



سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌وئیدهای کوه‌میش (جنوب سبزوار)

سید مسعود همام^۱، مجتبی لشکری پور^۱، آزاده ملک‌زاده شفارودی^۱، مجتبی رستمی حصوری^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شاهرود

(دریافت مقاله: ۹۴/۴/۱، نسخه نهایی: ۹۴/۷/۲۵)

چکیده: توده‌ی گرانیت‌وئیدی کوه‌میش در ۴۵ کیلومتری جنوب سبزوار واقع شده و از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختی، بخشی از منطقه‌ی سبزوار است. ترکیب آن از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغییر می‌کند و در زمرة گرانیت‌وئیدهای نوع I قرار می‌گیرد. بنابر نمودارهای ژئوشیمیایی دارای ماهیت آهکی-قلیایی و شبه آلومین تاپرآلومین ضعیف است. همچنین الگوی مسطح عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای اولیه این توده در خارج از گستره‌ی پایداری گارت است. در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب، همه‌ی فازهای توده گرانیت‌وئیدی مورد بررسی بی‌亨جاری منفی Nb و Ti و نیز بی‌亨جاری مثبت Rb و K مشاهده می‌شود که نشانگر محیط‌های فرورانشی است. مقایسه فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی با تغییرات این عناصر در گرانیت‌وئیدهای محیط‌های مختلف زمین‌ساختی، بیانگر ارتباط توده‌های مورد بررسی کوه‌میش با کمان آتشفسانی آند است. همچنین نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی، بیانگر ارتباط توده‌های مورد بررسی کوه‌میش با کمان آتشفسانی (VAG) بوده که در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی تشکیل شده است.

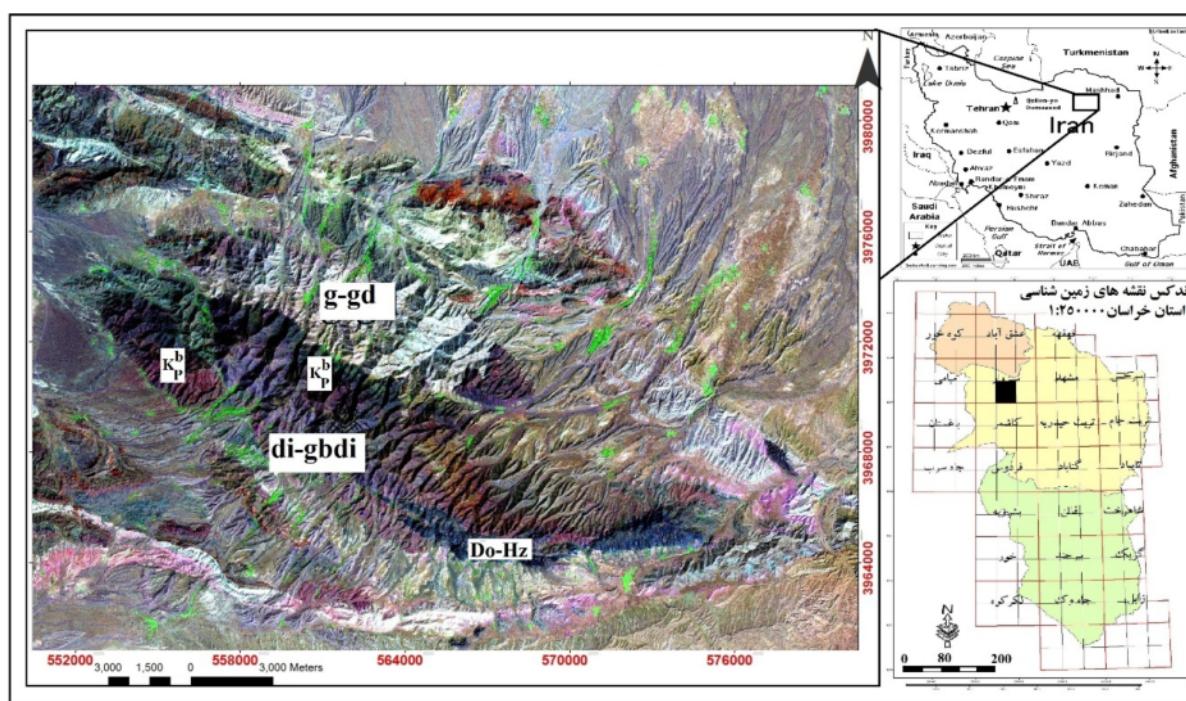
واژه‌های کلیدی: گرانیت؛ دیوریت؛ کمان آتشفسانی؛ کوه‌میش؛ سبزوار.

روش بررسی

پس از بررسی‌های جامع میدانی و برداشت‌های دقیق صحرایی، در مجموع بیش از ۱۰۰ نمونه‌ی سنگی از واحدهای مختلف سنگی در مناطق رخمنون توده‌های نفوذی مورد بررسی برداشت شدند و تقریباً از تمامی آن‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفتند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌های مجموعه پلوتونیک به روش XRF در آزمایشگاه کانسaran بینالود تهران آنالیز شدند و در نهایت ۷ نمونه با حداقل دگرسانی و حداقل تنوع ترکیبی انتخاب و برای تعیین میزان عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش‌های ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی Lab West استرالیا تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱).

مقدمه

توده‌ی گرانیت‌وئیدی کوه‌میش در ۴۵ کیلومتری جنوب سبزوار واقع شده است (شکل ۱). این توده در حاشیه‌ی شمالی پهنه‌ی ایران مرکزی [۱] یا در پهنه‌ی سبزوار [۲]، بین سنگ‌های بازالتی بالشی واپسی به منطقه‌ی افیولیتی سبزوار جایگزین شده است و جایگیری آن را به بعد از اؤسن نسبت می‌دهند. بررسی توده‌های این پهنه به سبب اهمیتی که در آگاهی از ژئودینامیک پوسته‌ای ایران دارند مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است. در منطقه‌ی کوه‌میش تاکنون بررسی‌های زیادی صورت نگرفته است. از جمله بررسی‌های معبدی که در مناطق مجاور انجام شد می‌توان به [۶-۳] اشاره کرد. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌ی گرانیت‌وئیدی کوه‌میش بررسی شده است.



شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب سبزوار-^b گرانیت تا گرانودیبوریت، di-gbdi-^b دیوریت تا گلابرودیبوریت، K^b بازالت-های بالشی، Do-Hz دونیت و هارزبورگیت.

دیگر واحدهای سنگی این بخش در حد آندزیت، داسیت، تراکی آندزیت و گاهی آندزیت-بازالت است. در منطقه‌ی سبزوار برونزدهای منسوب به سنوزوئیک از گسترش زیادی برخوردار و شامل: طبقات مارنی سبز و سرخ ژیپس‌دار با میان لایه‌هایی از آهک است که از نظر فسیل‌شناسی موجود، به پالتوسن-اوثوسن نسبت داده می‌شود. واحدهای وابسته به اوثوسن از آهک‌های ضخیم لایه، ماسه‌سنگ توفی، و مارن، مجموعه ریزدانه‌ای تا کنگلومرا با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز به همراه مارن‌های سبز تشکیل شده است. نهشته‌های مقطع زمانی میوسن بیشتر از مارن گچ‌دار با میان لایه‌های ماسه‌سنگی است. مارن‌های نئوژن به صورت پراکنده رخمنون دارند. مارن و کنگلومرا وابسته به پلیئستوسن نیز به طور پراکنده و کم ضخامت در بخش‌هایی از منطقه است [۹]. در مقیاس منطقه‌ای، توده‌های نفوذی اسیدی تا حد واسط بخش اصلی منطقه را شامل می‌شود (شکل ۲-الف و ب). ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ها از گرانیت تا دیوریت و گلابرو متغیر است. رخمنون‌های سنگی توده‌های نفوذی، به کل کوه میش را تشکیل می‌دهند. جایگیری این توده به پسا اوثوسن نسبت داده شده است و به وسیله‌ی دایک‌های دیوریتی و کوارتزدیبوریتی قطع شده است (شکل ۳). سنگ‌های بازالتی و دیابازی در بخش غربی و بین دو توده‌ی گرانیتی و دیوریتی و سنگ‌های پریدوتیتی و دیابازی در بخش جنوب‌شرقی منطقه رخمنون دارند (شکل ۲-ج).

