

تنوع سنگ شناختی توده گرانیتوئیدی شاه کوه (جنوب بیرجند) و تعیین سن رادیومتری آن به روش پتاسیم - آرگون (K-Ar)

نوشته : دکتر داریوش اسماعیلی* ، دکتر محمودلی ولی زاده**
دکتر جمشید حسن زاده** و دکتر اروه بلون***

Petrologic diversity and K-Ar datings of Shah Kuh pluton (South of Birjand)

By: Dr. D. Esmaily* , Dr. M. V. Valizadeh** , Dr. J. Hassanzadeh** , and Dr. H. Bellon***

چکیده

بخش اصلی توده گرانیتوئیدی شاه کوه (جنوب بیرجند) از دو واحد مونوزوگرنایت - گرانودیوریت و سینوگرنیتی تشکیل شده است که آنکلاوهای بزرگ میکروگرنیتی را در بر می گیرند. گرانیت‌های گرایزنی به طور محدود در بخش خاوری توده رخنمون داشته و تعداد کمی از دابک‌های داسیتی، آندزینی و آپلینی و همچنین رگه های کوارتز - تورمالین کانه دار نسبتاً فراوانی این توده گرانیتی را قطع کرده اند.

وجود کانیه‌های منبیت، آلانیت ماگمایی، آمفیبول و عدم وجود مسکویت، سیلیکات‌های آلومین و رگه های پگماتیستی، نشان دهنده نشابه کانی شناسی و سنگ شناسی این توده نفوذی با گرانیت‌های نوع آمی باشد. تفاوت اصلی واحد مونوزوگرنایت - گرانودیوریتی با واحد سینوگرنیتی در عدم وجود آمفیبول مقدار X_{Mg} کمتر بیوتیتها و آنورتیت کمتر پلاژیوکلازها در سینوگرنیتها می باشد.

تغییر شکلهای تحمیل شده بر روی این توده گرانیتی به چهار گروه ریز ساختمانی ماگمایی، نیمه ماگمایی، غیرماگمایی دمای بالا (که در حالت جامد ایجاد شده اند) و دمای پائین (میلونیتی) قابل تقسیم می باشند.

فرآیندهای آتراسیون در بخشهای مختلف این توده نفوذی به طور متفاوت عمل نموده و شامل پنج مرحله: تشکیل مگاگریست های K-فلدسپار، آتراسیون بیوتیت به مسکویت (با K-فلدسپار) + روتیل + سولفیدها، تشکیل بیوتیت سبز رنگ پریده از بیوتیت قهوه ای، کلرینیزاسیون بیوتیت، تخریب کامل فلدسپار ها و بیوتیت (مرحله گرایزنی شدن) می باشد.

تعیین سن رادیومتری بر روی بیوتیت های جدا شده از ۱۳ نمونه از سنگهای اصلی منطقه مورد مطالعه به روش پتاسیم - آرگون (K-Ar) نشان می دهد که گرانیت شاهکوه با سن متوسط $3/1 \pm 165$ میلیون سال به بازوسین (ژوراسیک میانی) تعلق دارد. در میان نمونه های تعیین سن شده قدیمترین سنگها با میانگین سن $3/17 \pm 168/3$ میلیون سال متعلق به بیوتیت میکروگرنیتها می باشند. مونوزوگرنایت - گرانودیوریتها و سینوگرنیتها نیز به ترتیب با میانگین سنی $3/1 \pm 165/2$ و $2/5 \pm 161/6$ میلیون سال واحدهای جوانتر این توده را تشکیل می دهند. به هر حال مجموعه سنگهای گرانیتی مورد مطالعه از لحاظ زمانی در یک محدوده بسیار باریک قرار میگیرند.

واژه های کلیدی: گرانیتوئید، تنوع سنگ شناختی، سن رادیومتری، پتاسیم - آرگون، شاهکوه، جنوب بیرجند، ایران

Abstract

Shah-Kuh granitic massif (South of Birjand) is mainly composed of monzogranite- granodiorite and syenogranite units which enclose large microgranitic bodies. Small outcrops of greisenized granites, occurred in the eastern part. The massif is cut by dacitic, andesitic, and aplitic dykes and mineralized quartz- tourmaline veins.

The Presence of magnetite, magmatic allanite, amphibole and the lack of muscovite, aluminosilicates and pegmatitic veins attests to the I-type affiliation of these rocks. The monzogranite- granodiorite unit is distinct from syenogranites by the lack of amphibole, lower X_{mg} of biotites and lower An% of plagioclase in the later.

Based on thin section studies, four types of microstructures including magmatic, submagmatic, high temperature subsolidus and low temperature subsolidus (mylonitic) are recognized.

Hydrothermal alteration effects on the pluton can be summarized as:

1-Formation of K-feldspar megacrysts; 2- Alteration of biotite to muscovite (or K-feldspar) + rutile + sulfides; 3- Formation of pale green biotite from magmatic biotite; 4 - Chloritization of biotite ; and 5- Complete destruction of biotite and feldspar during greisenization.

K- Ar dating was performed 13 biotite separates from main rock types. This gives an age of 165 ± 3.1 Ma (middle Jurassic) for the Shah- Kuh granite. With an average age of 168.3 ± 3.17 Ma, the microgranites represent the oldest unit among the dated samples. Monzogranite - grandiorite and syenogranite unites, which have been dated 165.2 ± 3.1 (Ma) and 161.6 ± 2.5 (Ma), respectively, are somewhat younger unites. It can be concluded that all of the granitic rock types in the suite, formed in a very short period of time.

Key Words: Granitoid, Petrologic diversity, Radiometric dating, K-Ar, Shah-Kuh, South Birjand, Iran

مقدمه

کانی های کاسیتريت، شلتيت و منازيت در منطقه شاهکوه اشاره می کنند. Stocklin et al (1972) از روی شواهد چینه شناسی، گرانیت شاهکوه را به ژوراسیک نسبت میدهند. Crawford (1977) نمونه هایی از سنگهای آذرین و دگرگونی ایران را مورد تعیین سن رادیومتری قرار داده و با بکارگیری روش Rb-Sr بر روی نمونه ای از گرانیت شاهکوه سن آنرا ۱۶۴ میلیون سال ارزیابی می نماید. اسماعیلی و ولی زاده (۲۰۰۰) منشا کانی زایی قلع در منطقه را مورد مطالعه قرار داده و معتقدند که قلع (Sn) در رگه های کوارتز - تورمالین کانه دار احتمالاً از سنگهای رسوبی میزبان منشا گرفته اند.

همچنین بربریان و سهیلی (۱۹۷۳)، (Tarkian et al. (1983)، میا شر (۱۳۷۰)، هر کدام از دیدگاههای ویژه ای زمین شناسی بلوک لوت و گرانیت شاهکوه را مورد مطالعه قرار داده اند.

بعلاوه، نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در مقیاسهای زیر تهیه شده است:

۱- ۱:۵۰۰۰۰۰ (لوت مرکزی) بوسجبله (Stocklin et al. (1972)
۲۵۰۰۰۰ : ۱ (ورقه ده سلم) زیر نظرسهتدی (۱۳۷۱) و ۱:۱۰۰۰۰۰
(ورقه بصیران) زیر نظر افتخارنژاد (۱۳۷۱) از انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

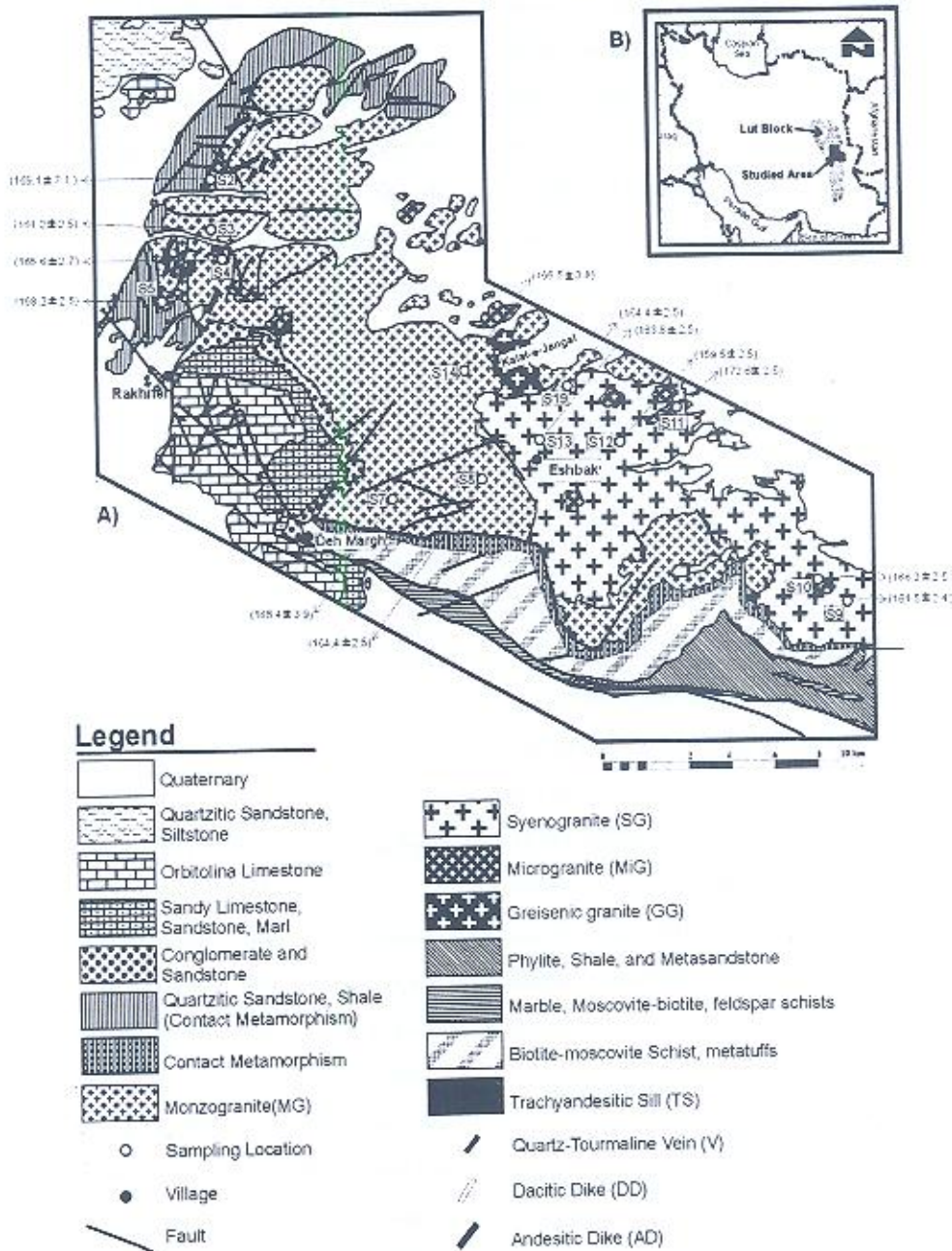
توده گرانیتی شاهکوه به صورت پک نوار کشیده به طول تقریباً ۵۰ کیلومتر و پهنای ۱۲-۱۰ کیلومتر با روند شمال باختری - جنوب خاوری در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند (خاور ایران) واقع است. این توده با رویه ای بیش از ۵۰۰ کیلومتر مربع بخشی از بلوک لوت را تشکیل داده و دارای مختصات جغرافیایی $31^{\circ} 30' - 31^{\circ} 47'$ شمالی و $59^{\circ} 31' - 59^{\circ} 12'$ خاوری می باشد. (شکل ۱ و ۲).

