

ارتباط کانی سازی های مس و طلا با فازهای مختلف ماگمایی در توده های خانکندی و یوسف لو، شرق اهر

حمایت جمالی*^۱، عبدالمجید یعقوب پور^۲، بهزاد مهرابی^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم، تهران

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۳۰، نسخه نهایی: ۹۰/۶/۲۹)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در شرق اهر در استان آذربایجان شرقی واقع شده و بخشی از پهنه‌ی ماگمایی سنوزوئیک اهر- ارسباران در شمال غرب ایران است. واحدهای زمین‌شناسی ائوسن شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، لاتیت - آندزیت و آندزیت‌بازالت است. توده‌های نفوذی خانکندی و یوسف لو به سن الیگوسن در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و سبب تشکیل زون‌های دگرسانی گسترده و کانی‌سازی مس و طلا شده است. توده‌های نفوذی دارای ترکیب گرانیته، گرانودیوریت، کوارتزموزنویت، مونزونیت- مونزودیوریت و گابرو بوده و از نوع I هستند. گرانیته‌ها، گرانودیوریت‌ها و کوارتزموزنویت‌ها به سری‌های ماگمایی آهکی- قلیایی و مونزونیت‌ها و گابروها به سری قلیایی تعلق دارند. این سنگ‌ها با مناطق فرورانشی حاشیه‌ی قاره‌ای وابسته بوده و در جایگاه زمین- ساختی پسا برخورد تشکیل شده‌اند. سنگ‌های بازی قلیایی نسبت به سنگ‌های اسیدی آهکی- قلیایی تاخیری بوده و فاقد کانی‌سازی هستند. رگه‌های اپی‌ترمال طلا از نوع سولفید پایین، هم در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و هم در توده‌ی کوارتز مونزونیتی یوسف لو تشکیل شده است. هم چنین کانی‌سازی کم عیار طلا به صورت رگچه‌ای در یک زون دگرسان نسبتاً گسترده در حاشیه‌ی شرقی توده‌ی یوسف لو تشکیل شده است. دگرسانی سریسیتی- آرژیلیکی این کانی‌سازی‌های طلا را همراهی می‌کند. پیریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و بورنیت کانی‌های معمول بوده و به صورت پراکنده و پراکنده‌ی فضای خالی دیده می‌شوند. کانی‌سازی مس به شکل داربستی و پراکنده در حاشیه‌ی جنوب غربی توده‌ی خانکندی در سنگ‌های کوارتز مونزونیتی رخ داده است. پیریت، کالکوپیریت، بورنیت با اندکی مگنتیت از کانی‌های معمول در این کانی‌سازی است. دگرسانی فلیک- پتاسیک کانی‌سازی مس را همراهی می‌کند. کانی‌سازی مشابه در چندین نقطه دیگر (از جمله اطراف روستای یوسف لو) در کوارتز مونزونیت‌ها رخ داده که با رگچه‌های مگنتیت- کانی‌های مافیک (آمفیبول و بیوتیت) همراه است.

واژه‌های کلیدی: فازهای ماگمایی؛ اهر- ارسباران؛ سنوزوئیک؛ تکتونوماگمایی؛ داربستی؛ اپی‌ترمال.

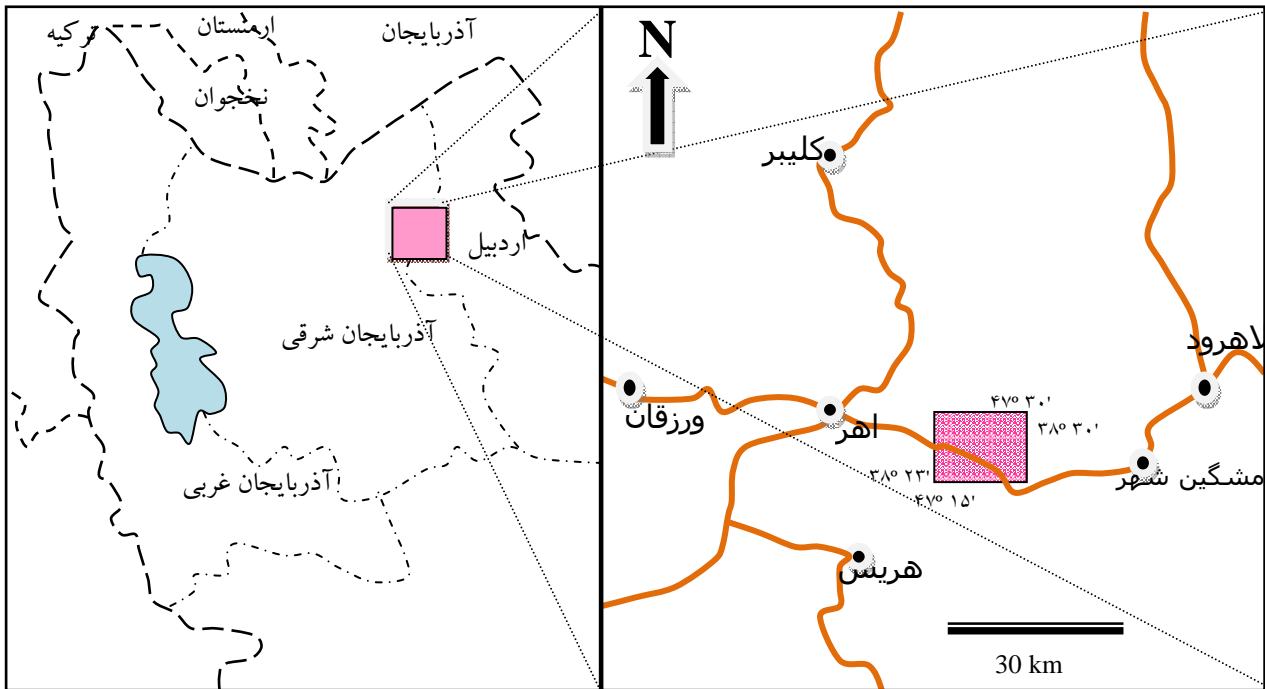
مقدمه

در شمال با زون جوش خورده‌ی انزلی- الله یارلو- سوان و در جنوب با زون جوش خورده‌ی ماهنشان- تبریز- میشو (شکل ۲) همجوار است [۱-۳]. البته برخی زمین‌شناسان این کمربند را ادامه شمال غربی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قلمداد کرده‌اند [۴-۸].

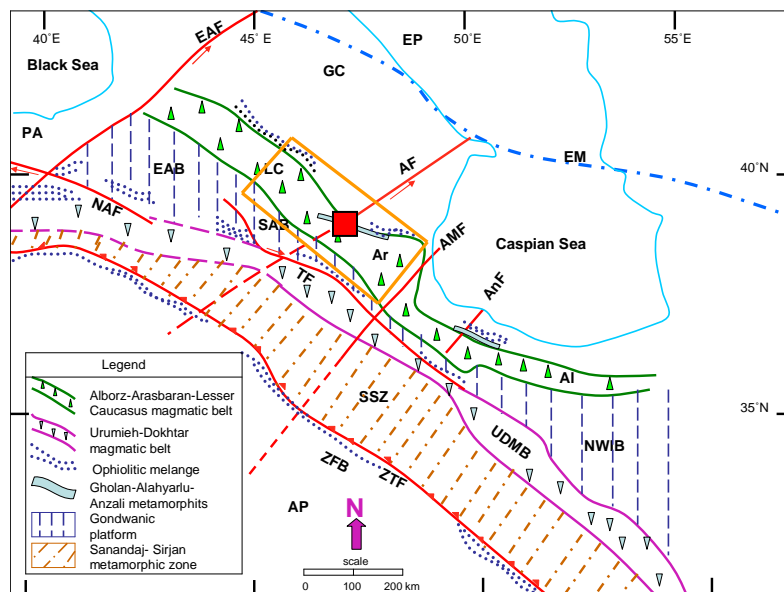
منطقه‌ی مورد بررسی در شرق اهر، استان آذربایجان شرقی (شکل ۱) و در پهنه‌ی ماگمایی سنوزوئیک اهر- ارسباران واقع شده است خود بخشی از یک واحد تکتونو- ماگمایی بزرگ تحت عنوان "کمربند البرز- ارسباران- قفقاز" خوانده می‌شود که

ماگماتیسیم این مجموعه را جزء سری آهکی-قلیایی و در رابطه با مناطق فرورانشی دانسته‌اند [۱، ۳، ۴، ۵، ۶، ۸]. در میان این پژوهشگران نیز اختلاف نظر وجود دارد بطوری که برخی آن را بخشی از زون ارومیه- دختر قلمداد کرده‌اند [۴-۸] و عده‌ای آن را به صورت یک کمربند جدا می‌دانند که از البرز تا شمال شرقی ترکیه کشیده شده است [۱، ۲، ۳، ۱۲].

در مورد ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین سنوزوئیک پهنه‌ی اهر- ارسباران که از پالئوسن بالائی شروع شده و تا کواترنر ادامه داشته است، نظریه‌های متفاوتی ارائه شده‌اند. برخی ماگماتیسیم این کمربند را به فاز کششی مهمی نسبت داده‌اند که به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی رخ داده است [۹-۱۱]. ولی اغلب پژوهشگران



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه مورد مطالعه (□).



شکل ۲ زون‌های تکتونو-ماگمایی نفوتنیس از مرکز ایران تا شرق ترکیه و موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی روی آن (□) (با تغییراتی از [۳۰]).

علاوه بر جایگاه تکتونو-ماگمایی سنگ‌های آذرین سنوزوئیک که با بحث و جدل فراوانی همراه است، کانی‌سازی‌های وابسته نیز از نظر ژنز و چگونگی ارتباط با این سنگ‌ها و فازهای مختلف ماگمایی دارای ابهاماتی است. کانی‌سازی‌های متعددی از فلزات پایه و گرانبها در سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی سنوزوئیک و در مجاورت آنها تشکیل شده‌اند که از آن جمله می‌توان به سونگون، مزرعه، میوه رود، انجرد، مسجد داغی، سوناجیل، مزرعه‌ی شادی، زگلک و نقدوز اشاره کرد [۳]. علی‌رغم وابستگی این کانی‌سازی‌ها با فرآیندهای آذرین، ارتباط زمانی-مکانی و ژنتیکی این کانی‌سازی‌ها با فازهای ماگمایی در اغلب جاها مشخص و روشن نیست. در این مقاله توده‌های نفوذی شرق اهر (خانکندی و یوسف لو) و کانه‌زائی‌های وابسته، از نظر جایگاه تکتونو-ماگمایی و ارتباط فازهای مختلف ماگمایی با انواع کانه‌زائی‌ها، به عنوان بخشی از پهنه‌ی ماگمایی اهر-ارسبارن، مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

برای این منظور نخست براساس بررسی‌های صحرایی روابط فازهای مختلف ماگمایی و زون‌های معدنی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. سپس نمونه‌هایی از انواع سنگ‌های آذرین و زون‌های معدنی برای بررسی‌های کانی‌شناسی (۳۰ نمونه)، سنگ‌نگاری (۳۵ نمونه)، تجزیه شیمیائی (۱۵ نمونه به روش XRF) و طلا و عناصر همراه (۳۰ نمونه به روش جذب اتمی و ICP) برداشت شدند. نمونه‌ها در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور آنالیز شدند. علاوه بر آن نتایج تجزیه‌ی نمونه‌های توده خانکندی [۵] و یوسف لو [۱۳] به روش XRF, ICP-MS نیز در تعبیر و تفسیر سنگ‌شناسی مورد استفاده قرار گرفتند (جدول ۱).

