

# بررسی زمین‌شناسی و کانی‌سازی پتانسیل تیتانیم خانیک - غازان، ارومیه، استان آذربایجان غربی

صمد علیپور<sup>۱\*</sup>، بهناز حسین‌زاده<sup>۲</sup> و یوسف رحیم‌سوری<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران  
<sup>۲</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران  
<sup>۳</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۱/۰۴

## چکیده

پتانسیل تیتانیم خانیک - غازان در ۸۲ کیلومتری شمال باختری شهر ارومیه در انتهای شمال باختری پهنه سندانج - سیرجان جای دارد. این پتانسیل بخشی از توده آذرین نفوذی مافییک - اولترامافییک موسوم به مجموعه غازان است که درون سنگ‌های رسوبی پالئوزوییک زیرین نفوذ کرده است. این توده از دو بخش مافییک (با حجم رخنمون اصلی) و اولترامافییک (با حجم رخنمون بسیار جزئی) تشکیل شده است. سنگ‌های مافییک بیشتر گابرویی و شامل گابروهای لایه‌ای متوسط بلور تا درشت بلور و گابروهای توده‌ای ریزدانه (میکرو گابرو) هستند. رخنمون‌های بسیار جزئی سنگ‌های اولترامافییک نیز بیشتر ترکیب ورلیت تا دونیت دارند. گابروهای لایه‌ای، سنگ‌های میزبان اصلی کانی‌سازی اکسیدی آهن - تیتانیم در محدوده مورد مطالعه هستند. کانی‌های اصلی سنگ‌های میزبان شامل کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها هستند. کانی‌های فرعی را عموماً کانی‌های کدر (بیشتر اکسیدهای آهن - تیتانیم) و کمی الومین و آپاتیت و کانی‌های ثانویه را ترمولیت - اکتینولیت، اپیدوت، زئولیت، کلریت، آلپیت ثانویه، سریسیت و کلسیت تشکیل داده‌اند. دگرسانی‌های مهم شامل سوسورتی شدن، اورالیتی شدن، سریسیتی شدن و کلریتی شدن هستند. کانی‌های فلزی کانسنگ را ایلمنیت، مگنتیت، تیتانومگنتیت و به مقدار بسیار جزئی هماتیت و پیروتیت تشکیل می‌دهند. مجموع فراوانی کانی‌های ایلمنیت، تیتانومگنتیت و مگنتیت در مقاطع صیقلی مورد مطالعه میان ۵ تا ۱۲ درصد حجمی در تغییر هستند. بافت‌های اصلی کانسنگ شامل بافت‌های پرکننده فضاهای خالی نوع دانه‌ای و برون‌رست هستند. بافت‌های کروی، ماریتی و میلونیتی بافت‌های فرعی کانسنگ هستند. همراهی فازهای اکسیدی و سیلیکاتی با هم در سنگ‌های میزبان به دلیل فوگاسیته به نسبت پایین اکسیژن بوده که اجازه تفکیک کامل مذاب اکسیدی را از مذاب سیلیکاتی نداده است. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی مشخص شده که ماگمای اولیه روند آلکان تا ساب‌آلکان با تمایل به سوی توله‌ایتی داشته است. بر پایه نتایج مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و تجزیه‌های شیمیایی نتیجه گرفته شد که پتانسیل ایلمنیت - تیتانومگنتیت خانیک - غازان مشابه کانسار قره آغاج ارومیه بوده و بیشترین تشابه را در سطح جهانی با کانسار ایلمنیت - مگنتیت - آپاتیت عیار پایین Kauhajarvi در باختر فنلاند دارد.