سازمان زمین شناسی کشور اولین سفر علمی خود را به منظور تهیه نقشه زمین شناسی بلوک لوت در سال ۱۹۶۳ آغاز نمود که بخشی از گزارش آن سفر در مقاله Stocklin (1968) آورده شده است. Bariand et al. (1965) نقشه متالوژنی مقدماتی ایران را تهیه نموده اند که خاور ایران و توده گرانیتی شاهکوه را نیز در بر می گیرد. در طی سالهای ۱۹۶۶ و ۱۹۶۷ بررسیهای شناسایی مقدماتی وسیعی در ناحیه لوت و نوار فلش مجاور آن بوسیله شرکت ملی نفت ایران و پیمانکار فرانسوی ERAP دنبال گردید که نتایج حاصل از آن توسط Reyre and Mohafez (1970) منتشر شده است. موحد اول و همکاران (a, b (۱۹۷۱) طی دو گزارش به بررسی مقدماتی مواد معدنی ایران در گستره ای به وسعت ۲۳۰۰۰ کیلومتر مربع پرداخته و برای اولین بار به وجود



شکل ۱- نقشه تکتونیکی شرق ایران که بلوک لوت، زون فلیش و گرانیت شاهکوه بر روی آن نشان داده شده است (اشتوکلین و همکاران ۱۹۷۲)

Simplified Geological Map of Shah-kuh Area, East Iran with geochronological sampling Locations



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ساده شده گرانیت شاهکوه و موقعیت نمونه های تعیین سن شده بر روی آن

از دیدگاه Stocklin (1968)، بلوک لوت نوده ای است مستحکم و کشیده که ساختمان تکتونیکی نسبتا ساده ای را به نمایش می گذارد و در آن گسلش، کج شدگی و چین خوردگی ملایم حاکم است. این زون به سمت شمال، جنوب و باختر به ترتیب بوسیله زونهای گسله ازبک کوه (شمال باختری فردوس)، فرورفتگی جازموربان و گسل نایبند محاط می باشد. حد خاوری آن نیز در مقابل زون فلیش بوسیله گسل نهبندان مشخص می گردد.

سنگهای آتشفشانی دوران نوزیستی که بطور عمده ترکیب آندزیتی و داسیتی دارند به همراه نهشته های قاره ای نشوون و کواترنر بخش اعظم بلوک لوت را می پوشانند. در این بلوک همچنین ترادف ناقصی از سنگهای دوران میانه زیستی که اساسا از سنگهای رسوبی دریایی کم عمق و آواری تشکیل یافته، دیده می شود.

از دیدگاه Stocklin et al. (1972) توده های نفوذی در این بلوک از لحاظ چینه شناسی در دو مجموعه اصلی قرار می گیرند:

۱- سنگهای نفوذی اواسط یا اواخر ترشیری که به طور عمده ترکیب دیوریتی و گرانودیوریتی دارند و دیوریت خاور کوه عبدالهی مهمترین آنها محسوب می گردد.

موضوع موقعیت و جایگاه تکتونیکی بلوک لوت از سالیان قبل مورد بحث و اختلاف نظر زمین شناسان بوده است به طوری که (1968)

Stocklin و Stocklin et al. (1972) لوت را به عنوان یک بلوک مجزا پذیرفته و براستحکام و مقاوم بودن آن اصرار می ورزند و (1972) Takin، Crawford (1972)، Nowroozi (1972)، Dewey et al. (1973) مطالعات خود را بر پایه مقاوم بودن بلوک لوت بنا نهاده اند. در صورتیکه بربریان و سهیلی (1973)، Mohajer-Ashjai (1974) و et al. (1975) Mohajer - Ashjai با ارائه شواهدی به مقاوم بودن این بلوک معتقد نیستند.

مطابق نقشه زمین شناسی 1:50000 تهیه شده از محدوده مورد مطالعه (شکل ۲)، توده گرانیتوئیدی شاهکوه سازند شمشک را در شمال و کمپلکس دگرگونی ده سلم را در جنوب قطع نموده و به سمت باختر در زیر کنگلومرای قاعده ای کرناسه قرار گرفته است. این توده گرانیتی به سمت خاور بوسیله رسوبهای کواترنری پوشیده می شود.

سازند شمشک به صورت یک نوار هلالی شکل در حاشیه شمالی و شمال باختری این توده رخنمون دارد. این سازند به طور عمده شامل شیلهای رسی، سیلتستون و ماسه سنگ است که به میزان قابل توجهی میان

۲- در مقیاس 1:50000 (در قسمت شمالی) و 1:20000 (در محلهای کانی زایی از بخش شمالی) بوسیله وزارت صنایع و معادن ایران به منظور اکتشاف قلع.

۳- در مقیاس 1:50000 برای کل توده توسط اسماعیلی (رساله دکتری در دست تدوین).

۴- آخرین اطلاعات زمین شناسی در منطقه مورد مطالعه عبارت است از بررسی های سنگ شناختی، ژئوشیمی، سن سنجی و کانی زایی قلع در گرانیت شاهکوه، که در حال حاضر در قالب رساله دکتری توسط اسماعیلی در دست تدوین می باشد که به هر حال در هیچ کدام از گزارشهای منتشر شده تا کنون واحدهای سنگ شناختی گرانیت شاهکوه به طور دقیق مورد توجه و تعیین سن رادیومتری قرار نگرفته است، به همین دلیل در این پژوهش سعی گردیده تا با تکیه بر شواهد صحرائی، بررسی روابط سنگ شناختی و چکیده نتایج آنالیزهای میکروپروب کانیها و تعیین سن رادیومتری بر روی ۱۳ نمونه از بیوتیت های جدا شده از واحدهای اصلی توده گرانیتوئیدی شاهکوه، کنکاش بیشتری در منطقه مورد مطالعه صورت گیرد. امید است در فرصتهای بعدی نتایج بررسی های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب،

ژئوشیمی ایزوتوپی و کانی زایی قلع در این توده گرانیتوئیدی عرضه گردد.

۲- موقعیت زمین شناسی

Stocklin (1968) بخش خاوری ایران مرکزی را به دو بخش بلوک

لوت در باختر و زون فلیش در خاور تقسیم می کند (شکل ۱). زون فلیش بصورت یک نوار کوهستانی در مرزهای ایران - افغانستان و پاکستان در خاور و بلوک لوت در باختر با روند شمالی - جنوبی به طول حدود ۸۰۰ کیلومتر و پهنای حدود ۲۰۰ کیلومتر از بلوچستان در جنوب تا گناباد در شمال، واقع است (شکل ۱). این زون از دیدگاه زمین شناسی بوسیله ستبرای زیادی از رسوبهای دریایی عمیق به شدت تکتونیزه نظیر شیلهای رسی و سیلیسی، رادیولاریت و سنگ آهک پلاژیک همراه با سنگهای آتشفشانی بازالتی و آندزیتی زیر دریایی و توف ها و همچنین عدسی ها و قطعاتی از سنگهای اولترامافیک سرپانتینیته شده، مشخص می گردد.

بلوک لوت که گرانیت شاهکوه را در حاشیه شرقی خود جای داده است، در وسعتی تقریبا معادل زون فلیش و روند مشابه آن از آتشفشان بزمان در جنوب تا منطقه فردوس در شمال گسترش دارد (شکل ۱).

خشن بوده و مرتفع ترین بخش توده را به خود اختصاص می دهند. جذب ذرات بسیار ریز کانیتهای تیره در مانه های حاصل از فرسایش این گرانیتها توسط آهنربا حکایت از وجود منیثیت در این سنگها را دارد. مطالعات میکروسکوپی نشان می دهد که آنها به طور غالب دارای بافت با ابعاد متوسط تا درشت بوده و اندازه دانه ها به طور میانگین حدود ۴ میلی متر می باشد، اگر چه بافتهای پورفیروئید نیز کم و بیش در آنها دیده می شوند. وارتز، پلاژیوکلاز، K - فلدسپار و بیوتیت از تشکیل دهنده های اصلی و آمفیبول، آلانیت، منازیت، آپاتیت، اسفن، کانیتهای اپک به ندرت تا زیرکن از اجزا فرعی این سنگها محسوب می شوند. اگر چه بخش اصلی این سنگها سالم و بدور از دسترس آلتراسیون باقی مانده است اما آنها به طور محلی و گاهی به میزان قابل توجهی دستخوش آلتراسیون شده و کانیتهای آن حسب مورد بوسیله سریسیت، کائولن، کلسیت، کلریت، اسفن اپیدوت، مسکویت، K - فلدسپار و کانیتهای تیره جانشین شده اند. کوارتز که بطور متوسط حدود ۲۳ درصد سنگ را به خود اختصاص می دهد به صورت زینومورف و درشت بلور بوده و اندازه آن گاهی اوقات به بیش از ۱۰ میلی متر هم می رسد. این کانی خاموشی موجهی داشته و بیشتر حاوی ادخالهایی از بیوتیت و ریز بلورهای پلاژیوکلاز می باشد. در زونهای خرد شده، کوارتز به قطعات کوچکتری شکسته شده و بعضا شبیه یک ملات (Matrix) سایر دانه ها را در برمی گیرد.

پلاژیوکلاز بین ۲۶ تا ۴۶ درصد از این سنگها را تشکیل می دهد. این کانی اکثراً دانه درشت و اندازه متوسط آن ۴ میلی متر است. ماکل آلیت - کارلسباد و پری کلین در آنها عمومیت داشته و بیشتر دارای ساختمان منطقه ای می باشند. براساس نتایج آنالیزهای میکروپروب (جدول ۱) ترکیب این پلاژیوکلازها از $An = 74.4\%$ در مرکز تا $An = 32\%$ در حاشیه تغییر می کند و به طور کلی از نوع آندزین (به طور متوسط $An = 39\%$) می باشند. شدت آلتراسیون در نمونه های مختلف متفاوت است به طوری که در بعضی از نمونه ها، این کانی کاملاً سالم و در نمونه های دیگر ممکن است به شدت تجزیه و حسب مورد بوسیله سریسیت، سوسوریت (مجموعه ای از سریسیت، زوتزیت، کلینوزوتزیت و کلسیت) و به ندرت پرهیت و کلریت جایگزین شده باشند.

