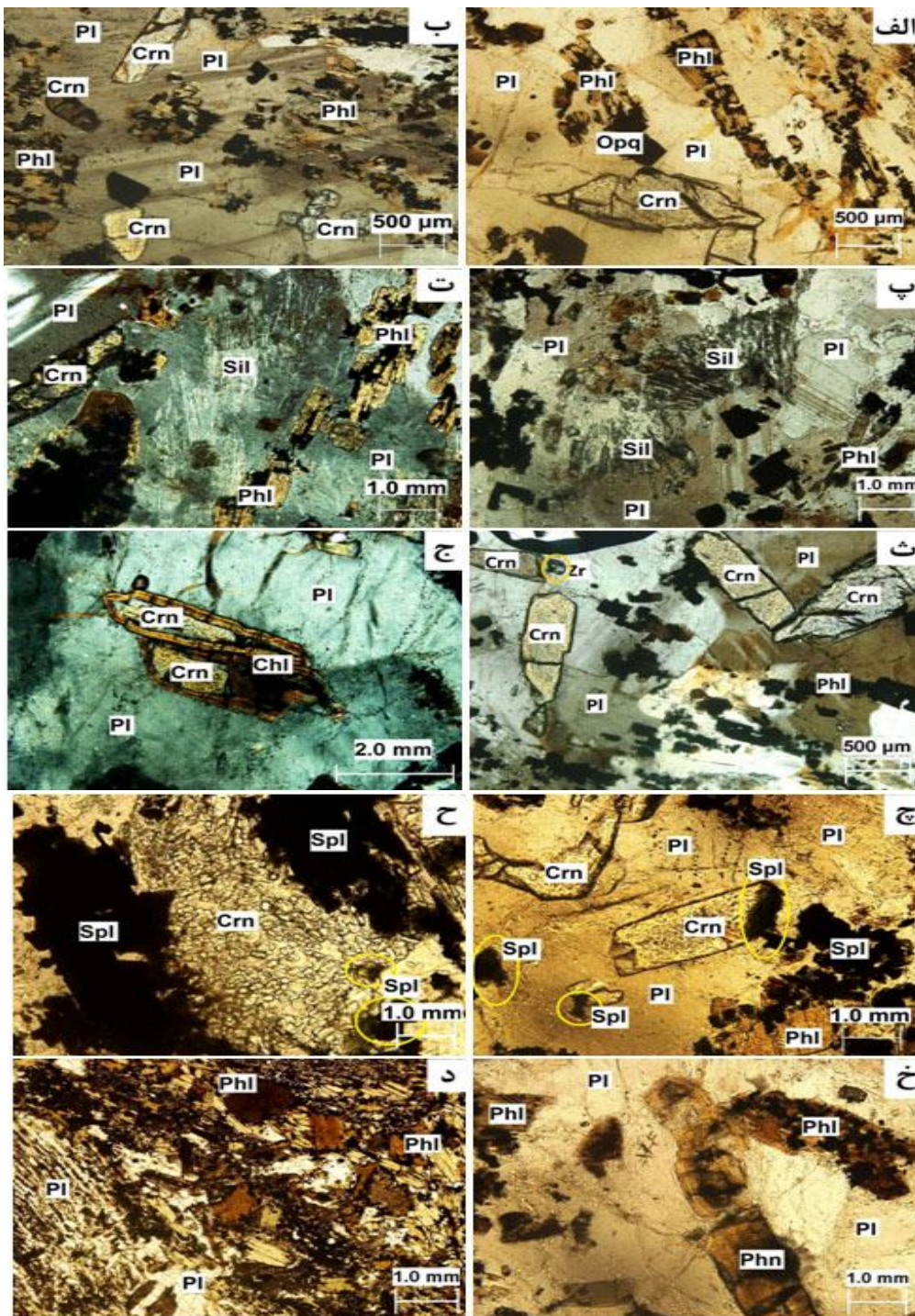
همان‌گونه که ذکر شد فلوگوپیت موجود در نمونه‌های مورد بررسی از TiO_2 قابل توجهی برخوردارند (7.50 - 3.81 $Wt\%$)؛ آزمایش‌ها نشان داده است که با افزایش دما مقدار Ti موجود در فلوگوپیت افزایش و با افزایش فشار، کاهش می‌یابد [28]. به‌طور کلی فلوگوپیت‌های درجات بالای دگرگونی نسبت به فلوگوپیت‌های درجات پایین دگرگونی، TiO_2 بالاتری دارند. ترمومتری این فلوگوپیت‌ها به روش [29] محدوده دمایی 720-840 درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند که با رخساره گرانولیت و محدوده پایداری سلیمانیت سازگار است. نتایج ترمومتری این کانی در جدول 4 آورده شده است. تشکیل فنزیت در زینولیت‌های گرانولیتی به دلیل تغییر در قابلیت جایگاه‌های پذیرش Al و Mg در این کانی و تبادل آنها با فلوگوپیت است که با تغییرات دما و فشار اتفاق می‌افتد [30].

تحولات کانی‌شناسی زینولیت‌ها

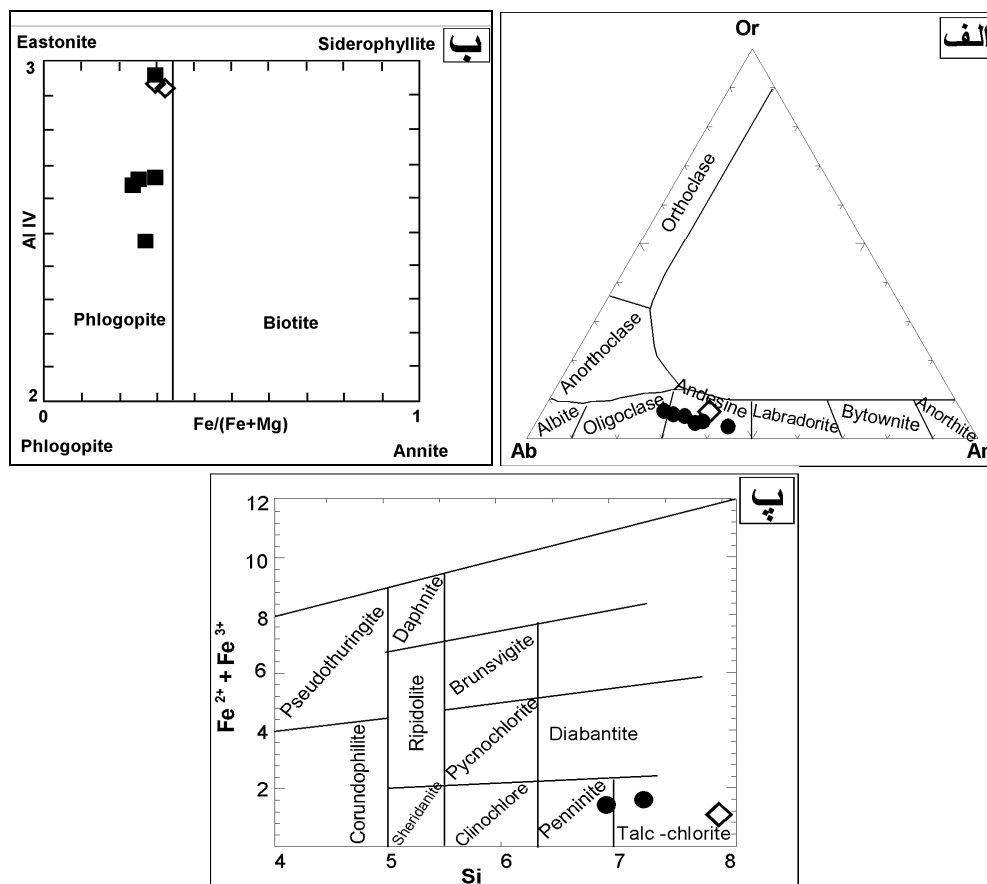
کروندوم کانی متداول سنگ‌های دگرگونی رخساره گرانولیت رسوبات پوسته‌ای غنی از آلومینیوم و فقیر از سیلیس است [26]. به این ترتیب تشکیل کروندوم در زینولیت‌های گرانولیتی مورد بررسی نشان می‌دهد که سنگ منشأ اولیه آنها دارای ترکیب تحت اشباع از سیلیس بوده و مقدار Al_2O_3 آن بیشتر از مقدار مورد نیاز برای ساخت پلاژیوکلازها بوده است. از آنجایی که پلاژیوکلاز تنها کانی کلسیم‌دار زینولیت‌های مورد بررسی است ($CaO = 5.49 - 7.88 Wt\%$)، می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب سنگ منشأ از کلیسم نیز فقیر بوده است.