**کلیدواژه‌ها:** کانسنگ تیتانیم، ایلمنیت، تیتانومگنتیت، توده نفوذی لایه‌ای خانیک - غازان، ارومیه.

\* نویسنده مسئول: صمد علیپور

E-mail: s.alipour@urmia.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو (اژدری و همکاران، ۱۳۸۳) میان طول‌های جغرافیایی ۳۷° ۴۴' تا ۴۳° ۴۴' و عرض‌های جغرافیایی ۵۷° ۵۷' تا ۳۷° ۲۰' شمالی در باختر شهر ارومیه قرار گرفته است. دو نوع کانی‌سازی از انواع کانی‌سازی تیتانیم (Force, 1991) در این محدوده (شکل ۱) شناسایی شده است: ۱) نوع ایلمنیت ماگمایی با سنگ میزبان گابروهای لایه‌ای موسوم به مجموعه غازان با ترکیب عموماً مافییک - اولترامافییک که درون سنگ‌های پالئوزوییک زیرین نفوذ کرده است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲) است؛ ۲) نوع پلاسری (شرکت توسعه و سرمایه‌گذاری آتیه سپید آسیا، ۱۳۹۳).

کانسار سنگی تیتانیم خانیک - غازان در ۳۰ کیلومتری شمال باختری کانسار تیتانیم قره آغاج ارومیه جای دارد که مورد بررسی‌های دقیق زمین‌شناسی و اکتشافی (علیپور اصل، ۱۳۷۵؛ مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۷۵؛ رحیم‌سوری، ۱۳۸۰؛ مهندسین مشاور ایتوک، ۱۳۸۳) قرار گرفته است و با توجه به شناسایی اخیر این کانسار، زمین‌شناسی و کانی‌شناسی آن در این پژوهش بررسی خواهد شد.

## ۲- روش مطالعه

در این پژوهش نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰ تهیه و از واحدهای سنگی آن نمونه‌برداری شد. ۱۴۴ نمونه برای تعیین عناصر اصلی به روش XRF در آزمایشگاه مواد معدنی زرآزما تجزیه و ۲۲ مقطع صیقلی و ۳۰ مقطع نازک از نمونه‌های انتخابی تهیه شد و مورد مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری با میکروسکوپ‌های پلاریزان

ایمپوس قرار گرفت. برای تشخیص کانی‌های سنگ میزبان نیز ۱۰ نمونه به روش پراش سنجی پرتو مجهول (XRD) مطالعه شد.

## ۳- زمین‌شناسی منطقه‌ای

محدوده مورد مطالعه در شمال باختری پهنه ساختاری سندانج - سیرجان (Stocklin, 1968) و پهنه خوی - مهاباد (نبوی، ۱۳۵۵؛ Aalavi-Naini, 1972) در محل برخورد دو پهنه ساختاری ایران مرکزی و سندانج - سیرجان جای گرفته است (حتی‌پور و آقاناتی، ۱۳۶۷). مجموعه نفوذی غازان به درون سنگ‌های رسوبی پالئوزوییک زیرین که دارای ترکیبی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی‌های درجه پایین هستند نفوذ کرده است. اسدپور و همکاران (۱۳۹۲) بر پایه سن سنجی ایزوتوپی U-Pb روی زیرکن‌های اولیه، سن توده نفوذی غازان را حدود ۲۹۷ میلیون سال (سن تشکیل توده) معادل اواخر کربنیفر تعیین کرده‌اند. جامعی و فضل‌نیا (۱۳۹۱) نیز سن توده‌های گابرویی ممکن را در خاور محدوده مورد مطالعه ۳۰۵ تا ۲۸۰ میلیون سال دانسته‌اند. Mazhari et al. (2009) عنوان کرده‌اند توده‌های نفوذی مافییک ارومیه تا پیرانشهر در مزوزوییک در اثر فروانش نوتیس به زیر صفحه ایران و در سنوزوییک در اثر برخورد صفحه ایران با صفحه عربی شکل گرفته‌اند. در این محدوده در پیروی از ویژگی‌های زمین‌ساختی برکه سرو، دست کم ۳ دسته خطواره یا گسل با تحولات پویا در پی سنگ و واحدهای سنگی ایجاد شده است که عبارتند از شمال خاوری - جنوب باختری، شمالی - جنوبی و گسل‌های خاوری - باختری (اژدری و همکاران، ۱۳۸۳).