آلکالی فلدسپار نسبت به پلاژیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردار است و بین ۱۰ تا ۴۰ درصد از این سنگها را تشکیل میدهند. اندازه متوسط آن ۴ میلی متر بوده و در بعضی از نمونه ها که به گمان رشد متاسوماتیکی داشته اند به یک سانتی متر هم می رسند. آلکالی فلدسپارها از نوع ارتوز بوده و اغلب بافت پرتیت ریسمانی را به نمایش می گذارند.

لایه های ماسه سنگی را در بر می گیرد. ماسه سنگها کوارتزیتی بوده و اغلب حاوی مفادیر متنوعی میکای آواری می باشند. Stocklin et al. (1972) نهشته ها را به ژوراسیک زیرین نسبت داده اند. آثار دگرگونی مجاورتی ناشی از تزریق گرانیت شاهکوه بر روی این سنگها در حد سیلیسی شدن و فلدسپار زایی قابل مشاهده است.

سنگهای دگرگونی ده سلم در گستره ای به طول حدود ۱۰۰ کیلومتر از گرانیت شاهکوه در شمال تا نپه های ماسه ای در لوت جنوبی، در جنوب توده دارای رخنمون می باشند. این کمپلکس دگرگونی از لحاظ چینه شناسی از دو بخش اصلی تشکیل شده است: یکی بخش پائینی که در آن مرمر زیاد دیده می شود و دیگری بخش بالایی که بطور عمده از فیلیت و شیست همراه با مقدار ناچیزی مرمر تشکیل شده است. در منطقه مورد مطالعه بطور عمده بخش بالایی (جوانتر) با گروه شیستی حضور دارد که متشکل از فیلیت و کوارتز - میکاشیت های گرافیتی شده می باشند. سن کمپلکس دگرگونی ده سلم دقیقاً معلوم نیست اگر چه به طور مشخص مربوط به قبل از آپسین می باشد (Stocklin et al. 1972).

در مجاورت توده گرانیتی با این سنگها، کربریت هورنفلس های سبز تیره دیده می شود. این هورنفلس ها دارای بافت پورفیروپلاستی بوده و کربریت + بیوتیت + مسکویت + کوارتز + آندالوزیت از مشکلین اصلی آن می باشند.

۳- سنگ شناسی

توده گرانیتی شاهکوه از دو واحد اصلی با ترکیب مونزوگرانیت - گرانودیوریت و سینوگرانیت تشکیل شده است. سنگهای میکروگرانیتی با ابعاد و ترکیب کانی شناسی متغیر به طور پراکنده در هر دو واحد دیده می شوند. گرانیتها گرازینی، دایکهای داسینی و آندزینی، سیل تراکیتی، و رگه های کوارتز - تورمالین مینرالیزه به طور محلی قابل تشخیص می باشند (شکل ۲).

۳-۱- واحد مونزوگرانیت - گرانودیوریت (MG)

بخش اصلی رخنمون توده گرانیتوئیدی شاهکوه به این واحد اختصاص دارد (شکل ۲). سنگهای این واحد در رده بندی مدال Streckeisen (1974) و Lameyere and Bowden (1982) در گروه مونزوگرانیت - گرانودیوریت قرار می گیرند. این سنگها در روی زمین دارای رخنمونی

بیوتیت نشان داده و این کانی به شکل‌های رشته ای، وصله مانند و یا پولک‌های کوچک در داخل آنها حضور دارد. این گونه هم رشدی بین آمفیبول و بیوتیت ممکن است در ارتباط با تبلور همزمان این دو کانی و یا واقعا در نتیجه تاثیر آلتراسیونهای ماگمایی مرحله پایانی روی آمفیبول حاصل گردند (Hammarstrom 1986). اگر چه مطالعات میکروسکوپی بر روی مقاطع مورد مطالعه هر دو احتمال فوق الذکر را تایید می کنند اما بیشتر شواهد حاکی از تبدیل آمفیبول به بیوتیت در نتیجه آلتراسیون مرحله انتهایی فعالیت ماگمایی است، به طوری که جانشین شدن آمفیبول توسط بیوتیت گاهی بوسیله ریز بلورهای کلسیت که به خرج کلسیم آمفیبولها تشکیل شده اند- همراهی می شوند. فراوانی کانی های فرعی در نمونه های مختلف متفاوت بوده و از میان آنها آلانیت، منازیت، اسفن و آپاتیت عمومیت بیشتری دارند. آلانیت دارای ساختمان منطبقه ای است و برخی از آنها بوسیله بیوتیت محاط شده است. این ویژگی گویای منشأ ماگمایی آلانیت است و نشان می دهد که یک تغییر پایداری در فازها از آلانیت به اپیدوت به بیوتیت در طی کاهش فشار یا سرد شدن حاصل شده است (Zen and Hammarstrom 1984). منازیت با برجستگی فوی و هاله چند رنگ بصورت ادخال در داخل بیوتیت ها به فراوانی یافت می شود. این کانی دارای مشخصات نوری کاملاً شبیه به زیرکن بوده و به همین دلیل در مطالعات سنگ شناسی مقدماتی بعنوان زیرکن قلمداد گردید، اما پس از حصول نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ کل و مقایسه مقدار Zr با فراوانی این کانی در مقاطع میکروسکوپی (علیرغم فراوانی نسبتاً بالای این کانی در زیر میکروسکوپ مقسدار Zr در آنالیزها پائین گزارش شده بود)، این شک ایجاد گردید که شاید این کانی ها زیرکن نباشند و به همین دلیل تعداد قابل توجهی از آنها مورد آنالیز الکترون میکروپروب قرار گرفت و مشخص شد که اکثریت قریب به اتفاق آنها منازیت میباشد.

اسفن به دو شکل اولیه و ثانوی در سنگ حضور دارد. انواع ثانویه آن به طور عمده در حاشیه و یا داخل بیوتیت‌های جانشین شده (بیشتر به بیوتیت سبز و کلریت) دیده می شوند و بنظر می رسد که در اثر آزاد شدن Ti از ساختمان بیوتیت های قهوه ای اولیه حاصل شده اند. آنکلاوهای میکروگراتولار کوارتز - مونزوتیتی به طور محلی فراوان اند. اگر چه این آنکلاوها همیشه دانه ریزتر از مونزوتیتهای میزبان خود میباشد، اما آنها همیشه دانه ریز نبوده و گاهی اندازه دانه ها به ۲ میلیمتر هم میرسد. این آنکلاوها دارای مرز مشخص با سنگهای میزبان خود بوده و گاهی اوقات بلورهای K - فلدسپار در عرض همبری بین آنها و سنگ

بیوتیت فراوانترین کانی فرومنیزین موجود در این سنگها است و به طور متوسط ۱۲ درصد از کانیهای سازنده این سنگها را به خود اختصاص میدهند. این کانی ها با داشتن $Fe/(Fe+Mg) > 0.33$ (با میانگین ۰.۷۲) طبق نظر Deer (1969) بعنوان بیوتیت و از دیدگاه Speer (1984) آبتیت سیدروفیلی نامگذاری می شوند. این کانی ها به رنگ قرمز قهوه ای و قهوه ای کم رنگ بوده و به طور متوسط دارای ۰.۲۸ X_{Mg} میباشد. همچنین بیوتیت سبز رنگ پدیده نیز در بین آنها مشاهده می شود. شکل آنها بیشتر ساب انومورف و اتومورف است و بعضی از آنها حاوی ادخالهایی از منازیت و آپاتیت میباشد. این کانی ها در بخشهای حاشیه ای توده دارای وضعیت کینک بانند بوده و یک حالت پیچ خورده ای را از خود نشان می دهند که در این حالت تغییر شکلها با یک پراکنش نوری شدیدی همراه میباشد.

بیوتیت ها بیشتر سالم اند اما بعضی از آنها بوسیله کانی هایی از انواع K فلدسپار یا مسکویت + روتیل + سولفیدها، اپیدوت و کلریت نوع پتین جانشین شده اند. گاهی مشاهده میشود که آنها در حاشیه به انواع سبز رنگ پریده تبدیل شده و یا به طور کامل بوسیله آنها جایگزین شده اند. مشاهدات دقیق میکروسکوپی نشان می دهد که بیوتیت های سبز همیشه بوسیله کانیهای تینائیم دار نظیر روتیل، اسفن و کانی های سولفیدی نظیر پروتیت همراهی می شوند. نتایج آنالیزهای میکروپروب (جدول ۱) نشان میدهد که بیوتیت های سبز دارای ترکیب شیمیایی مشابه سایر بیوتیت ها می باشند با این استثنا که آنها دارای مقدار TiO_2 کمتری هستند. بنابراین دیدگاه Van Middelaar (1990) مبنی بر تحرک و مهاجرت تینائیم (Ti) در مقیاسهای میکروسکوپی عملاً در اینجا قابل مشاهده است و در حقیقت بخشی از TiO_2 بیوتیت های قهوه ای در حین تبدیل آنها به بیوتیت سبز صرف تشکیل کانیهای تینائیم داری نظیر اسفن، روتیل یا پروتیت شده است.

آمفیبول نسبت به بیوتیت از فراوانی کمتری برخوردار می باشد و مقدار آن در نمونه های مختلف متفاوت است به طوری که بعضی از مونزوتیتهای آنها به طور کلی فاقد آن هستند، در صورتیکه در گرانودیورینها این کانی تا ۱۰ درصد اجزای سنگ را به خود اختصاص میدهد. با توجه به نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب (جدول ۱) و طبق رده بندی Leek (1997)، این آمفیبولها از انواع کلسیک بوده و در رده فروهورنلند قرار می گیرند. بعضی از آمفیبولها انومورف، فاقد اسکولوشن و بدون آلتراسیون بوده و در تعادل کامل با کوارتز می باشند و بعضی دیگر یک نوع هم رشدی با

اصلی و کانیهای اپک، کلینوپروکسن، و به مقدار کمتر اسفن، آپاتیت و زیرکن کانیهای فرعی این سنگها را تشکیل میدهند.