سلیمانیت کانی شاخص رخساره گرانولیت است که در دماهای بالای دگرگونی (بالاتر از 600 درجه سانتی‌گراد) تشکیل می‌شود [26]. تشکیل سلیمانیت درون پلاژیوکلاز زینولیت‌های گرانولیتی به دلیل افزایش دماست. این تغییر دما به ناپایداری کروندوم و تشکیل کلریت و اسپینل (هرسینیت) در اطراف آن منجر شده است. به عبارتی سیلیس و آلومینیوم مورد نیاز برای تشکیل سلیمانیت به ترتیب از ناپایداری پلاژیوکلاز و کروندوم تأمین می‌شود.

فلوگوپیت کانی رایج پوسته تحتانی است [27 و 28]. وجود فلوگوپیت‌های غنی از Mg نشان می‌دهد که این سنگ‌ها ذوب



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی از زینولیت‌های گرانولیتی موجود در سنگهای ولکانیک ائوسن جنوب غرب جندق. الف) فلوگوپیت‌های ریز جهت دار. در پایین تصویر یک کروندوم نیمه‌شکل دار دیده می‌شود (PPL). ب) تصویری از پلاژیوکلاز (XPL). پ و ت) سلیمانیت موجود در پلاژیوکلاز (XPL). ث) تصویری از کروندوم‌های نیمه‌شکل دار. در بالا سمت چپ یک بلور زیرکن وجود دارد (XPL). ج) تصویر کروندوم‌هایی که دارای پوششی از کلریت در اطرافشان هستند (XPL). چ و ح) تشکیل اسپینل سبزرنگ در اطراف کروندوم. در تصویر چ) بالا سمت چپ کروندوم با حاشیه گردشده دیده می‌شود (PPL). خ) فنزیت موجود در زینولیت‌های گرانولیتی (PPL). د) تصویر زینولیت‌های گرانیتوئیدی تیپ S شامل پلاژیوکلاز و فلوگوپیت‌های درشت فاقد جهت‌یافتگی (PPL). کلریت، Crn: کروندوم، Opq: اپاک، Phl: فلوگوپیت، Phn: فنزیت، Pl: پلاژیوکلاز، Sil: سلیمانیت، Spl: اسپینل، Zr: زیرکن.



شکل 6. نمودارهای طبقه‌بندی کانیه‌های موجود در زینولیت‌های گرانولیتی (دایره توپر) و زینولیت‌های گرانیتوئیدی تیپ S (لوزی تو خالی): الف) ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار طبقه‌بندی فلدسپارها [36]. ب) موقعیت ترکیبی فلوگوپیت‌ها در نمودار طبقه‌بندی بیوتیت‌ها [24]. پ) موقعیت ترکیبی کلریت‌ها در نمودار طبقه‌بندی کلریت‌ها [37].

توسط ولکانیسم ائوسن جنوب غرب جندق، به صورت زینولیت به سطح زمین رسیده‌اند.

رابطه بین زینولیت‌ها با منطقه مورد بررسی

آلکالی گرانیت آیرکان: در 70 کیلومتری شمال شرق شهر جندق (30 کیلومتری شرق مزرعه محمدآباد کوره‌گز)، حدفاصل گسل درونه در شمال و گسل چوپانان در جنوب، توده نفوذی گرانیتوئیدی آیرکان با روند تقریباً شرقی - غربی قرار دارد (شکل 2 و 7-الف). این توده نفوذی توسط دایک‌های آپلیتی قطع شده و دارای آنکلاوهای نیز می‌باشد که ترکیب آنها مشابه ترکیب توده نفوذی است (شکل 7-ب). این آلکالی گرانیت‌ها دارای فلدسپار پتاسیم (~30% با ترکیب ارتوکلاز - میکروکلین)، پلاژیوکلاز (~10% با ترکیب آلبیت - الیگوکلاز)، کوارتز (~40%)، بیوتیت (~5-10%)، موسکیت فراوان (~5-15%)، آپاتیت و زیرکن‌های سالم هستند (شکل 8).

به این ترتیب در زینولیت‌های گرانولیتی، مجموعه کانی "کروندوم + سلیمانیت + پلاژیوکلاز + فلوگوپیت + اسپینل + فنژیست" بیانگر شرایط اوج دگرگونی (Peak Metamorphism Condition) رسوبات پوسته‌ای غنی از آلومینیوم و فقیر از سیلیس است که این سنگها متحمل شده‌اند.

پس از شرایط اوج دگرگونی، ذوب این گرانولیت‌ها باعث تشکیل مذابی می‌شود که مولد گرانیتوئیدهای تیپ S است. خصوصیات پتروگرافی و ترکیب شیمیایی کانیه‌های موجود در زینولیت‌های گرانیتوئیدی بیانگر تبلور آنها از یک مذاب می‌باشد و از آنجایی که ماگمای آنها حاصل ذوب رسوبات دگرگون شده است، تیپ S محسوب می‌شوند. به عبارتی گرانولیت‌ها سنگ اولیه ماگمای سازنده گرانیتوئیدهای تیپ S هستند که بخشهایی از این سنگها (گرانولیت و گرانیتوئید)

جدول 1. نتایج آنالیز نقطه‌ای و فرمول ساختاری فلوگوپیت (جدول سمت راست) و پلازیوکلاز (جدول سمت چپ) و پلازیوکلاز (جدول سمت راست) موجود در زینولیت‌های گرانولیتی موجود در سنگهای ولکانیک ائوسن جنوب غرب جندق (کوه گدارسیاه).