## ۵- کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان

### ۵-۱. کانی‌های اصلی

با توجه به مطالعات کانی‌شناسی (شکل ۷) و نتایج XRD (شکل ۸)، کانی‌های اصلی سنگ‌های میزبان به شرح زیر هستند:

- **پلاژیوکلازها:** دارای فراوانی ۳۵ تا ۶۰ درصد و به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار به نسبت سالم با ماکل پلی‌سنتیک و بدون بافت زونه که بیانگر رشد تعادلی هنگام تبلور است (Shelley, 1993) هستند (شکل ۷-الف). بیشتر پلاژیوکلازها کاملاً دچار دگرسانی سوسوریتی شده‌اند (شکل‌های ۷-ب و پ).

- **کلینوپروکسن‌ها:** بیشتر از نوع اوژیت و دارای فراوانی ۲۰ تا ۵۰ درصد هستند. این کانی‌ها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (شکل ۷-ب) و به صورت بلورهای به نسبت سالم تا بلورهای کاملاً تجزیه شده دیده می‌شوند که در نتیجه دگرسانی اورالیتی به کانی‌های اکتینولیت-ترمولیت تجزیه شده‌اند (شکل ۷-پ).

- **آمفیبول:** دو نسل آمفیبول در سنگ میزبان دیده می‌شود: نسل اول آمفیبول‌های اولیه از نوع هورنبلند با فراوانی حجمی ۳ درصد که دارای بلورهای سبز رنگ با برجستگی بالا هستند (شکل ۷-پ) و در شرایط فشار کم از تبلور تفریقی ماگما نوع پشته میان اقیانوسی حاصل شده‌اند (Tribuzio et al., 2000). این آمفیبول‌ها در مرحله پس از کومولایی سیال به دام افتاده به همراه ورود یک سیال غنی از آب به ستون ماگمایی تشکیل شده‌اند؛ نسل دوم آمفیبول‌های ثانویه از نوع ترمولیت-اکتینولیت که از دگرسانی کلینوپروکسن‌ها ایجاد شده‌اند (شکل‌های ۷-پ و ت).

- **الیون:** این کانی که در بیشتر موارد سرپانتینی شده در برخی از مقاطع تشخیص داده شده است. در نور طبیعی بی‌رنگ، دارای برجستگی بالا، خاموشی مستقیم و رخ است (شکل ۷-پ).

- **کانی‌های کدر (فلزی):** بیشتر متشکل از اکسیدهای آهن و تیتانیم با فراوانی میان ۱ درصد تا بیشینه ۱۰ درصد هستند و جزو کانی‌های فرعی به شمار می‌آیند (شکل ۸).

### ۵-۲. کانی‌های ثانویه

این کانی‌ها بر اثر دگرسانی‌های سوسوریتی و اورالیتی کانی‌های اصلی سنگ‌های گابرویی ایجاد شده‌اند (شکل ۹). پلاژیوکلازها با دگرسانی سوسوریتی به اپیدوت (زونیزیت و کلینوزونیزیت)، آلپیت ثانویه، کلریت و سریسیت تجزیه شده و به صورت رگچه شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۹-الف). کلینوپروکسن‌ها دچار دگرسانی اورالیتی و به کانی‌های ثانوی اکتینولیت و ترمولیت تبدیل شده‌اند. در حاشیه برخی از بلورهای پروکسن و در محل تماس اکسیدهای آهن و تیتانیم با پلاژیوکلازها و کلینوپروکسن‌ها، فرواکتینولیت (آمفیبول ثانویه) با بافت کرونا تشکیل شده‌اند (شکل ۹-ب). در این سنگ‌ها کانی‌های زونیزیت و کلریت نیز دیده می‌شوند که در دمای پایین شکل گرفته‌اند (اژدری، ۱۳۷۹). برخی از گابروها در حد میلیونیت دگرشکل شده و پلاژیوکلازهای آنها ماکل مکانیکی پیدا کرده و در مواردی به شدت خرد شده‌اند (شکل ۹-پ). در بخشی از این گابروها بافت شیستی-جرانی دیده می‌شود که به نظر می‌رسد به دنبال میلیونیتی شدن در پهنه‌های برشی ایجاد شده باشد (شکل ۹-ت).