میزبان رشد کرده اند. گاهی تعداد زیادی از این آنکلاوها بوسیله یک سیمان گرانیتی به هم پیوسته و چیزی شبیه کنگلومرای رسوبی را ایجاد کرده اند. پلازیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و آلکالی فلدسپار کانیهای

جدول ۱) نتایج میانگین آنالیزهای میکروپروب کانیهای واحدهای مختلف گرانیت شاهکوه (جنوب بیرجند)

واحد سنگ شناختی	مونزوگرانیت		آلکالی		سینو		بیوتیت		میکروگرانیت		گرانیت گریزنی		واحد سنگ شناختی
	موقعیت	مرکز	موقعیت	مرکز	موقعیت	مرکز	موقعیت	مرکز	موقعیت	مرکز	موقعیت	مرکز	
SiO ₂	۳۵.۷	۴۵.۳۹	۳۵.۶۱	۳۳.۹۸	۳۴.۹۷	۳۴.۱۶	۳۴.۱۹	۳۵.۳۲	۳۵.۸	۳۵.۰۲	۳۳.۳۶	۳۵.۵۵	
TiO ₂	۳.۹۵	۰.۹۹	۱.۷۱	۳.۳۶	۴.۱۲	۵.۰۱	۳.۲۵	۰.۹۸	۱.۳۵	۰.۱۶۳	۱.۸۷	۵.۳۳	
Al ₂ O ₃	۱۴.۴۷	۶.۶۷	۱۹.۶۲	۱۵.۲۸	۱۷.۴۷	۱۲.۱۶	۱۷.۹۶	۳۳.۵۴	۲۱.۳۵	۳۳.۶۵	۱۴.۲۹	۱۳.۳۱	
B ₂ O ₃ (c)								۱.۰۵۳		۱.۰۴			
FeO	۲۶.۶۱	۲۲.۹۶	۳۵.۰۱	۲۷.۰۷	۲۲.۲۲	۲۵.۸	۳۵.۳۸	۱۱.۵۲	۳۵.۳۹	۱۵.۳	۳۱.۴۳	۳۵.۰۲	
MnO	۰.۵	۰.۷۶	۰.۷۸	۰.۲۷	۰.۲۶	۰.۲۸	۰.۳۸	۰.۱۷	۰.۹۳	۰.۱۹	۰.۳۹	۰.۳۵	
MgO	۵.۹۸	۷.۵۲	۲.۳۶	۵.۰۹	۶.۷۴	۴.۶۷	۵.۱۵	۳.۳	۰.۸	۰.۱۷	۵.۳۴	۷.۰۳۳	
CaO	۰	۱.۰۸۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۲۳	۰	۰.۳	۰	۰	
Na ₂ O	۰.۰۶	۱.۱۸	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۱۳	۰.۰۷	۰.۱	۲.۱۷	۰.۰۶	۱.۸۹	۰.۰۱	۰.۰۸۷	
K ₂ O	۹.۵۵	۰.۹۱	۹.۲۲	۹.۴۴	۹.۶۹	۸.۸۴	۹.۵۳	۰.۰۵	۹.۶۱	۰.۰۳۱	۶.۸۹	۹.۶۵	
BaO	۰.۰۶		۰.۱۶	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۶۳	۰.۰۹						
F	۰.۳۴	۰.۲۲	۱.۴۳	۱.۰۵	۰.۹۷	۰.۶۸	۰.۵۹	۰.۸۳	۱.۷۵		۰.۳۲		
Cl	۰.۲۲	۰.۳۸	۰.۲۶	۰.۳۸	۰.۲	۰.۶۵	۰.۳۶		۰.۱۱		۰.۷۷		
H ⁺ O(c)	۳.۶۲	۱.۷۱	۳.۰۵	۳.۱۳	۳.۳۷	۳.۲۳	۳.۴۷	۳.۲۴	۲.۹۷		۳.۳۶		
O=F	۰.۶۴	۰.۱۳	۰.۶	۰.۴۴	۰.۴۱	۰.۲۹	۰.۲۵	۰.۳۵	۰.۷۴		۰.۱۳		
O=Cl	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۱۵	۰.۰۷		۰.۰۳		۰.۱۷		
Sum Ox%	۱۰۰	۹۹.۸۶	۹۸.۶۴	۹۸.۷۹	۹۹.۷۷	۹۹.۸۶	۱۰۰.۲	۱۰۱.۵	۹۹.۹۱	۹۷.۹۱	۹۷.۹۱	۹۶.۳۳	
XMq	۰.۲۸۶	۰.۳۵	۰.۱۴۴	۰.۲۵۱	۰.۳۵۱	۰.۲۲۴	۰.۲۶۶	۰.۲۲۳	۰.۰۵۳	۰.۰۱۱	۰.۲۲۲	۰.۳۳	
پلازیوکلاز													
واحد سنگ شناختی	مونزوگرانیت		سینوگرانیت		آلکالی		بیوتیت میکروگرانیت		بیوتیت میکروگرانیت		میکرو		واحد سنگ شناختی
موقعیت آنالیز روی کانی	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	میکرو
SiO ₂	۵۶.۴۱	۶۰.۰۳	۵۷.۸۲	۵۹.۲۳	۶۶.۲۳	۶۷.۳۲	۵۷.۴۲	۵۹.۰۸	۵۹.۵۴	۶۳.۰۶	۶۰.۸۸	۵۸.۵۷	داکی
Al ₂ O ₃	۲۷.۴۷	۲۵.۳۶	۲۶.۸	۲۵.۵	۲۰.۸۸	۲۱.۰۶	۲۶.۹۱	۲۶.۰۵	۲۰.۸۴	۲۳.۳۱	۲۴.۷۲	۲۶.۱۵	دامینی
CaO	۹.۵۹	۶.۹۹	۸.۸۹	۷.۴۱	۱.۰۴	۰.۷۱	۹.۰۷	۷.۹	۲.۴۸	۴.۵۱	۶.۰۴	۸.۸۵	
Na ₂ O	۶.۴	۸	۶.۶۷	۷.۶۲	۱۱.۰۱	۱۱.۲۴	۶.۵۲	۷.۱۷	۸.۳۸	۹.۳۲	۸.۴۵	۶.۲	
K ₂ O	۰.۴	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۳۶	۰.۴۶	۰.۴۵	۰.۵۳	۰.۵۳	۰.۷۱	۰.۱۷	۰.۲۹	۰.۲۷	
Sum Ox%	۱۰۰.۳	۱۰۰.۷	۱۰۰.۵	۱۰۰.۲	۹۹.۶۴	۱۰۰.۹	۱۰۰.۵	۱۰۰.۹	۹۹.۵۵	۱۰۰.۵	۱۰۰.۴	۱۰۰.۶	
Ab	۵۳.۴۹	۶۶.۵۱	۵۶.۸	۶۳.۷۸	۹۲.۶۱	۹۴.۲۵	۵۴.۸۷	۶۰.۳۶	۸۲	۷۸.۰۵	۷۰.۵۳	۵۴.۱۶	
An	۴۴.۳۲	۳۲.۱۳	۴۱.۸۳	۳۴.۲۷	۴.۸۳۴	۳.۲۹۲	۴۲.۱۹	۳۶.۷۲	۱۳.۴۲	۲۱.۰۴	۲۷.۸۵	۴۲.۰۵	
Or	۲.۱۹۲	۱.۳۵۹	۱.۳۷۹	۱.۹۵۶	۲.۵۵۶	۲.۴۵۵	۲.۹۳۸	۲.۹۱۶	۴.۵۷۴	۰.۹۱۴	۱.۶۱۸	۲.۷۹	

۲-۳- سینوگرانیتها (SG)

بخشهای جنوبی و جنوب خاوری با تولید شاهکوه بطور عمده از این واحد تشکیل شده است. رخنمون صحرایی این سنگها بیشتر به شکل کم ارتفاع و تپه ماهوری بوده و به رنگ خاکستری مایل به قرمز ظاهر میشوند. این سنگها در رده بندی و (Lameyre and Bowden 1984) و (Streckeisen 1974) در رده سینوگرانیتها و به ندرت آلکالی فلدسپار گرانیتها قرار می گیرند.

زینولیت هایی از جنس میکاشیست های کمپلکس در گرگونی ده سلم و آنکلاوهای میکروگرانولار با ترکیب گرانودیوریتی نوع حاشیه انجماد سریع خود توده به طور پراکنده و بیشتر در منتهی الیه بخش جنوبی این توده مشاهده گردید. اما آنکلاوهای میکروگرانولار کوارتز موزونوبیتی که به فراوانی در واحد قبلی حضور دارند در این بخش عمومیت نداشته و به طور نادر و تنها در سرز مشترک با مونسوگرانیتها یافت می شوند. اگر چه با استفاده از عکسهای هوایی و تصویرهای ماهواره ای به راحتی می توان مرز این واحد و واحد قبلی را از هم تفکیک نمود، اما در روی زمین مرز واضح و مشخصی که به طور ناگهانی با تغییر از یک واحد به واحد دیگری همراه باشد، قابل تشخیص نیست و فقط در بعضی جاها (به عنوان مثال در حوالی روستای کلات جنگل) این مرز کاملا واضح بوده و نفوذ سینوگرانیتها در واحد مونسوگرانیتی قابل تشخیص است. بعلاوه در حوالی روستای اشباک نیز یک آنکلاو بزرگ به قطر بیش از ده متر از مونسوگرانیتها و واحد قبلی در این سنگها دیده می شود که نشانه نفوذ ناخبری این واحد نسبت به واحد مونسوگرانیتی است. جذب ذرات بسیار ریز کانیهای اپیک در ماسه های حاصل از این گرانیتها بوسیله آهنربا همانند آنچه که در مورد مونسوگرانیتها دیده شد، حکایت از وجود منیبت در این سنگها دارد. سینوگرانیتها در اکثر جاها تحت تاثیر فشارهای تکنیکی درزه و شکستگی های فراوانی پیدا کرده اند اما در مواردی نیز بسیار سخت و عاری از درزه های نامنظم بوده و اکثریت قریب به اتفاق معدن سنگ شاهکوه را در خود جای داده اند. این سنگها در نمونه دستی دارای ساخت گرانولار دانه درشت و بعضی از آنها پگماتیتهای بوده و به طور محلی ساختهای پرفیروئید نیز در آنها یافت میشود. در این حالت اندازه ارتوزهای گلی رنگ بخصوص در بخشهای متاسوماتیسم شده به بیش از ۳ سانتی متر هم می رسد. این سنگها در زیر میکروسکوپ دارای بافت گرانولار دانه درشت، پرفیروئید، و بعضی از آنها میکروگرافیک و میرمیکیتی بوده و K - فلدسپار، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت از کانیهای

اصلی، منازیت، آپاتیت، زیرکن، کانی های اپیک و به ندرت آلانیت از کانیهای فرعی آنها محسوب می شوند. کانیهای تجزیه ای و ثانوی برحسب مورد عبارتند: از کاتولن، سربیسیت و گسهای مسکوئیت، اسفن، روتیل، کلریت، کلسیت و بعضی از سولفیدها. به طور کلی ترکیب کانی شناسی در وجود آمفیبول، فراوانی آلانیت و پلاژیوکلازها، و همچنین افزایش نسبی مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز و $X_{\text{An}}^{\text{Pl}}$ بیوتیت، در مونسوگرانیتها خلاصه می شود.

کوارتز به طور متوسط حدود ۲۴ درصد این سنگها را به خود اختصاص داده و اندازه متوسط آن ۴/۵ میلیمتر می باشد. شکل آن بیشتر زینومورف است و به ندرت بصورت بلورهای اتومورف دیده می شود که در این واحد با واحد قبلی (مونسوگرانیتها) قابل مقایسه بوده و تفاوت عمده آنها حالت بوسله آلکالی فلدسپارها محاط شده است. این امر بیانگر تقدم تبلور بلورهای کوارتز نسبت به فلدسپار است که در صورت بالا بودن فشار بخار آب به وقوع می پیوندد (Clemens 1984).