زمین شناسی

زمین شناسی ناحیه ای

سنگ‌های آذرین سنوزوئیک پهنه‌ی اهر-ارسبارن با روند تقریبی WNW-ESE از شمال به دنباله‌ی تخریبی حوضه‌ی مغان و از جنوب به سنگ‌های تخریبی-تبخیری میوسن ایران مرکزی محدود می‌شوند. رخنمون‌های کوچک و پراکنده‌ای از سنگ‌های دگرگون (به سن قبل از ژوراسیک) و سنگ‌های افیولیتی در حاشیه‌ی شمالی و جنوبی این کمربند (شکل ۲)

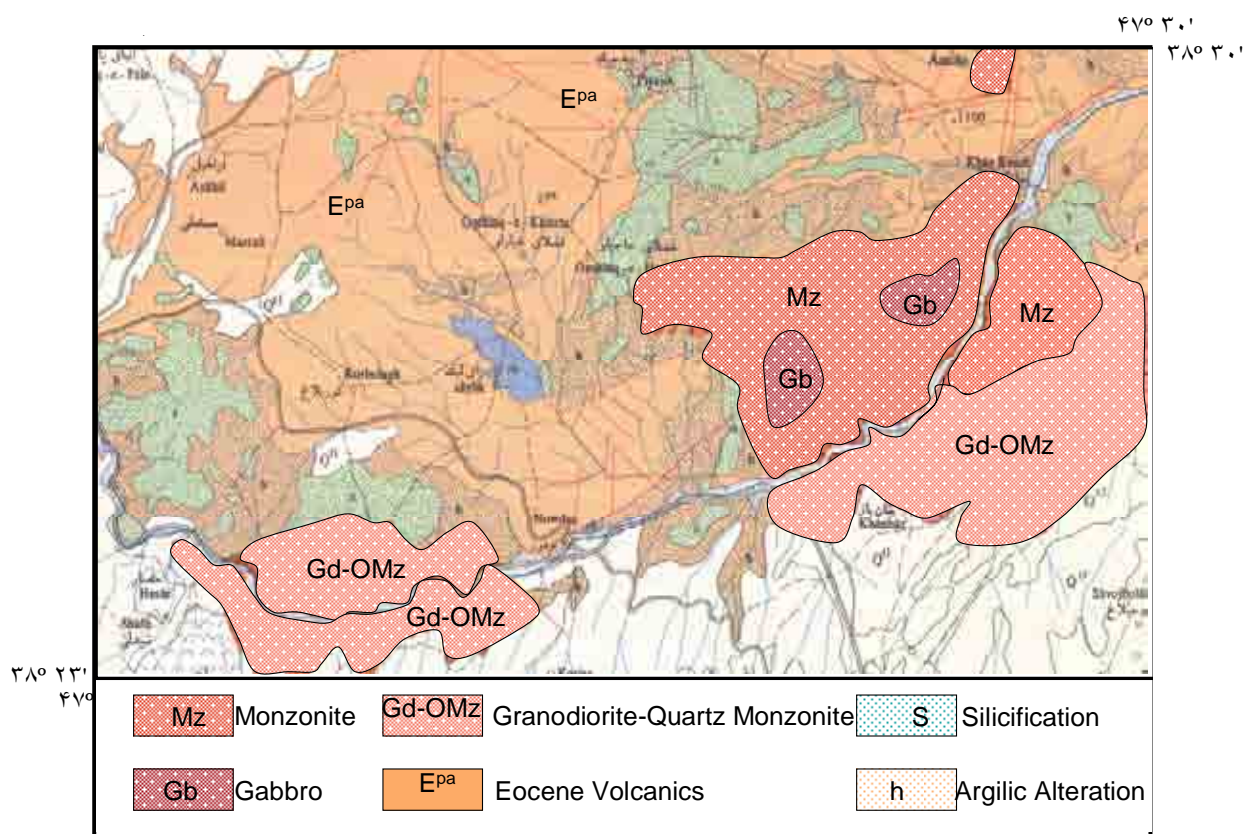
دیده می‌شوند [۳]. واحدهای کرتاسه شامل تناوب ضخیمی از کربنات‌ها، سنگ‌های آواری و آتشفشانی زیر دریائی است که سنگ‌های آذرین سنوزوئیک روی آنها قرار دارند. نهشته‌های سنوزوئیک در این پهنه با سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی پالئوسن شروع می‌شود. در ائوسن شدت فعالیت‌های آتشفشانی زیاد شده و از مقدار نهشته‌های رسوبی کاسته شده است. از ائوسن بالائی تا میوسن، فعالیت‌های آذرین بیشتر به شکل توده‌های نفوذی بروز می‌کند که با کانی‌سازی و دگرسانی گسترده‌ای نیز همراه است. فاز بعدی فعالیت ماگمایی که از میوسن میانی شروع شده و تا کواترنر ادامه داشته است ویژگی دوگانه دارد. نخست فعالیت ماگمایی از نوع اسیدی و نیمه-آتشفشانی بوده (گنبد‌های داسیتی-ریوداسیتی شمال غربی تبریز) و در نهایت سنگ‌های بازالتی-آندزیتی (سبلان، منور و اطراف ورزقان) بیرون ریخته‌اند [۳].

زمین شناسی منطقه

در گستره‌ی مورد بررسی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت، لاتیت-آندزیت و آندزیت بازالتی بیشترین گسترش را دارند. دگرسانی گسترده آرژیلیک و سیلیسی در این سنگ‌ها رخ داده است. دو توده‌ی نفوذی به نام خانکندی در شرق و یوسف‌لو در غرب، با سن الیگوسن [۵] در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۳). این توده‌ها اغلب درشت بلور بوده و بافت تمام بلورین تا پورفیروئیدی دارند. کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن است. آپاتیت، زیرکن و مگنتیت از کانی‌های فرعی و معمول در این سنگ‌هاست. توده‌ی یوسف‌لو بیشتر از کوارتز مونزونیت، گرانیت و گرانودیوریت تشکیل شده است. یک استوک کوچک از مونزودیوریت در مرکز این توده دیده می‌شود که در قیاس با سنگ‌های اسیدی‌تر کمتر دگرسان شده و فاقد کانی‌سازی است (شکل ۳ و ۴ الف). توده‌ی خانکندی از نظر ترکیب به دو بخش قابل تقسیم است. نیمه‌ی شمالی با ترکیب مونزونیت-گابرو که دارای رنگ خاکستری مایل به سبز است و نیمه‌ی جنوبی با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت که از نظر رنگ، کانی‌شناسی، ساخت، بافت و ژئوشیمی مشابه توده‌ی یوسف‌لو است. نیمه‌ی شمالی از نظر خاستگاه نیز با نیمه‌ی جنوبی تفاوت دارد [۵].

جدول ۱ نتایج آنالیز نمونه به روش XRF , ICP-MS از [۱۳.۵.۳].

sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
saf66/AB	۹۷.۹۸	۱۵.۲۱	۴.۲۳	۲.۶۱	-۰.۴۳	۳.۶۷	۳.۶۰	-۰.۱۸	-۰.۴۹	-۰.۴۵	۹۸.۸۵						
saf81_10	۶۹.۹۵	۱۳.۳۵	۲.۹۸	۲.۲۸	۱.۱۹	۳.۰۵	۳.۶۷	-۰.۱۱	-۰.۶۴	-۰.۲۱	۹۷.۴۳						
saf81_12	۶۹.۱۲	۱۳.۱۴	۲.۶۹	۳.۱۷	۱.۳۱	۳.۸۹	۳.۶۱	-۰.۱۱	-۰.۹۵	-۰.۲۱	۹۸.۲۰						
saf81_15	۶۰.۳۹	۱۶.۱۱	۴.۱۹	۵.۵۸	۲.۴۱	۴.۴۸	۳.۵۷	-۰.۱۱	-۰.۹۷	-۰.۲۳	۹۸.۰۴						
saf81_16	۶۹.۲۴	۱۲.۵۸	۳.۳۶	۳.۸۰	۱.۳۱	۳.۵۹	۳.۷۵	-۰.۱۶	-۰.۸۷	-۰.۲۵	۹۸.۹۱						
saf81_2	۶۲.۸۷	۱۵.۶۴	۳.۵۲	۴.۸۱	۲.۲۲	۴.۴۵	۳.۶۱	-۰.۱۶	-۰.۷۹	-۰.۲۵	۹۸.۴۳						
saf81_21	۶۹.۶۶	۱۲.۱۹	۲.۶۵	۳.۴۹	۱.۴۲	۳.۱۴	۳.۸۳	-۰.۱۸	-۰.۹۱	-۰.۱۵	۹۷.۶۲						
saf81_32	۷۰.۴۶	۱۳.۸۳	۲.۹۵	۱.۷۸	-۰.۴۹	۳.۳۹	۴.۳۱	-۰.۱۲	-۰.۴۵	-۰.۷۱	۹۸.۴۹						
saf81_6	۶۸.۹۱	۱۲.۴۵	۲.۴۳	۲.۶۲	۱.۹۹	۴.۷۱	۳.۹۸	-۰.۱۲	-۰.۹۴	-۰.۱۹	۹۸.۳۴						
saf81_62	۶۹.۹۸	۱۴.۱۲	۲.۸۲	۲.۴۵	۱.۹۵	۳.۳۵	۴.۰۲	-۰.۱۲	-۰.۹۸	-۰.۲۱	۱۰۰						
saf81_66	۶۸.۷۱	۱۳.۴۱	۲.۹۲	۲.۷۸	۱.۲۳	۳.۱۲	۳.۳۲	-۰.۱۲	-۰.۴۲	-۰.۱۷	۹۶.۲۰						
saf81_67	۶۲.۹۸	۱۴.۴۲	۴.۹۲	۴.۷۸	۲.۳۳	۴.۱۰	۳.۳۲	-۰.۱۱	-۰.۷۹	-۰.۲۳	۹۷.۹۸						
saf81_7	۶۹.۱۹	۱۴.۳۶	۲.۱۹	۲.۶۹	۱.۳۴	۳.۵۰	۴.۱۶	-۰.۱۲	-۰.۶۵	-۰.۱۲	۹۸.۳۱						
saf81_9	۷۱.۰۱	۱۳.۷۶	۲.۲۴	۲.۵۹	۱.۲۴	۳.۱۹	۴.۷۵	-۰.۱۴	-۰.۸۳	-۰.۱۹	۹۹.۹۴						
safm-1	۷۰.۱۱	۱۳.۵۹	۲.۲۸	۱.۵۳	-۰.۴۶	۴.۳۱	۴.۷۹	-۰.۱۲	-۰.۵۹	-۰.۲۴	۹۸.۰۲						
safm-10	۶۷.۵۱	۱۳.۲۱	۴.۱۶	۲.۱۹	-۰.۱۰	۳.۹۹	۳.۶۱	-۰.۱۴	-۰.۷۳	-۰.۳۳	۹۵.۹۷						
safm-14	۶۶.۲۹	۱۴.۹۵	۳.۲۱	۳.۳۵	-۰.۸۴	۳.۶۵	۳.۴۱	-۰.۱۶	-۰.۸۶	-۰.۴۰	۹۷.۱۲						
safm-15	۶۷.۶۶	۱۴.۸۸	۳.۲۴	۳.۵۸	-۰.۶۵	۳.۸۵	۳.۳۳	-۰.۱۸	-۰.۷۹	-۰.۲۷	۹۸.۴۳						
safm-18	۶۹.۵۹	۱۴.۷۲	۲.۳۸	۲.۲۵	-۰.۷۳	۳.۰۳	۳.۷۲	-۰.۱۲	-۰.۳۵	-۰.۱۴	۹۷.۰۳						
safm-19	۶۸.۷۳	۱۴.۵۴	۲.۴۹	۲.۳۷	-۰.۶۲	۳.۳۴	۴.۸۹	-۰.۱۵	-۰.۶۴	-۰.۲۲	۹۷.۹۹						
safm21/A	۶۶.۴۲	۱۵.۱۲	۴.۵۲	۳.۴۵	-۰.۵۱	۳.۴۸	۳.۵۹	-۰.۱۲	-۰.۳۸	-۰.۵۶	۹۸.۱۵						
safm-25	۶۸.۷۲	۱۴.۳۹	۲.۱۴	۲.۴۸	-۰.۷۴	۳.۱۷	۴.۶۹	-۰.۱۳	-۰.۶۳	-۰.۲۴	۹۷.۳۳						
safm-3	۵۶.۷۱	۱۶.۳۴	۷.۱۶	۶.۸۹	۳.۲۵	۱.۳۲	۳.۶۱	-۰.۱۹	۱.۱۷	-۰.۶۵	۹۷.۲۹						
safm-41	۶۸.۸۳	۱۴.۰۱	۴.۶۷	۲.۵۳	-۰.۳۲	۳.۶۶	۳.۸۲	-۰.۱۹	-۰.۹۶	-۰.۱۹	۹۹.۱۸						
safm-42	۶۷.۹۲	۱۵.۳۹	۳.۲۱	۱.۹۲	۲.۲۸	۳.۶۹	۴.۱۱	-۰.۱۱	-۰.۷۴	-۰.۲۷	۹۹.۶۴						
safm-44	۶۸.۹۱	۱۵.۴۹	۲.۲۱	۱.۴۵	-۰.۵۸	۳.۳۹	۴.۴۸	-۰.۱۱	-۰.۹۳	-۰.۲۴	۹۷.۷۹						
safm-45	۶۷.۹۸	۱۴.۷	۳.۰۷	۳.۸	-۰.۶۷	۳.۹۹	۴.۱۴	-۰.۱۷	-۰.۷۹	-۰.۴۴	۹۷.۷۵						
safm-46	۶۶.۸۸	۱۴.۷۹	۴.۰۲	۲.۴۵	-۰.۵۱	۴.۴۵	۲.۷۴	-۰.۱۲	-۰.۸۹	-۰.۵۹	۹۷.۴۴						
safm-47	۶۶.۸۴	۱۳.۶۴	۳.۰۸	۲.۵۷	-۰.۴۸	۴.۱۷	۴.۱۶	-۰.۱۷	-۰.۵۶	-۰.۱۹	۹۵.۸۶						
safm-48	۶۹.۳۹	۱۳.۹۹	۲.۹	۲.۶۱	-۰.۸۷	۳.۷۱	۴.۶۸	-۰.۱۲	-۰.۳۲	-۰.۱۵	۹۸.۷۴						
safm-50	۶۶.۲۶	۱۵.۴۱	۴.۶	۲.۶	-۰.۴۵	۴.۱۹	۳.۶۱	-۰.۲۴	-۰.۸۷	-۰.۵۱	۹۸.۷۴						
safm-51	۶۸.۲۸	۱۴.۳۴	۲.۹۹	۲.۳۷	-۰.۷۹	۳.۶۹	۴.۳۹	-۰.۱۶	-۰.۷۴	-۰.۴۹	۹۸.۱۴						
safm-6	۵۶.۶۵	۱۶.۸۲	۶.۵۱	۶.۹۶	۳.۲۱	۳.۳۲	۲.۰۴	-۰.۱۱	۱.۱۵	-۰.۳۲	۹۷.۴۲						
safm-7	۵۶.۶۵	۱۶.۳۴	۷.۷۸	۶.۹۶	۳.۶۱	۳.۳۲	۲.۰۴	-۰.۱۴	۱.۱۷	-۰.۳۲	۹۸.۳۳						
safm-8	۵۶.۳۱	۱۶.۶۳	۶.۹۶	۶.۳۷	۳.۳۸	۴.۲۹	۲.۴۱	-۰.۱۸	۱.۲۷	-۰.۱۴	۹۸.۹۴						
safm-9	۵۸.۱۶	۱۷.۱۳	۷.۵۲	۶.۱۲	-۰.۲۴	۳.۶۷	۱.۵۹	-۰.۱۶	۱.۲۸	-۰.۲۹	۹۶.۱۶						
Kha-Mz1	۵۷.۹۲	۱۷.۵۲	۵.۹۸	۵.۳۳	۲.۱۸	۳.۵۸	۴.۳۶	-۰.۱	۱.۰۷	-۰.۴۵	۹۸.۴۹	۱۱۵	۵۲	۱۴	۱۴	۵۸	۶۳
Kha-Mz2	۵۹.۲۸	۱۷.۶۵	۵.۴۵	۴.۴۲	۱.۹۱	۴	۴.۵۸	-۰.۰۹	-۰.۹۷	-۰.۴۱	۹۸.۷۶	۱۱۰	۵۰	۱۴	۱۳	۵۱	۴۹
Kha-Mz3	۵۹.۷۲	۱۷.۰۸	۵.۰۳	۴.۸۲	۲.۰۸	۳.۸۹	۴.۱۴	-۰.۰۸	-۰.۸۷	-۰.۳۹	۹۸.۱	۷۶	۹۴	۱۰	۱۶	۴۵	۳۸
Kha-Mz4	۶۰.۳۷	۱۷.۵۶	۴.۸۲	۴.۵۳	۲.۵۱	۴.۵	۳.۲۲	-۰.۰۸	-۰.۸۱	-۰.۳۹	۹۸.۷۹	۹۵	۷۴	۱۴	۳۳	۴۷	۶۳
Kha-Mz5	۶۱.۱۲	۱۶.۴۶	۳.۹۲	۳.۳۲	۱.۹۹	۴.۳۹	۳.۷۸	-۰.۰۸	-۰.۵۶	-۰.۲۹	۹۵.۹۱	۷۱	۱۳۰	۱۱	۱۵	۶۰	۶۳
Kha-Mz6	۴۹.۳۴	۲۰.۷۵	۷.۶۱	۶.۱۳	۲.۶۳	۴.۴۹	۲.۶۱	-۰.۰۷	۱.۲۸	-۰.۵۴	۹۴.۴۷	۱۲۶	۴۸	۳۵	۷۴	۱۴۰	۶۰
Kha-Mz7	۵۵.۱	۱۸.۰۴	۷.۰۲	۶.۳۶	۲.۷۵	۳.۸۲	۳.۱۵	-۰.۱	۱.۱۶	-۰.۵۷	۹۸.۰۷	۱۳۴	۸۲	۲۱	۲۰	۶۹	۸۰
Kha-Mz8	۵۶.۰۸	۱۸.۸۵	۵.۸۴	۵.۳۷	۱.۵۵	۴.۱۲	۴.۳۸	-۰.۱۱	۱.۰۶	-۰.۴۶	۹۷.۷۳	۱۲۴	۱۰	۱۳	۵	۱۹	۶۱
Kha-Mz9	۵۶.۳۷	۱۸.۵۹	۶.۰۲	۶.۴۲	۲.۱۵	۳.۶۶	۳.۶۷	-۰.۱	۱.۱۶	-۰.۴۸	۹۸.۶۲	۹۵	۵۲	۱۲	۹	۴۶	۵۴
Kh-Mz10	۵۷.۳۳	۱۷.۸۶	۶.۵۴	۵.۶۴	۲.۴۸	۳.۶۱	۳.۸۹	-۰.۱	۱.۱۴	-۰.۵	۹۹.۰۹	۱۲۸	۸۹	۱۹	۲۰	۶۱	۶۲
Kha-Gd1	۶۹.۰۲	۱۵.۲۶	۲.۵۶	۲.۴۳	۱.۱	۴.۰۲	۴.۱۴	-۰.۰۵	-۰.۴۱	-۰.۲	۹۹.۱۹	۴۸	۱۰۱	۵	۱۲	۳۶	۳۵
Kha-Gd2	۶۸.۴	۱۵.۳۲	۲.۹۳	۲.۹۸	-۰.۹۱	۳.۴۹	۴.۱۴	-۰.۰۵	-۰.۴۴	-۰.۲۴	۹۸.۹	۵۷	۹۵	۷	۱۴	۵۴	۲۹
Kha-Gd3	۷۰.۰۲	۱۵.۴۷	۲.۳۲	۱.۹۲	-۰.۶۱	۴.۴۲	۳.۶۴	-۰.۰۲	-۰.۳۳	-۰.۱۸	۹۸.۹۳	۳۳	۹۸	۶	۱۱	۱۰	۴۵
Kha-Gd4	۷۱.۱۹	۱۴.۹۷	۲.۱۹	۲.۰۴	-۰.۵۹	۳.۵۱	۴.۳۵	-۰.۰۴	-۰.۳۶	-۰.۱۶	۹۹.۴	۳۹	۸۹	۶	۱۰	۲۱	۴۹
Kha-Gd5	۵۲.۹۲	۱۶.۹۴	۷.۳۲	۷.۱۴	۵.۷	۵	۱.۳۵	-۰.۱۷	۱.۲۲	-۰.۵۷	۹۸.۳۳	۱۴۵	۱۸۰	۲۷	۷۰	۵۷۳	۱۱۶
Kha-Dc6	۶۹.۵۹	۱۴.۴۳	۲.۷۲	۱.۹۲	-۰.۸۸	۳.۳۶	۴.۰۷	-۰.۰۵	-۰.۴	-۰.۲	۹۷.۶۲	۵۰	۸۴	۷	۹	۱۶	۴۷
Kh-EDc7	۵۲.۷۲	۱۵.۸۳	۵.۹۱	۷.۸۴	۴.۸۲	۴.۲۴	۲.۴۸	-۰.۱۳	۱.۰۹	-۰.۶۷	۹۵.۷۳	۱۴۶	۴۶	۲۳	۵۲	۲۲	۶۴
Kh-EDc8	۵۳.۷۲	۱۵.۳۵	۶.۰۴	۵.۵۸	۴.۰۷	۴.۳۱	۲.۶۲	-۰.۱۳	-۰.۹۷	-۰.۵۹	۹۳.۳۸	۱۳۵	۱۹۰	۲۱	۴۶	۱۵۲	۱۴۴
Kha-Lp1	۴۳.۹۳	۱۲.۵۳	۱۰.۴۵	۹.۶۱	۹.۶۲	۳.۰۴	۲.۸۵	-۰.۲۳	۱.۹۳	۱.۰۹	۹۵.۲۸	۱۷۱	۳۵۰	۴۵	۱۹۴	۳۱	۳۶۷
Kha-Lp2	۴۵.۹۵	۱۴.۳۶	۹.۶۲	۸.۵۷	۵.۸۵	۲.۶۳	۲.۶۶	-۰.۱۳	۲.۰۱	-۰.۸۹	۹۲.۶۷	۱۵۴	۱۸۸	۳۴	۹۱	۵۲	۷۶
Kha-Lp3	۴۶.۱	۱۲.۴۲	۹.۶۸	۱۰.۳	۶.۶۲	۲.۶۸	۲.۶۸	-۰.۱۶	۲.۴۳	۱.۰۹	۹۴.۱۸	۲۰۷	۲۵۰	۴۰	۱۴۲	۵۳	۱۲۰
Kha-Gb1	۴۶.۰۳	۱۴.۶۲	۹.۰۴	۹.۳۵	۶.۴۵	۲.۳۳	۲.۷۴	-۰.۱۷	۱.۵۹	-۰.۴۵	۹۲.۷۷	۱۶۱	۱۹۱	۳۲	۹۸	۱۹	۹۶
Kha-Gb2	۴۸.۶۸	۱۹.۶	۹.۹۹	۱۰.۶	۴.۴۶	۲.۹۶	-۰.۵۳	-۰.۱۳	۱.۱۹	-۰.۷۳	۹۸.۸۲	۱۶۹	۶۲	۳۰	۴۰	۱۰۲	۸۳
Kha-Gb3	۴۸.۵۲	۱۸.۰۵	۹.۹۴	۸.۶۶	۴.۲۸	۳.۱۱	۲.۲۵	-۰.۱۷	۱.۳۵	-۰.۶	۹۶.۹۳	۱۸۵	۸۲	۲۸	۲۲	۲۴	۸۳
Kha-Gb4	۴۹.۷۲	۱۸.۳۲	۷.۹۶	۷.۸۳	۴.۷۸	۴.۰۲	۲.۱۲	-۰.۱۲	۱.۳۲	-۰.۵۶	۹۶.۷۵	۱۹۵	۶۵	۲۸	۴۰	۱۷۶	۸۸
Kha-Gb5	۵۱.۸۶	۱۵.۶۵	۷.۹۲	۸.۷۳	۵.۷۳	-۰.۳	۱.۴۴	-۰.۱۴	۱.۱۸	-۰.۶	۹۶.۵۵	۱۵۹	۱۹۶	۳۶	۱۵۹	۳۲۱	۹۵
Kha-Gb6	۵۲.۲۲	۱۶.۷۶	۹.۳۹	۷.۶۴	۳.۵۸	۲.۹۹	۳.۳	-۰.۱۳	۱.۴۷	-۰.۷۱	۹۸.۱۹	۱۷۴	۷۰	۲۶	۳۰	۳۷۰	



شکل ۳ الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی 1:100000 منطقه که توده‌های نفوذی خانکندی و یوسف لو، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و زون‌های دگرسانی را به نمایش می‌گذارد (با تغییراتی از [۳۱]). ب) زون‌های دگرسانی گسترده آرژیلی و سیلیسی در اطراف روستای زگلیک.