### ۶- کانه‌نگاری

کانه‌های اصلی میکروسکوپی کانسنگ شامل ایلمنیت، مگنتیت، ایلمنومگنتیت (تیتانومگنتیت) و به مقدار جزئی هماتیت و پیروتیت است (شکل‌های ۱۰ تا ۱۲) که در نتایج XRD نیز (شکل ۱۳) دیده می‌شود. کانی‌سازی در ۲ شکل صورت گرفته است: ۱) با بافت پرکننده فضاهای خالی میان کومولاهای سیلیکاتی (پلاژیوکلازها و کلینوپروکسن‌ها)؛ ۲) به صورت رگه‌ای تقریباً خالص از تیتانومگنتیت (شکل ۵-ت). Force (1991) کانی‌سازی شکل اول را همساز (Concordant) و

واحدهای سنگ‌شناسی محدوده از قدیم به جدید شامل گابروهای منتسب به کربنیفر پسین، مرمر و آمفیبولیت‌های منتسب به پس از کربنیفر پسین، گدازه‌های بازالتی و مواد پیروکلاستیک منتسب به پلیستوسن و آبرفت‌های کواترنری هستند (شکل ۲). منشأ مرمرهای موجود در منطقه، سنگ‌آهک‌ها و دولومیت‌های پالئوزویک زیرین و سن آمفیبولیت‌ها کامبرین بالایی تا پرمین ذکر شده است (Aghanabati & Haghypour, 1993). گدازه‌های آتشفشانی بازالتی و آندزی-بازالتی حاصل فوران‌های جوان‌تر (شکل ۲) (اژدری، ۱۳۷۹) است که همراه نهشته‌های عهد حاضر ذخیره مناسبی از پلاسراهای غنی از ایلمنیت، تیتانومگنتیت و مگنتیت را شکل داده‌اند (شکل ۳).

### ۴- سنگ‌نگاری

توده نفوذی خانیک-غازان از دو بخش مافیک (عموماً گابرویی) و اولترامافیک (شامل ورلیت و دونیت در حجمی بسیار کم) تشکیل شده است. سنگ‌های مافیک که بیشتر توده یاد شده را تشکیل می‌دهند بیشتر گابرویی هستند. گابروها دارای انواع ریزبلور (شکل ۴-الف) به صورت توده‌ای (میکروگابرو یا دولریت) و متوسط‌بلور و درشت‌بلور (شکل‌های ۴-ب و ت) به صورت لایه‌ای هستند. درون این گابروها، آنورتوزیت‌های درشت‌بلوری به صورت سیل با سترای کم (۰/۱ متر تا ۰/۵ متر) نفوذ کرده‌اند (شکل ۴-ج).

بر پایه شواهد صحرایی (ساخت) و سنگ‌نگاری (بافت)، گابروهای مجموعه نفوذی خانیک-غازان را می‌توان به دو گروه زیر تقسیم کرد:

- **گابروهای توده‌ای:** این گابروها بیشتر ریزبلور با بافت میکروگرانولار و کومولایی (انباشتی) هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را پلاژیوکلازها (بیشتر لابرادوریت) و کلینوپروکسن‌ها (بیشتر اوژیت) و کانی‌های فرعی را کانی‌های کدر (اپک) و کمتر آپاتیت تشکیل داده‌اند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را نیز اپیدوت، زونیزیت، آلپیت ثانویه، کلسیت و سریسیت (ناشی از دگرسانی سوسوریتی شدن) و اکتینولیت، فرواکتینولیت و ترمولیت (ناشی از دگرسانی اورالیتی شدن) تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۴-الف و ۵-الف).

- **گابروهای لایه‌ای:** این گابروها دارای حجم کمتری در مقایسه با گابروهای توده‌ای با نسبت تقریبی ۱ به ۲ هستند. در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی و (شکل‌های ۴-ب تا ۵-ب و ۶-الف تا ج) حالت لایه‌ای دارند که دلیل آن تمرکز و تراکم بیشتر کانی‌های روشن پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره عموماً پیروکسن به ترتیب در لایه‌های روشن و تیره است (شکل ۴-ت). این لایه‌بندی آذرین به طور منظم و متوالی تکرار می‌شود و به نظر می‌رسد از ورود متناوب ماگمای بازالتی تازه به درون مخازن زیر کافت (معین وزیری و احمدی، ۱۳۷۱) ایجاد شده باشد.