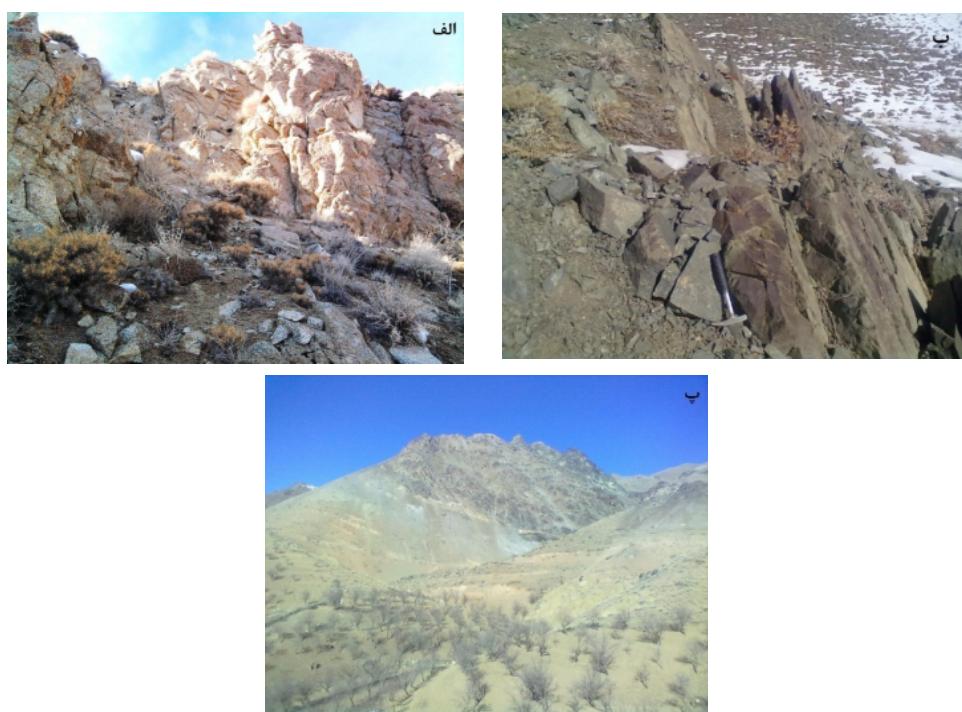
نتایج حاصل از داده‌های زئوشیمیایی با استفاده از نرم-افزارهای سنگ‌شناسی پردازش شده و در نمودارهای مختلف سنگ‌شناسی و تمایز محیط زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه‌ی مورد بررسی در استان خراسان، در ۴۵ کیلومتری جنوب سبزوار قرار گرفته که بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ کاشمر [۷] و ۱:۱۰۰۰۰ ششتمد [۸] را تشکیل می‌دهند (شکل ۱). منطقه‌ی ششتمد بخش کوچکی از شمال پهنه‌ی ایران مرکزی است که بین دو گسل اصلی درونه و بینالود قرار گرفته و توده‌های گرانیت‌وئیدی مورد بررسی افیولیت‌های کرتاسه پایانی-پالتوسن جنوب سبزوار را قطع کرده‌اند. قدیمی‌ترین رخمنون‌های سنگی منطقه وابسته به کرتاسه زیرین‌اند و جوانترین آنها را نهشته‌های کواترنر تشکیل می‌دهند. واحدهای وابسته به کرتاسه زیرین را می‌توان به سه واحد به صورت پیوسته و هم‌شیب شامل واحدهای مارنی، آتشفسانی-رسوبی و آهکی تقسیم کرد [۹]. واحدهای وابسته به کرتاسه فوقانی بیشترین رخمنون را در سرتاسر ناحیه دارند. مجموعه‌ی یاد شده از یک دنباله‌ی آتشفسانی-رسوبی تشکیل شده است. بخش رسوبی آن شامل: سنگ‌های آهکی و بخش‌های آتشفسانی آن بیشتر توف است.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد بررسی که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به یک بخش در میلیون نشان می‌دهد.

شماره نمونه	Bc-۲۸	Bc-۲۹	Bk-۱۲	Bk-۱۸	Bk-۲۷	Bk-۲۹	Bb-۳	Tr-۲۰	Ba-۱۵	Bc-۲۳	Kh-۲۴
نام سنگ	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت‌دبوریت	گرانیت	دبوریت	گرانیت	دبوریت	گرانیت	دبوریت
SiO ₂	۷۴,۷۵	۷۷,۰۴	۷۸,۶۳	۷۸,۵۲	۷۰,۶۸	۷۴,۸۵	۷۶,۸۸	۵۷,۳۶	۷۱,۷۸	۷۳,۱۸	۵۶,۱۲
TiO ₂	۰,۲۲۹	۰,۱۵۳	۰,۱۲۸	۰,۲۸۸	۰,۱۲۴	۰,۱۰۲	۰,۱۱۸	۰,۶۶۵	۰,۳۱۲	۰,۲۷۷	۰,۳۶۲
Al ₂ O ₃	۱۲,۶۵	۱۲,۳۸	۱۱,۷۶	۱۲,۰۳	۱۲,۸۸	۱۲,۳۶	۱۲,۳۱	۱۲,۱۴	۱۲,۱۳	۱۳,۶۱	۱۳,۳۴
TFeO	۳,۰۸	۲,۰۳	۱,۷۱	۳,۶۹	۵,۴۲	۳,۰۲	۱,۶۲	۱۱,۶۵	۳,۸۹	۳,۰۱	۹,۰۸
MnO	۰,۰۸۴	۰,۰۳۵	۰,۰۰۸	۰,۰۶۶	۰,۱۱۳	۰,۰۷۵	۰,۰۱۱	۰,۱۸۰	۰,۱۰۲	۰,۰۵۴	۰,۱۶۹
MgO	۰,۷۷	۰,۲۲	۰,۱۹	۱,۴۷	۱,۱۴	۱,۴۱	۰,۷۴	۴,۱۷	۱,۱	۰,۸۱	۶,۸۱
CaO	۳,۰۴	۱,۲۸	۱,۳۴	۱,۲۱	۲,۱۴	۰,۷۱	۱,۰۲	۶,۳۴	۲,۸۳	۲,۹۹	۷,۵۲
Na ₂ O	۲,۹۹	۴,۱۰	۲,۳۴	۴,۸۴	۴,۵۱	۵,۶۹	۴,۲۲	۲,۴۱	۲,۱۶	۲,۰۲	۲,۱۹
K ₂ O	۱,۴۴	۱,۷۰	۲,۲۲	۱,۲۰	۰,۲۹	۰,۰۵	۰,۷۵	۰,۴۲	۰,۵۸	۱,۲۳	۰
P ₂ O ₅	۰,۰۴۷	۰,۰۰۹	۰,۰۱۸	۰,۰۴۱	۰,۰۷۸	۰,۰۲۳	۰,۰۳۳	۰,۰۸۸	۰,۰۴۵	۰,۰۰۱	۰,۰۴۷
Ba	۱۰۰	۶۰	۶۹	۹۱	۲۶	۴۵	۲۱	۹۲	۷۰	۶۲	۱۸
Rb	۳۹	۴۱	۴۸	۲۸	۱۸	۱۰	۲۵	۱۵	۲۳	۴۰	۱۶
Sr	۱۱۸	۹۰,۵	۸۶,۸	۱۱۳	۱۰,۵	۳۸,۶	۷,۵	۲۲۲	۲۸۹	۱۹۲	۱۶۶
Zr	۳۱	۱۷	۲۸	۹۳	۲۴	۵۴	۱۲	۳۸	۱۲۰	۱۱۶	۵۹
Nb	۱,۳	۱,۸	۱,۱	۱	۲,۲	۱,۵	۱,۵	۱,۶	۱	۱	۲
Ni	۱۰	۶	۹	۳۵	۱۲	۸	۵	۲۴	۳۴	۴۴	۶۲
Co	۶,۶	۲,۹	۳,۴	۴	۱۱,۶	۶,۹	۳,۷	۴۶,۵	۱	۴	۱
Zn	۶۸,۰	۱۸,۵	۱۳,۰	۴۲	۵۰,۳	۳۱,۲	۸,۱	۷۲,۵	۹۹	۹۳۷	۱۴۹۵
Cr	۲۵	۹	۱۴	۶	۱۵	۱۶	۸	۳۴	۳	۱۴	۶۳
Y	۲۲,۸	۲۰,۶	۱۲,۳	۲۹	۵۱,۸	۱۶,۱	۱۹,۹	۱۷,۵	۲۳	۲۴	۱۱
Cs	۰,۳	<۰,۱	۰,۲		<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	
Ta	<۰,۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱		<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	
Hf	۱,۱۸	۰,۸۲	۱,۰۶		۱,۱۸	۱,۷۳	۰,۴۳	۱,۲۴			
Be	۰,۶	۰,۶	۰,۶		۱,۰	۰,۵	۰,۵	۰,۴			
Cd	۰,۱۷	<۰,۰۵	۰,۰۵		۰,۰۶	<۰,۰۵	۰,۰۵	<۰,۰۵			
Ga	۱۲,۰	۱۰,۹	۹,۷۴		۱۴,۱	۱۰,۶	۸,۷۷	۱۵,۶			
Ge	۱,۳۹	۱,۴۵	۱,۲۴		۱,۹۹	۰,۶۵	۰,۸۰	۱,۴۶			
In	۰,۴۶	۰,۲	۰,۱		۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۶			
Li	۵,۶	۱,۴	۳,۰		۳,۰	۳,۸	<۰,۵	۲,۹			
Pb	۹,۵	۶,۴	۴,۸		۴,۷	۱,۸	۰,۷	۱,۹			
Th	۱,۳۲	۱,۵۷	۱,۶۶		۲,۴۷	۱,۱۱	۱,۳۸	۰,۶۸			
Ti	۱۶۲,۰	۱۲۲,۰	۹۸,۲		۲۴,۰	۱۶۷,۰	۱۷۸,۰	۴۷۵,۰			
Tl	۰,۲	۰,۱	۰,۲		<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱	<۰,۱			
V	۴۲	۱۰	۱۵		۸۱	۴۹	۱۹	۲۲۸			
La	۱۰,۹	۷,۸۰	۸,۱۵	۵	۵,۳۹	۴,۲۲	۵,۲۳	۴,۵۱	۱۱	۶	۷
Ce	۲۲,۵	۱۶,۱	۱۵,۲	۹	۱۲,۲	۸,۶۴	۱۰,۶	۱۰,۰	۲۶	۱۸	۷۱
Pr	۳,۱۹	۲,۱۷	۱,۸۳		۱,۸۸	۱,۱۱	۱,۴۶	۱,۴۱			
Nd	۱۲,۵	۹,۲۳	۷,۱۲		۹,۵۲	۴,۹۲	۶,۶۷	۶,۷۰			
Sm	۳,۲۳	۲,۴۰	۱,۱۱		۲,۴۰	۱,۲۷	۱,۷۸	۱,۸۸			
Eu	۰,۵۸	۰,۵۳	۰,۴۲		۰,۵۲	۰,۳۶	۰,۳۳	۰,۶۲			
Gd	۲,۸۸	۲,۲۶	۱,۵۴		۲,۹۲	۱,۳۴	۱,۸۹	۱,۹۵			
Tb	۰,۶۰	۰,۵۰	۰,۲۸		۱,۰۸	۰,۳۳	۰,۴۶	۰,۴۸			
Dy	۳,۹۲	۲,۲۹	۱,۸۵		۷,۹۹	۲,۴۳	۳,۳۴	۳,۳۷			
Ho	۰,۸۰	۰,۶۸	۰,۳۸		۱,۷۰	۰,۵۳	۰,۷۱	۰,۶۸			
Er	۲,۵۸	۲,۱۳	۱,۱۳		۵,۴۸	۱,۷۹	۲,۲۹	۲,۱۷			
Tm	۰,۴۳	۰,۳۵	۰,۲۲		۰,۸۶	۰,۳۱	۰,۳۸	۰,۳۳			
Yb	۲,۹۷	۲,۲۷	۱,۵۴		۵,۷۸	۲,۲۱	۲,۴۸	۱,۲۱			
Lu	۰,۴۳	۰,۳۵	۰,۲۵		۰,۸۷	۰,۳۶	۰,۳۸	۰,۳۴			
(La/Yb) _N	۲,۴۷	۲,۲۲	۲,۰۷		۱,۵۴	۱,۲۹	۱,۴۲	۱,۳۸			
(Ce/Yb) _N	۲,۰۵	۱,۸۳	۲,۰۵		۱,۲۱	۱,۰۱	۱,۱۱	۱,۱۷			
Eu/Eu*	۰,۵۸	۰,۷۰	۰,۸۷		۰,۴۴	۰,۸۴	۰,۵۵	۰,۹۹			