اولین فاز نفوذی در توده خانکندی است. مونزونیت‌ها و گابروها دومین فاز نفوذی را تشکیل می‌دهند. دایک‌های لامپروفیری فاز سوم (شکل ۴ ب) و دایک‌های داسیتی که گرانودیوریت و

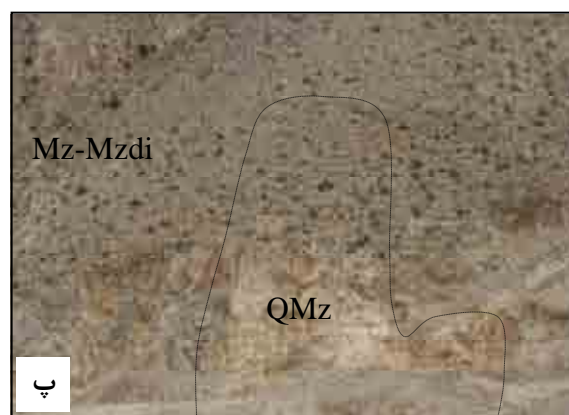
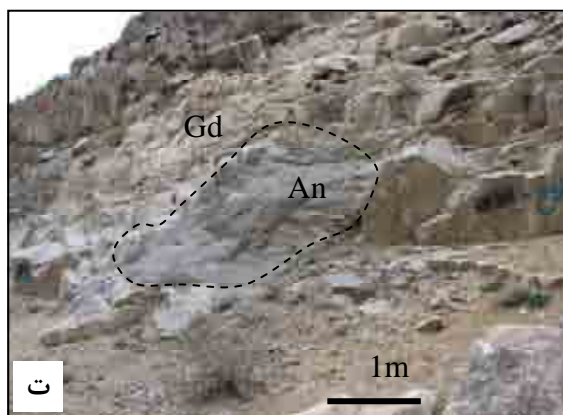
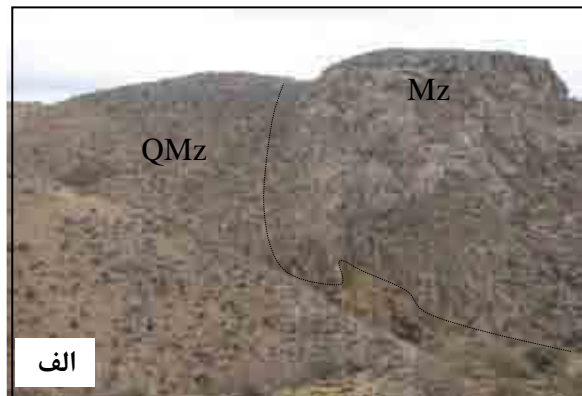
بر اساس شواهد صحرائی، در توده خانکندی چهار واحد سنگ‌شناختی گرانودیوریتی، مونزونیتی-گابرویی، دایک‌های لامپروفیری و داسیتی قابل تفکیک‌اند. گرانودیوریت پورفیری

سنگ‌های آتشفشانی میزبان باشند (شکل ۴ د) ولی بعلت قرار گیری در توده و گرمای ناشی از آن متبلور شده‌اند.

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

گرانودیوریت و گرانیت‌ها دارای بافت پورفیروئیدی بوده و شامل فنوکریست‌های قلیایی فلدسپار (با ۲۰-۲۵ درصد فراوانی و ۴-۱ سانتی متر طول) در یک خمیره‌ی متوسط تا درشت بلور از پلاژیوکلاز (تا ۴/۵ میلی متر)، کوارتز (۱-۱/۵ میلی متر)، بیوتیت (۱-۱/۵ میلی متر) \pm آمفیبول هستند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای ترکیب آلبیت تا آندزین بوده و ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. فلدسپارهای قلیایی، پرتیتی بوده و گاهی ادخال‌هایی از آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و آپاتیت در آنها دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوآمفیبول و میکاها قهوه‌ای تا سبز هستند [۵]. کینگ باند در بلورهای بیوتیت (شکل ۵) می‌تواند نشانگر وجود تنش در خلال جایگیری توده و یا بعد از آن باشد.

مونزونیت‌ها را بریده است فاز چهارم نفوذی را تشکیل داده‌اند. علاوه بر چهار واحد سنگی یاد شده، در حاشیه‌ی جنوب غربی توده‌ی خانکندی، قطعات درشتی (چند متری تا چند ۱۰ متری) از سنگ‌های کوارتز مونزونیتی با کانی‌سازی مس در مونزونیت‌ها (شکل ۴ ج) دیده می‌شوند. توده‌ی یوسفلو بیشتر از کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل شده و یک استوک مونزونیتی فاقد دگرسانی و کانه‌زایی در آن نفوذ کرده است (شکل ۴ الف). در شمال روستای نیاز، گرانودیوریت‌ها، کوارتز مونزونیت‌ها را قطع کرده و دایک‌هایی از گرانودیوریت‌ها به درون کوارتز مونزونیت‌ها تزریق شده‌اند. کوارتز مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها قدیمی‌تر از مونزونیت-گابروها هستند و برونوم‌هایی (Anclave) از آنها در مونزونیت‌ها دیده می‌شوند. در حاشیه‌ی غربی توده‌ی یوسفلو، برونوم‌هایی از سنگ‌های خاکستری تیره که حاوی بیوتیت فراوان است در داخل گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند که احتمال دارد قطعاتی از



شکل ۴ الف) استوک مونزونیتی (Mz) در داخل توده‌ی کوارتز مونزونیتی (QMz)، جنوب شرق صفی خانلو (ب) دایک لامپروفیری که توده‌ی کوارتز مونزونیتی و رگچه‌های سیلیسی را قطع کرده است. پ) برونوم‌های درشت کوارتز مونزونیتی دگرسان (QMz) در داخل مونزونیت-مونودیوریت (Mz-Mzdi). ت) برونوم‌های (An) تیره رنگ در بخش گرانودیوریتی توده‌ی یوسف لو.

گابروها نیز مثل مونزونیت‌ها همسان دانه بوده و بیشتر بصورت قطعاتی در مونزونیت‌ها قرار دارند. کانی مافیک اصلی کلینوپیروکسن (دیوپسید) (۳۰ درصد) و الیوین (۲۵-۱۰ درصد) است. آمفیبول و فلوگوپیت نیز به مقدار کم دیده می‌شود. فلدسپارها بیشتر از نوع پلاژیوکلاز (۳۰-۴۰ درصد) و به ندرت از نوع پتاسیم فلدسپارها هستند. آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر (به ویژه مگنتیت) کانی‌های فرعی معمول در این سنگ‌ها هستند.

دایک‌های لامپروفیری دارای بافت پورفیری با فنوکریست‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن (دیوپسید، سالیست و اوژیت کلسیم بالا) و میکا (فلوگوپیت) هستند و آپاتیت و تیتانومگنتیت از کانی‌های فرعی به حساب می‌آیند [۵]. الیوین‌ها اغلب به‌طور کامل به سرپانتین، کلریت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند و از روی شکل ظاهری و محصولات دگرسانی قابل حدس هستند.

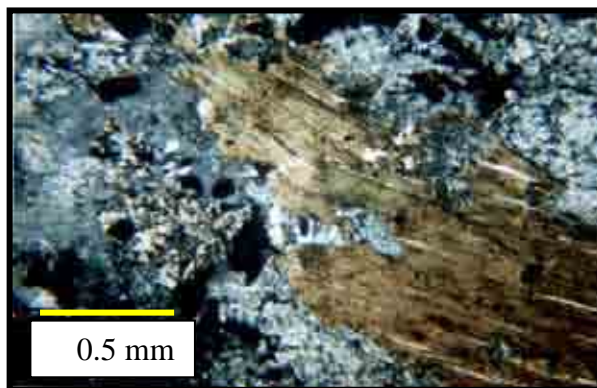
دایک‌های داسیتی دارای بافت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز هستند که از نظر کانی‌شناختی شبیه گرانودیوریت‌ها هستند. بعضی از پتاسیم فلدسپارها گرد شده‌اند.

سریسیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز، کانی‌های رسی، کربنات‌ها و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های ثانویه، به صورت پراکنده، رگچه‌ای و نیز جانشینی در کانی‌های اولیه، در اغلب سنگ‌های فوق دیده می‌شوند.

پتروشیمی

با توجه به دگرسانی بعضی از سنگ‌های نفودی، سعی شد تا بررسی‌های ژئوشیمیایی روی نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده متمرکز شود. در عین حال در تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی، بیشتر روی ویژگی‌های عناصری تکیه شد که در محیط‌های دگرسانی گرمایی، نسبتاً کم تحرک و غیرفعال هستند.

در نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس (شکل ۶ الف)، ترکیب توده‌های نفودی از گرانیست تا گابرو در تغییر است. بخش مهم سنگ‌های اسیدی در گستره‌ی گرانیست و گرانودیوریت و سنگ‌های بازی در گستره‌ی سینودیوریت و گابرو قرار می‌گیرند. در نمودار $\text{SiO}_2 - \text{Zr/TiO}_2 * 0.0001$ نیز اغلب سنگ‌های اسیدی در گستره‌ی گرانودیوریت-تونالیت و سنگ‌های



شکل ۵ حالت کینگ باند در بیوتیت‌های گرانودیوریت پورفیری نیاز نور پلاریزه.

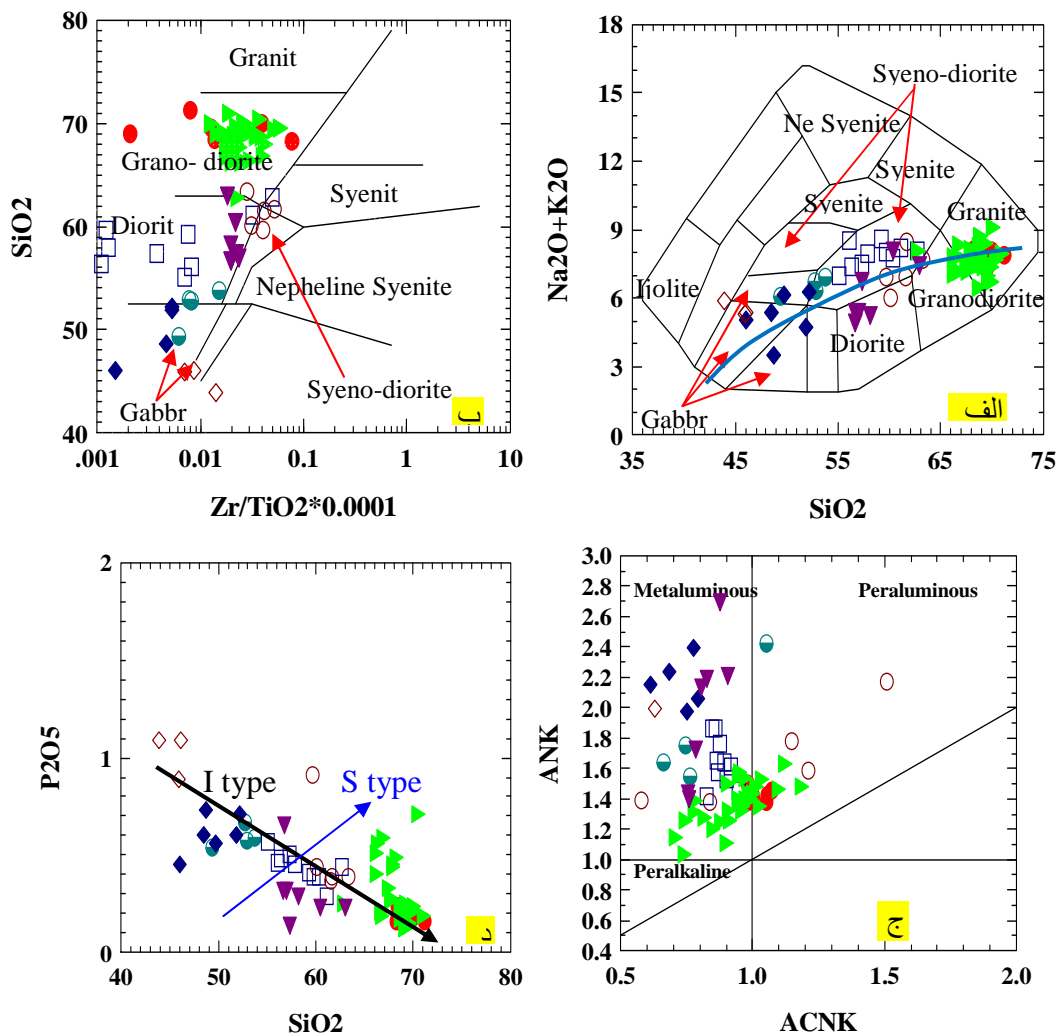
کوارتز مونزونیت‌ها دارای بافت پورفیروئیدی متشکل از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (تا ۲ میلی متر)، پتاسیم فلدسپار (تا ۳ میلی متر)، بیوتیت (تا ۱٫۵ میلی متر) و آمفیبول (تا ۲ میلی متر) در زمینه‌ی ریز بلور از کوارتز-فلدسپار است که اغلب دگرسان شده و به مجموعه‌ای از سریسیت، کلریت، کانی‌های رسی و اپیدوت تبدیل شده‌اند. مقدار کوارتز در این سنگ‌ها ۱۰ تا ۱۵ درصد است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز گاهی تا ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. فنوکریست‌های آمفیبول ۱۰-۱۵ درصد و پتاسیم فلدسپار نیز ۱۰ درصد حجم سنگ را بخود اختصاص می‌دهد. آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. در بعضی جاها، رگچه‌های سیلیسی به صورت داربستی همراه با کانی‌سازی مس در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. حضور بیوتیت و آمفیبول به صورت فنوکریست و نیز مگنتیت به عنوان یک کانی فرعی معمول در سنگ‌های اسیدی، نشانه‌ای از شرایط اکسیدی ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنهاست [۸].