این گابروها دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت‌بلور و انباشتی هستند (رحیم‌سوری، ۱۳۸۰). ملا-گابروها و مزو-گابروها سنگ‌های میزبان اصلی کانی‌سازی اکسیدهای آهن-تیتانیم در محدوده مورد مطالعه هستند که گاه بلورهای درشت پگماتیتهی پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و کمی آمفیبول دارند (شکل ۵-پ). اژدری (۱۳۷۹) شکل‌گیری این گابروها را در ارتباط با سرد شدن و تبلور آهسته ماگمای آبدار به صورت تأخیری روی سقف ماگما می‌داند. بر پایه میزان کانی‌های مافیک طیفی از سنگ‌های ملا-گابرو تا آنورتوزیت در منطقه دیده می‌شود (شکل‌های ۶-الف تا ت). آنورتوزیت‌ها تنها در گابروهای لایه‌ای به شکل سیل با سترای میان ۱۰ سانتی‌متر تا بیشینه ۰/۵ متر با پلاژیوکلاز فراوان و بیشتر نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل پلی‌سنتیک هستند (شکل‌های ۶-الف و ت). افزون بر این، در منطقه دایک‌های عدسی شکل بزرگ و کوچک از اکسیدهای به نسبت خالص آهن و تیتانیم (عموماً تیتانومگنتیتی) دیده می‌شود (شکل ۵-ت).

پیرویت درون کانی‌های سیلیکاتی به دام افتاده‌اند که نشان‌دهنده تقدم شکل‌گیری آنها نسبت به کانی‌های سیلیکاتی است.

– **کانی‌سازی مرحله پسین:** در این مرحله قطرک‌های اکسیدی Fe-Ti شکل گرفته هنگام سقوط به دلیل چگالی بیشتر در مقایسه با فازهای سیلیکاتی به هم ملحق می‌شوند و سیال غنی از Fe-Ti شکل می‌گیرد؛ در این مرحله ایلمنیت‌ها و مگنتیت‌های نسل‌های دوم و سوم به‌طور همزمان و نسل چهارم در مراحل آخر کانی‌سازی مرحله پسین از سیال از آهن شکل گرفته است.

– **کانی‌سازی مرحله دگرسانی:** در این مرحله در دماهای بالا کانی‌های ترمولیت و اکتینولیت از دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها و در دماهای پایین‌تر کانی‌های کلریت، اپیدوت، زونیزیت، آلپیت ثانویه و سریست از دگرسانی پلاژیو کلازها ایجاد شده‌اند.

## ۸- ژئوشیمی

### ۸-۱. عناصر اصلی

نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی ۳۱ نمونه از کانسنگ‌های اصلی محدوده مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. همه این نمونه‌ها از دید سنگ‌شناسی، گابروی متوسط تا درشت‌بلور هستند که بر پایه درصد حجمی کانی‌های تشکیل‌دهنده می‌توان آنها را به گابروهای لایه‌ای مزوکرات (MsGab) و ملانوکرات (MGab) تفکیک کرد. مقادیر درصد وزنی  $SiO_2$  (۴۸/۷۶-۳۶/۴۲)،  $Al_2O_3$  (۱۶/۷۵-۹/۷۵)،  $FeO_2$  (۸/۲۶-۱۵/۷۷)،  $K_2O$  (۰/۲۵-۰/۱۸)،  $MgO$  (۴/۲-۹/۱۸)،  $MnO$  (۰/۴۱-۰/۱۶)،  $Na_2O$  (۱/۱۸-۳/۵۵)،  $P_2O_5$  (۰/۰۵-۱/۷۳) و  $TiO_2$  (۱۳/۸۶-۱/۸) نشان از قلیایی و مافیک بودن نمونه‌ها دارد. مقدار  $TiO_2$  در سنگ‌های مورد مطالعه با توجه به وجود ایلمنیت و تیتانومگنتیت به عنوان کانی‌های اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه قابل توجیه است.