آلکالی فلدسپار فراوانترین کانی این سنگها است که به طور متوسط از ۳۶ تا ۵۹ درصد این سنگها را تشکیل میدهد. اندازه متوسط این کانی عموما ۳ میلی متر است و در انواعی که بافت پرفیروئید دارند به ۳ سانتی متر هم می رسد. این کانی ها بطور عمده پرتیتی بوده و به ندرت ممکن است ارتوزهای فاقد بافت پرتیتی نیز دیده شوند.

پلاژیوکلاز بیشتر به شکل ساب اتومورف بوده و از ۷ تا ۲۷ درصد سینوگرانیتها را تشکیل می دهد. این کانیها اکثرا "هموزن (با میانگین $An = ۳۶/۵$) اما کم و بیش ساختمان منطقه ای نیز در آنها دیده میشود، که در این حالت ترکیب آنها از $An = ۴۲$ در مرکز تا $An = ۳۵$ در حاشیه تغییر می کند.

بیوتیت تنها کانی فرومنیزین موجود در این سنگها است و برعکس گرانودیوریتها در اینجا آمفیبول وجود ندارد. کانی بیوتیت به طور متوسط حدود ۶ درصد سنگ را به خود اختصاص داده و به صورت پولکهایی به قطر تا ۳ میلی متر دیده می شود. اذخالیهای فراوانی از منازیت با هاله چند رنگ، آپاتیت و به میزان کمتر زیرکن در این کانی دیده می شوند. بیوتیت ها اغلب سالم و بدون تجزیه می باشند، اگر چه بعضی از آنها بوسیله انواعی از مسکوئیت، اپیدوت، کلریت و بیوتیت سبز جایگزین شده اند. در بعضی جاها این کانی بدون آنکه آلتراسیونی در آنها صورت گرفته

مشاهده می گردد. بر اساس نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب (جدول ۱) این کانی غنی از آهن بوده $[FeO/(FeO+MgO) > 0.7]$ و مطابق رده بندی (Slak (1997) به صورت شورل (Schorle) می باشد.

ب) بیوتیت - میکروگرانیتها: این سنگها به ظاهر استوکهای کوچکی در بخش مرکزی و شمالی توده مورد مطالعه (واحد مونزوگرانیتی) رخنمون دارند، اما در بخشهای جنوبی از آنها خبری نیست. مرز آنها با مونزوگرانیتها میزبان خود به صورت واضح و ناگهانی نیست. ترکیب این سنگها بطور عمده مونزوگرانیتی و به ندرت گرانودیوریتی بوده و مانند میکروگرانیتها گروه قبلی دارای بافت میکروگرانولار همسان دانه و پرفیری می باشند. کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز از کانیهای اصلی بیوتیت، آلانیت، آمفیبول، زیرکن، آپاتیت و منازیت از کانی های فرعی این سنگها محسوب می شوند. کانیهای ثانویه و تجزیه ای آنها مشابه میکروگرانیتها گروه قبلی است.

تفاوتهای اساسی کانی شناسی این سنگها با میکروگرانیتهای لوکوکرات (گروه قبلی) وجود آلانیت و به مقدار کمتر آمفیبول و فراوانی پلاژیوکلازها و ترکیب کلسیک تر آنها در این سنگها می باشد. پلاژیوکلازها در نمونه های مختلف از ۳۰ تا ۵۰ درصد این سنگها را تشکیل داده و ترکیب متوسط آنها در رخنمونهای مختلف از $An=20$ تا $An=35$ تغییر می کند. این کانی ها بر عکس آنچه که در مورد میکروگرانیتهای لوکوکرات دیده شد بیشتر اتومورف و ساب اتومورف بوده و اغلب سالم و بدون از دسترس آلتراسیون باقی مانده اند. کسر مولی مینیزیم در این کانی ها از $X_{Mg} = 0.21$ تا $X_{Mg} = 0.28$ تغییر می کند.

مطالعات دقیق و سیستماتیک از حاشیه به سمت داخل بعضی از این به ظاهر استوکها نشان میدهد که آنها در حاشیه دچار تغییراتی شده و بنظر می رسد که تا حدودی تحت تاثیر گرمای توده اصلی متحمل آلتراسیون شده باشند. به این دلیل بر خلاف تصور قبلی مبنی بر قطع شدن مونزوگرانیتها توسط این سنگها، به نظر می رسد که سنگهای مزبور به صورت آنکلاوهای بزرگی توسط ماگمای سازنده سنگهای میزبان خود در بر گرفته شده اند.

۳-۴) گرانیت گرایزنی (GG)

اصطلاح گرایزنی به طور متعارف به سنگهای گرانیتی آثره شده حاوی کانیهای قلوئر و بردار، کوارتز، میکا و به طور ایده ال کاسیتریت، پیریت،

باشد تغییر شکلی را متحمل و ساختمان بودینازمانندی را به نمایش گذاشته و بوسیله کوارتز و پیریت مورد هجوم قرار گرفته است. در انواع دگرشکل شده این سنگها، در اطراف بیوتیتهایی که در تماس با پلاژیوکلاز قرار دارند، یک حاشیه باریک آپاسیتی متشکل از پولکهای ریز هماتیت و اسفن های ریز دانه دیده می شود. چنین بافتی اغلب در نتیجه تعادل مجدد در دماهای نیمه جامد تشکیل می شود.

(Van Middelaar and Keit (1990) این کانی ها با داشتن $Fe/(Fe+Mg) > 0.76$ (با میانگین ۰/۷۶) از دیدگاه (Deer (1969) به عنوان بیوتیت و طبق نظر (Speer (1984)، آنیت سیدروفیلیتی نامگذاری میشوند.

۳) میکروگرانیتها (MiG)

این سنگها با ساخت و بافت ریزدانه بطور پراکنده در باتولیت شاهکوه دارای رخنمون می باشند. مرز این میکروگرانیتها با گرانیتها میزبان خود واضح نبوده و در روی زمین تشخیص تقدم یا تاخر آنها نسبت به همدیگر به سادگی امکان پذیر نیست. به طور کلی این سنگها به دو گروه زیر قابل تقسیم می باشند:

الف) میکروگرانیت های لوکوکرات: این سنگها بصورت استوکهای کوچک و آپوفیزهایی در هر دو واحد مونزوگرانیتی و سینوگرانیتی به طور پراکنده رخنمون دارند. رنگ نمونه دستی آنها خاکستری روشن و یا مایل به خاکستری کم رنگ بوده و از کانیهای فرومنیزین چندانی برخوردار نمی باشند. بررسی میکروسکوپی نشان می دهد که آنها دارای بافت میکروگرانولار همسان دانه، پورفیری و گشگاه میکروگرافیک می باشند. مطابق رده بندی (Strekeisen (1974) و (Lameyre and Bowden (1982) این سنگها در رده سینوگرانیتها قرار گرفته و کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز (الیگوکلاز) از کانی های اصلی و بیوتیت ($X_{Mg} = 0.27$)، آپاتیت، زیرکن، تورمالین، روتیل از کانیهای فرعی آنها محسوب می شوند. کاتولن، سریسیت، مسکویت، اکسیدهای آهن، کلسیت، اسفن و کلریت نیز بر حسب مورد کانیهای ثانوی و تجزیه ای این سنگها را تشکیل می دهند.

تورمالین کانی فرعی دیگری است که در این سنگ از اهمیت خاصی برخوردار بوده و فقط در بعضی از نمونه های مورد مطالعه مشاهده می گردد. این کانی به شکل زینمورف و بطور عمده به خرج فلدسپارها و بر روی آنها تشکیل شده است. بعلاوه در موارد نادری هم رشدی های میکروگرافیکی بین تورمالین با کوارتز و یا تورمالین با آلکالی فلدسپار نیز

۳-۵) دایکها :

سه گروه از دایکهای داسیتی، آندزیتی و آپلیتی پلونون گرانیتی شاهکوه را قطع کرده اند:

الف) دایکهای داسیتی (DD): دایکهای داسیتی با روند SW-NE با طول ۱۰ تا ۵۰۰ متر و عرض ۲ تا ۱۵ متر مونزوگرانیتها و بیوتیت - میکروگرانیتها را در بخش شمال باختری منطقه مورد مطالعه (جائیکه رگه های کوارتز - تورمالین میزالیزه فراوانند) رخنمون یافته اند.

این سنگها در زیر میکروسکوپ دارای بافت پورفیری تا سری ایت بوده و کانی های اصلی سازنده آنها در اندازه های مختلف حضور دارند. کوارتز، پلاژیوکلاز، و بیوتیت کانی های اصلی و آلکالی فلدسپار، پیروکسنهای اورالیتیزه، آلانیت و به ندرت آپاتیت از کانیهای فرعی این سنگها محسوب می شوند. دو نسل کوارتز در آن دیده می شود: کوارتزهای نسل اول که به صورت فنوکریستهای یوهدرال و دارای بسافت خلیج خوردگی می باشند و کوارتزهای نسل دوم که در زمینه سنگ و بطور عمده به صورت هم رشد با آلکالی فلدسپار حضور دارند و بنظر می رسد که آنها از طریق تجدید تبلور زمینه بوجود آمده باشند.

پلاژیوکلازها نیز مانند کوارتز به دو شکل دانه ریز در زمینه و فنوکریست حضور دارند که اتواع دانه درشت آن بیشتر دارای ساختمان منطقه ای می باشند. براساس نتایج آنالیزهای میکروپروب (جدول ۱) این کانی از نوع آندزین می باشد.

ب) دایکهای آندزیتی (AD): تعداد کمی از دایکهای آندزیتی با روند N-S, SE- NW با پهنای ۴ متر، مونزوگرانیتها را در بخش باختری منطقه مورد مطالعه قطع می کنند. بافت این سنگها پورفیری با یک زمینه فلسیک یا پیلوتاکستیک بوده و بلورهای یوهدرال اما تجزیه شده پلاژیوکلاز تنها فنوکریستهای آنرا تشکیل می دهند. این سنگها معمولا "خرد و به شدت تجزیه شده می باشند و افزون بر پلاژیوکلاز حاوی مقداری ساندین، کوارتز، بیوتیت، آپاتیت و اسفن می باشند.

ج) دایکهای آپلیتی (AP): مونزوگرانیتها، سینوگرانیتها و میکروگرانیتها به طور پراکنده و نادری بوسیله دایکها یا آپوفیزهای آپلیتی قطع شده اند. روند این دایکها SW-NE بوده و پهنای آنها از چند سانتی متر تا حداکثر ۰/۵ متر و طول آنها تا چندصد متر متغیر است. رنگ نمونه دستی آنها سفید تا گللی رنگ بوده و دارای بافت آپلیتی دانه شکری می باشند. کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و به میزان کمتری بیوتیت،

آرسنوپیریت، ولفرامیت و اسفالریت، که به صورت رگه های حاشیه ای با زونهای گرایزنی ظاهر می شوند، گفته می شود. (Jean et al., 1990; Ferguson and Bateman, 1912; Rose and Burt, 1981). در اینجا نیز اصطلاح گرانیت گرایزنی به سنگهای گرانیتی به شدت دگرسان شده ای گفته می شود که بیشتر فلدسپارهای آن بوسیله کوارتز، میکا، آلینت، توپاز و فلوئوریت جایگزین شده اند.