مونزونیت‌ها همسان دانه بوده و اندازه‌ی بلورهای آن از ۰٫۵ تا ۲ میلی متر در تغییر است. کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز (۳۵ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۳۰ درصد)، کلینوپیروکسن (اوژیت) (۱۰-۱۵ درصد) و میکا (اغلب فلوگوپیت) (۵ درصد) است. بعضی از میکاها جانشینی‌های از کانی‌های کدر نشان می‌دهند. بلورهای اندک آمفیبول شکل‌دار بوده و اغلب به کربنات و کلریت تجزیه شده‌اند. آپاتیت، اسفن، زیرکن، آلانیت و کانی‌های کدر (به ویژه مگنتیت) کانی‌های فرعی معمول در این سنگ‌ها هستند.

در هر سری از سنگ‌ها، با افزایش SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهند که می‌تواند نشانه‌ی تبلور بخشی کانی هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت طی تبلور بخشی کانی باشد [۱۴]. کاهش مقدار CaO با افزایش SiO_2 نیز می‌تواند به علت تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک حین تبلور بخشی ماگما باشد [۱۵]. گرچه مقادیر Na_2O و K_2O با افزایش SiO_2 روند صعودی نشان می‌دهند ولی مقادیر آنها پراکندگی بیشتری به ویژه در سنگ‌های اسیدی دارند که این مسئله می‌تواند در ارتباط با دگرسانی باشد.

بازی در گستره‌ی دیوریت-گابرو قرار دارند (شکل ۶ ب). نمونه‌های وابسته به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و برونوم‌ها در گستره‌ی دیوریت و سینو دیوریت رسم شده‌اند. این مسئله و نیز قرار گیری نمونه‌های برونوم‌ها و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در کنار هم در دیگر نمودارها، می‌تواند نشانه‌ای از هم ریشه بودن آنها باشد.

برای پی بردن به فرآیندهائی که حین شکل‌گیری سنگ‌های آذرین رخ می‌دهد می‌توان از نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس استفاده کرد. مقادیر TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO



شکل ۶ الف) نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس [۳۳]. خط آبی پررنگ سنگ‌های قلیایی را از نیمه قلیایی جدا می‌کند. ب) نمودار SiO_2 نسبت به $Zr/TiO_2 * 0.0001$ [۳۴]. در هر دو نمودار ترکیب سنگ‌ها از گرانودیوریت تا گابرو متغیر است ولی اغلب نمونه‌ها در گستره‌ی گرانودیوریت و دیوریت و سینودیوریت قرار دارند. ج) نمودار ANK نسبت به ACNK اغلب نمونه‌ها در گستره‌ی متالومینوس قرار می‌گیرند [۳۵]. د) نمودار P_2O_5 نسبت به SiO_2 که در توده‌های تیپ I روند کاهشی نشان می‌دهد [۱۶]. □ مونزونیت ► گرانودیوریت- کوارتز مونزونیت ◊ لامپروفیر ♦ گابرو ◊ مونزودیوریت ● آنکلاو ▼ گرانیت ○ ولکانیک ائوسن.

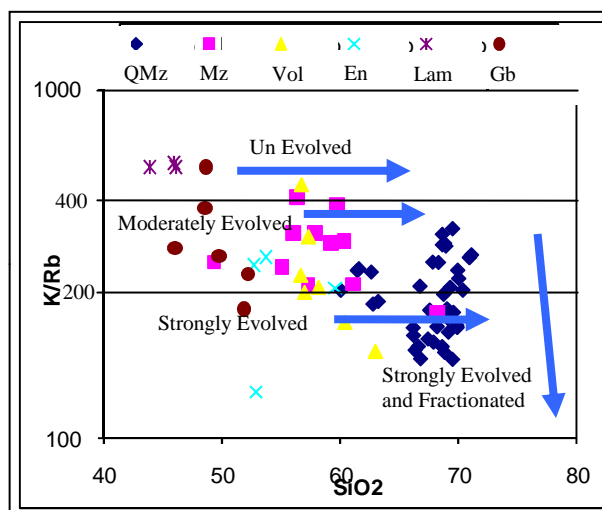
گستره‌ی کمتر تحول‌یافته قرار می‌گیرند (شکل ۷). از نظر سری‌های ماگمائی، در نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس، اغلب مونزونیت-مونزودیوریت‌ها، گابروها و دایک‌های لامپروفیری در گستره‌ی قلیایی و گرانیته‌ها، گرانودیوریت‌ها، کوارتزمونزونیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی در گستره‌ی نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). حضور سری‌های ماگمایی قلیایی و آهکی-قلیایی در کمربندهای ماگمایی وابسته به فرورانش در دیگر مناطق جهان نیز گزارش شده است [۱۸، ۱۷-۲۱].

به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه، از نمودارهایی استفاده شد که عناصر کمیاب کم‌تحرک نظیر Y, Nb, Zr, V, Ta and Hf سازنده‌های آنها هستند. در شکل ۸ اغلب نمونه‌ها در گستره‌ی قوس‌های آتشفشانی (VAG) و تعداد محدودی نیز در گستره‌ی داخل صفحه‌ای

در نمودار ACNK-ANK اغلب نمونه‌ها در گستره‌ی متاآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۶ ج). مقدار P_2O_5 با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد (شکل ۵ د). این به آن معنی است که گرانیته‌های منطقه از نوع I هستند [۱۶]. فاکتور اکسایش $(\Delta Ox = \log_{10}(Fe_2O_3/FeO) + 0.3 + 0.03*FeO^*)$ اغلب نمونه‌های منطقه در گستره‌ی گرانیته‌های بسیار اکسیده (بین ۰/۳ تا ۰/۸) قرار دارد [۱۶]. مقادیر بالای مغناطیس‌پذیری این سنگ‌ها (متوسط $SI = 15 * 10^{exp-3}$) (جدول ۲) و حضور کانی مگنتیت و اسفن به صورت کانی فرعی معمول، نیز مؤید این مطلب است. عدم وجود ناپهنجاری منفی Eu نیز دلیلی بر اکسایشی بودن ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنهاست [۱۷]. بنابراین گرانیته‌های منطقه از نوع I یا سری مگنتیتی بوده و تحت شرایط اکسایشی شکل گرفته‌اند. در نمودار K/Rb نسبت به SiO_2 [۱۶] اغلب سنگ‌های اسیدی در گستره‌ی سنگ‌های متوسط تا شدیداً تحول‌یافته و سنگ‌های حدواسط تا بازی در

جدول ۲ پذیرفتاری (Magnetic Susceptibility) سنگ‌های نفوذی خانکندی و یوسف لو.

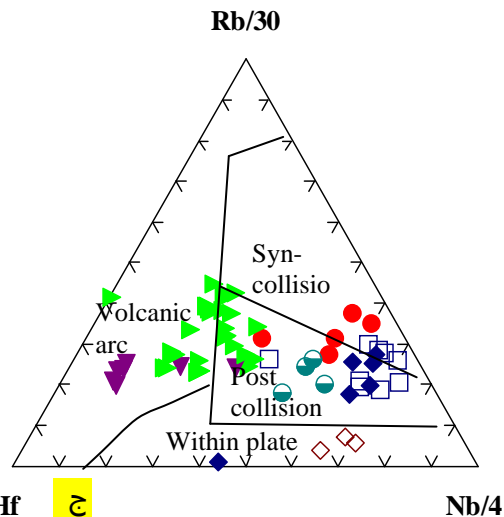
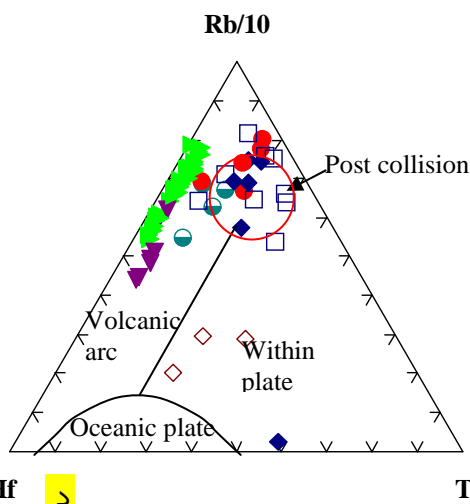
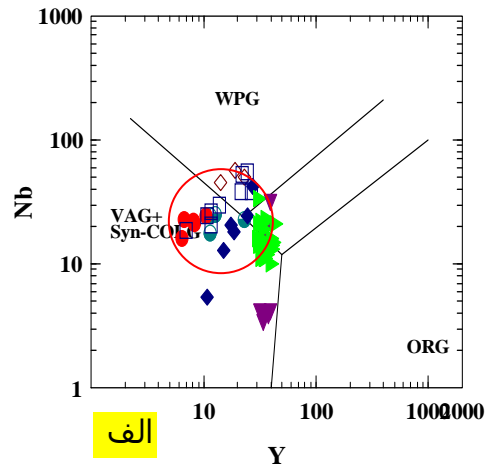
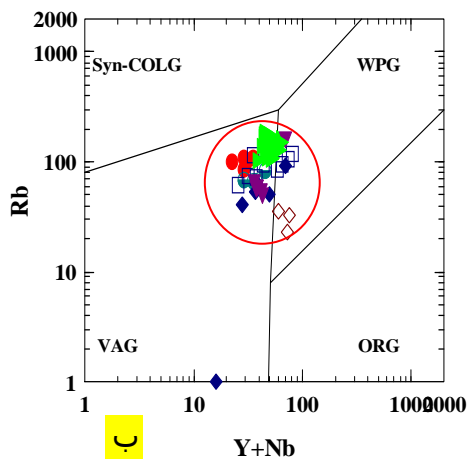
Sample No:	Mag. Susep.(10exp ⁻³ SI)
۸۷-Nia-۲۹۸	۱۳،۵
۸۷-Nia-۲۹۹	۱۱،۹
۸۷-Nia-۳۰۸	۱۵،۶
۸۷-Nia-۳۶۶	۲۰،۹
۸۸-Nia-۱۳	۲۳،۴
۸۸-Nia-۱۲	۱۹
Average	۱۷،۳۸



شکل ۷ نمودار K/Rb نسبت به SiO_2 که میزان تحول و تفریق را نشان می‌دهد [۱۶]. دایک‌های لامپروفیری در گستره‌ی شکل نیافته، گابروها، مونزونیت‌ها و آتشفشانی‌ها متوسط شکل گرفته و گرانیته - کوارتز مونزونیت‌ها متوسط تا شدیداً تحول‌یافته قرار دارند.