| Sample | ۸۲۶ | ۸۲۶ | ۸۲۶ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶-۱ | ۸۲۶ | ۸۲۶ |
|--|--------|--------|----------|----------|----------|----------|-------|-------|----------|----------|------------|----------|----------|
| Analysis | ۱۸ | ۱۹ | ۳۱ | ۱۵۸ | ۱۵۹ | ۱۶۲ | ۱۶۹ | ۱۶۳ | ۱۶۱ | ۱۶۰ | ۱۶۰ | ۲۴ | ۲۳ |
| Mineral | Phl | Phl | Phl | Phl | Phl | Phl | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl |
| SiO ₂ | ۳۶۷۲ | ۳۵۵۲ | ۳۴۶۵ | ۳۶۶۶ | ۳۶۲۰ | ۳۴۶۱ | ۵۹۷۵ | ۵۸۶۴ | ۵۶۹۵ | ۵۹۳۳ | ۵۹۳۳ | ۵۹۳۵ | ۶۰۳۹ |
| TiO ₂ | ۴۲۸ | ۴۷۴ | ۵۵۵ | ۳۸۱ | ۴۱۲ | ۵۴۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۵ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۴۶۷ | ۱۵۷۴ | ۱۸۳۳ | ۱۷۹۱ | ۱۵۹۰ | ۱۸۳۶ | ۲۵۳۴ | ۲۵۳۳ | ۲۶۳۱ | ۲۵۹۰ | ۲۶۵۱ | ۲۵۵۳ | ۲۳۸۶ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۶ | ۰/۰۹ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۵ | ۰/۰۳ | ۰/۰۷ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ |
| FeO* | ۱۱/۰۳ | ۱۲/۱۱ | ۱۱/۴۱ | ۱۰/۱۴ | ۱۰/۶۶ | ۱۱/۳۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| MnO | ۰/۱۱ | ۰/۱۲ | ۰/۱۲ | ۰/۰۷ | ۰/۰۹ | ۰/۱۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۱/۳۵ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ |
| MgO | ۱۷/۰۴ | ۱۵/۹۵ | ۱۵/۰۳ | ۱۷/۹۲ | ۱۷/۳۲ | ۱۵/۰۰ | ۶/۵۸ | ۶/۹۴ | ۸/۱۲ | ۶/۹۷ | ۵/۴۹ | ۶/۷۱ | ۶/۴۲ |
| CaO | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۷/۰۶ | ۶/۸۸ | ۵/۸۴ | ۶/۴۸ | ۸/۱۰ | ۷/۳۹ | ۷/۹۳ |
| Na ₂ O | ۰/۵۸ | ۰/۵۷ | ۰/۴۸ | ۰/۴۷ | ۰/۴۹ | ۰/۴۵ | ۱/۱۴ | ۰/۹۲ | ۰/۷۳ | ۰/۹۱ | ۱/۴۶ | ۱/۱۱ | ۱/۲۲ |
| K ₂ O | ۹/۳۶ | ۹/۰۲ | ۹/۰۹ | ۹/۴۰ | ۹/۰۸ | ۹/۱۹ | ۹/۹۹ | ۹/۸۸۲ | ۹/۹۹۹ | ۱۰۰/۰۰ | ۱۰۰/۱۴ | ۱۰۰/۳۵ | ۹۹/۹۹ |
| Total | ۹۳/۶۹ | ۹۲/۷۸ | ۹۲/۷۳ | ۹۵/۲۴ | ۹۴/۰۲ | ۹۴/۴۲ | | | | | | | |
| Structural formula based on the 22 Oxygens | | | | | | | | | | | | | |
| Si | ۵/۲۴۵ | ۵/۰۹۸ | ۴/۹۰۱ | ۴/۸۴۶ | ۵/۱۲۶ | ۴/۹۱۲ | | | ۹/۲۷۱ | ۹/۲۷۱ | ۹/۴۵۸ | ۹/۳۷۱ | ۹/۴۶۵ |
| Ti | ۰/۴۶۰ | ۰/۵۱۲ | ۰/۵۹۱ | ۰/۷۹۳ | ۰/۴۴۰ | ۰/۵۸۱ | | | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ |
| Al | ۲/۴۶۸ | ۲/۶۶۰ | ۲/۰۵۴ | ۲/۹۶۵ | ۲/۶۴۵ | ۲/۰۵۲ | | | ۴/۸۷۸ | ۴/۷۶۶ | ۴/۵۱۳ | ۴/۷۰۵ | ۴/۴۱۱ |
| Cr | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۱۰ | ۰/۰۰۳ | | | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ |
| Fe ³⁺ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | | | ۰/۰۸۶ | ۰/۰۴۴ | ۰/۰۰۹ | ۰/۰۳۱ | ۰/۰۳۲ |
| Fe ²⁺ | ۱/۳۱۸ | ۱/۴۵۳ | ۱/۳۵۰ | ۱/۲۸۴ | ۱/۳۶۵ | ۱/۳۴۱ | | | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ |
| Mn | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۱۵ | ۰/۰۱۴ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۱۷ | | | ۳/۱۷۰ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۲ |
| Mg | ۲/۶۲۹ | ۲/۴۱۲ | ۲/۱۶۹ | ۲/۷۶۴ | ۲/۶۸۵ | ۲/۱۷۴ | | | ۱/۳۷۰ | ۱/۱۶۷ | ۰/۹۲۰ | ۱/۱۲۵ | ۱/۰۸۰ |
| Ca | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۰ | | | ۰/۱۴۷ | ۰/۱۸۱ | ۰/۲۹۱ | ۰/۲۲۲ | ۰/۲۴۴ |
| Na | ۰/۱۶۱ | ۰/۱۵۹ | ۰/۱۳۲ | ۰/۱۴۲ | ۰/۱۳۵ | ۰/۱۲۴ | | | ۱/۱۴۹ | ۱/۱۶۴ | ۱/۱۶۴ | ۱/۱۵۹ | ۱/۱۶۵ |
| K | ۱/۶۸۸ | ۱/۶۵۱ | ۱/۶۴۰ | ۱/۶۱۸ | ۱/۶۴۴ | ۱/۶۶۴ | | | ۵/۴۰۰ | ۵/۳۰۰ | ۶/۱۰۰ | ۶/۲۵۰ | ۶/۴۶۰ |
| Sum | ۱۴/۹۸۲ | ۱۴/۹۶۲ | ۱۴/۸۶۰ | ۱۴/۷۵۳ | ۱۴/۹۸۰ | ۱۴/۸۶۸ | | | ۴/۱۵۰ | ۳/۵۲۰ | ۲/۵۱۰ | ۳/۱۳۰ | ۲/۸۹۰ |
| Fe# | ۰/۲۷۰ | ۰/۳۰۰ | ۰/۳۰۰ | ۰/۲۴۰ | ۰/۲۶۰ | ۰/۳۰۰ | | | ۴/۵۰۰ | ۵/۵۰۰ | ۷/۹۰۰ | ۶/۲۰۰ | ۶/۵۰۰ |
| Mg# | ۰/۷۳۰ | ۰/۷۰۰ | ۰/۷۰۰ | ۰/۷۶۰ | ۰/۷۴۰ | ۰/۷۰۰ | | | ۱/۵۰۰ | ۵/۵۰۰ | ۷/۹۰۰ | ۶/۲۰۰ | ۶/۵۰۰ |
| Structural formula based on the 8 Oxygens | | | | | | | | | | | | | |
| Si | | | ۹/۳۴۴ | ۹/۲۸۸ | ۹/۲۸۸ | ۸/۹۶۶ | | | ۹/۲۷۱ | ۹/۲۷۱ | ۹/۴۵۸ | ۹/۳۷۱ | ۹/۴۶۵ |
| Ti | | | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۲ | | | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ |
| Al | | | ۴/۶۶۷ | ۴/۷۰۶ | ۴/۷۶۶ | ۴/۸۷۸ | | | ۴/۷۶۶ | ۴/۷۶۶ | ۴/۵۱۳ | ۴/۷۰۵ | ۴/۴۱۱ |
| Fe ³⁺ | | | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | | | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ |
| Fe ²⁺ | | | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۸۶ | | | ۰/۰۴۴ | ۰/۰۴۴ | ۰/۰۰۹ | ۰/۰۳۱ | ۰/۰۳۲ |
| Mn | | | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۳ | | | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ |
| Mg | | | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۳/۱۷۰ | | | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۲ |
| Ca | | | ۱/۱۰۳ | ۱/۱۷۸ | ۱/۱۷۸ | ۱/۳۷۰ | | | ۱/۱۶۷ | ۱/۱۶۷ | ۰/۹۲۰ | ۱/۱۲۵ | ۱/۰۸۰ |
| Na | | | ۲/۱۴۱ | ۲/۱۱۳ | ۲/۱۱۳ | ۱/۷۸۳ | | | ۱/۹۶۳ | ۱/۹۶۳ | ۲/۴۵۶ | ۲/۲۴۲ | ۲/۴۱۴ |
| K | | | ۰/۲۲۷ | ۰/۱۸۶ | ۰/۱۸۶ | ۰/۱۴۷ | | | ۰/۱۸۱ | ۰/۱۸۱ | ۰/۲۹۱ | ۰/۲۲۲ | ۰/۲۴۴ |
| Sum | | | ۱۷/۴۹۷ | ۱۷/۴۹۹ | ۱۷/۵۵۲ | ۱۷/۵۵۲ | | | ۱۷/۴۰۳ | ۱۷/۴۰۳ | ۱۷/۶۴۹ | ۱۷/۵۹۸ | ۱۷/۶۵۰ |
| Ab | | | ۶/۱۷۰ | ۶/۱۸۰ | ۶/۱۸۰ | ۵/۴۰۰ | | | ۵/۳۰۰ | ۵/۳۰۰ | ۶/۱۰۰ | ۶/۲۵۰ | ۶/۴۶۰ |
| An | | | ۳/۱۸۰ | ۳/۱۹۰ | ۳/۱۹۰ | ۴/۱۵۰ | | | ۳/۵۲۰ | ۳/۵۲۰ | ۲/۵۱۰ | ۳/۱۳۰ | ۲/۸۹۰ |
| Or | | | ۶/۵۰۰ | ۵/۳۰۰ | ۵/۳۰۰ | ۴/۵۰۰ | | | ۵/۵۰۰ | ۵/۵۰۰ | ۷/۹۰۰ | ۶/۲۰۰ | ۶/۵۰۰ |
| Name | | | Andesine | Andesine | Andesine | Andesine | | | Andesine | Andesine | Oligoclase | Andesine | Andesine |