### ۸-۲. تعیین سری ماگمایی

سنگ‌های آذرین بر پایه میزان فراوانی سدیم و پتاسیم به انواع سدیک و پتاسیک تقسیم می‌شوند. سری ساب‌آلکالن نیز به دو سری توله‌ایتی و کالک‌آلکالن تقسیم شده‌اند. بهترین روش برای جدایش سری‌های ماگمایی آذرین استفاده از نمودارهای تغییر تراکم عناصر اصلی در برابر یکدیگر است. نمودار مجموع مقادیر اکسید عناصر قلیایی ( $Na_2O+K_2O$ ) در برابر سیلیس (Cox et al., 1979) نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها در قلمرو گابرو و در مرز محدوده آلکالن- ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (Miyashiro, 1978) (شکل ۱۵).

بر پایه نمودار مثلثی AFM نیز مشخص شده است که همه نمونه‌ها در محدوده توله‌ایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶) و روند نوسان‌ها از  $FeO-MgO$  به سوی آلکالی است. بنابراین ماهیت ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه آلکالن- ساب‌آلکالن (با تمایل بیشتر به سوی توله‌ایتی) است.

## ۹- بحث

سن توده نفوذی مافیک- الترامافیک خانیک- غازان که در سنگ‌های رسوبی پالئوزویک زیرین نفوذ کرده از ۲۹۷ تا ۵۴۱ میلیون سال بیان شده است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲). سن جوان‌تر مربوط به فعالیت ماگمایی پالئوزویک پسین و سن تبلور گابروها و سن قدیمی‌تر مربوط به سنگ‌های پی‌سنگ منطقه است. پس از تبلور همه کانی‌ها، یک سیال به نسبت فلسیک و آب‌دار کل سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده و دگرسانی‌های اورالیتی و سوسوریتی رخ داده است که با افزایش نسبی آلومینیم حاصل از دگرسانی فلدسپارها و خروج عناصر سدیم، پتاسیم و کلسیم از این کانی‌ها صورت گرفته است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲).

برای تمرکز اقتصادی P و Ti، ماگمای مادر باید از این عناصر غنی باشد (McBirney, 1996). مقدار بالای  $P_2O_5$  در ماگما، تبلور مگنتیت را در مقایسه با

شکل دوم را ناهمساز (Discordant) خوانده است. درصد فراوانی کانی‌های ایلمنیت و مگنتیت در سنگ‌های میزبان با بافت پراکنده (همساز) میان ۳ درصد تا ۱۰ درصد است. در حالی که در کانسنگ با بافت توده‌ای (ناهمساز)، درصد فراوانی کانی‌های فلزی (بیشتر تیتانومگنتیت) به حدود ۹۸ درصد نیز می‌رسد. ویژگی میکروسکوپی نسل‌های مختلف کانه‌های فلزی به شرح زیر است.

### ۶-۱. ایلمنیت

ایلمنیت قابل تفکیک در ۳ نسل کانی‌سازی است:

– **نسل اول:** به‌صورت اذخال‌های با قطرهای از ۰/۱ میلی‌متر تا بیشینه ۰/۱ میلی‌متر هستند که درون کانی‌های سیلیکاتی با بافت کروی دیده می‌شوند و مطابق نظر Force (1991) از به دام افتادن قطرک‌های اکسیدی در مرحله اولیه تشکیل کانسارهای ایلمنیت ماگمایی حاصل شده‌اند (شکل ۱۰- الف).

– **نسل دوم:** به‌صورت تیغه‌ای با بافت برون‌رست (اکسلوشن) (Ramdohr, 1980) درون مگنتیت با ستبرای ۰/۱ میلی‌متر تا بیشینه ۰/۱ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۱۰- ب).

– **نسل سوم:** این نسل بیشتر نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. بافت پرکننده فضای خالی دارند و از نوع گرانولار (دانه‌ای) با ابعاد کمتر از ۰/۱ میلی‌متر تا بیشینه ۲ میلی‌متر هستند (شکل‌های ۱۰- پ و ت). بلورهای این نسل از ایلمنیت همراه با مگنتیت گاه الحاق سه‌گانه دارند (شکل ۱۰- ت) که معرف تبلور مستقیم از مذاب اکسیدی Fe-Ti هستند (Ramdohr, 1980; Yaghubpur et al., 2007).