برخورد را از کمان ماگمایی جدا می‌کند اغلب نمونه‌های منطقه به ویژه سنگ‌های قلیایی تاخیری تر به محیط‌های پس از برخورد و سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های اسیدی به محیط‌های قوسی گرایش دارند (شکل ۸).
غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE در سنگ‌های اسیدی (جدول ۳) و مقادیر کم (HFSE) Zr, Nb, Ti وابستگی این سنگ‌ها را به سری آهنکی-قلیایی نشان می‌دهد [۲۴]. این الگو می‌تواند بیانگر وجود تفریق ماگمایی و کنترل آن به وسیله‌ی تبلور بخشی هورنبلند باشد. این پدیده عامل اصلی تکامل ماگمایی در کانسارهای مس پورفیری است که بیشتر در شرایط اکسیدی بالا در ماگما انجام می‌شود [۲۵].

(WPG) قرار دارند. در نمودار الف و ب دایره قرمز محیط زمین‌ساختی پس از برخورد را مشخص می‌کند که اغلب نمونه‌های منطقه در داخل آن واقع شده‌اند [۲۳]. برای جدایی محیط‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌ای از جزایر قوسی از نسبت‌هایی مثل Ba/La و La/Th استفاده می‌شود. مقادیر نسبت‌ها به ترتیب بیشتر از ۱۵ و کمتر از ۷ وابسته به مناطق حاشیه‌ی قاره‌ای هستند [۱۵]. لذا با توجه به جدول ۱، سنگ‌های منطقه به محیط حاشیه‌ی قاره‌ای وابستگی دارند. بی‌هنجاری منفی بسیار ضعیف و یا نبود بی‌هنجاری Eu، با الگوی سنگ‌های ماگمایی حاشیه‌ی قاره‌ای همخوانی دارد. لذا توده‌های نفوذی خانکندی و یوسفلو وابسته به مناطق حاشیه قاره‌ای هستند. در نمودار مثلی هریس و همکاران [۲۳] که محیط‌های پس از



شکل ۸ الف و ب) در نمودار عناصر کمیاب اغلب نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیتهای قوسی (VAG) و تعدادی نیز در گستره‌ی داخل صفحه‌ای (WPG) قرار دارند [۳۵]. دایره قرمز در شکل الف و ب نشانگر محیط‌های پس از برخورد است [۳۵]. ج و د) نمودارهای مثلی حاشیه محیط زمین‌ساختی گرانیتهای بر اساس رفتار ژئوشیمیایی Nb, Rb, Ta, Hf [۲۳]. بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی پس از برخورد و تعدادی نیز در گستره‌ی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

جدول ۳ نسبت Ce/Yb در انواع مختلف سنگ‌ها. این نسبت در سنگ‌های اسیدی و برونوم‌های داخل آنها بیشتر از بقیه‌ی سنگ‌هاست.

Ce/Yb	ROCK TYPE
۱۲۳/۱۵	Enclave
۱۰۸/۳۴	Dyke
۵۹/۰۵	Gabbro
۷۸/۳۴	Monzonite
۱۱۱/۱۱	Granite- Qz Monzonite

کانه زایی

منطقه می‌تواند مهم باشد. در ادامه انواع کانی سازی‌ها، دگرسانی‌های همراه، ساخت و بافت و کانی‌شناسی آنها ارائه می‌شوند.

جدول ۴ نتایج آنالیز شیمیایی طلا و مس از کانی سازی های مس و طلا(به روش جذب اتمی).

Sample No.	Au(ppb)	Cu(ppm)
87-saf-285	۹۷۶	
87-za-46	۱۵۰۰	
87-za-59	۱۷۰	
87-sar-64	۳۶۰	۳۰۰۰
87-sar-66	۳۶۰	۱۰۰۰
87-sar-68	۷۲۰	۴۵۰۰
87-sar-141	۳۷۵	
87-sar-142	۲۹۹	
87-sar-143	۶۴۵۳	
87-sar-148	۷۲۷	
87-sar-197	۵۸۷	۷۲۰
87-sar-202	۲۵۷	
88-za-21	۵۷۰	
88-za-25	۲۱۲۰	
88-za-26	۷۴	
88-za-29	۱۱۴۵	
88-za-31	۳۶۰۰	
88-za-32	۴۱۲۰	
88-za-36	۴۱۰	
88-za-38	۱۱۵۰	
88-za-41	۱۳۸۰	
88-Niaz-78		۳۲۵۰
88-Niaz-79		۶۶
88-Niaz-81		۱۲۶۰
88-Niaz-88		۱۱۲۰
88-Niaz-92		۱۴۴۵
88-Saf-110		۹۵۰
88-Saf-118		۷۶۵
88-Saf-120		۴۸۰
88-Saf-120		۷۹۰

پهنه ماگمایی سنوزوئیک اهر- ارسباران با کانی سازی‌های مهمی از فلزات پایه و گرانها از نوع پورفیری، اپی‌ترمال و اسکارن همراه است [۳،۶]. در گستره‌ی مورد بررسی نیز که بخشی از این پهنه است، کانی‌سازی‌های مس و طلا از نوع پورفیری و اپی‌ترمال در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی الیگوسن تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در حاشیه‌ی شمالی توده‌های نفوذی دستخوش دگرسانی گسترده‌ای شده‌اند (شکل ۳). دگرسانی‌های گسترده بیشتر از نوع آرژیلی و سیلیسی هستند. سیلیسی شدن اغلب به صورت پوش سنگ (cap rock) روی زون‌های آرژیلیکی قرار دارد (شکل ۳ ب) و در حدفاصل بین آنها اغلب یک زون باریک از آلونیت- جاروسیت تشکیل شده است. این زون‌های دگرسان آرژیلی و سیلیسی فاقد کانی‌سازی طلا هستند. اما رگه‌ها و زون‌های سیلیسی با روند عمومی NW-SE که حاوی پیریت و سولفیدهای فلزات پایه است دارای مقادیر بالایی از طلاست (جدول ۴) دگرسانی در حاشیه‌ی رگه‌های کوارتز طلا دار از نوع سرسیتیک است که به سمت بیرون به زون آرژیلیک (با کانی- های کائولینیت، ایلیت) تبدیل می‌شود و اثری از آلونیت و جاروسیت در اطراف آنها دیده نمی‌شود. برخی از رگه‌های سیلیسی طلا دار (در منطقه زگلیک و خیارلو) در داخل زون- های دگرسان بزرگ قرار دارند ولی بعضی دیگر از رگه‌ها از جمله در منطقه‌ی صفی خانلو و ساریلر در خارج از این زون دگرسان وسیع قرار دارد حتی بعضی از رگه‌ها (شمال زگلیک) بخشی از رگه در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان و بخشی نیز در سنگ‌های نادگرسان قرار دارد. لذا به نظر می‌رسد دگرسانی گسترده در ارتباط مستقیم با کانه‌زایی نیست. زیرا نوع دگرسانی در حاشیه‌ی رگه‌های کانه‌دار (سرسیتیک- آرژیلیک حدواسط) با دگرسانی گسترده (آرژیلیک پیشرفته- سیلیسی) متفاوت است. لذا تفکیک و تشخیص دگرسانی وابسته به کانه- زایی و دگرسانی ناحیه‌ای در پی‌جویی کانسارهای طلا در این

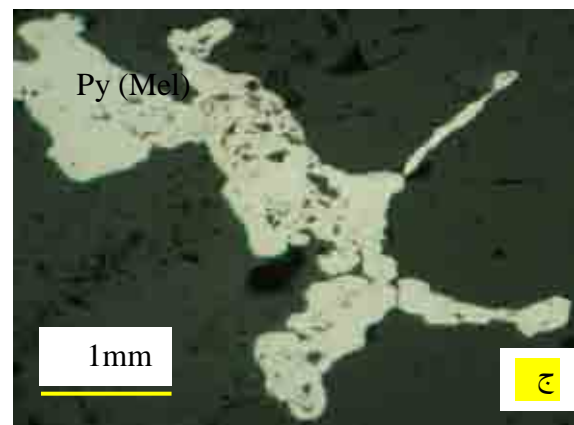
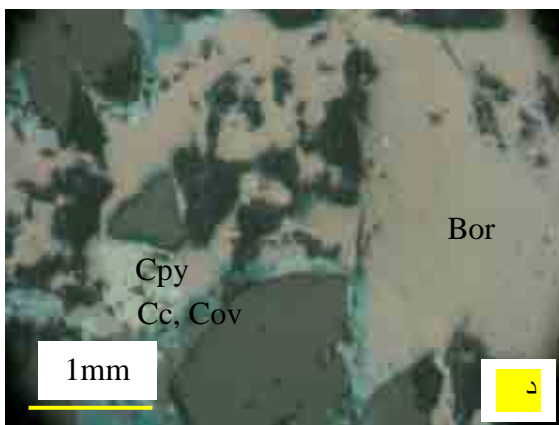
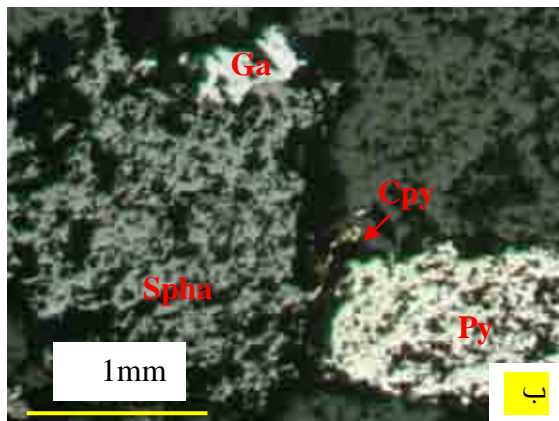
کانی سازی طلا

کانی سازی طلا به دو شکل رگه و رگچه‌های سیلیسی طلا دار در منطقه‌ی مورد بررسی دیده می‌شود.

رگه های سیلیسی طلا دار

در شرق اهر، در اطراف روستاهای زگلیک، ساریلر، قشلاق خیارلو، صفی خانلو، نقدوز و یوسف لو، تعداد زیادی رگه سیلیسی طلا دار (بیش از ۱۸ رگه) با راستای عمومی NW-SE در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده کوارتز مونزونیتی یوسف لو تشکیل شده‌اند. ضخامت این رگه‌ها از چند سانتی‌متر تا حداکثر ۱۰ متر و طول آنها از چندمتر تا چند صد متر (حداکثر ۷۰۰ متر) متغیر است [۱۳،۲۶]. حداکثر عیار طلا ۱۸ قسمت در میلیون و مقدار متوسط آن ۲ قسمت در میلیون محاسبه شده است. متوسط عیار طلا در نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کوارتز در این پژوهش حدود ۱/۳ گرم در تن بدست آمده است (جدول ۴). حداکثر عیار نقره نیز ۷۰۰ قسمت در میلیون

است. نسبت نقره به طلا بالا و در حدود ۴۹:۱ است [۲۶]. رگه‌ها از نسل‌های متعدد کوارتز با رنگ سفید (شیری)، شفاف و گاهی خاکستری روشن تشکیل شده‌اند. در بعضی جاها کوارتزها به علت آغشتگی به هیدروکسیدهای آهن حاصل از هوازدگی سولفیدها، رنگ قهوه‌ای پیدا کرده‌اند. کوارتزهای خاکستری که به صورت قطعات یا عدسی‌هایی در داخل کوارتزهای سفید قرار دارند دارای مقادیر فراوان از پیریت‌های ریز بی شکل ناهوازده هستند و مقدار طلا در آنها نسبت به کوارتزهای شیری بیشتر است. پیریت‌های همراه با کوارتزهای شیری و شفاف درشت بلور و شکل‌دار هستند و اغلب تحت تاثیر هوازدگی انحلال حاصل کرده و به هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. سیلیس در مراحل آخر به صورت ژل مانند و کلوئیدی فضای خالی سیلیس‌های قبلی را پر کرده است. پیریت‌های همراه با این نسل از سیلیس از نوع ملنیکویت‌اند که فضای بین سیلیس‌ها را به صورت بی‌شکل پر کرده‌اند (شکل ۹).