جدول 3. نتایج آنالیز نقطه‌ای و فرمول ساختاری فلوگوپیت، پلاژیوکلاز و کلریت موجود در زینولیت‌های گرانیتوئیدی تیپ S موجود در سنگهای ولکانیک جنوب غرب جندق (کوه گدارسیاه).

| | | | | | |
|--------------------------------|------------|------------|----------|--------------------------------|-------------|
| Sample | 826 | 826 | 826 | Sample | 826 |
| Analysis | 171 | 172 | 174 | Analysis | 173 |
| Mineral | Phlogopite | Phlogopite | Chlorite | Mineral | Plagioclase |
| SiO ₂ | 36/01 | 35/98 | 41/01 | SiO ₂ | 57/91 |
| TiO ₂ | 3/17 | 3/01 | 0/27 | TiO ₂ | 0/00 |
| Al ₂ O ₃ | 18/22 | 18/25 | 16/95 | Al ₂ O ₃ | 25/86 |
| Cr ₂ O ₃ | 0/00 | 0/02 | 0/11 | Cr ₂ O ₃ | 0/00 |
| FeO* | 12/13 | 13/68 | 5/53 | FeO* | 0/24 |
| MnO | 0/13 | 0/14 | 0/20 | MnO | 0/01 |
| MgO | 16/06 | 14/70 | 18/51 | MgO | 0/00 |
| CaO | 0/01 | 0/01 | 1/14 | CaO | 7/22 |
| Na ₂ O | 0/28 | 0/34 | 0/02 | Na ₂ O | 6/28 |
| K ₂ O | 9/49 | 9/36 | 0/45 | K ₂ O | 1/27 |
| Total | 95/50 | 95/49 | 84/19 | Total | 98/79 |
| Oxygen# | 22 | 22 | 28 | Oxygen# | 8 |
| Si | 5/057 | 5/086 | 8/758 | Si | 2/626 |
| Ti | 0/335 | 0/320 | 0/043 | Ti | 0/000 |
| Al | 0/013 | 3/038 | 4/263 | Al | 1/381 |
| Cr | 0/000 | 0/002 | 0/019 | Cr | 0/000 |
| Fe ³⁺ | /000 | /000 | /000 | Fe ⁺³ | /000 |
| Fe ²⁺ | 1/425 | 1/617 | 0/988 | Fe ⁺² | 0/009 |
| Mn | 0/015 | 0/017 | 0/036 | Mn | 0/000 |
| Mg | 0/362 | 3/098 | 5/893 | Mg | 0/000 |
| Ca | 0/002 | 0/002 | 0/261 | Ca | 0/351 |
| Na | 0/076 | 0/093 | 0/008 | Na | 0/552 |
| K | 1/700 | 1/688 | 0/123 | K | 0/073 |
| Sum | 14/985 | 14/961 | 20/392 | Sum | 4/992 |
| Fe# | 0/300 | 0/340 | 0/140 | Ab | 56/600 |
| Mg# | 0/700 | 0/660 | 0/860 | An | 36/000 |
| | | | | Or | 7/500 |

جدول 4. نتایج ترمومتری فلوگوپیت موجود در زینولیت‌های ولکانیک جنوب غرب جندق.

| | | | | | | | | | |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sample | 826 | 826 | 826 | 826 | 826 | 826 | 826-1 | 826-1 | 826-1 |
| Analysis | 171 | 172 | 18 | 19 | 31 | 33 | 158 | 159 | 162 |
| Ti | 0/335 | 0/320 | 0/460 | 0/512 | 0/591 | 0/793 | 0/404 | 0/440 | 0/581 |
| Mg# | 0/700 | 0/660 | 0/730 | 0/700 | 0/700 | 0/710 | 0/760 | 0/740 | 0/700 |
| T (C) | 737 | 717 | 786 | 789 | 805 | 839 | 781 | 784 | 803 |

و الیگوکلاز دارای ترکیب $Or_{0.5}Ab_{81.5}An_{18}$ می‌باشد. بیوتیت‌ها غنی از آهن (24% FeO) و آلومینیوم (~۱۶%) و فقیر از تیتان (2/6% TiO₂) هستند. میزان آلومینیوم (~۳۰%)

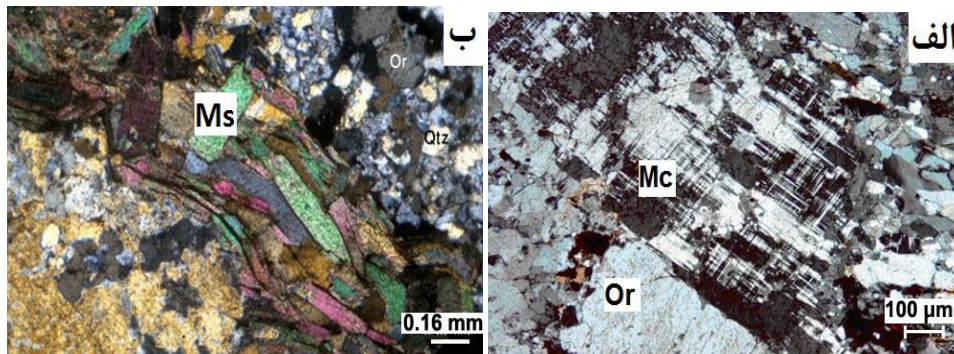
میانگین نتایج آنالیز نقطه‌ای کانیها و سنگ کل این الکیالی گرانیت‌ها در جدول 5 (الف و ب) آورده شده است. فلدسپات پتاسیم موجود در این سنگها دارای ترکیب $Or_{94.7}Ab_{5.2}An_{0.1}$

و (ب) نیز مشخص می‌باشد. این سنگها در نمودار A/CNK در برابر SiO_2 در محدوده گرانیتهای تیپ S قرار می‌گیرند (شکل 9- پ). همچنین نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ در برابر $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ نشان می‌دهد که آلکالی گرانیتهای آیرکان تیپ S بوده و از ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها به‌وجود آمده است (شکل 9 - ت) [15 و 16].

