



سنگ شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی 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 علوم زمین، 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 زمین ساختی، بخشی از منطقه-ی سبزوار است. ترکیب آن از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغییر می‌کند و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرد. بنابر نمودارهای ژئوشیمیایی دارای ماهیت آهکی-قلیایی و شبه آلومین تا پیر آلومین ضعیف است. همچنین الگوی مسطح عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای اولیه این توده در خارج از گستره‌ی پایداری گارنت است. در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب، همه‌ی فازهای توده گرانیتوئیدی مورد بررسی بی‌هنجاری منفی Nb و Ti و نیز بی‌هنجاری 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 تشابه آن‌ها با گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی آند است. همچنین نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی، بیانگر ارتباط توده‌های مورد بررسی کوه‌میش با کمان آتشفشانی (VAG) بوده که در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی تشکیل شده است.

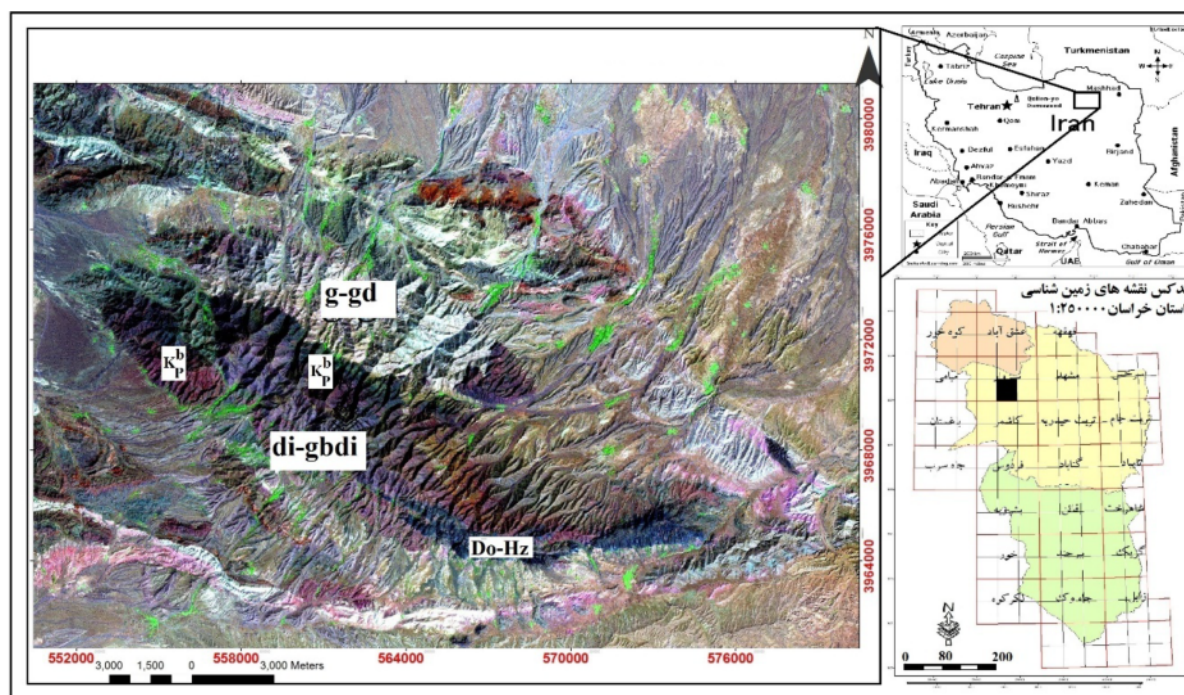
واژه‌های کلیدی: گرانیت؛ دیوریت؛ کمان آتشفشانی؛ کوه‌میش؛ سبزوار.

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 بازالتی‌بالی و وابسته به منطقه‌ی افیولیتی سبزوار جایگزین شده است و جایگیری آن را به بعد از ائوسن 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 معدودی که در مناطق مجاور انجام شد می‌توان به [۳-۶] اشاره کرد. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌ی گرانیتوئیدی کوه‌میش بررسی شده است.

روش بررسی

پس از بررسی‌های جامع میدانی و برداشت‌های دقیق صحرایی، در مجموع بیش از ۱۰۰ نمونه‌ی سنگی از واحدهای مختلف سنگی در مناطق رخنمون 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 کانسارن بینالود تهران آنالیز شدند و در نهایت ۷ نمونه با حداقل دگرسانی و حداکثر 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).



شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب سبزوار-g-gd گرانیت تا گرانودیوریت، di-gbdi دیوریت تا گابرو دیوریت، Kp 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 ژئوپس‌دار با میان‌لایه‌هایی از آهک است که از نظر فسیل‌شناسی موجود، به پالئوسن-ائوسن نسبت داده می‌شود. واحدهای وابسته به ائوسن از آهک‌های ضخیم لایه، ماسه‌سنگ توفی، و مارن، مجموعه ریزدانه‌ای تا کنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز به همراه مارن‌های سبز تشکیل شده است. نهشته‌های مقطع زمانی میوسن بیشتر از مارن گچ‌دار با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی است. مارن‌های نئوزن به صورت پراکنده رخمون دارند. مارن و کنگلومرای وابسته به پلیستوسن 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 گابرو متغیر است. رخمون‌های سنگی توده‌های نفوذی، به کل کوه میش را تشکیل می‌دهند. جایگیری این توده به پسا ائوسن نسبت داده شده است و به وسیله‌ی دایک‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی 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 رخمون دارند (شکل ۲-ج).

نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی 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

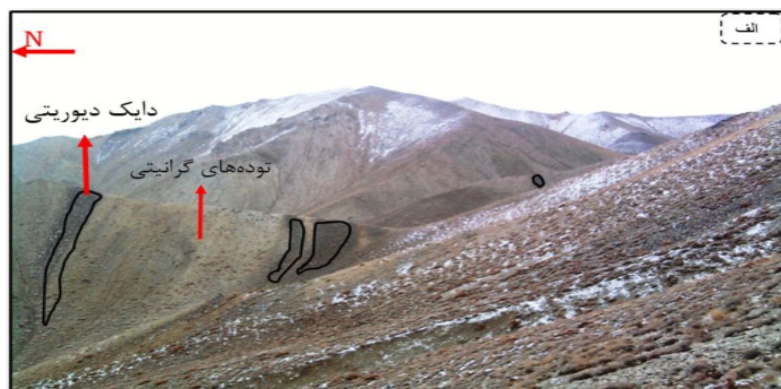
منطقه‌ی مورد بررسی در استان خراسان، در ۴۵ کیلومتری جنوب سبزوار قرار گرفته که بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشر [۷] و ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد [۸] را تشکیل می‌دهند (شکل ۱). منطقه‌ی ششتمد بخش کوچکی از شمال پهنه‌ی ایران مرکزی است که بین دو گسل اصلی درونه و بینالود قرار گرفته و توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی افیولیت‌های کرتاسه پایانی-پالئوسن جنوب سبزوار را قطع کرده‌اند. قدیمی‌ترین رخمون‌های 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، آتشفشانی-رسوبی و آهکی تقسیم کرد [۹]. واحدهای وابسته به کرتاسه فوقانی بیشترین رخمون را در سرتاسر ناحیه دارند. مجموعه‌ی یاد شده از یک دنباله‌ی آتشفشانی-رسوبی تشکیل شده است. بخش رسوبی آن شامل: سنگ‌های آهکی و بخش‌های آتشفشانی 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	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	دیوریت	گرانیت	گرانیت	دیوریت
SiO ₂	۷۴٫۷۵	۷۷٫۰۴	۷۸٫۶۳	۷۳٫۵۲	۷۰٫۶۸	۷۴٫۸۵	۷۶٫۸۸	۵۷٫۳۶	۷۱٫۷۸	۷۳٫۱۸	۵۶٫۱۲
TiO ₂	۰٫۲۲۹	۰٫۱۵۳	۰٫۱۲۸	۰٫۲۸۸	۰٫۳۲۴	۰٫۲۰۲	۰٫۲۱۸	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	۳٫۱۴	۰٫۷۱	۱٫۰۲	۶٫۳۴	۳٫۶۳	۲٫۹۹	۷٫۵۲
Na ₂ O	۲٫۹۹	۴٫۱۰	۳٫۳۴	۴٫۸۴	۴٫۵۱	۵٫۶۹	۴٫۲۳	۲٫۴۱	۲٫۱۶	۳٫۰۲	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	۸۴٫۸	۱۱۳	۱۰٫۵	۳۸٫۶	۷۰٫۵	۲۳۲	۳۸۹	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	۶۳
Co	۶٫۶	۲٫۹	۳٫۴	۴	۱۱٫۶	۶٫۹	۳٫۷	۳۶٫۵	۱	۴	۱
Zn	۶۸۰	۱۸۵	۱۳۰	۴۲	۵۰٫۳	۳۱٫۲	۸۱	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			
Ta	<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	۱۲۰	۱۰۰٫۹	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	۰٫۲۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱		۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶			
Li	۵۶	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	۱۶۲۰	۱۲۲۰	۹۸۲		۲۴۰۰	۱۶۷۰	۱۷۸۰	۴۷۵۰			
Tl	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲		<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱			
V	۴۲	۱۰	۱۵		۸۱	۴۹	۱۹	۳۳۸			
La	۱۰۰٫۹	۷۸۰	۸۱۵	۵	۵۳۹	۴۲۲	۵۲۳	۴۵۱	۱۱	۶	۷
Ce	۲۳٫۵	۱۶٫۱	۱۵٫۲	۹	۱۲٫۲	۸٫۶۴	۱۰٫۶	۱۰۰	۲۶	۱۸	۷۱
Pr	۳٫۱۹	۲٫۱۷	۱٫۸۳		۱٫۸۸	۱٫۱۱	۱٫۴۶	۱٫۴۱			
Nd	۱۳٫۵	۹٫۲۳	۷٫۱۲		۹٫۵۲	۴٫۹۲	۶٫۶۷	۶٫۷۰			
Sm	۳٫۲۳	۲٫۴۰	۱٫۴۱		۳٫۴۰	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		۳٫۹۲	۱٫۳۴	۱٫۸۹	۱٫۹۵			
Tb	۰٫۶۰	۰٫۵۰	۰٫۲۸		۱٫۰۸	۰٫۳۳	۰٫۴۶	۰٫۴۸			
Dy	۳٫۹۲	۳٫۳۹	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	۱٫۳۳		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	۲٫۳۲	۳٫۵۷		۱٫۵۴	۱٫۲۹	۱٫۴۲	۱٫۳۸			
(Ce,Yb) _N	۲٫۰۵	۱٫۸۳	۲٫۵۵		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 کوه‌میش (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمایی از واحدهای دیوریتی در جنوب کوه‌میش (دید به سمت شمال شرق)، ج) نمایی از توده‌های الترامافیک در جنوب شرق منطقه (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۳ الف) دورنمایی از گرانیت جنوب ششتمد که به‌وسیله‌ی دایک‌های دیوریتی 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 ماگمایی در تصاویر صحرایی (دید به سمت شرق).