شکل ۹ الف) ساخت نواری در رگه‌های کوارتز منطقه‌ی زگلیک ب) همراهی پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت در رگه کوارتز، د) پیریت ملنیکویت بی شکل به صورت پرکننده‌ی فضای خالی و د) بورنیت و کالکوپیریت در رگه‌های کوارتز که به کالکوسیت و کوولیت تجزیه شده‌اند.

بویژه آلونیت، نسبت بالای نقره به طلا (متوسط ۴۹/۱) و حضور فلزات پایه، این کانی‌سازی‌ها را در رده‌ی کانسارهای اپی‌ترمال سولفید پائین قرار می‌دهد. قدیم‌زاده [۱۳] کانی‌سازی رگه‌ای طلا در توده‌ی یوسفلو در نزدیکی روستای صفی خانلو را از نوع اسید سولفات (سولفید بالا) دانسته است. ولی با توجه به دلایل و شواهد بالا، این کانی‌سازی نیز از نوع سولفید پائین است.

رگچه‌های کوارتز- سولفید طلا دار

در حاشیه‌ی شرقی توده‌ی یوسفلو در حاشیه جاده اهر-مشکین شهر، رگچه‌های کوارتز- سولفید در یک زون دگرسان سریسیتی- آرژیلی به ابعاد ۵۰۰×۳۵۰ متر تشکیل شده است. عیار طلا از ۰/۴ تا ۴/۵ قسمت در میلیون در تغییر است [۲۸]. بخش اعظم کانی‌سازی در توده‌ی نفوذی و بخش اندکی نیز در سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده رخ داده است. روند کلی گسترش این زون دگرسان و رگچه‌های داخل آن مشابه رگه-های کوارتز طلا دار NW-SE است. رگچه‌های سیلیسی پیریت-دار در این زون دارای تراکم نسبتاً زیاد و حالت نیمه موازی تا متقاطع دارد که در بعضی جاها بافت داربستی را تداعی می‌کند (شکل ۱۰ الف). سیلیس در رگچه‌ها دارای بافت توده‌ای، برشی و شکافه پرکن است که به صورت بلورین تا نهان بلورین دیده می‌شود. پیریت، سولفوسالت‌ها، ایلمنیت، مگنتیت، روتیل، گالن، مارکاسیت و کوولیت در داخل رگچه‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ ب). با توجه به نوع دگرسانی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت این کانی‌سازی نیز از نوع اپی‌ترمال سولفید پائین است و تنها تفاوت آن با رگچه‌های کوارتز در ابعاد رگه‌هاست.

کانی‌سازی مس

در حاشیه‌ی جنوب‌غربی توده‌ی خانکندی و شمال غربی روستای نیاز، سنگ‌های کوارتز مونزونیتی آهکی قلیایی با بافت پورفیری، به صورت قطعات درشت (چند متری تا چند ده متری) در داخل سنگ‌های خاکستری مایل به سبز با ترکیب مونزونیت- مونزودیوریت قلیایی قرار دارند (شکل ۵ ج). کانی-سازی داربستی مس در سنگ‌های کوارتز مونزونیتی رخ داده است که شامل رگچه‌های سیلیسی سولفیددار و دانه‌های پراکنده سولفید در متن سنگ میزبان است. براساس بررسی-های مقاطع نازک دگرسانی فیلیک (با کانی‌های سریسیت، کوارتز، پیریت) و پتاسیک (با مجموعه کانی‌های مگنتیت،

باطله اصلی در رگه‌ها کوارتز است که دارای بافت‌های توده-ای، پوسته‌ای (شکل ۹)، کوکاد (Cockade)، کلوفرم، شانه‌ای، پرماند، حفره‌ای (Vuggy Quartz) و تیغه‌ای است. این بافت-ها از ویژگی‌های کوارتز در محیط‌های اپی‌ترمال هستند [۲۷]. فراوان‌ترین کانی سولفیدی در رگه‌های کوارتز پیریت است که به صورت پراکنده و تجمعی و گاهی رگچه‌ای همراه با نسل‌های مختلف کوارتز تشکیل شده است (حداقل در سه نسل). علاوه بر پیریت، کالکوپیریت، تتراندیت [چهاروجهی]، بورنیت، کوبانیت، گالن، اسفالریت، مولیبدنیت و ایلمنیت به صورت اولیه و کالکوسیت، کولیت، دیژنیت، کربنات‌های مس، اکسیدهای آهن و منگنز به صورت ثانویه تشکیل شده است (شکل ۹). مقدار کانی‌های مس در رگه‌های کوارتز اطراف روستای ساریلر (شمال محدوده) بیشتر از دیگر رگه‌هاست (جدول ۴). طلا به صورت ذرات ریز همراه کوارتز و یا درون شبکه پیریت قرار دارد [۲۶].

پهنای زون دگرسانی که به رنگ روشن در اطراف رگه‌های کوارتز دیده می‌شود از چند سانتی‌متر تا حداکثر ۱۰ متر در تغییر است. سیلیسی شدن، سریسیتی شدن و دگرسانی آرژیلیک حد واسط، معمول‌ترین انواع دگرسانی همراه با رگه‌های کوارتز طلا دار هستند. کوارتز، سریسیت، کانی‌های رسی (ایلیت، کمی کائولینیت و مونت مورینیت)، کلریت، کربنات‌ها و ژیپس کانی-های تشکیل دهنده‌ی این دگرسانی‌ها هستند. دگرسانی سریسیتی که با کانی‌های سریسیت، کوارتز با اندکی ایلیت و پیریت مشخص می‌شود در بلافاصله رگه‌های کوارتز قرار دارد. ضخامت این زون دگرسانی بندرت از یک متر تجاوز می‌کند. علاوه بر سنگ‌های دیواره‌ی رگه، قطعاتی از سنگ‌های میزبان نیز که در داخل رگه به صورت برونوم قرار دارند دستخوش دگرسانی سریسیتی شده‌اند. سریسیت اغلب به صورت پولک-های ریز در سطح فلدسپات‌ها دیده می‌شود. دگرسانی سریسیتی به سمت بیرون به تدریج به دگرسانی آرژیلیک حدواسط با کانی‌های کائولینیت، مونت مورینیت و ایلیت تبدیل می‌شود. کلریت و کربنات‌ها نیز به سمت بیرون افزایش پیدا می‌کند. ژیپس اغلب به صورت رگچه‌ای و در جاهایی که پیریت‌ها تحت تاثیر هوازدگی شدید قرار گرفته‌اند دیده می‌شود. عدم وجود کانه‌های با درجه‌ی سولفیدی بالا بویژه انارژیت و لوزونیت، نبود کانی‌های شاخص محیط‌های اسیدی

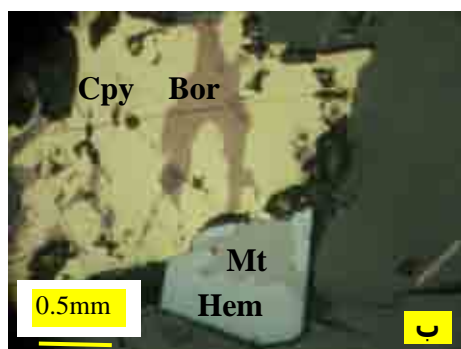
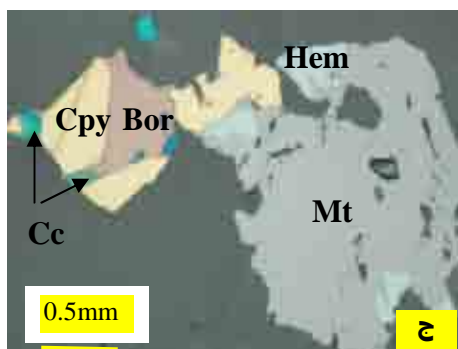
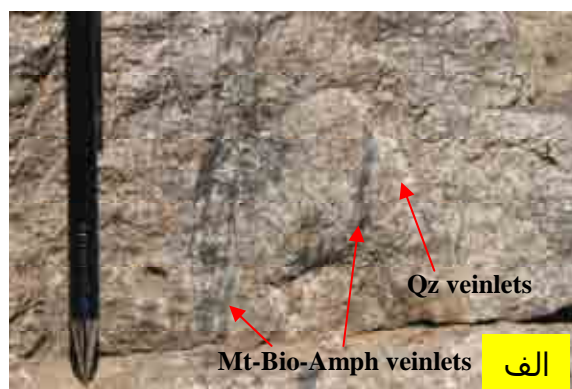
از کالکوپیریت به صورت جدایشی در بورنیت (شکل ۱۲) دیده می‌شود که نشانه‌ی تشکیل همزمان آنهاست. در نزدیکی آنها سنگ میزبان، دگرسانی سربستیک نشان می‌دهد ولی گسترش آن زیاد نیست. رگچه‌های داربستی کوارتز همراه با کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت و رگچه‌های مگنتیت و بیوتیت آغازین (early biotite) در مرکز سیستم‌های کانی‌سازی طلا و یا مس - طلای پورفیری منطقه السالوادور معمول است [۲۹]. بررسی شاره‌های در گیر نشان داد که شوری و دمای شاره‌های در گیر در رگه‌های اپی‌ترمال طلا نسبت به کانه‌زایی داربستی مس پائین است. شاره‌های در گیر در رگه‌های اپی‌ترمال دو فازی (L + V) و در کانه‌زایی نوع داربستی سه فازی (L + V + S) است [۱۳]. کانی‌سازی داربستی مس در حوالی روستای صفی خانلو، با کانی‌سازی وراگرمایی طلا (در فاصله‌ی تقریبی ۱۵۰ تا ۲۰۰ متری شرق آن)، از نظر ارتفاع در یک سطح قرار دارند این مسئله و نیز عدم گسترش زون دگرسانی فیلیک، می‌تواند به فرآیند تلسکوپینگ یا چند مرحله‌ای بودن کانه‌زایی وابسته باشد.



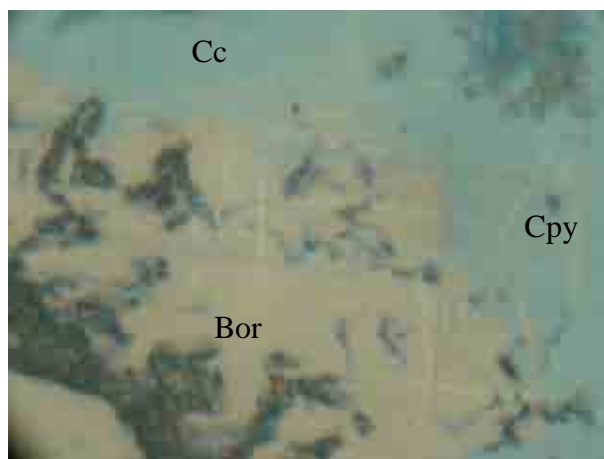
شکل ۱۰ الف) رگچه‌های کوارتز سولفیددار همراه با دگرسانی سربستیک در شرق توده‌ی یوسف لو (نگاه به شمال غرب) و ب) مجموعه‌ی کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و سولفوسالت در آن.