مسکویت‌ها بیشتر از میزان آهن (~4%) و منیزیم (~15%) آنها بوده که ویژگی پرآلومینه سنگهای مورد بررسی را نشان می‌دهد. محتوای بالای Al_2O_3 درون بیوتیت (16%)، نسبت A/CNK (1.4-1.6) و تشکیل بیشتر از 1% کروندوم در نورم این سنگها نشان‌دهنده غنی بودن آنها از آلومینیوم است. ماهیت پرآلومین این گرانیتهای در نمودارهای شکل (9 - الف



شکل 7. الف) تصویر صحرایی از آلکالی گرانیتهای آیرکان. ب). تصویری از دایک آپلیتی در گرانیتهای آیرکان. نگاه به سمت جنوب



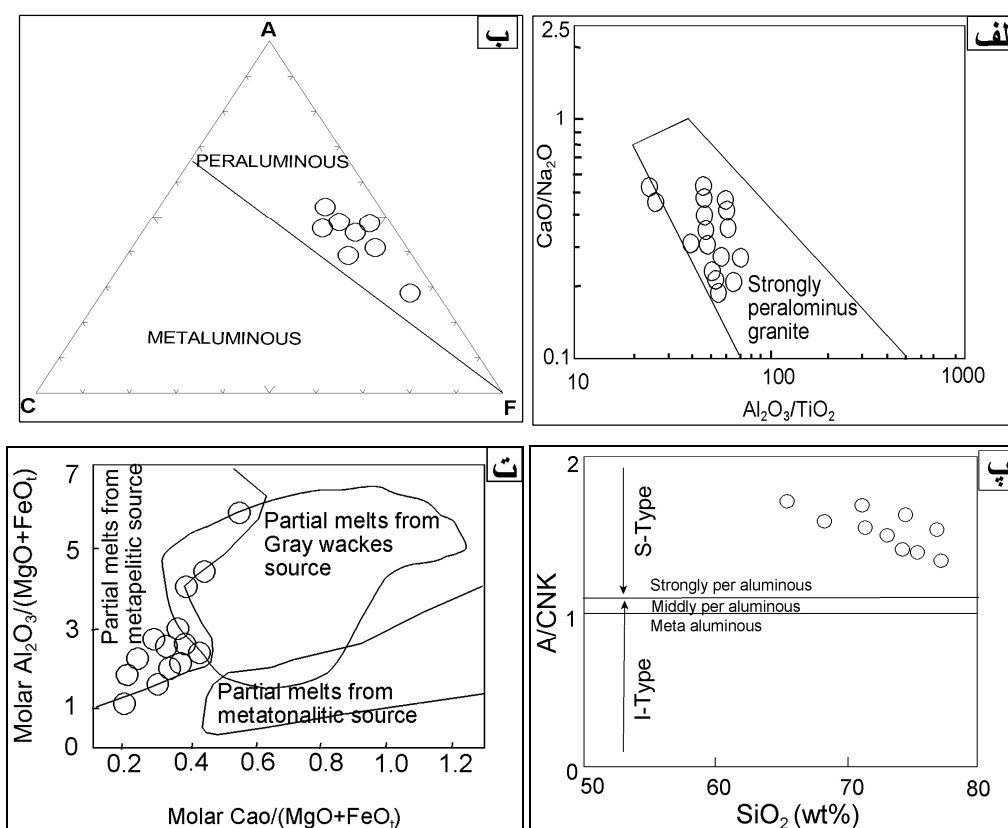
شکل 8. تصاویر میکروسکوپی از میکروکلین با ماگل مشبک الف) و موسکیت ب) موجود در آلکالی گرانیتهای آیرکان. (هر دو تصویر XPL).

آلومینیوم می‌باشند، متبلور شده‌اند. در جدول 6 (الف) میانگین نتایج آنالیز نقطه‌ای کانیهای مسکویت، گارنت و تورمالین و در جدول 6 (ب) آنالیز سنگ کل چند نمونه از این گرانیتهای آورده شده است. محاسبه فرمول ساختاری تورمالین بر اساس $24/5$ اکسیژن و گارنت 12 اکسیژن می‌باشد. بر این اساس گارنت‌های مورد بررسی ترکیب آلماندن دارند $(\text{Alm}_{61.7} \text{Grs}_{5.3} \text{Prp}_{1.9} \text{Sps}_{30.9})$. فراوانی مسکویت و

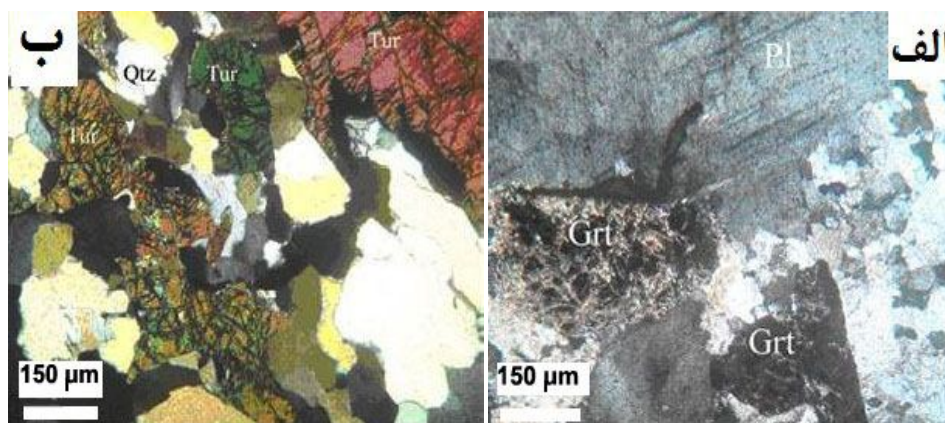
گرانیتهای همراه افیولیت جندق: به همراه افیولیت جندق، توده‌های نفوذی گرانیتهای چندی وجود دارد (شکل 2). این سنگها دارای مسکویت‌های غنی از آلومینیوم (23%) و فقیر از Mg و Fe، تورمالین و گارنت نوع آلماندین می‌باشند (شکل 10) که در ارتباط با ذوب رسوبات پوسته‌ای دگرگون‌شده هستند. این تورمالین‌ها از ماگمای غنی از آهن و شدیداً پرآلومینه که حاصل ذوب‌بخشی رسوبات دگرگون‌شده غنی از

(شکل 11)، بیانگر طبیعت پر آلومینه و S بودن ماهیت این گرانیت‌هاست که از ذوب رسوبات پوسته‌ای غنی از آلومینیوم تشکیل شده‌اند [17].

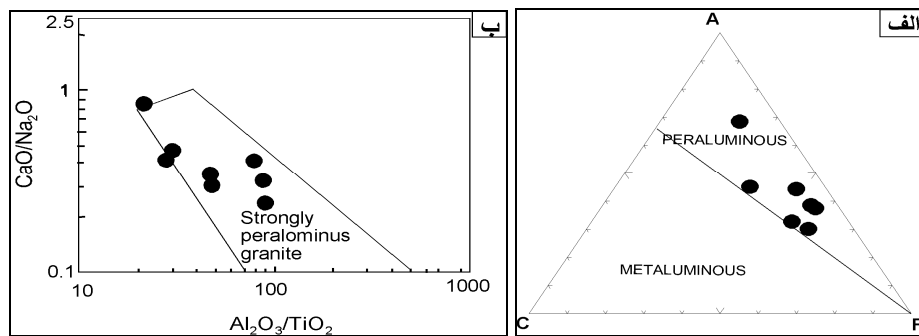
تشکیل گارنت و تورمالین در این گرانیت‌ها، همچنین تشکیل بیشتر از 4 درصد کروندوم در نورم این سنگها، بالا بودن ضریب اشباعیت آلومینیوم (1.38 - 1) و موقعیت آنها در نمودارهای ACF و Al_2O_3/TiO_2 در برابر CaO/Na_2O



شکل 9. الف) موقعیت آلکالی گرانیت آیرکان در نمودار $CaO/Na_2O-Al_2O_3/TiO_2$ [38] در محدوده گرانیت‌های به شدت پرآلومین قرار دارد؛ ب) موقعیت نمونه‌های آلکالی گرانیت آیرکان در نمودار ACF؛ پ) ماهیت S آلکالی گرانیت آیرکان در نمودار $A/CNK-SiO_2$ [39]. ت) موقعیت آلکالی گرانیت آیرکان در نمودار $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ در برابر $CaO/(MgO+FeO)$ [40].