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 ۳۵-۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (حدود ۱۵ درصد) و فلدسپات پتاسیم پرتیتی بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار (حدود ۲۵-۲۰ درصد) هستند. پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز و به صورت یوهدرال تا ساب‌هدرال، میان دانه تا درشت دانه با ماکل پلی‌سینتتیک و گاه دارای زونینگ یا منطقه‌بندی هستند (شکل ۴-الف). فلدسپات‌های پتاسیم دارای ردی کارلسبادی و بافت پرتیتی هستند و به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. کانی‌های فرعی آن کلینوپیروکسن (اوژیت) (۵ درصد)، آمفیبول (هورنبلند سبز) (۵-۲ 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 ۳۵-۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۲۵-۲۰ درصد) و فلدسپات پتاسیم پرتیتی (حدود ۲۵-۲۰ درصد) هستند. پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز-آندزین بوده و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند و دارای رد پلی‌سینتتیک هستند. در مقاطع میکروسکوپی مورد بررسی مرکز پلاژیوکلازهای منطقه‌ای بیشتر از حاشیه آن‌ها تجزیه و دگرسانی نشان می‌دهد (شکل ۲-الف). فلدسپات‌های قلیایی دارای رد کارلسبادی و بیشتر از نوع ارتوکلاز بوده و در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند و کوارتزها نیز به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار 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.

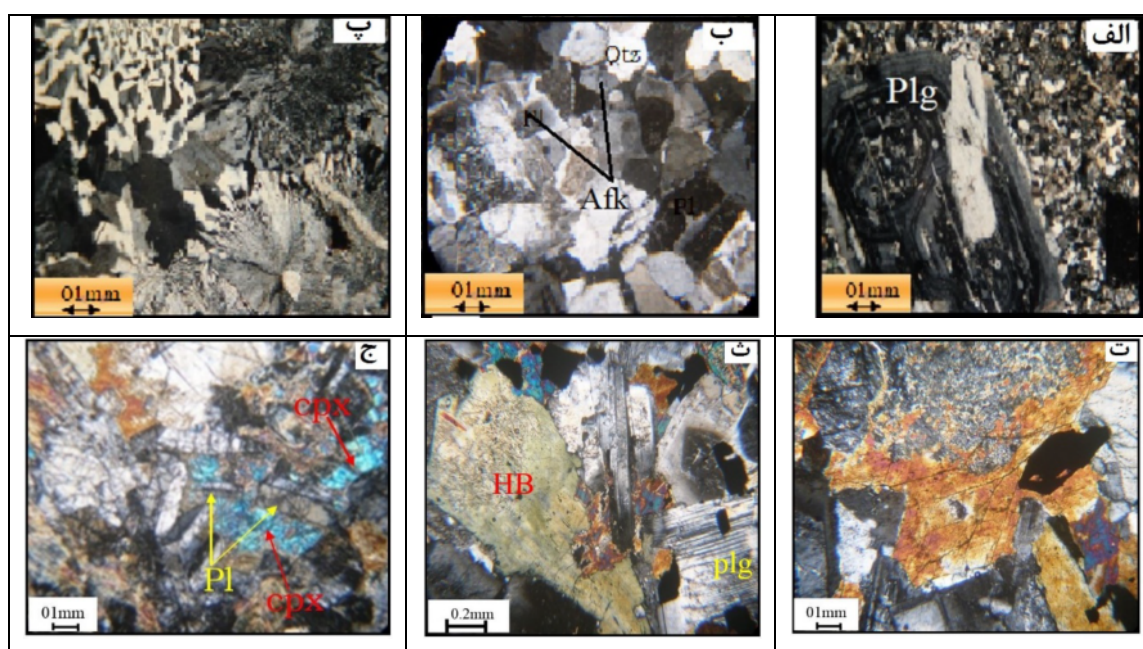
گرانودیوریت‌ها: در نمونه دستی هولوکریستالین با شاخص رنگی هولولوکوکرات و دارای رنگ روشن و بافت دانه‌ای است. از نظر میکروسکوپی بافت این سنگ‌ها دانه دانه است. کانی‌های

اصلی آن کوارتز (۲۵-۲۰ درصد)، پلاژیوکلازها (۴۵-۳۵ درصد)، فلدسپار قلیایی (۳۰-۲۵) هستند. پلاژیوکلازها میان دانه تا درشت دانه با رد آلیتی و پلی‌سنتتیک 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).

گرانوفیرها: 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 ۴۰-۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۲۵-۲۰ درصد) و فلدسپات قلیایی (حدود ۲۵-۲۰ درصد) است. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک در گرانوفیرهاست که به صورت شکل‌دار تا سوزنی یافت می‌شوند. کانی‌های فرعی نیز شامل آمفیبول (۵ درصد)، اسفن (۲ درصد)، آپاتیت و اپیدوت (۳ درصد) سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها 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 سبز تیره تا سبز روشن دیده می‌شوند و در بعضی از بلورها پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها هیپایدیومورف دانه‌دار است. کانی‌های اصلی آن اوژیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) است. در برخی قسمت‌ها ترکیب توده بازی‌تر شده و ترکیب به سمت گابرو تغییر می‌کند. پلاژیوکلازها به صورت یوهدرال تا ساب‌هدرال، میان دانه تا درشت دانه با رد پلی‌سنتتیک و گاه دارای منطقه بندی هستند. کانی هورنبلند به صورت یوهدرال تا ساب‌هدرال 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 - کواتز 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.