این گرانیتها در حوالی روستای کلات جنگل واقع در حاشیه خاوری توده گرانیتی مورد مطالعه دارای رخنمون می باشند (شکل ۲). رنگ نمونه دستی آنها خاکستری تا گللی رنگ بوده و ساخت دانه ای ریز تا متوسط دانه را به نمایش می گذارند. این گرانیتها با مرز کاملاً مشخصی از مونزوگرانیتها قابل تفکیک می باشند. کوارتز و فلدسپار از کانیهای اصلی و بیوتیت، مسکویت، تورمالین، منازیت، آپاتیت، توپاز و فلوئوریت از مشکلی فرعی این سنگها محسوب می شوند.

آلکالی فلدسپارها به صورت ارتوز پرتیتی، پلاژیوکلازها بطور عمده از نوع آلینت (An=۵) می باشند (جدول ۱). این کانیها اغلب به کائولن و سرپیت تجزیه و گاهی بوسیله تورمالین و به ندرت فلوئوریت جانشین شده اند.

بیوتیت که تا ۳ درصد این سنگها را تشکیل می دهد به رنگ قهوه ای کم رنگ تا مایل به زرد دیده می شود و بیشتر از حاشیه در حال تبدیل به مسکویت می باشد. این کانیها حاوی ادخالهای فراوانی از منازیت با هاله چند رنگ، روتیل و اسفن بوده و به شدت از آهن و آلومینیم غنی ($X_{Al_2O_3} = 0/05$) و مطابقت این رده بندی (Spicer et al., 1984) از نوع سیدروفیلیت می باشند. تورمالین بعد از بیوتیت فراوانترین کانی فرعی این سنگها است و اغلب بر روی فلدسپارها و به خرج آنها تشکیل شده است. نتایج آنالیزهای میکروپروب (جدول ۱) نشان می دهد که تورمالین نیز سرشار از آهن میباشد [$FeO/(FeO + MgO) > 0/8$] و مطابق رده بندی Slak (1977) از نوع شورل محسوب می شود.

توپاز و فلوئوریت از کانیهای مهمی هستند که البته به مقدار کمی در این سنگها حضور دارند. توپاز بیشتر از حاشیه بوسیله مسکویت جانشین شده و گاهی به صورت هم رشد با کوارتز دیده می شود. فلوئوریت نیز بیشتر بر روی فلدسپارها و به خرج آنها و گاهی به صورت فازهای بین دانه ای تشکیل شده و بنظر می رسد که منشأ گرمایی داشته باشد.

نشان می دهد که آنها از دو بخش کانه و گانگ تشکیل شده اند. بخش گانگ متشکل از کوارتز و نورمالین است که فراوانی آنها نسبت به یکدیگر از رگه ای به رگه دیگر متفاوت می باشد. بخش کانه دار این رگه ها نیز از پیریت، کالکوپیریت، همایت و به ندرت کاسیتریت تشکیل شده است. هیدروکسیدهای آهن (بطور عمده گونیت و کروسیت)، مالاکیت و به ندرت کولین نیز کانیهای سوپرژن متداول در این رگه ها هستند.

مسکویت، زیرکن، سوزنهای رونیل، آپاتیت، تورمالین و در یک مورد آلانیت اجزا سازنده این سنگها را تشکیل می دهند.

همچنین یک سیل به سنبرای حدود ۴ متر با ترکیب و بافت مشابه دایکهای آندزینی، در سنگهای رسوبی شیل و ماسه سنگی کرتاسه واقع در بخش باختری منطقه مورد مطالعه دارای رختمون می باشند. این دایک و سیل آندزینی از لحاظ سنی، ترکیب کانی شناسی و شیمیایی (دردست اقدام) با توده اصلی گرانیتی به طور کامل متفاوت بوده و هیچ ارتباط ژنتیکی با آن ندارند.

۴- ژئوکرونولوژی

۳-۶ رگه های کوارتز - تورمالین (V)

تعداد ۱۳ نمونه از واحدهای اصلی گرانیت شاهکوه به روش پناسیم - آرگون (K-Ar) در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه UBO (Universite de Bretagne Occidentale) کشور فرانسه زیر نظر پروفیسور بلون تعیین شده اند. این تعیین سنها بر روی بیوتیت های کاملاً خالص جدا شده از نمونه های سنگی مناسب انجام و شامل ۳ نمونه از سینوگرانیت ها، پنج نمونه از مونزوگرانیت - گرانودیورینها و پنج نمونه از بیوتیت میکروگرانیتها مورد مطالعه می باشند.

رگه - رگه های فراوان کوارتز - تورمالین کم و بیش کانه دار، انواع مختلف واحدهای آذرین و سنگهای رسوبی سازند شمشک در منطقه را مورد هجوم قرار داده اند. این رگه ها بطور عمده در بخش شمالی و شمال باختری توده متمرکز بوده و همه فازهای ماگمایی به جز دایک و سیل آندزینی را قطع کرده و بدین ترتیب جوانتر از آنها می باشند. طول این رگه ها از چند سانتی متر تا بیش از ۸۰۰ متر و ضخامت آنها از چند میلی متر تا ۵ متر تغییر می کند. بررسی های دقیق مقاطع نازک صیقلی این رگه ها

جدول ۲- نتایج سن سنجی رادیو متری بر روی بیوتیت های واحدهای مختلف سنگ شناختی گرانیت شاهکوه.

(جنوب بیرجند)

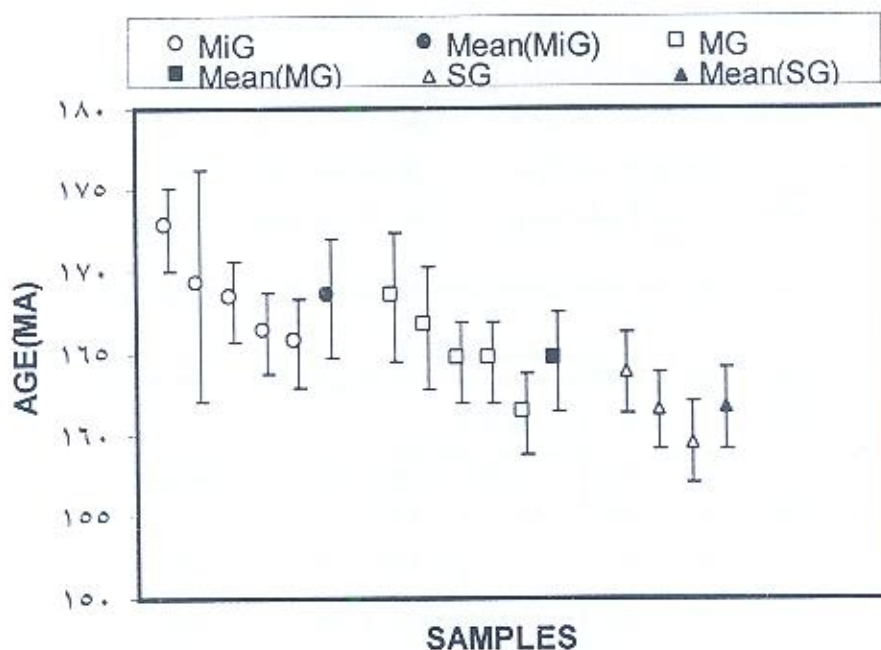
شماره نمونه	واحد سنگ شناختی	سن (میلیون سال)	وزن نمونه (گرم)	%K ₂ O	λ_{Ar}^{40}	λ_{Ar}^{39}	λ_{Ca}^{40}
S-12	آلکانالی فلدسپارگرانیت	159/5 ± 2/5	0/1038	785	92/3	372/0	0/92
S-9	سینوگرانیت	161/5 ± 2/4	0/2010	835	95/5	457/7	1/47
S-13	سینوگرانیت	163/8 ± 2/5	0/504	7/08	89/6	391/3	0/78
S-3	مونزوگرانیت	162/2 ± 2/5	0/509	892	92/3	482/0	0/70
S-19	مونزوگرانیت	164/4 ± 2/5	0/505	7/51	91/3	417/0	0/68
S-14	مونزوگرانیت	167/5 ± 3/8	0/504	835	95	499/0	0/12
S-8	مونزوگرانیت	164/4 ± 2/5	0/403	828	89/7	459/0	0/72
S-7	مونزوگرانیت	168/4 ± 3/9	0/501	7/98	95/2	454/0	0/39
S-4	میکروگرانیت	165/6 ± 2/7	0/506	7/05	77/2	394/3	2/00
S-10	میکروگرانیت	166/2 ± 2/5	0/504	791	94/3	387/8	0/40
S-5	میکروگرانیت	168/2 ± 2/5	0/511	7/86	95/4	446/7	0/37
S-2	میکروگرانیت	169/1 ± 7/1	0/413	5/75	84/9	328/0	0/82
S-11	میکروگرانیت	171/0 ± 2/5	0/515	5/80	82/2	331	1/13

۲- مونزوگرنیت - گرانودیوریتها (MG) : $165/2 \pm 3/1$ میلیون سال (برای پنج نمونه)؛

۳- سینوگرانیتها (SG) : $161/6 \pm 2/5$ میلیون سال (برای سه نمونه)؛ میانگین سن محاسبه شده برای توده گرانیتی شاهکوه به صورت کلی برابر $165 \pm 3/1$ میلیون سال می باشد. چنانچه دیده می شود کهن ترین سن مربوط به بیوتیت میکروگرانیتها ($168/3 \pm 3/7$ میلیون سال) و کمترین سن مربوط به سینوگرانیتها ($161/6 \pm 2/5$ میلیون سال) می باشد.

روشهای دستگاهی برای استخراج گاز و فرآیندهای خالص سازی آن مطابق روش (Bellon and Rangin 1991) و تکنیک رقیق سازی ایزوبی نیز براساس روش (Bellon et al. 1981) انجام شده است. نتایج حاصل از این تعیین سنها در جدول ۲ ارائه و در شکلهای ۲ و ۳ نمایش داده شده است. سنهای حاصل براساس ثابت های توصیف شده بوسیله (Steiger and Jagger 1997) و درصد خطای احتمالی نیز بر طبق معادلات ارائه شده توسط (Mahood et al 1982) محاسبه گردیده است. سن متوسط محاسبه شده برای انواع مختلف نمونه های مورد مطالعه به فرار زیر می باشد:

بیوتیت میکروگرانیتها (MiG) : $168/3 \pm 3/7$ میلیون سال (برای پنج نمونه)؛



شکل ۳- سن انواع مختلف واحدهای سنگ شناختی گرانیت شاهکوه (جنوب بیرجند)

با گرانیتهای نوع I قابل مقایسه نموده است. بعلاوه وجود آنکلاوهای میکروگرانولار کوارتز - مونزونیتی به گمان مویند بک نوع اختلاط ماگمایی و یا هضم سنگهای پوسته ای توسط ماگمای گوشته ای سازنده این سنگها است. همچنین ممکن است این آنکلاوها نشانه ای از سنگهای منشا مونزوگرانیتها باشند.