شکل 10. تصاویر میکروسکوپی از الف) گارنت و ب) تورمالین موجود در گرانیت پرآلومین تیپ S جندق (XPL).



شکل 11. طبیعت پرآلومین گرانیت جندق در نمودارهای الف (ACF و ب) $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [38]

جدول 5. الف) میانگین نتایج آنالیز میکروپروپ و فرمول ساختاری کانیها و ب) آنالیز سنگ کل و نرم آلکالی گرانیت ایرکان (برگرفته از [15]).

الف

| Mineral | Oligoclase | Orthoclase | Microcline | Biotite | Biotite | Muscovite | Muscovite |
|--------------------------------|------------|------------|------------|---------|---------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 63/52 | 63/64 | 63/99 | 35/81 | 35/84 | 45/78 | 46/82 |
| TiO ₂ | 0/01 | 0/02 | 0/01 | 2/65 | 2/73 | 0/35 | 0/64 |
| Al ₂ O ₃ | 22/84 | 18/22 | 18/57 | 16/19 | 16/73 | 29/90 | 31/44 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | 0/03 | 0/02 | 0/00 | 0/03 |
| FeO* | 0/01 | 0/02 | 0/02 | 24/42 | 22/93 | 4/03 | 3/13 |
| MnO | 0/01 | 0/00 | 0/02 | 0/27 | 0/19 | 0/05 | 0/02 |
| MgO | 0/01 | 0/00 | 0/00 | 6/44 | 6/64 | 1/53 | 1/55 |
| CaO | 3/77 | 0/00 | 0/03 | 0/03 | 0/01 | 0/03 | 0/03 |
| Na ₂ O | 9/41 | 0/55 | 0/80 | 0/14 | 0/08 | 0/31 | 0/29 |
| K ₂ O | 0/08 | 17/69 | 17/13 | 10/15 | 9/79 | 11/66 | 11/20 |
| Total | 99/65 | 100/14 | 100/53 | 96/10 | 94/96 | 93/63 | 95/15 |
| Oxygen# | 8 | 8 | 8 | 22 | 22 | 22 | 22 |
| Si | 2/812 | 2/973 | 2/970 | 5/583 | 5/592 | 6/357 | 6/334 |
| Ti | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 0/315 | 0/324 | 0/037 | 0/066 |
| Al | 1/192 | 1/003 | 1/015 | 2/973 | 3/074 | 4/893 | 5/009 |
| Cr | - | - | - | 0/005 | 0/002 | 0/000 | 0/001 |
| Fe ³⁺ | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 0/000 |
| Fe ²⁺ | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 3/185 | 2/994 | 0/467 | 0/356 |
| Mn | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 0/035 | 0/026 | 0/010 | 0/001 |
| Mg | 0/000 | 0/000 | 0/000 | 1/495 | 1/548 | 0/317 | 0/313 |
| Ca | 0/178 | 0/000 | 0/000 | 0/005 | 0/002 | 0/003 | 0/006 |
| Na | 0/808 | 0/053 | 0/070 | 0/038 | 0/026 | 0/083 | 0/074 |
| K | 0/004 | 1/055 | 1/015 | 2/020 | 1/952 | 2/070 | 1/934 |
| Sum | 4/996 | 5/075 | 5/065 | 15/645 | 15/530 | 14/230 | 14/090 |
| Ab | 81/540 | 4/500 | 6/550 | - | - | - | - |
| An | 17/980 | 0/000 | 0/100 | - | - | - | - |
| Or | 0/480 | 95/500 | 93/400 | - | - | - | - |
| Fe# | - | - | - | 0/680 | 0/662 | 0/597 | 0/533 |
| Mg# | - | - | - | 0/320 | 0/338 | 0/403 | 0/467 |

ادامه جدول 5.

ب

| Rock Type | Alkali Granite | Aplitic Dike | Enclave |
|--------------------------------|----------------|--------------|---------|
| SiO ₂ | 44.73 | 74/67 | 67/98 |
| TiO ₂ | 0/29 | 0/22 | 0/28 |
| Al ₂ O ₃ | 13/18 | 13/29 | 15/02 |
| Fe ₂ O ₃ | 0/84 | 0/13 | 2/29 |
| FeO | 0/76 | 0/10 | 2/03 |
| MnO | 0/03 | 0/02 | 0/04 |
| MgO | 1/35 | 1/00 | 1/38 |
| CaO | 0/90 | 0/83 | 1/51 |
| Na ₂ O | 3/19 | 3/69 | 3/94 |
| K ₂ O | 4/58 | 4/89 | 3/96 |
| LOI | 1/28 | 1/15 | 1/35 |
| Total | 100/00 | 100/00 | 100/00 |
| A/CNK | 1/52 | 1/41 | 1/60 |
| Sc | 5/81 | 3/80 | 10/00 |
| Co | 3/06 | 1/60 | 7/00 |
| V | 20/35 | 13/10 | 44/00 |
| Zn | 55/67 | 53/50 | 55/00 |
| Rb | 183/38 | 157/30 | 295/00 |
| Cs | 4/17 | 2/64 | 8/96 |
| Ba | 446/62 | 236/83 | - |
| Sr | 523/80 | 417/17 | - |
| Ta | 1/43 | 4/09 | 1/53 |
| Hf | 4/44 | 3/08 | 8/23 |
| Th | 21/21 | 17/08 | 17/13 |
| La | 42/87 | 23/58 | 51/34 |
| Ce | 86/19 | 48/46 | 91/78 |
| Nd | 30/46 | 22/19 | 29/84 |
| Sm | 5/94 | 4/79 | 6/57 |
| Eu | 0/76 | 0/34 | 1/16 |
| Gd | 5/32 | 5/65 | 5/79 |
| Tb | 0/97 | 1/08 | 1/12 |
| Dy | 6/61 | 7/92 | 7/10 |
| Ho | 1/40 | 1/67 | 1/54 |
| Tm | 0/63 | 0/81 | 0/72 |
| Yb | 3/98 | 5/41 | 4/39 |
| Lu | 0/63 | 0/81 | 0/70 |
| Quartz | 33/43 | 31/08 | 24/55 |
| Corundum | 1/27 | 0/95 | 1/49 |
| Zircon | 0/01 | 0/00 | 0/00 |
| Orthoclase | 27/20 | 27/62 | 23/52 |
| Albite | 26/71 | 29/72 | 33/34 |
| Anorthite | 4/79 | 4/56 | 7/49 |
| Hypersthene | 2/05 | 2/36 | 2/41 |
| Hematite | 1/38 | 0/87 | 3/99 |
| Ilmenite | 0/04 | 0/04 | 0/09 |

جدول 6. الف) میانگین نتایج آنالیز میکروپروپ و فرمول ساختاری مسکویت، گارنت و تورمالین موجود در گرانیت S جندق و ب) آنالیز سنگ کل نمونه‌هایی از آنها. (برگرفته از [17]).