شکل ۲ الف) نمایی از واحدهای گرانیتی در شمال کوه میش (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمایی از واحدهای دیوریتی در جنوب کوه میش (دید به سمت شمال شرق)، ج) نمایی از توده های الترامافیک در جنوب شرق منطقه (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۳ الف) دورنمایی از گرانیت جنوب ششتمد که بهوسیله‌ی دایک‌ها در راستای شرقی‌غربی قطع شده است، ب) نمای نزدیک از دایک‌ها، ج) قطعات دیوریتی که در اطراف دایک‌ها در داخل سنگ‌های گرانیتی به دام افتاده‌اند و به عنوان شواهد اختلاط ماقمایی در تصاویر صحراوی (دید به سمت شرق).

اصلی آن کوارتز (۲۰-۲۵ درصد)، پلازیوکلازها (۴۵-۳۵ درصد)، فلدسپار قلایی (۳۰-۲۵) هستند. پلازیوکلازها میان دانه تا درشت دانه با رد آلبیتی و پلی‌سنتیک هستند و گاهی دارای منطقه بندی هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کدر، آپاتیت و کلینوپیروکسن (اوژیت) و از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، بیوتیت اشاره کرد (شکل ۴-ب).

گرانوفیروها: این سنگ‌ها ریزدانه تا میان دانه هستند که بافت میکروگرافیکی و گرانوفیریک دارند (شکل ۴-پ). ترکیب آن‌ها از مونزوگرانیت تا سینوگرانیت متغیر است. در نمونه‌ی دستی به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی آن‌ها کوارتز (حدود ۴۰-۴۰ درصد)، پلازیوکلاز (حدود ۲۰-۲۵ درصد) و فلدسپات قلایی (حدود ۲۰-۲۵ درصد) است. آمفیبول فراوان ترین کانی مافیک در گرانوفیرهاست که به صورت شکل دار تا سوزنی یافت می‌شوند. کانی‌های فرعی نیز شامل آمفیبول (۵ درصد)، اسفن (۲ درصد)، آپاتیت و اپیدوت (۳ درصد) سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. پلازیوکلازها در اثر دگرسانی به کلریت، سرسیت و کلسیت تبدیل شده‌اند.

دیوریت - گابرو دیوریت: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی تمام بلورین با شاخص رنگی مزوکرات و به رنگ سبزتیره تا سبز روشن دیده می‌شوند و در بعضی از بلورها پلازیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها هیپايدیومورف دانه‌دار است. کانی‌های اصلی آن اوژیت، پلازیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) است. در برخی قسمت‌ها ترکیب توده بازی تر شده و ترکیب به سمت گابرو تغییر می‌کند. پلازیوکلازها به صورت یوهدرال تا ساب‌هدral، میان دانه تا درشت دانه با رد پلی‌سنتیک و گاه دارای منطقه بندی هستند. کانی هورنبلند به صورت یوهدرال تا ساب‌هدral دیده می‌شود. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اسفن، کانی‌های کدر، و درصد خیلی کمی کوارتز است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت و اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد (شکل ۴-ت، ث، ج).