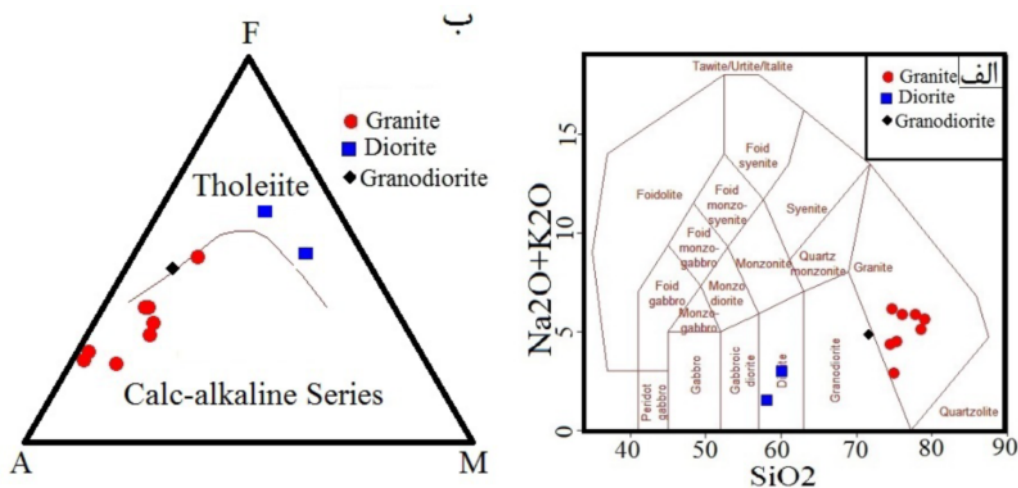
شکل ۴ الف) بلور پلاژیوکلاز با ساخت منطقه ای، ب) نمایش بافت گرانوفیری در گرانودیوریت، پ) بافت گرافیکی در یک گرانوفیر، ت) هورنبلند با رخ لوزی شکل در دیوریت، ث) مقطع میکروسکوپی از دیوریت (بافت گرانولار، ماکل زون‌بندی و پلی‌سننتیک در پلاژیوکلاز)، ج) بافت افیتیک و ساب‌افیتیک در دیوریت‌ها. (Plg) پلاژیوکلاز؛ (CPX) کلینوپیروکسن، (Qtz) کوارتز، (Afk) فلدسپارپتاسیم، در XPL.

کلاسیک برخوردارند. که این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگما باشد در حالی که Na_2O و K_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی و Al_2O_3 روند کاهش‌ی دارد که روند طبیعی تفریق 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 تشکیل و تبلور جدایشی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است. این کاهش با ادامه روند جدایش از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است [۱۳]. این تغییرات با روند کلی فرآیند جدایش ماگمایی 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 گرانودیوریت 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 گرانیتوئیدهای نوع I هستند (شکل ۷-پ و ت).

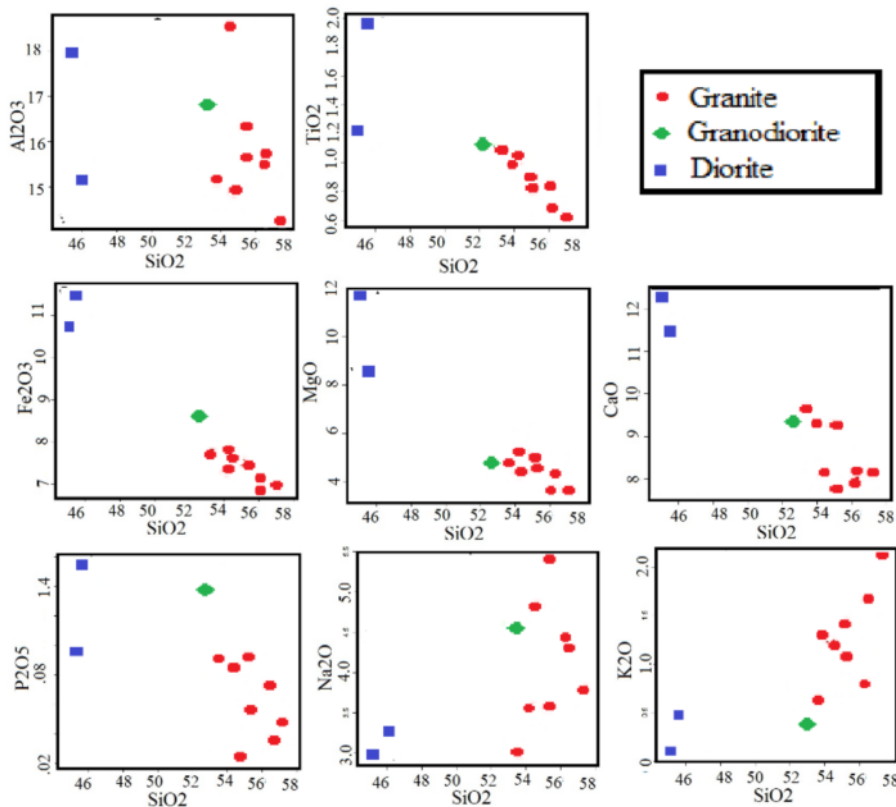
سپس گدازه به درون شکستگی‌ها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع منجر به تشکیل دایک‌های با حاشیه به سرعت منجمد می‌شود حاشیه انجماد سریع می‌شود. ستبرای دایک‌ها از چندسانتی‌متر تا حدود ۳ متر متغیر است. ترکیب سنگ‌شناسی مدی این دایک‌ها از دیوریت تا کوارتز دیوریت متغیر است. این سنگ‌ها دارای بافت‌های ریزدانه، پورفیری و گلومروپورفیری 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 حدواسط در گستره‌ی دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی از نمودار AFM [۱۱] استفاده شده است. که در آن سنگ‌های گرانیتی در گستره کلسیمی قلیایی و سنگ‌های دیوریتی در گستره تولیتی 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 TiO_2 ، MgO ، Fe_2O_3 ، MnO و CaO با افزایش محتوای سیلیس رو به کاهش می‌گذارند و به اصطلاح از همخوانی منفی