### ۶-۲. مگنتیت

این کانی دارای ۴ نسل کانی‌سازی است (شکل ۱۱).

– **نسل اول:** به‌صورت اذخال‌های کروی درون کانی‌های سیلیکاتی دیده می‌شوند (شکل ۱۱- الف).

– **نسل دوم:** به‌صورت تیغه‌هایی ناآمیخته درون ایلمنیت با بافت برون‌رست هستند که بر اثر کاهش دما و ناآمیختگی کانه‌هایی شکل می‌گیرند که در دماهای بالا محلول‌های جامد تشکیل می‌دهند (شکل ۱۱- ب؛ Ramdohr, 1980).

– **نسل سوم:** این نسل فضاهای خالی میان کانی‌های سیلیکاتی را به‌صورت بین‌بلوری پر کرده‌اند و دارای بافت‌های حاصل از ته‌نشینی و رشد در فضاهای خالی از نوع دانه‌ای و نیز بافت جان‌نشینی هستند (شکل ۱۱- پ).

– **نسل چهارم:** با بافت رگچه‌ای درون درزه‌های ریز و شکستگی‌هایی که بر اثر عملکرد نیروهای زمین‌ساختی در سنگ میزبان ایجاد شده‌اند به‌صورت تأخیری شکل گرفته‌اند.

### ۶-۳. هماتیت و پیرویت

هماتیت بر اثر فرایندهای سطحی و از اکسایش مگنتیت با بافت مارتیتی تشکیل شده است (شکل ۱۲- الف). مارتیتی شدن پس از تشکیل کانی، بیشتر در حواشی دانه‌ها و سطوح رخ‌رخ می‌دهد (Muck & Cabral, 2005). پیرویت در زیر میکروسکوپ دارای رنگ زرد متمایل به کرم است؛ بازتاب قوی و چندرنگی ضعیف دارد و بدون انعکاس داخلی و بیشتر به‌صورت اذخال‌های بسیارریز تا ریز درون باطله‌های سیلیکاتی و کانه‌های ایلمنیت و مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۱۲- ب).

## ۷- توالی پاراژنز

توالی پاراژنزی در کانسنگ تیتانیم خانیک- غازان ارومیه در ۳ مرحله پیشین، پسین و دگرسانی ارائه شده است (شکل ۱۴).

– **کانی‌سازی مرحله پیشین:** یونین اولین کانی متبلور شده از ماگمای بازالتی در سنگ‌های اولترامافیک است که با تبلور کلینوپیروکسن‌ها و در ادامه پلاژیو کلازها تبلور می‌یابد. در گابروها اذخال‌هایی بسیارریز از ایلمنیت و مگنتیت‌های نسل اول و

۱) ظهور قطرک‌های اکسیدی آهن- تیتانیوم، حرکت به سوی کف به دلیل چگالی بالا و محبوس شدن بخشی از آنها درون فازهای سیلیکاتی (نسل اول کانی‌سازی ایلمنیت؛ شکل ۱۰-الف).

۲) چسبیدن قطرک‌ها به هم، سقوط آنها به سوی کف و شکل‌گیری سیال غنی از اکسیدهای آهن- تیتانیوم که فضاهای خالی میان بلورهای کومولایی سیلیکاتی را پر کرده‌اند. رخداد این مرحله از کانی‌سازی در ذخیره خانیک- غازان به‌صورت ایلمنیت‌های نسل دوم و سوم کاملاً آشکار است (شکل‌های ۱۰-ب، پ و ت).

۳) تشکیل کانسارهای ایلمنیت ماگمایی ناهمساز در نتیجه فرار سیال غنی از اکسیدهای آهن- تیتانیوم به درون شکستگی‌های (گسل‌های) ناشی از نیروهای زمین‌ساختی (شرکت توسعه و سرمایه‌گذاری آتیه سپید آسیا، ۱۳۹۳).