۵- بحث و نتیجه گیری :

الف - حضور کانیهای منینیت ، آلانیت ، فراوانی آمفیبول (بخصوص در گرانودیوریتها) و عدم وجود سیلیکاتهای آلومین (آندالوزیت، سیلیمانیت و ...) ، فراوانی به نسبت پائین کوارتز در ترکیب مدال این سنگها (کمتر از ۳۰ درصد) و همچنین فقدان رگه های پگماتیسی ، واحد مونزوگرانیتی را

دانه‌های کوارتز به میزان جزئی کشیده شده و یک برگوارگی (Foliation) حالت جامدی را نشان می‌دهند. بیوتیت‌ها به طور فراوان پیچ خورده و به طور متنوعی بوسیله کلریت جانشین شده‌اند. وجود فلدسپارهای خرد شده و دانه‌های کوارتز ریز دانه در بین قطعات درشت تر مشخصه این نوع ریزساختها میباشد.

باید متذکر شد که ریز ساختهای ماگمایی و نیمه ماگمایی در تمامی توده قابل مشاهده است، اما ریز ساختهای حالت جامد بطور عمده به زونهای برشی، زونهای گسله و پیرامون توده محدود می‌شوند.

ج) فرآیندهای تحمل شده بر روی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را میتوان به شرح زیر خلاصه نمود (شکل ۵):

۱- تشکیل مگاکریست های K- فلدسپار: همانطور که ملاحظه گردید، در هر دو بخش موزو گرانیتی و سینو گرانیتی آلکالی فلدسپارها نا اندازه چند سانتی متر هم رشد کرده‌اند. این امر به احتمال در یک فرآیند فوق جامد به وقوع پیوسته است. آنالیزهای میکروپروب نیز نشان می‌دهند که آنها هیچگونه زوناسیونی را ندارند (Van Middelaar and Keit 1992)

۲- دگرسانی بیوتیت به مسکویت (با K فلدسپار) + روتیل + سولفیدها: در این مرحله هیچ میکای سبز رنگی مشاهده نمی‌شود. دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد برای تشکیل این مرحله ارزیابی شده است (Van Middelaar and Keit 1992).

تشکیل بیوتیت سبز رنگ پریده فقیر از تیتانیوم از بیوتیت قهوه ای: اگر چه این فرآیند بیشتر در مجاورت شکستگی‌ها و رگه‌ها دیده می‌شود، اما تنها به این مکانها محدود نمی‌شود. این امر نشان می‌دهد که سیالاتی که باعث این نوع آلتراسیون شده‌اند، فقط از طریق شکستگی‌ها عبور نموده بلکه از مرز دانه نیز می‌توانسته مهاجرت کرده باشند. Bowman et al. (1985) دمای این فرآیند را حدود ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی گراد ارزیابی نموده‌اند.

۴- سرسینتیزاسیون و در نهایت تخریب کامل فلدسپارها و بیوتیت‌ها که به تشکیل گرایزن منتهی می‌شود. کلسیت و تورمالین در این مجموعه عمومیت دارند. (Van Middelaar and Keit 1992) حد فوقانی تشکیل گرایزن را حدود ۴۰۰ درجه سانتی گراد تعیین نموده‌اند.

۵- کلرینتیزاسیون بیوتیت (در مناطق بدون گرایزن) می‌تواند همزمان با

ترکیب کانی شناسی و سنگ شناسی سینوگراینتها با گراینتهای نوع S سازگار است، اما وجود کانیهای پراکنده ای از آلانیت و منبیت و عدم وجود مسکویت و کانیهای آلومینوسیلیکاتی و رگه‌های پگماتینی منشا پوسته ای آنها را زیر سؤال برده است. به هر حال تصور می‌شود که ماگمای سازنده سینو گراینتها نیز به احتمال از نوع I بوده که از افقهای بالاتر منشا گرفته و یا مقدار قابل توجهی از سنگهای پوسته ای را هضم نموده‌اند. میکروگراینتهای لو کوکرات شباهت زیادی با واحد سینوگراینتی دارند و احتمالاً "بخش تحول یافته تر آنها میباشند، اما بیوتیت - میکروگراینتها خود متنوع بوده و اگر چه نشابه بیشتری با موزوگراینتها دارند، اما مقایسه ترکیب پلاژیوکلازها و بیوتیت های آنها نشان می‌دهد که همه آنها نمی‌توانند بخش تحول یافته موزوگراینتها باشند و به احتمال خود در یک پالس ماگمایی مجزایی تشکیل شده‌اند.

گراینت گرایزنی در خاور محدوده مورد مطالعه از این نظر اهمیت دارد که حاوی کانیهای ویژه ای چون توپار، تورمالین و فلئوریت است که این کانیها نشان دهنده فعالیت بالای پر و فلئور در ماگمای سازنده آنها و سیالات گرمایی بعدی موثر بر این سنگها می‌باشند.

ب) براساس شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، انواع مختلف ریز ساخت های ماگمایی، نیمه ماگمایی و آنهايي که در حالت جامد ایجاد شده‌اند را میتوان در گراینت شاهکوه تشخیص داد. ریز ساختهای نوع ماگمایی هیچ نشانه ای از تغییر شکل حالت جامد مهمی را نشان نمی‌دهند و تنها خاموشی موجهی ضعیفی در کوارتزها مشاهده می‌شود. نوع نیمه ماگمایی (ساب ماگمایی)، ریز ساختهایی را نشان می‌دهند که در آنها شکستگی‌های پلاژیوکلازها اغلب بوسیله کوارتز و فلدسپار پر شده است. از دیدگاه Bouchez et al (1992) این امر در نتیجه تغییر شکل شکننده در مقیاس اندازه دانه‌ها و در حضور مذاب باقی مانده صورت گرفته است. وجود خمیدگی در پلاژیوکلازها، پیچ خوردگی در بیوتیت‌ها، خردشدگی دانه‌های کوارتز و تبدیل آن به دانه‌های کوچکتر و همچنین نمایش شطرنجی در حاشیه آنها از ویژگیهای مهم ریز ساختهای تشکیل شده در حالت جامد میباشد که به عنوان ریزساختهای نوع سوم و چهارم رده بندی میشوند. حالت گنبدی شدن اولیه به طور ایده آل در بخشهای حاشیه ای و مرزهای پلوتون یافت می‌شود و به احتمال این حالت بعد از تبلور کامل گراینت و در دمای بالا حاصل شده است (ریز ساختهای نوع سوم). در مقابل ریز ساختهای میلونیتی با دانه‌های ریزشان، در یک دمای پایین تر و یا یک تغییر شکل فشار بالا حاصل شده‌اند. در این ریز ساختها،

تشکیل گرایشها با کمی دیرتر از آن صورت گیرد

د) در مورد نتایج حاصل از تعیین سنهای رادیومتری باید عنوان نمود که خوشبختانه این نتایج با شواهد صحرایی و چینه شناسی منطقه مورد مطالعه هم خوانی خوبی دارند، به طوری که:

۱- میانگین سن بدست آمده برای گرانیت شاهکوه از ۱۳ نمونه تعیین سن شده (۳/۱ ± ۱۶۵ میلیون سال)، با شواهد چینه شناسی کاملاً منطبق است؛ زیرا همانگونه که یاد شد توده گرانیتی شاهکوه سنگهای رسوبی شیلی ماسه سنگی زوراسیک پائینی (سازند شمشک) را قطع نموده و بوسیله کنگلومرای قاعده ای پیشرونده کرتاسه پائینی پوشیده شده است و بنابراین سن متوسط ۳/۱ ± ۱۶۵ میلیون سال (بازوسین) برای آن منطقی و مورد انتظار می باشد.

۲- سن های اندازه گیری شده بر روی واحد مونزوگرانیتی (متوسط پنج نمونه: ۳/۱ ± ۱۶۵/۲ میلیون سال) و واحد سینوگرانیتی (متوسط سه نمونه: ۲/۵ ± ۱۶۱/۶ میلیون سال) نشان می دهند که مونزوگرانیتها کمی دیرتر از سینوگرانیتها جایگزین شده اند. مشاهدات صحرایی مبنی بر وجود آنکلاوهای به قطر بیش از ده متر از جنس مونزوگرانیتها در سینوگرانیتها از یک طرف، و نیز قطع شدن مونزوگرانیتها توسط واحد سینوگرانیتی هم جوانتر بودن سینوگرانیتها را تایید می کند.

۳- در مورد بیوتیت - میکروگرانیتها تعیین سن شده مسئله کمی پیچیده تر است. مشاهدات صحرایی اولیه و تحقیقات مقدماتی نشان داد که این سنگها به صورت استوکهایی، سنگهای میزبان خود، یعنی واحد مونزوگرانیتی را قطع کرده اند (اسماعیلی و ولی زاده، ۱۳۷۸)؛ و این در حالی است که نتایج سن های رادیومتری عکس آنرا نشان میدهند به طوری که این سنگها با میانگین سنی ۳/۷ ± ۱۶۸/۳ میلیون سال قدیمترین واحد توده گرانیتی شاهکوه را تشکیل می دهند. این نتایج می تواند به یکی از سه حالت زیر تقسیم شود:

۳-۱- احتمال اینکه روش تعیین سن های رادیومتری به روش Ar-K بر روی گرانیت شاهکوه از دقت کافی برخوردار نبوده است که در این صورت اختلاف سن بین بیوتیت - میکروگرانیتها و سینوگرانیتها که بطور

متوسط معادل ۸/۷ میلیون سال می باشد، واقعی نبوده و در اثر خطاهای آزمایشگاهی حاصل شده و قابل چشم پوشی است. اما باید توجه داشت که اولاً سنهای بدست آمده بر روی هر پنج نمونه بیوتیت - میکروگرانیتها بیشتر از سنهای بدست آمده بر روی هر هشت نمونه دیگر مونزوگرانیتها و سینوگرانیتها می باشند؛ ثانیاً چهار نمونه از مونزوگرانیتها و سینوگرانیتها که به روش Ar-Ar در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه MIT آمریکا تعیین سن شده اند (داده های منتشر نشده) با نتایج حاضر در این مقاله به طور کامل تطبیق می کنند. بنابراین احتمال غیر واقعی بودن، کم دقتی و بالابودن خطاهای آزمایشگاهی تعیین سنهای بدست آمده برای نمونه های مورد مطالعه قابل قبول نیست.

۲-۳- سن بیشتر بیوتیت - میکروگرانیتها معکوس است بعلاوه حضور Ar 40 اضافی (excess radiogenic argon) در این سنگها باشد که از طریق انتشار از مونزوگرانیتها میزبان وارد آنها شده است و این امر در صورتی نفی می گردد که کانی آنالیز شده فلدسپار باشد. از این گذشته به منظور پرهیز از چنین خطایی، نمونه های تعیین سن شده کاملاً بدون از حاشیه این سنگها و به طور عمده در بخشهای مرکزی آنها برداشت شده است و بنابراین بدین طریق احتمال انتشار عناصر و از جمله آرگون رادیوژنیک بین نمونه های آنالیز شده و سنگهای میزبان به طور عملی منتفی است.