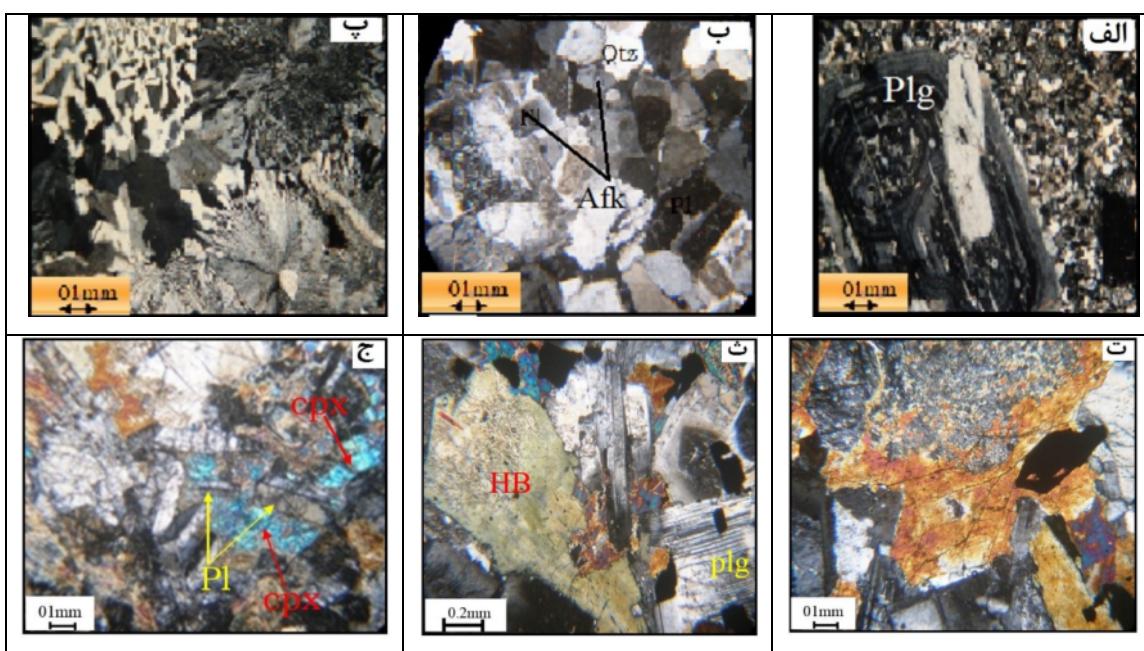
دایک‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی: دایک‌های قطع کننده‌ی این توده بیشتر تیره رنگ یا خاکستری مایل به سبز هستند. این دایک‌ها با روند شرقی-غربی بیشتر بیانگر یک فاز کششی در منطقه است که نتیجه‌ی آن تشکیل رشته شکستگی عمیق در سنگ‌های اسیدی و بازی است.

سنگ نگاری

سینوگرانیت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی هولوکریستالین با شاخص رنگی لوکوکرات و دارای رنگ خاکستری روشن هستند. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها میان دانه تا ریزدانه و بافت گرافیکی است. کانی‌های اصلی آن کوارتز (حدود ۳۰-۳۵ درصد)، پلازیوکلاز شکل دار تا نیمه شکل دار (حدود ۲۰-۳۵ درصد) و فلدسپات پتانسیم پرتیتی بی‌شکل تا نیمه شکل دار (حدود ۲۰-۲۵ درصد) هستند. پلازیوکلازها از نوع الیگوکلاز و به صورت یوهدرال تا ساب‌هدral، میان دانه تا درشت دانه با ماکل پلی‌سینتیک و گاه دارای زونینگ یا منطقه‌بندی هستند (شکل ۴-الف). فلدسپات‌های پتانسیم دارای ردی کارلسbadی و بافت پرتیتی هستند و به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. کانی‌های فرعی آن کلینوپیروکسن (اوژیت) (۵ درصد)، آمفیبول (هورنبلند سبز) (۵ درصد)، اسفن (۳ درصد)، کدر (۵ درصد) و اپیدوت هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، و اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد.

مونزوگرانیت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی هولوکریستالین با شاخص رنگی لوکوکرات و دارای رنگ خاکستری روشن هستند. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها دانه دانه، گرافیکی و میرمکیتی هستند. کانی‌های اصلی آن کوارتز (حدود ۳۰-۳۵ درصد)، پلازیوکلاز (حدود ۲۰-۲۵ درصد) و فلدسپات پتانسیم پرتیتی (حدود ۲۰-۲۵ درصد) هستند. پلازیوکلازها از نوع الیگوکلاز-آنزین بوده و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می‌شوند و دارای رد پلی‌سینتیک هستند. در مقاطع میکروسکوپی مورد بررسی مرکز پلازیوکلازهای منطقه‌ای بیشتر از حاشیه آن‌ها تجزیه و دگرسانی نشان می‌دهد (شکل ۲-الف). فلدسپات‌های قلایی دارای رد کارلسbadی و بیشتر از نوع ارتوکلاز بوده و در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند و کوارتزها نیز به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل دار فضاهای بین دانه‌ها را پر کرده‌اند. کانی‌های فرعی آن کلینوپیروکسن (اوژیت) (۳ درصد)، آمفیبول (هورنبلند سبز) (۳ درصد)، اسفن (۲ درصد)، کدر (۲ درصد) و اپیدوت (۵-۲ درصد) هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت و اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد.

گرانو دیوریت‌ها: در نمونه دستی هولوکریستالین با شاخص رنگی هولولوکرات و دارای رنگ روشن و بافت دانه‌ای است. از نظر میکروسکوپی بافت این سنگ‌ها دانه دانه است. کانی‌های



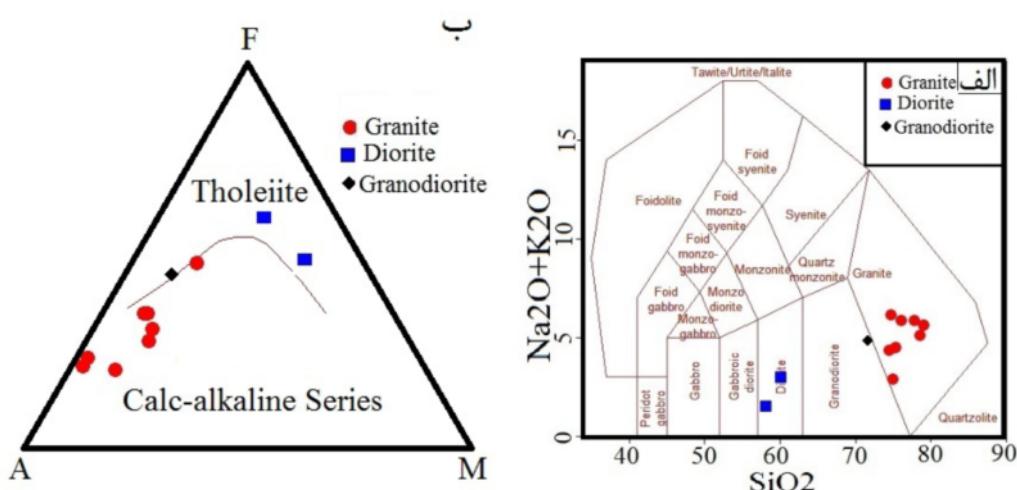
شکل ۴ (الف) بلور پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای، (ب) نمایش بافت گرانوپیوری در گرانوپیوری، (ت) هورنبلند با رخ لوزی شکل در دیوریت، (ث) مقطع میکروسکوپی از دیوریت (بافت گرانوپیوری در پلاژیوکلاز)، (ج) بافت افتیک و ساب افتیک در دیوریت‌ها. (Qtz) پلاژیوکلاز؛ (CPX) پلاژیوپیروکسن، (Afk) کوارتز، (Plg) فلدسپارپاتاسیم، در XPL

کلاسیک برخوردارند. که این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومیزین مراحل اولیه تبلور جدایشی مagma باشد در حالی که K_2O و Na_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی و Al_2O_3 روند کاهشی دارد که روند طبیعی تفرق را نشان می‌دهد. P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی دارد که احتمالاً به خاطر تغییر پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر به سمت آلبیت بیشتر و تشكیل و تبلور جدایشی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است. این کاهش با ادامه روند جدایش از ویژگی‌های گرانیت‌تئیدهای نوع I است [۱۳]. این تغییرات با روند کلی فرآیند جدایش مagma‌ی سازگار است. در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر K_2O [۱۴] تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی پتاسیم کم قرار گرفته‌اند که این امر می‌تواند ناشی از دگرسانی در نمونه‌های مورد بررسی باشد (شکل ۷-الف). همچنین در نمودار [۱۵]، نمونه‌های گرانیتی در گستره‌ی پرآلومین ضعیف و نمونه‌های دیوریتی و گرانوپیوری در گستره‌ی شبه آلومین قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). در نمودار K_2O در برابر Na_2O [۱۳] و نمودار SiO_2 در برابر Y [۱۶]، تمامی نمونه‌های مورد بررسی وابسته به گرانیت‌تئیدهای نوع I هستند (شکل ۷-پ و ت).