| ب | | | | الف | | | |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Sample | 12 | 13 | J2 | Mineral | Muscovite | Almandine | Turmaline |
| SiO ₂ | 64/37 | 65/33 | 74/71 | SiO ₂ | 41/57 | 37/32 | 35/95 |
| TiO ₂ | 0/65 | 0/61 | 0/36 | TiO ₂ | 1/67 | 0/06 | 0/35 |
| Al ₂ O ₃ | 14/00 | 15/28 | 13/63 | Al ₂ O ₃ | 23/09 | 21/11 | 34/27 |
| Fe ₂ O ₃ | 1/55 | 1/98 | 0/19 | Cr ₂ O ₃ | 0/02 | 0/00 | - |
| FeO | 4/33 | 3/03 | 0/17 | FeO* | 12/59 | 27/28 | 10/60 |
| MnO | 0/18 | 0/08 | 0/03 | MnO | 0/18 | 13/48 | 0/07 |
| MgO | 2/97 | 2/18 | 1/18 | MgO | 4/76 | 0/48 | 3/31 |
| CaO | 1/38 | 1/95 | 1/39 | CaO | 0/03 | 1/83 | 0/16 |
| Na ₂ O | 2/95 | 3/55 | 4/39 | Na ₂ O | 1/15 | 0/02 | 1/96 |
| K ₂ O | 2/46 | 3/24 | 3/38 | K ₂ O | 8/81 | - | 0/04 |
| P ₂ O ₅ | 0/07 | 0/12 | 0/00 | Total | 93/87 | 101/58 | 86/72 |
| CO ₂ | 0/50 | 0/60 | 0/00 | Oxygen # | 22 | 12 | 24/5 |
| LOI | 3/94 | 1/76 | 0/59 | Si | 5/427 | 3/010 | 5/912 |
| Total | 99/85 | 99/12 | 100/00 | Ti | 0/202 | 0/000 | 0/044 |
| A/CNK | 1/38 | 1/19 | 1/01 | Al | 5/452 | 2/005 | 6/641 |
| Quartz | 31/98 | 26/83 | 30/16 | Cr | 0/380 | 0/000 | - |
| Corundum | 5/30 | 4/07 | 4/65 | Fe ²⁺ | 0/000 | 1/840 | 1/459 |
| Zircon | 0/00 | 0/00 | 0/00 | Fe ³⁺ | 0/009 | 0/000 | 0/000 |
| Orthoclase | 15/54 | 19/15 | 17/07 | Mn | 0/755 | 0/920 | 0/010 |
| Albite | 24/96 | 30/04 | 35/28 | Mg | 0/095 | 0/055 | 0/812 |
| Anorthite | 3/23 | 5/10 | 7/49 | Ca | 0/473 | 0/160 | 0/029 |
| Hypersthene | 4/39 | 3/51 | 1/78 | Na | 5/324 | 0/005 | 0/627 |
| Hematite | 4/71 | 4/32 | 0/53 | K | 9/864 | - | 0/010 |
| Ilmenite | 0/30 | 0/15 | 0/09 | Sum | 0/570 | 8/000 | 18/533 |
| Apatite | 0/04 | 0/07 | 0/00 | Fe# | 0/588 | - | - |
| Sphene | 0/00 | 0/00 | 0/00 | Mg# | 0/413 | - | - |
| Diopside | 0/00 | 0/00 | 0/00 | Alm | - | 61/760 | - |
| | | | | And | - | 0/000 | - |
| | | | | Gross | - | 5/310 | - |
| | | | | Pyrope | - | 1/935 | - |
| | | | | Spess | - | 30/895 | - |

نبوده و اختلاف زیادی دارند. این ناهماهنگی احتمالاً ناشی از تأثیر دگرسانی بر روی سنگهای این توده نفوذی است. [18] (Bagheri and Stampfli, 2008; Bagheri, 2007) و [19] سن گرانیتوئیدهای موجود در منطقه مورد بررسی را بر اساس زیرکن‌های سالم موجود در این گرانیت به روش ID/TIMS تک زیرکن، 549 ± 15 میلیون سال اندازه‌گیری نموده‌اند که بیانگر سن پرکامبرین برای آنهاست. با توجه به

بررسی نتایج سن‌سنجی گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی: تعیین سن توده نفوذی ایرکان برای اولین بار در سال 1972 توسط Reyer and Mohafez [8] به روش Rb-Sr بر روی نمونه‌های سنگ کل، بیوتیت و فلدسپار انجام شده که به ترتیب سنهای 168 ± 8 ، 113 ± 9 و 79 میلیون سال را به دست داده‌اند و بر این اساس سن ژوراسیک میانی برای این گرانیت‌ها در نظر گرفته شدند. این سن‌ها با یکدیگر هماهنگ

شسته‌شدن عناصر رادیواکتیو U و Th از این گرانیت‌ها می‌باشند.

برداشت

زینولیت‌های گرانولیتی که توسط ولکانیسم ائوسن، در جنوب غرب جندق (کوه گذارسیاه، خردقاره شرق - ایران مرکزی) به سطح زمین رسیده‌اند، رسوبات غنی از Al و فقیر از Ca و Si بوده‌اند که در شرایط پوسته زیرین در عمق 45 کیلومتری، در رخساره گرانولیت دگرگون شده‌اند. این گرانولیت‌ها در شرایط اوج دگرگونی دارای کانیهای اصلی کروندوم، سلیمانیت، فلوگوپیت، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین)، اسپینل و فنزیت می‌باشند که منعکس‌کننده ترکیب رسوبات پوسته‌ای اولیه‌شان است. پس از اوج دگرگونی، ذوب این گرانولیت‌ها مذابی را تشکیل داده که گرانیتوئیدهای تیپ S را متبلور نموده است. بخشهایی از این گرانیتوئیدهای تیپ S نیز توسط این ولکانیک‌ها حمل و به سطح زمین آورده شده‌اند. این گرانیتوئیدها عمدتاً از پلاژیوکلاز و فلوگوپیت تشکیل شده و فاقد کروندوم و سلیمانیت می‌باشند. احتمال می‌رود که گرانیت‌های تیپ S پرکامبرین (549 ± 15 Ma) مناطق آیرکان و افیولیت جندق، که در امتداد گسل‌های درونه، چوپانان و آیرکان رخمون دارند حاصل تداوم تفریق و تبلور ماگمای حاصل از ذوب این گرانولیت‌ها باشند. کانه‌سازی اورانیوم و بالا بودن غیر عادی نسبت Ra/U در جنوب غرب کوه آیرکان حاصل شسته‌شدن عناصر رادیواکتیو اورانیوم و توریم از همین گرانیت‌ها و نهشته شدن آنها می‌باشد.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

مراجع

- [1] Castro A., Fernandez C., Vigneresse J. L., "Understanding granites: Integrating new and classical techniques", Geological Society of London Special Publication 168 (1999) 278p.
- [2] Villaros A., Stevens, G., Buick, I.S., "Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite", Lithos 112 (2009) 217-235.

ناهمخوانی سنهای به‌دست آمده به روش Rb-Sr و از طرفی سالم‌بودن زیرکن‌های تعیین سن شده در روش اخیر، سن پرکامبرین برای این گرانیتوئیدها قابل قبول است.