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) SiO_2 در برابر $[10 \cdot Na_2O + K_2O]$ ، ب) AFM [۱۱]



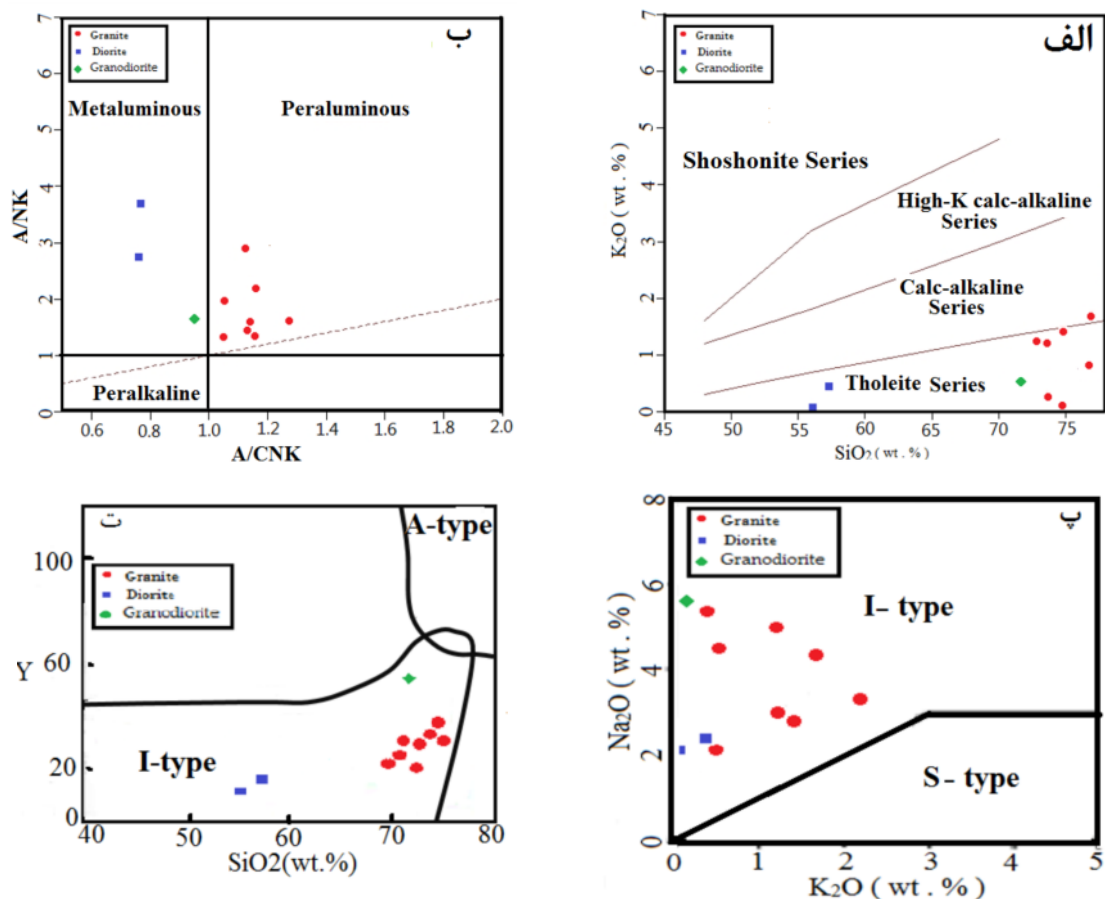
شکل ۶ نمودار عناصر اصلی نسبت به SiO_2 [۱۲].