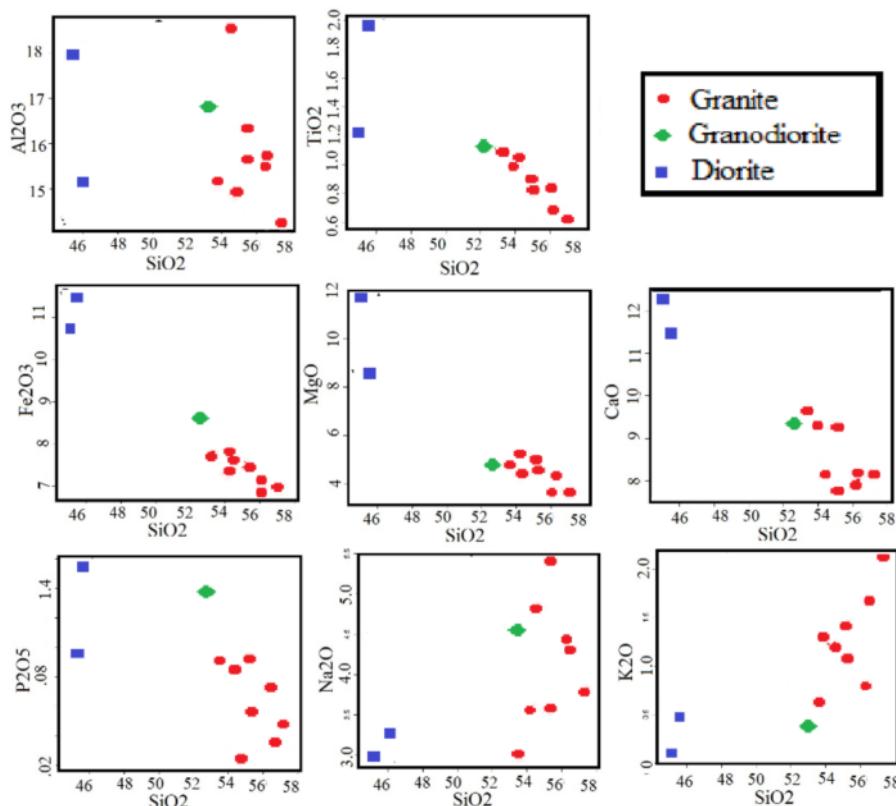
سپس گذاره به درون شکستگی‌ها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع منجر به تشکیل دایک‌های با حاشیه به سرعت منجمد می‌شود حاشیه انجامد سریع می‌شود. ستبرای دایک‌ها از چندسانسی مترا حدود ۳ متر متغیر است. ترکیب سنگ‌شناسی مدبی این دایک‌ها از دیوریت تا کوارتز‌دیوریت متغیر است. این سنگ‌ها دارای بافت‌های ریزدانه، پورفیری و گلومرپورفیری هستند (شکل ۳).

ژئوشیمی

نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آمده‌اند. بر اساس نمودار رده‌بندی ژئوشیمیایی [۱۰] نمونه‌های مربوط به بخش اسیدی در گستره‌ی گرانیت و نمونه‌های حدواتسط در گستره‌ی دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). برای تعیین سری magma‌ی سنگ‌های مورد بررسی از نمودار AFM [۱۱] استفاده شده است. که در آن سنگ‌های گرانیتی در گستره کلسیمی قلیایی و سنگ‌های دیوریتی در گستره توئیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-ب). به منظور بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 استفاده شد [۱۲] (شکل ۶). به‌طور کلی میزان اکسیدهای SiO_2 استفاده شد [۱۲] (شکل ۶). به‌طور کلی میزان اکسیدهای CaO و MgO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , SiO_2 با افزایش محتوای سیلیس رو به کاهش می‌گذارند و به اصطلاح از همخوانی منفی



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در (الف) [۱۰] $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 و (ب) [۱۱] Al_2O_3 در برابر SiO_2



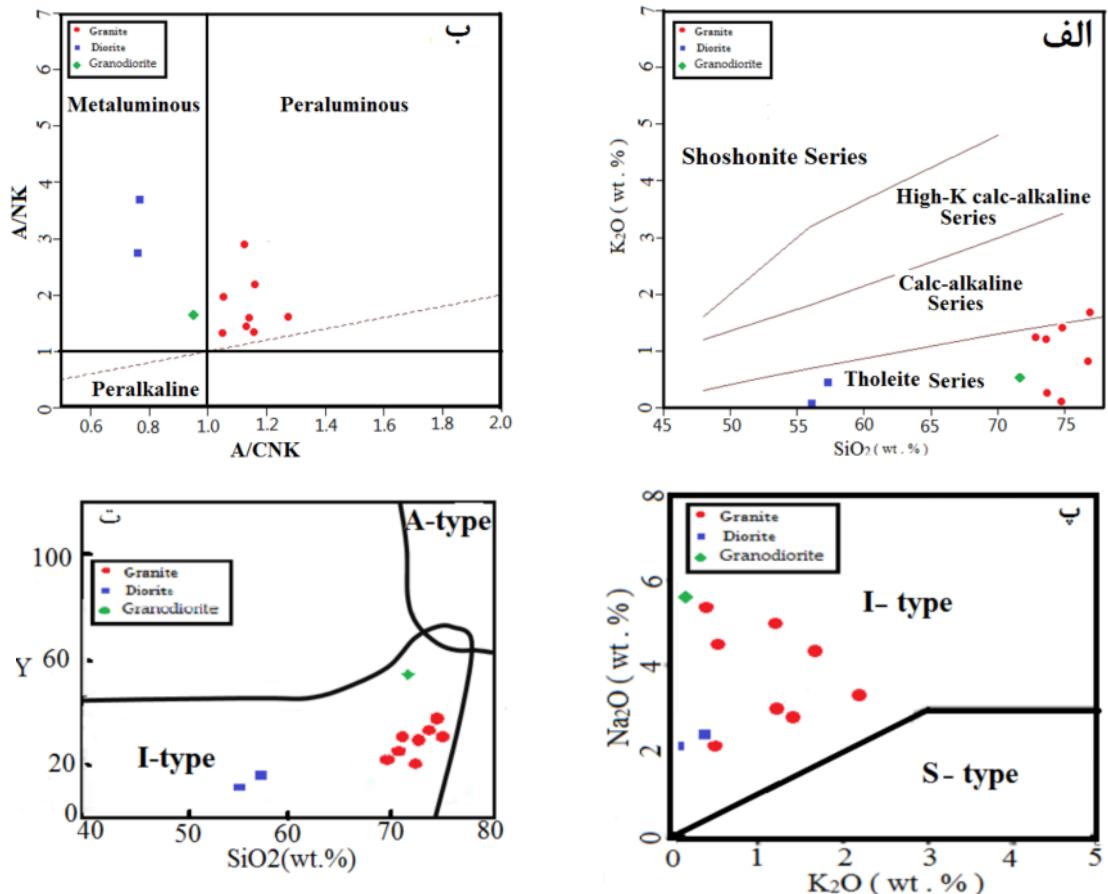
شکل ۶ نمودار عناصر اصلی نسبت به SiO_2 .

قاره‌ای باشد. در این نمودار مقدار کمی تهی شدگی در عناصر Nb , Ti , Zr بوری یا انباست کانیایی باشد. همچنین تهی شدگی این عناصر، در اثر باقی ماندن در فازهای مقاوم خاستگاه، در جایی که مانند روتیل شدیداً سازگارند، توضیح داده می‌شود. بنابر برداشت [۲۰-۲۱]، بی‌هنجاری منفی Ti و Nb در سنگ‌های ماقمایی