بیوتیت ثانویه و پتاسیم فلدسپات) در این سنگ‌ها تشخیص داده شده‌اند. بیوتیت به صورت جانشینی در کانی‌های مافیک و فلدسپار پتاسیم به صورت جانشینی در حاشیه‌ی پلاژیو کلازها دیده می‌شوند. مگنتیت نیز به صورت رگچه‌ای و گاهی دانه‌های پراکنده دیده می‌شود. سربستیت به صورت پولک‌های ریز در سطح فلدسپات‌ها تشکیل شده است. کوارتز نیز به صورت رگچه‌ای و انباشت‌های کریستال‌های کوارتز همراه با سولفیدها تشکیل شده است. کلریت، کربنات و کانی‌های رسی نیز به مقدار کم دیده می‌شوند. در خارج از گستره‌ی کانی‌سازی در حاشیه‌ی غربی جاده‌ی اهر - مشکین شهر یک زون دگرسان وسیع آرژیلیک دیده می‌شود که با توجه به پوشیده بودن فاصله‌ی بین آنها با محل کانه‌زایی ارتباط دادن آنها بهم مشکل است. پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مگنتیت به صورت پراکنده در متن سنگ و نیز همراه با رگچه‌های کوارتز و کانی‌های مافیک تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). کانی‌سازی اولیه مس در سنگ‌های مونزونیتی - مونزودوریتی وجود ندارد و فقط اثرهایی از آغشتگی‌های کربنات‌ها و سولفیدهای ثانویه مس دیده می‌شود. با توجه به حضور برونوم‌های کوارتز مونزونیت در مونزودوریت و نیز عدم وجود کانی‌سازی مس در مونزودوریت، سنگ‌های کوارتز مونزونیتی و کانی‌سازی همراه، قدیمی‌تر از سنگ‌های مونزونیتی - مونزودوریتی است. دایک‌هایی با ترکیب مافیک‌تر (لامپروفیری) مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها و حتی رگچه‌های سیلیسی را قطع کرده است (شکل ۵ ب). لذا لامپروفیرها جوان تر از همه هستند. نفوذ توده‌ی مونزونیتی سبب قطعه‌قطعه و متلاشی شدن سنگ‌های کوارتز مونزونیتی و کانی‌سازی همراه شده و این کانسار را به صورت غیر اقتصادی در آورده است. گرچه کانی‌شناسی، دگرسانی، ساخت و بافت و نوع سنگ میزبان مشابه کانسارهای پورفیری است ولی متلاشی شدن و بهم ریختگی کانه‌زایی در اثر نفوذی‌های بعدی، قضاوت در مورد نوع کانه‌زایی را مشکل کرده است.

کانی‌سازی‌هایی از مس نیز به صورت رگچه‌های کوارتز سولفیددار همراه با رگچه‌های مگنتیت و کانی‌های مافیک (آمفیبول و بیوتیت) در شمال روستای صفی خانلو و بال دره سی در توده‌ی کوارتز مونزونیتی تشکیل شده است (شکل ۱۱ الف). پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کوبانیت و پیروتیت همراه این کانی‌سازی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۱۱ ب و ج). تیغک‌هایی



شکل ۱۱ (الف) رگچه‌های تیره رنگ مگنتیت، بیوتیت و آمفیبول همراه با کانی‌سازی مس در شمال صفی خانلو. ب و ج) همراهی اکسیدهای آهن با کانی‌های سولفیدی مس در کانی‌سازی رگچه‌ای.



شکل ۱۲ جدایش کالکوپیریت در بورنیت. در اثر هوازدگی بورنیت به کالکوسیت تبدیل شده ولی تیغه‌های کالکوپیریت سالم مانده است.

برداشت

توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی از نوع I (یا سری مگنتیتی) و متاآلومینوس بوده و از یک ماگمای آبدار تفریق یافته و در اثر تبلور بخشی هورنبلند و تحت شرایط اکسیدی شکل گرفته و به محیط زمین‌ساختی پس از برخورد حواشی قاره‌ای وابسته هستند. ترم‌های اسیدی گرایش به سری آهکی قلیایی و ترم‌های بازی‌تر گرایش به سری قلیایی دارند. همراهی

سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی و قلیایی (شوشونیتی) در قوس‌های قاره‌ای و محیط‌های پس از برخورد، در مناطق مختلف دنیا در زمان‌های مختلف از جمله کالدونی، واریسکن و کاینوزوئیک (Cainozoic) گزارش شده است [۱۸-۲۲]. ترکیب (نوع I یا S)، سازوکار جدایش، درجه‌ی تکامل ترکیبی، حالت اکسایش و فاکتورهای فیزیکی از جمله عمق جایگزینی توده‌های نفوذی، از عواملی هستند که نوع کانسارهای

مراجع

- [1] Alavi M., "Tectonic of Zagros fold- thrust belt in Iran", American Journal of Science, 207 (2007) 1064-1095.
- [2] Galoyan Gh., Rolland Y., Sosson M., Corcini M., Billo S., Verati Ch., Melkonyan R., "Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between the South Armenia block and Eurasia", Journal of Asian Earth Sciences, 34 (2009) 135-153.
- [3] Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi B., "Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar- Arasbaran volcanic belt, northern Iran", International Geology Review, 53 (2010) 608-630.
- [۴] اشرفی ن، جهانگیری ا، مؤید م، عامری ع. بررسی ژئوشیمیایی پلوتونیسیم ترسیر در شمال غرب ایران، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۳) ص ۲۰۷-۲۱۶.
- [5] Aghazadeh M., Castro A., RashidnejadOmran N., Emami M.H., Moinvaziri H., Badrzadeh Z., "The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 38 (2010) 199-219
- [6] Ebrahimi S., Alirezaei S., Pan Y., "Various epithermal precious metal systems in the Urmieh-Dokhtar magmatic assemblage, Iran", Goldschmidt Conference Abstracts, (2009) 318.
- [7] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
- [8] Hezarkhani A., "Petrology of the intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
- [9] Amidi S.M., Emami M.H., Michel R., "Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation", International Journal of Earth Sciences, 73 (1984) 917-932.
- [10] Didon J., Gemain Y.M., "Le Sabalan, volcan Plio-Quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran), etude geologique et petrographique de l'edifice et de son environnement regional", [These de 3eme cycle]: Grenoble, University of Grenoble, (1976) 304.

همراه با توده‌های نفوذی را مشخص می‌کنند، به عنوان مثال کانسارهای مس- طلا با ماگماهای اکسایشی و تکامل یافته و کانسارهای مولیبدن با ماگماهای اکسیده و بسیار تفریق یافته همراه است [۱۶]. چنانکه اشاره شد سنگ‌های منطقه از نوع I و به سری مگنتیتی و اکسیدان وابسته بوده و حضور کانی‌های مگنتیت، آمفیبول و بیوتیت نیز نشان از آبدار بودن ماگمای تشکیل دهنده آنهاست. در نمودار $\text{K/Rb} - \text{SiO}_2$ اغلب سنگ‌های منطقه به ویژه کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت‌ها در گستره‌ی سنگ‌های متوسط تا بسیار تکامل یافته قرار می‌گیرند. لذا کانی‌سازی‌های مس و طلای منطقه می‌تواند به توده‌های نفوذی بویژه ترم‌های اسیدی و آهکی قلیایی منطقه وابسته باشد به طوریکه بخشی از کانی‌سازی طلا و همه‌ی کانی‌سازی مس در داخل توده‌های نفوذی کوارتز مونزونیتی رخ داده است. عدم مشاهده کانی‌سازی در ترم‌های بازی (سری قلیایی) و قرار گیری آنها در گستره‌ی سنگ‌های کمتر تکامل یافته و رخداد کانی‌سازی مس و طلا در ترم‌های اسیدی (سری آهکی قلیایی)، نشان می‌دهد که کانی‌سازی‌های این منطقه به ماگماتیسیم آهکی قلیایی اسیدی وابسته است و این موضوع می‌تواند به عنوان کلید پی‌جویی در منطقه ارسباران مورد استفاده قرار گیرد.

تشابه کانی‌سازی‌های رگه‌ای طلا در سنگ‌های آتشفشانی اطراف زگلیک و خیارلو از نظر ساخت و بافت، کانی‌شناسی، زون‌های دگرسانی و روند کلی رگه‌ها (NW-SE) (که در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تشکیل شده‌اند)، با کانی‌سازی رگه‌ای و رگچه‌ای منطقه صفی خانلو (با سنگ میزبان نفوذی)، بیانگر آن است که این کانی‌سازی‌ها به یک سیستم وابسته بوده و احتمالاً دارای خاستگاه یکسانی هستند.

همجواری کانی‌سازی اپی‌ترمال طلا با کانی‌سازی داریستی مس در نزدیکی روستای صفی خانلو که از نظر ارتفاع در یک سطح قرار دارند، بیانگر کانی‌سازی چند مرحله‌ای یا بالا آمدگی و فرسایش شدید در زمان تشکیل کانی‌سازی است.

قدردانی

این پژوهش با حمایت‌های همه جانبه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و دانشگاه تربیت معلم تهران انجام پذیرفته است. لذا از همکاری‌های بی‌دریغ مسئولین این دو سازمان تشکر و قدردانی می‌شود.

- Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archaean Mantle Metasomatism*", Journal of Petrology, 49 (2008) 393-878.
- [23] Harris N.B.V., Pearce J.A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of coalition zone magmatism", In: Coward M.P., Ries A.C. (Eds), Collision Tectonics. Geological Society of London, Special Publication. 19 (1986) 67-81.
- [24] Pearce J.A., "Sources and settings of granitic rocks", Episodes, 19 (1996) 120-125.
- [25] Lang J.R., Tittley S.R., "Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic system in Arizona and implication for the genesis of porphyry copper deposits", Economic Geology, 93 (1998) 138- 170.
- [۲۶] حیدر زاده ا.، بررسی زمین شناسی اقتصادی و عوامل کنترل کننده کانه زایی طلا و مس در کانسار زنگلیک (خاور اهر)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴).
- [27] Guilbert J.M., Park J.C.F., "The geology of ore deposits", W.H. Freeman, (1986) 1150.
- [۲۸] محمدی ب.، علی اکبری ح.، قدیم زاده ح.، گزارش اکتشاف نیمه تفصیلی- تفصیلی طلا در محدوده اکتشافی صفی خانلو- تقدوز، جنوب شرق اهر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۲).
- [29] Sillitoe R.H., "Characteristics and control of the largest porphyry copper- gold and epithermal gold deposits in the Circum- Pacific region", Australian Journal of Earth Science, 44 (1997) 373- 388.
- [30] Aghanabati A., "Geological map of the Middle East, scale: 1:5,000,000", Geological Survey of Iran (1993).
- [۳۱] مهدوی م.ع.، امینی فضل ع.، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۶۷).
- [32] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., "The interpretation of igneous rocks", George Allen and Unwine, London (1979).
- [33] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology, 20 (1977) 325- 343.
- [34] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindel A.J., "Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology, 25(1984) 956- 983.
- [11] Lescuyer J.L., Riou R., "Geologie de la region de Mineh (Azerbaijan). Contribution a l'etude du volcanisme tertiaire de l'Iran", These de 3eme cycle, Grenoble, (1976) 233.
- [12] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak S., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", International Geology Review, 52 (2010) 536-578.
- [۱۳] قدیم زاده ح.، زمین شناسی اقتصادی و اکتشاف طلا در محدوده اکتشافی صفی خانلو- تقدوز(جنوب خاوری اهر)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۱).
- [14] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Metneu, London, (1909) 344.
- [15] Gourgaud A., Vincent P.M., "Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad", J. Volcan. Geo. Res., 129 (2003) 261- 272.
- [16] Blevin Ph., "Metallogeny of granitic rocks", (2004) The Ishihara Symposium: Granites and Associated metallgenesis, Geoscience Australia.
- [17] Whitney J.A., "Vapour generation in a quartz monzonite magma: a synthetic model with application to porphyry copper deposits", Economic Geology 70 (1975) 346-358.
- [18] Blundy J.D., Sparks R.S.J., "Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy", Journal of Petrology, 335 (1992) 1039-1104.
- [19] Castro A., Corretge L.G., De La Rosa, J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H., "The appinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain", Journal of Petrology, 44 (2003) 1309-1344.
- [20] Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B., "Petrogenesis of high Ba-Sr granites: The Rogart pluton, Sutherland", Journal of the Geological Society London, 158 (2001) 521- 534.
- [21] Halliday A.N., Stephens W.E., Harmon R.S., "Rb, Sr and O isotopic relationships in 3 zoned Caledonian granitic plutons, Southern Uplands, Scotland: evidence for varied sources and hybridization of magmas". Journal of the Geological Society London, 137 (1980) 329-348
- [22] Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H., Chekulaev V.P., Savatenkov V.M., Kovalenko A.V., Martin H., Guseva N.S., Arestova N.A., "Petrology of a Late Archaean, Highly Potassic,