قاره‌ای باشد. در این نمودار مقدار کمی تهی شدگی در عناصر Nb, Ti, Zr مشاهده می‌شود، که می‌تواند در اثر جدایش بلوری یا انباشت کانیاپی 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 [۲۱،۲۰]، بی‌هنجاری منفی Ti و Nb در سنگ‌های ماگمایی

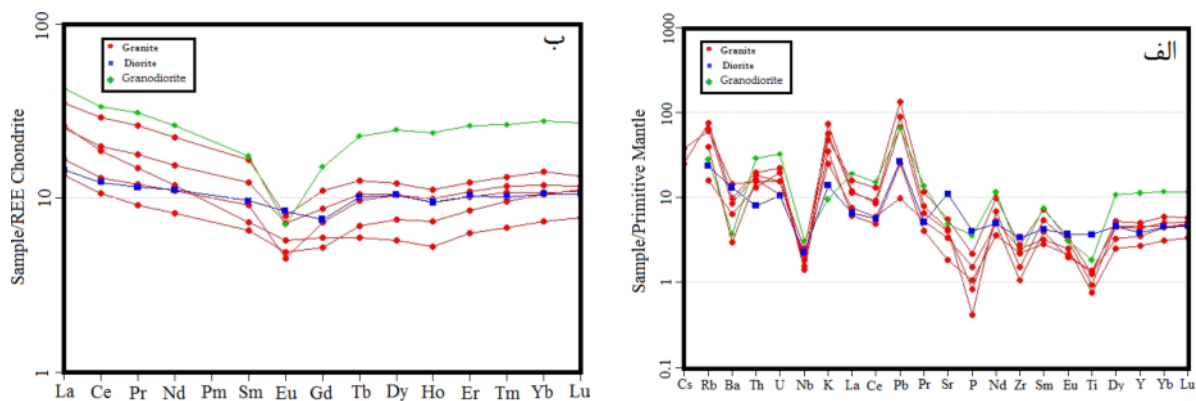
در نمودار عنکبوتی که نسبت به گوشته‌ی اولیه [۱۷] به-هنجار شده است (شکل ۸-الف). تهی شدگی عناصر $(Ti, Nb)HFS$ و غنی شدگی از عناصر $(K, Rb)LIL$ دیده می‌شود که از سرشته‌ی‌های ماگماتیسم وابسته به منطقه‌های فرورانش است [۱۸،۱۹]، همچنین غنی شدگی از $LILE$ می‌تواند به دخالت صفحه‌ی فرورونده و آغشتگی ماگما با پوسته

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

بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش است و نیز [۱۳] بر این باور است که بی‌هنجاری مثبت K و Rb نیز نشانگر محیط‌های فرورانش هستند. Ti و Nb به صورت غالب در هورنبلند متمرکز می‌شوند 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 A/NK در برابر A/CNK [۱۵]، پ) نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر [۱۳] (ت) نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و A از یکدیگر، [۱۶].



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

الگوی HREE مسطح احتمالاً بیانگر فاز برج مانده آمفیبول طی ذوب بخشی پوسته‌ی زیرین مافیک است [۲۹-۳۱] تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادرخاکی که ناشی از تهی‌شدگی MREE است را به جدایش هورنبلند، اسفن و آپاتیت نسبت داده‌اند (شکل ۸). علاوه بر این در الگوهای یاد شده شاهد بی-هنجاری منفی Eu در نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی هستیم ($Eu/Eu^* = 0/44-0/99$) (شکل ۸). Eu عنصری سازگار در فلدسپارها است و بی‌هنجاری آن بر اثر جدایش فلدسپار حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در خاستگاه حین ذوب بخشی ایجاد می‌شود [۳۲]. فراوانی آمفیبول در سنگ‌های دیوریتی منجر به محو شدن بی‌هنجاری منفی Eu در این سنگ‌ها شده است، زیرا آمفیبول بر خلاف پلاژیوکلاز بی‌هنجاری مثبت در Eu ایجاد می‌کند [۳۳]. این می‌تواند توجیه‌کننده ناچیز بودن بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های دیوریتی منطقه باشد که غنی از آمفیبول هستند. بنا بر پیشنهاد [۳۴] بی‌هنجاری منفی Eu اگر همراه با بی-هنجاری منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی همراه با بی‌هنجاری منفی Ba باشد، بر اثر تفریق فلدسپارپتاسیم ایجاد می‌شود. بر این اساس و با توجه به وجود دو نوع بی‌هنجاری منفی Ba و Sr می‌توان گفت، در نمونه‌های مورد بررسی تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم توأمأ عامل مهمی در شکل‌گیری ماگمایی سنگ‌های مورد نظر محسوب می‌شوند.

بحث و نتیجه‌گیری

چگونگی تشکیل ماگما

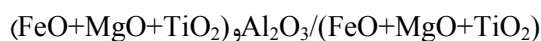
توده‌های نفوذی منطقه‌ی کوه‌میش از دو گونه سنگ پلوتونیک تشکیل شده‌اند. که عبارتند از: (الف) توده‌ی گرانیتوئیدهای مورد بررسی واقع در شمال کوه‌میش که بیشتر از گرانودیوریت تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی آهکی-قلیایی، پرآلومین ضعیف و از نوع I هستند. (ب) توده‌ی گابرو - دیوریت در جنوب کوه‌میش، که از سنگ‌های مختلف مانند گابرو، دیوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی سری تولییتی متا آلومین، و از نوع I هستند. یکی از فرایندهای موثر در تشکیل توده‌های نفوذی در محیط‌های قوس آتشفشانی