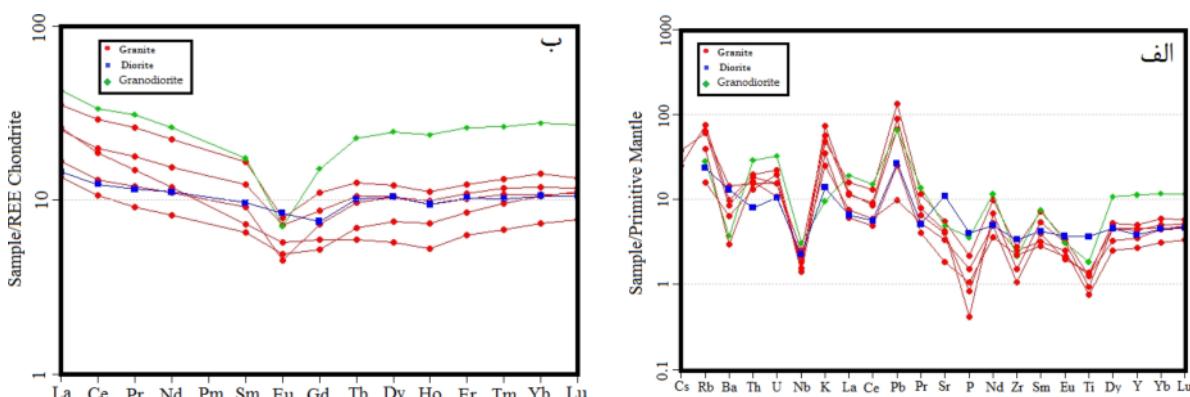
در نمودار عنکبوتی که نسبت به گوشه‌های اولیه [۱۷] به- هنجار شده است (شکل ۸-الف). تهی شدگی عناصر $(\text{Ti}, \text{Nb})\text{HFS}$ و غنی شدگی از عناصر $(\text{K}, \text{Rb})\text{LIL}$ دیده می‌شود که از سرستی‌های ماقماتیسم وابسته به منطقه‌های فروزانش است [۱۸، ۱۹]، همچنین غنی شدگی از LILE می- تواند به دخالت صفحه‌ی فروزنده و آغشته‌ی ماقما با پوسته

می‌تواند سبب بی‌هنگاری منفی این عناصر در گدازه باقی‌مانده شود. بی‌هنگاری منفی از عناصر HFS مانند Ti, P و Nb از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است [۲۲، ۲۳].

بيانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فروراش است و نیز [۱۳] بر این باور است که بی‌هنگاری مثبت K و Rb نیز نشانگر محیط‌های فروراش هستند. Ti و Nb به صورت عناصر غالب در هورنبلند مت مرکزی شوند و حضور هورنبلند در خاستگاه



شکل ۷ (الف) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۱۴] - (ب) موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر [۱۳] (ت) نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و A در برابر A/NK [۱۵]، (پ) نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر [۱۶].



شکل ۸ نمودارهای عنکبوتی عادی شده نسبت به الف) گوشه اولیه [۱۷]، ب) کندریت [۲۸].

الگوی HREE مسطح احتمالاً بیانگر فاز بر جا مانده آمفیبول طی ذوب بخشی پوسه‌ی زیرین مافیک است [۲۹-۳۱] تقریباً جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی که ناشی از تهی شدگی MREE است را به جدایش هورنبلنده، اسفن و آپاتیت نسبت داده‌اند (شکل ۸). علاوه بر این در الگوهای یاد شده شاهد بی‌هنجری منفی Eu در نمونه‌های گرانیتی و گرانودیبوریتی هستیم ($\text{Eu/Eu}^* = 0.99/44.0$) (شکل ۸). عنصری سازگار در فلدسپارها است و بی‌هنجری آن بر اثر جدایش فلدسپار حین تبلور ماقماً و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در خاستگاه حین ذوب بخشی ایجاد می‌شود [۳۲]. فراوانی آمفیبول در سنگ‌های دیبوریتی منجر به محو شدن بی‌هنجری منفی Eu در این سنگ‌ها شده است، زیرا آمفیبول برخلاف پلازیوکلاز بی‌هنجری مثبت در Eu ایجاد می‌کند [۳۳]. این می‌تواند توجیه کننده ناچیز بودن بی‌هنجری منفی Eu در سنگ‌های دیبوریتی منطقه باشد که غنی از آمفیبول هستند. بنا بر پیشنهاد [۳۴] بی‌هنجری منفی Eu اگر همراه با بی‌هنجری منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلازیوکلاز و در صورتی همراه با بی‌هنجری منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپارپاتاسیم ایجاد می‌شود. بر این اساس و با توجه به وجود دو نوع بی‌هنجری منفی Ba و Sr می‌توان گفت، در نمونه‌های مورد بررسی تفریق پلازیوکلاز و فلدسپارپاتاسیم توامًا عامل مهمی در شکل‌گیری ماقمایی سنگ‌های مورد نظر محسوب می‌شوند.

بحث و نتیجه‌گیری چگونگی تشکیل ماقما

توده‌های نفوذی منطقه‌ی کوه‌میش از دو گونه سنگ پلوتونیک تشکیل شده‌اند. که عبارتنداز: (الف) توده‌ی گرانیت‌وئیدهای مورد بررسی واقع در شمال کوه‌میش که بیشتر از گرانودیبوریت تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی آهکی-قلایی، پرآلومین ضعیف و از نوع I هستند. (ب) توده‌ی گابرو-دیبوریت در جنوب کوه میش، که از سنگ‌های مختلف مانند گابرو، دیبوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی سری تولئیتی متا آلومین، و از نوع I هستند. یکی از فرایندهای موثر در تشکیل توده‌های نفوذی در محیط‌های قوس آتشفسانی

این امر اگرچه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماقما با مواد پوسه‌ای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، ولی برخی دیگر از پژوهندگان، شاره‌های غنی از کلر را عامل تهی شدگی ماقمایی کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل LILE بزرگ یون (LILE) می‌دانند [۲۴]. حلal بودن بالای HFS در این شاره‌ها و شستشو و حمل آن‌ها از سنگ کره‌ی اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشه‌ای خاستگاه ماقما و نیز نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماقمایی مناطق کمانی دارد. با افزایش فشار، حلایلت کانی‌های تیتان‌دار در شاره‌های آبدار HFS کاهش می‌یابد و کانی‌های یاد شده که غنی از عناصر HFS هستند، طی فرآیندهای ذوب بخشی در ژرفاهای بیش از ۳۰ کیلومتر، به صورت فازهای بر جا مانند و باعث پیدایش بی‌هنجری منفی در گذاره می‌شوند [۲۵]. بی‌هنجری منفی فسفر نیز حاصل جدایش آپاتیت در مراحل اولیه جدایی ماقما است. در نتیجه وجود بی‌هنجری منفی این عنصر در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشان دهنده شکل‌گیری آن‌ها در منطقه‌ی فرورانش باشد. بی‌هنجری مثبت Pb نیز به دگرنهادی گوهی گوشه‌ای به‌وسیله‌ی شاره‌های ناشی از پوسه‌ی اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماقما با پوسه‌ی قاره‌ای اشاره دارد [۲۶]. با توجه به غنی شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر Rb و K این احتمال وجود دارد که این سنگ‌ها در طول روند جدایشی با عناصر پوسه‌ای آغشته شده باشند. نتیجه آنکه، بی‌هنجری مثبت سنگ‌های منطقه از عناصر Rb, U, Pb, K و نیز بی‌هنجری منفی این سنگ‌ها از عناصری نظیر Nb, Ti, P و Ba از ویژگی‌های ماقمایی کمان آتشفسانی محسوب می‌شود. بهطور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در واحدهای مختلف منطقه مشابه‌اند و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترک آن‌ها باشد [۲۷]. در نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده به کندریت [۲۸] (شکل ۸-ب)، روندهای موازی در الگوهای عناصر نادر خاکی نمونه‌های اسیدی و حدواتسط خاکی از تشابه فرایندهای ماقمایی حین تشکیل آن‌هاست.

وجود آمده باشد. این پروتولیت‌ها ممکن است متاگریوک‌ها باشند [۴۲] (شکل ۹) [۴۴، ۴۳]، که به سبب حضور و جایگزینی گدازه‌های مشتق از گوشه در پوسته، در آن‌ها ذوب بخشی رخ داده، و در نتیجه‌ی این ذوب، ماقمای فلسیک به وجود آید که ضمن صعود به طبقات بالاتر و در راه رسیدن به سطح زمین، به تدریج متبلور شده، و واحدهای گرانیتی را می‌سازد و آلایش پوسته‌ی فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده داشته است و ماقماهای بازالتی حاصل از گوشه که در پوسته‌ی زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین خاستگاه گرمایی ذوب بخشی بوده‌اند.