۳-۳- سومین تفسیر آن است که این سنگها واقعا "قدیمترین واحد سنگی گرانیت شاهکوه باشند. عبارت دیگر این سنگها قبل از جایگزینی توده اصلی گرانیت شاهکوه تشکیل و در موقع جایگزینی توده اصلی به صورت آنکلاوهای بزرگی توسط ماگمای سازنده واحد مونزوگرانیتی احاطه و حمل شده اند. مشاهدات صحرایی مجدد و مطالعه دقیق مقاطع نازک میکروسکوپی تعداد قابل توجهی از این سنگها و سنگهای میزبان که پس از حصول نتایج سنهای رادیومتری صورت گرفت نشان می دهد که نمونه های برداشت شده از حاشیه بیوتیت - میکروگرانیتها (برعکس نمونه های مربوط به بخشهای مرکزی) - به میزان قابل توجهی متحمل دگرسانی شده اند به گونه ای که پلاژیوکلازها و بیوتیتها آنها به ترتیب بوسیله سریست و کلریت جایگزین شده اند، و این در حالی است که نمونه های مربوط به مونزوگرانیتها میزبان در محل مرز یا میکروگرانیتها و در فاصله های دورتر، تغییرات خاصی را نشان نمی دهند. بنابراین با توجه به اطلاعات موجود، از میان سه حالت فوق، احتمال سوم یعنی پذیرش میکروگرانیتها به عنوان کهن ترین سنگهای گرانیت شاه کوه، منطقی تر به نظر می رسد.

سپاسگزاری

زمین شناسی، تامین شده است که از همه مسئولین ذریبط سپاسگزاریم. همچنین از پروفیسور ژان لوک بوشه استاد دانشگاه UPS تولوز فرانسه و پروفیسور نیری ژوتو استاد دانشگاه UBO برست فرانسه که امکان حضور و انجام تعیین سنهای رادیومتری را در آن کشور فراهم نمودند، تشکر و قدردانی میگردد.

هزینه این پژوهش بطور مشترک توسط شورای پژوهشهای علمی کشور در قالب یک طرح تحقیقاتی به شماره ۲۱۶۴، معاونت پژوهشی دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس در قالب رساله دکتری و دفتر فرهنگی سفارت فرانسه در تهران در چهارچوب همکاری دو جانبه ایران و فرانسه در رشته

کتابنگاری

اسماعیلی، د. (در دست تدوین)، پتروژنز گرانیت شاهکوه (جنوب بیرجند) با نگرشی ویژه به کانی زایی قلع، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

اسماعیلی، د. و ولی زاده، م. و. ۱۳۷۸- نتایج تحقیقات مقدماتی بر روی گرانیت شاهکوه (جنوب بیرجند)، فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز، شیراز.

افتخارنژاد، ج. ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی ورقه بصیران، برگه شماره ۷۸۵۳، سازمان زمین شناسی کشور.

سهنلی، م. ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی ورقه ده سلم، برگه شماره ک - ۹، سازمان زمین شناسی کشور.

مباشرا، ۱۳۷۱ - اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در منطقه ده سلم شاهکوه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲، صفحه ۲۲ تا ۳۵.

Reference

- Bariand, P., V. Issakhanian and M. Sadrzadeh, 1965-Preliminary metallogenic map of Iran: Geol. Survey Iran. Rep. 7.
- Bellon H., Quoc Bun N., Chaumont J., Philipet J.C, 1981- Implantation inique d'argon dans une cible support. Application au tracage isotopique de l'argon contenu dans les mineraux et les roches, C.R.Acad. Sci. Paris, Ser. II, 292, 977-980.
- Bellon H., Rangin C., 1991- Geochemistry and isotopic dating of Cenozoic volcanic arc sequences around the Celebes and Sulu Seas, Proc. ODP, Sci. Results 124, 321-338
- Berberian, M. and Soheili, 1973- Sturctural history of Lut Zone. Geol. Surv. Iran, Tehran, Intern, 1973 Rep. No. 34.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. and Cuney, M., 1992- Submagmatic microfractures in granites. Geology, 20, 35-38
- Bowman, J.R., Covert, J.J., Clark, A.H., and Mathieson, G.A., 1985- The Can Tung E-Zone scheelite skarn ore body, Tungsten, Northwest Territories; Oxigen, Hydrogen, and carbon isotope studies. Economic Geology, V.80, p.1872-1895.
- Clemens, J.D., 1984 - Water contents of silicic to intermediate magmas, Lithos, 17, 273-287.
- Crowford A.R, 1972-Iran, Continental drift and plate tectonics. Int. Geol. Congr. 24th Sec. 3, 106-112.

- Crawford, A., R., 1977- A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India, Memoire Hors- Serie, No.8, De la Soc. Geol. De France, 8, 1977, pp. 251-260.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1962- Rock-forming minerals, 3 rd. V. sheet silicates. Longman, London.
- Dewey J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonnin, J., 1973- Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol., Soc., Am., Bull., 84, 3137-3180.
- Dresch, J., 1968. Reconnaissance dans le Lut (Iran), Bull. Assoc. geogr.Fr. Nos. 362-363, pp. 143-153.
- Eftekhar-Nezhad, J., 1992- Explanatory text of Basiran geological quadrangle map: 1:100000, No. 7853, Geological Survey of Iran.
- Esmaeily, D. and Valizadeh M.V., 2000. Origin of tin mineralization in the Shah-Kuh area, Eastern Iran, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- Esmaeily, D.G., A. Nedelec, M.V.Valizadeh, F. Moore and J. Cotton, 2000- Origin of tin mineralization in the Jurassic Shah-Kuh granite of Eastern Iran: Metallogeny 2000, Review and perspectives, Symposium in honour of the retirement of Bernard Poty. Nancy (France), 7-8 December 2000, Universite Henri Poincare, Nancy. 1.
- Ferguson, H.G., and Bateman A.M., 1912 : Geologic features of tin deposits, Economic Geology, V.7, P.206-262.
- Hammarstrom J.M., Zen E-an, 1986. Aluminium in hornblend : an empirical igneous geobarometer. Am. Mineral. 71, 1297-1313.
- Keith, J. D., and Van Middelaar, W., T., 1990. Granitoid textures, compositions, and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits, (in Whitney, J.A. and Naldrett, A.J., eds.) ,ore deposition associated with magmas: Reviews in Economic Geology, V.4.
- Lameyre, J. And Bowden, P., 1982- Plutonic rock type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geotherm Res., 14, 169-186.
- Leek, B.E., 1997- Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International mineralogical Association Commission on new Minerals and Minerals Names; Mineralogical Magazine, Vol. 61, PP.295-321.
- Mahood G.A. and Drake R.E., 1982- K-Ar dating young rhyolite rocks: A case study of the Sierra Primavera, Jolisco, Mexico, Geological Society of America Bulletin, 93:1232-1241.
- Mathieson, G.A., and Clark, A., H., 1988- The Can Tung E-Zone scheelite skarn orebody, Tungsten, Northwest Territories; A revised genetic model: Economic Geology, V.79, PP. 883-901.
- Mohajer-Ashjai, A, 1974-Recent and contemporary crustal deformation in eastern Iran. Ph.D. Thesis, Imperial College, Univ. London.
- Mohajer-Ashjai, A. Behzadi, H., and Berberian, M., 1975- Reflections on the rigidity of the Lut Block and Recent Crustal deformation in Eastern Iran, Tectonophysics, 25281-301
- Movahhed-Avval, M., R. Ghasemipour, and M. Malakpour, 1971a-Mineral reconnaissance Survey in Sistan and Southeast Khorassan: Geol. Survey Iran, unpublished Rep.25P.
- Nowroozi, A., A., 1972- Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, west Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East. Bull. Seism. Soc. Am., 62823-850.
- Reyre, D. and S. Mohafez 1970- Une premiere contribution des accords NIOC-ERAP a La Connaissance geologique de l'Iran: Rev. Inste. Fr. Petrole, Vol. 25, No.9, PP.979-1014.
- Richardson, J. M., Bell, K., Watkinson and Blenkinsop, J., 1990- Genesis and fluid evolution of the East Kemptville greisen-

- hosted tin mine, south western Nova Scotia, Canada, (in Stein, H.J., and Hannah, J.L., eds.), Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing Process: Geological Society of America, Special Paper 246.
- Rose, A.W., and Burt, D.M., 1981- Hydrothermal alteration, (in Barnes, H., L., ed.), Geochemistry of hydrothermal fluids, 2nd ed. Tronto Ontario, Wiley, P.173-227.
- Sahandi, M.R., 1992- Explanatory text of the Deh - Salm (Chah vak) geological quadrangle map: 1:250000, No.K9, Geological Survey of Iran..
- Slak, J.F. 1997- Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits (in: Grew, E.S. and Anovitz L. M.eds. 1997), Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry, Reviews in mineralogy, volum 33.
- Speer, J.A., 1984 - Mica in igneous rocks. (In: Micas, Bailey, S.W. ed) , Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy, 13, 299-356.
- Stocklin, J., Eftekhari-Nezhad, and J., Hushmand - Zadeh, A., 1972- Geological reconnaissance map of Central Lut, Geol. Surv Iran, Tehran, Rep. No. 22.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review. Am. Assoc. Rev. Geol., 52: 1229-1258.
- Streckeisen, A.L., 1976- To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12:1-33.
- Steiger, R.H., Jager, E., 1977- Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, Earth and Planetary Science Letters 36 1977359-362
- Tarkin, M., 1972-Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235: 147-150
- Tarkian, M., M. Lotfi and A. Baumann, 1983- Tectonic, Magmatism and the formation of mineral deposits in the Central Lut East Iran. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, final report. PP.357-384.
- Van Middelaar, W.T. And J.D. Keith, 1990- Mica chemistry as an indicator of oxygen and halogen fugacities in the Cantung and other W-related granitoids in the North American Cordillera, (in: Stein, H.J., and Hnnah, J.L., eds.), 1990. Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes : Geological Society of America Special paper 246p.
- Zen, E-an, and Hammarstrom, J.M., 1984 - Magmatic epidote and its petrologic significance. Geology, 12:515-518.

* دانشگاه تربیت مدرس ، دانشکده علوم پایه ، گروه زمین شناسی

** دانشگاه تهران ، دانشکده علوم ، گروه زمین شناسی

*** دانشگاه برناتی غربی، بrest ، فرانسه

*. Geology Department , Faculty of Science , Tarbiat Moddarec University, Tehran, Iran.

** Geology Department, Faculty of Science . Tehran University, Tehran, Iran.

***. IUEM. Universite de Bretagne Occidental, 29285 Brest Cedex, France