این امر اگرچه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای 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 تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند [۲۴]. حلال بودن بالای LILE در این شاره‌ها و شستشو و حمل آن‌ها از سنگ کره‌ی اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای خاستگاه ماگما و نیز نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارد. با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان‌دار در شاره‌های آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های یاد شده که غنی از عناصر HFS هستند، طی فرایندهای ذوب بخشی در ژرفاهای بیش از ۳۰ کیلومتر، به صورت فازهای برج می‌مانند و باعث پیدایش بی‌هنجاری منفی در گدازه می‌شوند [۲۵]. بی‌هنجاری منفی فسفر نیز حاصل جدایش آپاتیت در مراحل اولیه جدایی ماگما است. در نتیجه وجود بی‌هنجاری منفی این عنصر در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری آن‌ها در منطقه‌ی فرورانش باشد. بی‌هنجاری مثبت Pb نیز به دگرنهادی گوه‌ی گوشته‌ای به‌وسیله‌ی شاره‌های ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای اشاره دارد [۲۶]. با توجه به غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر Rb و K این احتمال وجود دارد که این سنگ‌ها در طول روند جدایشی با عناصر پوسته‌ای آغشته شده باشند. نتیجه آنکه، بی‌هنجاری مثبت سنگ‌های منطقه از عناصر Rb, U, Pb, K و نیز بی‌هنجاری منفی این سنگ‌ها از عناصری نظیر Nb, Ti, P و Ba از ویژگی‌های ماگماهای کمان آتشفشانی 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 نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترک آن‌ها باشد [۲۷]. در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده به کندریت [۲۸] (شکل ۸-ب)، روندهای موازی در الگوهای عناصر نادر خاکی نمونه‌های اسیدی و حدواسط حاکی از تشابه فرایندهای ماگمایی حین تشکیل آن‌هاست.

وجود آمده باشند. این پروتولیت‌ها ممکن است متاگرپوک‌ها باشند [۴۲] (شکل ۹، [۴۴، ۴۳])، که به سبب حضور و جایگزینی گدازه‌های مشتق از گوشته در پوسته، در آن‌ها ذوب بخشی رخ داده، و در نتیجه‌ی این ذوب، ماگمای 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 آرایش پوسته‌ی فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده داشته است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته‌ی زیرین جایگزین شده‌اند محتمل‌ترین خاستگاه گرمایی ذوب بخشی بوده‌اند.

خاستگاه ماگمای 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 گوشته‌ای دگرنهاد شده در بالای صفحه فرورانش (۳) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین در اثر نفوذ ماگمای بسیار گرم گوشته‌ای. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مجموعه پلوتونیک مورد بررسی نظیر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار Rb/Sr، Nd، Ce، Rb، Th، K و بی‌هنجاری منفی Nb، Ti نسبت Rb/Sr کمتر از ۰/۶ در این توده، وجود کانی‌های هورنبلند، AN/CK کمتر از یک و A/NK بیش از یک، با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین همخوانی بیشتری دارد [۴۶]. لذا منابع ماگمایی با خاستگاه پوسته‌ای و یا حداقل با دخالت موثر منابع پوسته‌ای را بایستی انتظار داشته باشیم. گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های مافییک با نسبت‌های



$(Na_2O+K_2O)/$ پایین‌تری نسبت به مذاب‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل ۹). بنابراین گرانیتوئیدهای دارای نسبت $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ پایین و $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ می‌توانند از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای با یک طیف باریک و بالایی از نسبت $CaO/FeO+MgO+TiO_2$ حاصل شوند. ذوب بخشی سنگ-های آذرین دگرگون شده (حدواسط) در پوسته‌ی زیرین، به

وابسته به فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ها، اختلاط ماگمایی است [۳۵، ۳۶]. حضور برونوم‌های ریزدانه‌ای مافییک و فلسیک با ترکیب غالب دیوریتی-گرانودیوریتی شاهد معتبری برای اختلاط ماگمایی است که از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I است [۴]. در منطقه‌ی مورد بررسی سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای برونوم‌های فراوانی با ترکیب متنوع (مافییک تا فلسیک) هستند. وجود برونوم‌های ریزدانه‌ای مافییک در زمینه‌ی سنگ-های مورد بررسی، اختلاط و آرایش ماگمایی را بین ماگمای مافییک و فلسیک نشان می‌دهد [۳۷] (شکل ۳-پ). همچنین افزایش سدیم، پتاسیم و روبیدیم در سنگ‌های مختلف می‌تواند دلیلی بر آرایش ماگما با پوسته باشد.

خاستگاه ماگمای اسیدی

الگوهای سنگ‌زایی ارائه شده برای خاستگاه ماگماهای فلسیک قوسی به دو گروه مهم تقسیم شده‌اند. در الگوی اول، ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور جدایشی یا فرآیندهای AFC حاصل می‌شوند [۳۸]، در الگوی دوم، ماگماهای 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 حجیم بوده و هیچ ترکیب بازالتی در طیف آن مشاهده نشده است (همه نمونه‌ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از ۵۲ درصد هستند) و ماگماهای فلسیک حجیم نمی‌توانند از جدایش ماگماهای بازی مشتق شده از گوشته حاصل شوند. از طرف دیگر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (La، Ce، Rb، Th، K) و بی‌هنجاری منفی P، Ti، Nb، Ba و Sr در این توده، (شکل ۸-الف) بیشتر با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین سازگار است [۱۳].