خاستگاه ماقمای حدواسط

باتوجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی، گرانیت‌وئیدهای منطقه از نوع I هستند و برای خاستگاه این سنگ‌ها از سوی [۴۵] سه پیشنهاد زیر ارائه شده است: (۱) ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده (۲) ذوب گوهی گوشه‌ای دگرنهاد شده در بالای صفحه فرورانش (۳) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین در اثر نفوذ ماقمای بسیار گرم گوشتهدی. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مجموعه پلوتونیک مورد بررسی نظریغذی شدگی عناصر ناسازگار Rb/Sr، Nd، Ce، Rb، Th، K نسبت AN/CK کمتر از ۰,۶ در این توده، وجود کانی‌های هورنبلنند، K/NK و بی‌هنجری منفی (Nb, Ti) نسبت آنرا کمتر از یک و A/NK از یک، با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین همخوانی بیشتری دارد [۴۶]. لذا منابع ماقمایی با خاستگاه پوسته‌ای و یا حداقل با دخالت موثر منابع پوسته‌ای را بایستی انتظار داشته باشیم. گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک با نسبت‌های



(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃) پایین‌تری نسبت به مذاب‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل ۹). بنابراین گرانیت‌وئیدهای دارای نسبت پایین (Na₂O+K₂O)/(FeO+MgO+TiO₂)، می‌توانند از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای با یک طیف باریک و بالایی از نسبت CaO/FeO+MgO+TiO₂ حاصل شوند. ذوب بخشی سنگ‌های آنرین دگرگون شده (حدواسط) در پوسته‌ی زیرین، به

وابسته به فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ها، اختلاط ماقمایی است [۳۵، ۳۶]. حضور برونبوم‌های ریزدانه‌ای مافیک و فلسیک با ترکیب غالب دیبوریتی-گرانودیبوریتی شاهد معتبری برای اختلاط ماقمایی است که از مشخصات گرانیت‌وئیدهای نوع I است [۴]. در منطقه‌ی مورد بررسی سنگ‌های گرانیت‌وئیدی دارای برونبوم‌های فراوانی با ترکیب متنوع (مافیک تا فلسیک) هستند. وجود برونبوم‌های ریزدانه‌ای مافیک در زمینه‌ی سنگ‌های مورد بررسی، اختلاط و آلایش ماقمایی را بین ماقمای مافیک و فلسیک نشان می‌دهد [۳۷] (شکل ۳-پ). همچنین افزایش سدیم، پتاسیم و روبيدیم در سنگ‌های مختلف می‌تواند دلیلی بر آلایش ماقمایی با پوسته باشد.

خاستگاه ماقمای اسیدی

الگوهای سنگ‌زایی ارائه شده برای خاستگاه ماقماهای فلسیک قوسی به دو گروه مهم تقسیم شده‌اند. در الگوی اول، ماقماهای فلسیک قوسی از ماقماهای بازالتی در اثر تبلور جدایشی یا فرآیندهای AFC حاصل می‌شوند [۳۸]، در الگوی دوم، ماقماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین را فراهم می‌کنند [۳۹]. الگوی اول برای منطقه‌ی مورد بررسی نامحتمل است زیرا توده گرانیت‌وئیدی آستانه‌ی حجمی بوده و هیچ ترکیب بازالتی در طیف آن مشاهده نشده است (همه نمونه‌ها دارای مقدار SiO₂ بیشتر از ۵۲ درصد هستند) و ماقماهای فلسیک حجمی نمی‌توانند از جدایش ماقماهای بازی مشتق شده از گوشه حاصل شوند. از طرف دیگر غنی شدگی عناصر ناسازگار (La, Ce, Rb, Th, K) و بی‌هنجری منفی (Ti, P, Ba, Nb, Sr) در این توده، (شکل ۸-الف) بیشتر با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین سازگار است [۱۳].

از طرف دیگر نسبت بالایی از عناصر La/Nb/La [۴۰] (حدود ۴) برای ماقمای مشتق شده از گوشه‌ی لیتوسفری پیشنهاد شده است و این در حالی است که میانگین این نسبت در سنگ‌های گرانیت‌وئیدی ۰,۵۴ است که بیشتر با خاستگاه پوسته‌ای که این نسبت حدود ۰,۴۶ است [۴۱] سازگاری دارد، بنابراین با خاستگاه گوشه‌ای محض مغایرت دارد. در نتیجه، ماقماهای فلسیک باید از ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای به

برخوردی تأیید می‌کند. از جمله در نمودار Y در برابر Nb و

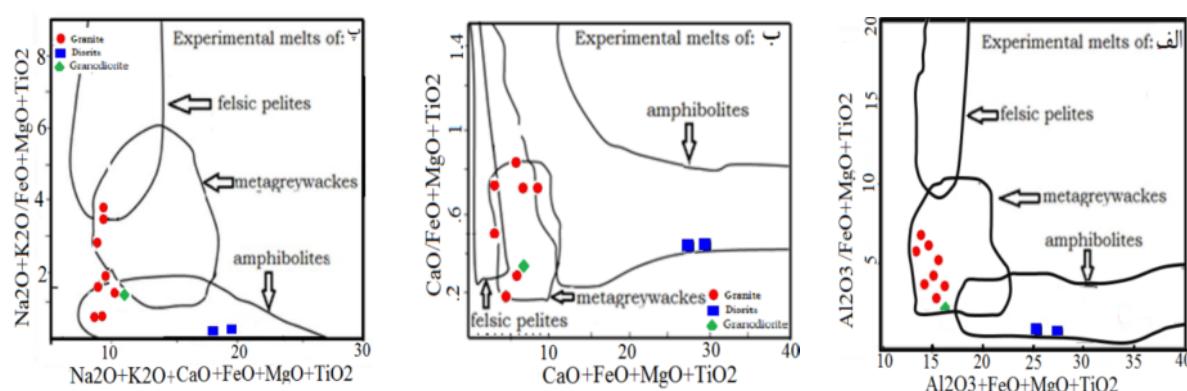
نمودار تغییرات Rb در برابر $Y+Nb$ [۴۸]، نمونه‌های منطقه در زمره‌ی گرانیت‌وئیدهای قوس‌های آتشفسانی (VAG) (شکل ۱۰) قرار می‌گیرند. از طرفی محتوای Rb و Th در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بالا است (شکل ۹) و این دقیقاً مشابه گرانیت‌های همزمان با برخورد مناطق چین، تبت و جنوب غرب انگلستان است. بالا بودن Rb از ویژگی‌های خاص گرانیت‌های همزمان با برخورد است اما بالا بودن مقدار Th همیشه نمی‌تواند برای اثبات همزمانی به کار رود [۴۹]. لذا نمودار $Rb-Y+Nb$ ، که به طور موثری گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفسانی جدا می‌کند، نیز مورد استفاده قرار گرفته است. چنانکه این نمودار نشان می‌دهد تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های قوس‌های آتشفسانی واقع شده‌اند (شکل ۱۰).

واسطه‌ی ذوب بدون آب آمفیبولیت می‌تواند منجر به تشکیل مagmaهای توپالیتی (دیوریتی) شود [۴۷]. به نظر می‌رسد خاستگاه گرانیت‌وئیدهای منطقه کوه میش نیز به این صورت باشد.

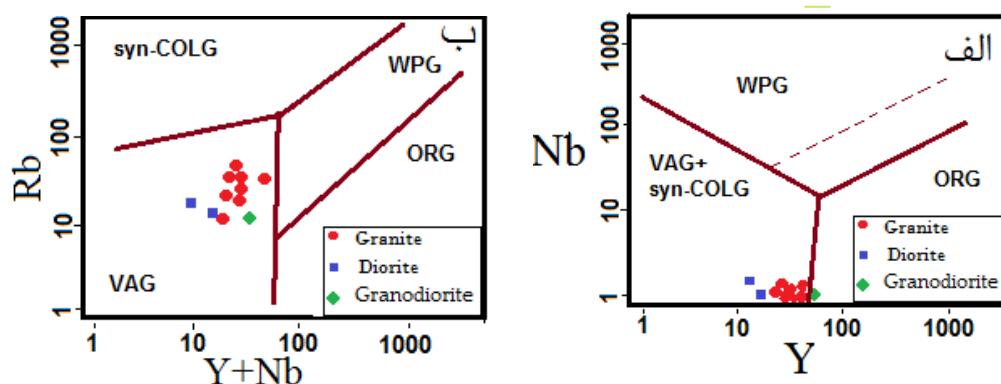
بدین ترتیب در منطقه‌ای مورد بررسی با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیابی و ویژگی‌های زمین‌شناسی، چنین به نظر می‌رسد که توده‌ی گرانیت‌وئیدی منطقه‌ی مورد بررسی در اثر ذوب بخشی پروتونولیت‌های پست‌زیرین به وجود آمده است و تبلور جدایشی magma‌های حاصل، طیف انواع سنگ‌های توده گرانیت‌وئیدی را سبب شده است (شکل ۹).