با توجه به این که منشأ گرانیت‌های پرآلمین تیپ S را به آناتکسی سنگهای پلیتی در شرایط پوسته زیرین نسبت می‌دهند می‌توان گفت ماگمای سازنده گرانیت‌های پرآلمین تیپ S موجود در منطقه مورد بررسی (آیرکان و جندق) نیز حاصل ذوب سنگهای پوسته‌ای غنی از آلومینیوم می‌باشند. این سنگها رسوبات پوسته تحتانی قاره‌ای بخشهای شمال غربی خردقاره شرق - ایران مرکزی هستند که در عمق 45 کیلومتری [31] در رخساره گرانولیت دگرگون شده‌اند. بخشهایی از این گرانولیت‌ها توسط ولکانیسم ائوسن جنوب غرب جندق (کوه گذارسیاه) حمل و به سطح زمین رسیده‌اند. این زینولیت‌های گرانولیتی غنی از آلومینیوم هستند که واجد کروندوم، سلیمانیت، فلوگوپیت، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) و اسپینل می‌باشند. با تداوم دگرگونی، در اثر ذوب این گرانولیت‌ها مذابی ایجاد شده که گرانیتوئیدهای تیپ S را متبلور نموده است. ادامه تفریق و تبلور این مذاب می‌تواند به تبلور گرانیت‌های تیپ S منجر شود. از این رو احتمال می‌رود منشأ گرانیت‌های پرآلمین تیپ S موجود در منطقه مورد بررسی (کوه آیرکان و افیولیت جندق) حاصل تداوم تبلور ماگمای حاصل از ذوب سنگهای گرانولیتی باشد که زینولیت‌های آن توسط ولکانیسم ائوسن در جنوب غرب جندق (کوه گذارسیاه) روی زمین پدیدار شده‌اند. استفاده از داده‌های ایزوتوپی در تأیید این نظریه کارآمد می‌باشند.

اندازه‌گیری رادیواکتیویته و کانه‌زایی اورانیوم در آب و خاک بخشهای جنوب غربی کوه آیرکان نشان داده است که نسبت Ra/U در آنها ($44 \times 10^{-5} - 1.7 \times 10^{-5}$) بسیار بیشتر از حد استاندارد این نسبت (1.7×10^{-7}) می‌باشد [32]. مهمترین دلیل فراوانی رادون و رادیوم، در آب و خاک چنین مناطقی را به عبور سیالات و آبهای بسیار گرم (Super-heated) از درون سنگهای غنی از اورانیوم در هنگام صعود نسبت می‌دهند [33 و 34]. با توجه به این که گرانیت‌های تیپ S آیرکان، افیولیت جندق و گرانیت S همراه آن مهمترین واحدهای سنگی این منطقه هستند، می‌توان گفت که منشأ کانه‌زایی اورانیوم در جنوب غرب کوه آیرکان حاصل

- [14] Valizadeh M.V., Omrani J., Moritz R.P., "Petrogenesis of the gold bearing Zarrin granite", Iranian International Journal of Science 3(2) (2002) 171-185.
- [15] بهارزاده ح، "مطالعه پترولوژی گرانیت آیرکان (شمال شرق استان اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (1387) 138 ص.
- [16] بهارزاده ح، ترابی ق، احمدیان ج، و ابراهیمیان ز، "ژئوشیمی توده نفوذی آیرکان، دایک‌های آپلیتی و آنکلاوهای موجود در آن (شمال شرق استان اصفهان)"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، شماره 3 (1387) ص 13-32.
- [17] ابراهیمیان ز، "مطالعه پترولوژی گرانیتوئیدهای شرق جندق (شمال شرق استان اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (1387) 164 ص.
- [18] Bagheri S., "The exotic Paleo-Tethys terrane in Central Iran", PhD thesis, University of Lausanne, Switzerland (2007) 232p.
- [19] Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
- [20] Torabi G. "Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction", Island Arc 19 (2010) 277-291.
- [21]- Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", American Journal of Science 303 (2003) 622-65.
- [22] 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.
- [23] Spear F. S., "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths", Mineralogical Society of America (1995) 799p.
- [24] Kretz R., "Symbols for rock - forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277 - 279.
- [25] محمودآبادی ل، "پتروگرافی و پترولوژی ولکانیک‌های [3] Rudnick R. L., Mcdonough W. F., Mcculloch M. T., Taylor S. R., "Lower crustal xenoliths from Queensland, Australia: Evidence for deep crustal assimilation and fractionation of continental basalts", Geochimica et Cosmochimica Acta 50 (1986) 1099-1115.
- [4] Gao S., Luo T-Ch., Zhang B-R., Han Y-W., Hu Y-K., "Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China", Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (11) (1998) 1959-1975.
- [5] Rudnick R. L., Gao S., "Composition of the continental crust. In the Crust, 3 (ed. R. L. Rudnick)", Elsevier-Pergamon, Oxford (2003) 1-64.
- [6] 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 (1-4) (2002) 49-82.
- [7] Griffin W.L., O'Reilly S.Y., "The lower crust in eastern Australia: xenolith evidence. In: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J.H. and Wedepohl, H. (Eds.), The nature of the lower continental crust", Geological Society, London, Special Publications 24 (1986) 363-374.
- [8] Reyer D., Mohafez S., "A first contribution of the Nioc-Erap agreements to the knowledge of Iranian Geology", Paris (1972) 58p.
- [9] Sheibi M., Esmaily D., Nedelec A., Bouchez J. L., Kananian A., "Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, southwest Yazd, Central Iranian", Island Arc 19 (2010) 292-312.
- [10] Sheibi M., Esmaily D., Siqueira R., "The Shir-Kuh pluton (Central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement", Journal of Asian Earth Sciences 46 (2012) 39-51.
- [11] Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221-39.
- [12] Rezaei-Kahkhaei M., Kananian A., Esmaily D., Asiabanha A., "Geochemistry of the Zargoli granite: Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran", Island Arc 19 (2010) 259-276.
- [۱۳] هوشمندزاده، ع. ر، نوگل سادات ع. الف، "شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش برگه 1/100000 اردکان"، زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (1383).

- [33] Torabi G., "Fault related geohazards in Iran", *Journal of Ultra Scientist of Physical Sciences* 21 (2) (2009) 259-268.
- [34] ترابی ق.، "ایران مرکزی و لزوم توجه به پدیده‌های زمین‌شناسی در توسعه شهرها و روستاهای قدیمی و احداث شهرهای جدید"، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)*، شماره 34 (5) (1387) ص 1-18.
- [35] Torabi G., Hemmati, O., "Alkaline Basalt from the Central Iran, a Mark of Previously Subducted Paleo-Tethys Oceanic Crust", *Petrology* 19 (2011) 690-704.
- [36] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals. 2 Rev Ed", Pearson Education Limited (United Kingdom) (1992) 712p.
- [37] Hey M. H., "A new review of the chlorites", *Mineralogical Magazine* 30 (1954) 277-292.
- [38] Moghazi A. M., Hassanen M. A., Mohamed F. M., Ali S., "Late Neoproterozoic strongly peraluminous leucogranite, South Eastern Desert, Egypt- petrogenesis and geodynamic significance", *Mineralogy and Petrology* 81 (2004) 19- 41.
- [39] Chappell B. W., White A. J. R., "Two contrasting granite types", *Pacific Geology* 8 (1974) 173- 174.
- [40] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H., "High- Potassium, calc- alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", *Lithos* 50 (2000) 51-73.
- اوسن جنوب غرب جندق (شمال شرق اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پتروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان (1388) 247 ص.
- [26] Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer-Verlag, Berlin (2011) 441p.
- [27] Tronnes R. G., Edgar A. D., Arima M, "A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49 (1985) 2323-2329.
- [28] Henry D. J., Guidotti C. V., "Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications", *American Mineralogist* 87 (2002) 375-382.
- [29] Henry D. J., Guidotti 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.
- [30] Brigatti M. F., Frigieri P., Ghezzi C., Poppi L., "Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites", *American Mineralogist* 85 (2000) 436-448.
- [31] Dehghani G.A, Markis J., "The gravity field and crustal structure of Iran, In Geodynamic project (Geotraverse) in Iran", Geological Survey of Iran, Report 51 (1983) 51-68.
- [32] Romanko E., Kokorin Yu., Krivyakin B., Susov M., Morozov L., Sharkovski M., "Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran)", *Technoexport Report* 19 (1984) 136p.