از طرف دیگر نسبت بالایی از عناصر Nb/La [۴۰] (حدود ۴) برای ماگمای مشتق شده از گوشته‌ی 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 گوشته‌ای محض مغایرت دارد. در نتیجه، ماگماهای فلسیک باید از ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای به

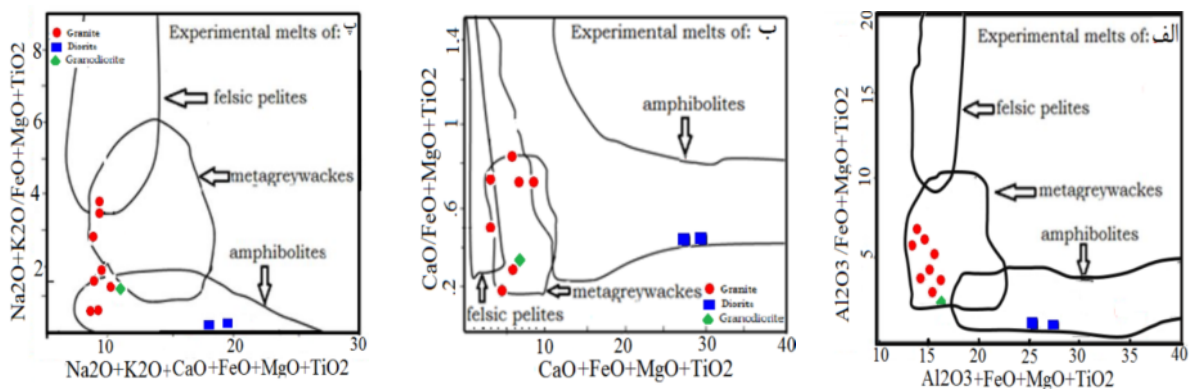
برخوردی تأیید می‌کند. از جمله در نمودار Y در برابر Nb و نمودار تغییرات Rb در برابر Y+Nb [۴۸]، نمونه‌های منطقه در زمره‌ی گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی (VAG) (شکل ۱۰) قرار می‌گیرند. از طرفی محتوای Rb و Th در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بالا است (شکل ۹) و این دقیقاً مشابه گرانیت‌های همزمان با برخورد مناطق 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 آتشفشانی جدا می‌کند، نیز مورد استفاده قرار گرفته است. چنانکه این نمودار نشان می‌دهد تمامی نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۱۰).

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

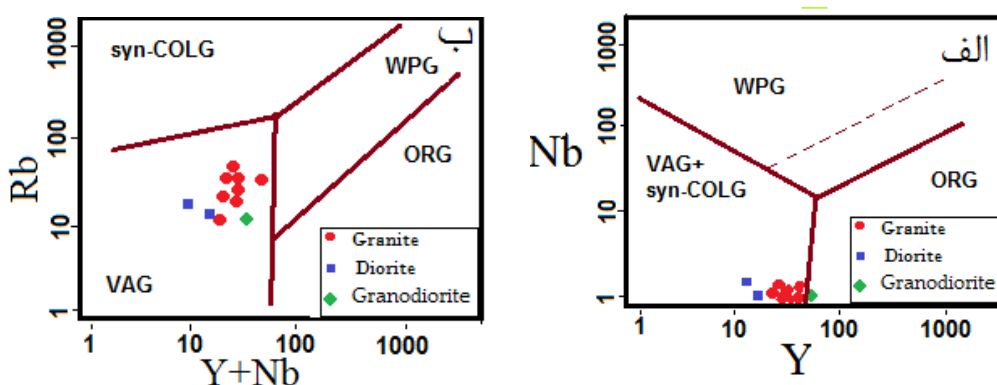
بدین ترتیب در منطقه‌ای مورد بررسی با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی، چنین به نظر می‌رسد که توده‌ی گرانیتوئیدی منطقه‌ی مورد بررسی در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌هایپ وسته‌زیرین به‌وجود آمده است و تبلور جدایشی ماگمای حاصل، طیف انواع سنگ‌های توده گرانیتوئیدی را سبب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

جایگاه زمین‌ساختی

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



شکل ۹ گستره‌های ترکیبی گدازه‌های تجربی حاصل از ذوب بخشی پلیت‌های فلسیک، شبه‌گری‌وک‌ها و آمفیبولیت‌ها [۴۳، ۴۴].



شکل ۱۰ نمودار Rb/Y+Nb و نمودار Nb/Y [۵۰] تمام نمونه‌ها مجموعه مورد بررسی در هر روی آنها در قلمرو سنگ‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

مراجع

- [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, Egept: 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 specpub. 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 Sources 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., "Ignous 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
- [۱] آقابات‌ی ع، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳)، ص ۵۹۲
- [2] Alavi M., *Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran*, Geological Society of America Bulletin, 103(1991) 983-992.
- [۳] رستمی‌حصوری م، مظاهری ا، "مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی کوه‌میش سبزوار"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۹۱)، ۱۶۸ صفحه
- [۴] صادقی ع، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شاهرود، (۱۳۸۸)، ۲۳۰ صفحه.
- [۵] گوهرشاهی ر، "پترولوژی و ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتوئیدی مجاور کوه‌میش واقع در جنوب سبزوار"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (۱۳۸۰)
- [۶] فارسی ز، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاهسالار (جنوب غرب نیشابور)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۸)
- [۷] افتخارنژاد ج، آقابات‌ی ع، حمزه‌پور ب، "نقشه ۲۵۰۰۰۰: اکاشمر"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۴)
- [۸] جعفریان م، جلالی ع، "نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ 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., "A guide 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, ustramin 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., Clynnne 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 Element Geochemistry., 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 tehpra 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," *Identifying 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 crustal 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., "*Two contrasting granite types*", Pac. Geol., (1974) pp: 173-174