جایگاه زمین‌ساختی

علاوه بر نمودارهای عناصر جزئی، سایر مقایسه‌ها نیز رابطه‌ی magmaاتیسم منطقه‌ی مورد بررسی را با منطقه‌های فرورانش و



شکل ۹ گسترده‌های ترکیبی گدازه‌های تجربی حاصل از ذوب‌بخشی پلیت‌های فلزیک، شبکه‌گری‌وک‌ها و آمفیبولیت‌ها [۴۴، ۴۳].



شکل ۱۰ نمودار $Rb/Y+Nb$ و نمودار Nb/Y تمام نمونه‌ها مجموعه مورد بررسی در هر روی آنها در قلمرو سنگ‌های قوس آتشفسانی قرار می‌گیرند.

- [14] Rickwood P. C, "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxide of major and minor elements", *Lithos*V. 22 (1989) 247-264.
- [15] Maniar P. D, and Piccoli P. M., " Tectonic discrimination of granitoids", *Geological society of America bulletin*V. 101, (1984) 635-643
- [16] Furnes H., El-Sayed M., Khalil S. O., "Pan African magmatism in the wadi -El-imradistrict, Central Desert, Egypt: geochemistry& tectonic environment", *Journal of the Geological Society Vol.* 153, (1996) 705-718
- [17] Suns.s.,Mc Donough W.f., "chemical and isotopic systematic of oceanic basalts:implications for processes.In:*Magmatism in the ocean basins*",*.Geol.soc.London specpubl.42,(1989).pp.313-345*
- [18] Mortimer N., Gans P.B., Mildenhall D. C., A middle- late Quaternary age for the adakitic arc volcanic of Hautere (Solander Island), Southern Ocean", *Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 178, P701-707.*
- [19] Kovalenko V., Naumov V.B., Girnis A.V., Dorofeeva V.A and Yarmolyuk V.V., "Average Composition of Basic Mantle Sourcces of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of rocks ",*Petrology. Vol 18, P1 -26.*
- [20] Sajona f.G., Maury R.C, Bellon H., Cotton j., Defant M.Hig "strength element of Pliocene- pleistocene island-arc basalt zamboanga peninsula western Mindanao.journal of petrology.37, (1996),pp.693-726.
- [21] Wilson M., "Ignoous petrogenesis".Unwin Hyman. (1989).
- [22] Gill J. B., "Orogenic Andesites and plate Tectonics", Berling, springer verlay. (1981) 358pp.
- [23] Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., 1993, "Mantle and slab contributions in arc magmas", *Annual Review of Earth and Planetary Science. Vol 21, P175-204.*
- [24] Keppler H., 1996, "Constraints from partitioning experiments on the composition of

مراجع

- [۱] آقاباتی ع, "زمین شناسی ایران", سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور,(۱۳۸۳)، ص ۵۹۲
- [۲] Alavi M., Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin, 103(1991) 983-992.*
- [۳] رستمی حصوري م، مظاهري ا، "مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی کوه‌میش سبزوار", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علومزمین، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۶۸،(۱۳۹۱) صفحه
- [۴] صادقی ع، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتیوئیدی ششتمد", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علومزمین، دانشگاه شاهروд، (۱۳۸۸)، ۲۳۰ صفحه.
- [۵] گوهرشاهی ر، "پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتیوئیدی مجاور کوه میش واقع در جنوب سبزوار", پایان نامه کارشناسی ارشد(۱۳۸۰)
- [۶] فارسی ز، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتیوئیدی چاهسالار(جنوب غرب نیشابور)", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهروд، (۱۳۸۸)
- [۷] افتخارنژاد ج، آقاباتی ع، حمزه‌پور ب، "نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ اکاشمر", سازمان زمین‌شناسی کشور,(۱۳۵۴)
- [۸] عغفریان م، جلالی ع، "نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ۱/۱ ششتمد", سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۷)
- [10] Middle mostk,"*An introduction to Igneous petrology:Magmatic rocks*", Longmans Ed,(1985),pp. 266
- [11] Irvine T.W.,Bargar W.R.A,"Aguide to the chemical classification of the common volcanic rocks",Canadian journal of Earth sciences.vol.8,(1971) ,pp.523-548.
- [12] Harker A.,"*The natural history of igneous rocks*", Methven, London (1909)
- [13] Chappell B.W., White A.J.R., "*I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Trans R Soc Edinburgh Earth Sciences. 83 (1992a) 1–26.

- [34] Chappell B. W., White A. J. R., "Two contrasting granite types: 25 years later, ustram in *Journal of earth sciences*", Vol, 48,(2001) 489-499.
- [35] Barbarin B., "Field evidence for successive mixing and mingling between the piolard diorite and the saintjulien-La-Vetre monzogranite(Nord-Fotez,Massif central,france)"can.j.Earth sci.,25, (1988) 49-59
- [36] Didier J., Barbarin B., "Enclaves and granite petrology", Development in petrology .Elsevier, Amsterdam (1991)
- [37] Boztug D., Ercin A. I., Kurucelik M. K., Goc D., Komur I., Iskendroglu A., "Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides", Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27(2007),P 286 – 302.
- [38] Bacon C.R., Druitt T.H., "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon", Contributions to Mineralogy and Petrology 98(1998). P. 224-256.
- [39] Bullen T. D., Clyne M. A., Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center", Journal of Geophysical Research 95(1995).P. 1967-1969.
- [40] Rogers N. W., Hawkesworth C. J., Ormerod D. S., "Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada", J. Geophys. Res. 100(1995). P. 1028-1030.
- [41] Weaver B. L., Tarney J., "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust", Nature, 310(1984). P. 575-577.
- [42] Wolf M. B., Wyllie J. P., "Dehydration-melting of amphibolites at 10 kbar: the effects of temperature and time", Contributions to mineralogy and petrology. 115, (1994), 369-383.
- [43] Patino O., Douce A.E., "Effects of pressure and H₂O content on the composition of melts primary crustal ", Trans. R.Soc. Edinburgh: Earth Science 87. (1996),pp:11-21.
- subduction zone fluids ",Nature. Vol 380,P 237-240.
- [25] Glenn A. G., 2004, The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus". Contrib Mineral Petrol, 147, P 511-527.
- [26] Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D., Bruce M. C., McDonald G. D. , 2002, Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implication for Archaean crustal growth models", Contrib Mineral Petrol, 144, P38-56.
- [27] Chen B.Jahn B.M.,Ye K.,Liu J.B." Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unite,su-luterrane.j.geol.soc.london.(2002).159.
- [28] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth ElementGeochemistry., Elsevier. 63 (1984)114
- [29] Zhao Z.F., Zheng Y.F., Wei C.S., Wu Y.B., "Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. Lithos. 93(2007) 248-272.
- [30] Romick J.D., Kay S.M., Kay R.M., "The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dasite tehptra from the central Aleutians, Alaska. Contrib. Mineral. Petrol.(1992) 112: 101-118.
- [31] Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W," Identitifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach .J. Petrol. (2000) 41:1365-1395.
- [32] Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J., "Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington:generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity",Contrib. Mineral.Petrol.(1993)113:333-351.
- [33] Henderson P., "Rare earth element geochemistry", Elsevier, Oxford, New York. (1984)

- [47] Johannes W., Holtz F., "Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks", Berlin, Springer-Verlag(1996):P. 335.
- [48] Pearce J., "Sources and setting granitic rocks", Episodes, 19 (4) (1996) 120-125.
- [49] Harris N.B.W., Inger & R,XU."Cretaceous plutonism in central Tibet:an example of post collision magmatism?:" j.volcanol. Geotherm. res.,vol44,(1990) 21-32
- [50] Pearce J.A., Harris B.W., Tindle A.G., "Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of petrology No 25(1984), PP.956-983.
- [44] Patino O., Douce A.E., McCarthy T.C., "Melting of crustul rocks during continental collision and subduction, In: Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks", Petrology and Structural Geology, Vol. 10. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. (1998),pp:27-55
- [45] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., "High potassium,calc-alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosgos (France) northern Schwarzwald (Germany)", Lithos 50(2000), P. 51-37.
- [46] Chappell B.W., White A.J.R., "Twocontrasting granite types", Pac. Geol., (1974)pp: 173-174