### ۱۰- نتیجه‌گیری

کانی‌سازی اکسیدی Fe-Ti±P در حجم گسترده‌ای از واحدهای اولترامافیک و مافیک شمال باختری ارومیه (کمپلکس‌های نفوذی شمال روستای قره‌آغاج و باختر روستاهای خانیک و غازان) رخ داده است. کانه‌های اصلی تیتانیوم در این پتانسیل‌ها، ایلمنیت و ایلمنو- مگنتیت (تیتانومگنتیت) است که در باختر روستاهای خانیک و غازان بیشتر در گابروهای لایه‌ای و در خاور روستای بهار آباد در حجمی کمتر و در بیشتر موارد در واحدهای اولترامافیک (ورلیت تا دونیت) کانی‌سازی شده‌اند. سنگ‌های میزبان کانی‌سازی به شدت دگرسان و تا حدود زیادی دگرشکل شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان داده است که ماگمای مادر، ماگمایی فرو گابرویی با ماهیت توله‌ایتی بوده است. به نظر می‌رسد فرایند ناآمیختگی مسئول جدایش و شکل‌گیری اکسیدهای Fe-Ti±P بوده باشد. با توجه به نوع کانی‌های اکسیدی Fe-Ti، درصد فراوانی آنها، نبود یا غلظت بسیار پایین P و ترتیب تبلور کانی‌های کانسنگ پتانسیل تیتانیوم خانیک- غازان ارومیه می‌توان نتیجه گرفت که در ابتدای تبلور کانی‌های اکسیدی Fe-Ti از ماگمای توله‌ایتی، فوگاسیته اکسیژن پایین و ایلمنیت کانی متبلور شده چیره بوده است. در ادامه با بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن بر اثر سرد شدن ماگما، مگنتو- ایلمنیت متبلور شده است و با کاهش نسبی غلظت تیتانیوم و بالاتر رفتن فوگاسیته اکسیژن به ترتیب ایلمنو- مگنتیت و با کاهش زیاد غلظت تیتانیوم، مگنتیت متبلور شده‌اند. نوع کانی‌سازی پتانسیل تیتانیوم خانیک- غازان بر پایه مطالعات صورت پذیرفته، ایلمنیت ماگمایی تعیین می‌شود.

### سپاسگزاری

از کمک‌های مالی معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه و شرکت توسعه و سرمایه‌گذاری آتیه سپید آسیا (سهامی خاص) برای یاریشان در اجرای این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

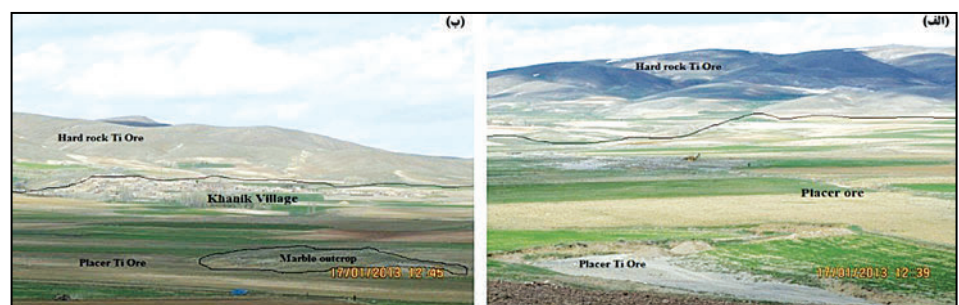
ایلمنیت محدود می‌کند (Toplis & Dingwell, 1994; Zhou et al., 2005). در سنگ‌های منطقه وجود ایلمنیت به عنوان فاز اکسیدی چیره و بلورهای مجزا به تنهایی می‌تواند نشان‌دهنده شرایط فوگاسیته اکسیژن به نسبت پایین باشد. غلظت بالای فسفر سبب حل شدن بیشتر تیتانیوم در ماگمای توله‌ایتی، غنی‌تر شدن اکسیدهای آهن- تیتانیوم در سنگ‌های مافیک و الترامافیک و شکل‌گیری ذخایر با عیار بالا از اکسیدهای Fe-Ti و آپاتیت می‌شود (Karkkainen & Appelqvist, 1999). ماگمای مادر توده نفوذی خانیک- غازان به دلیل غلظت پایین  $P_2O_5$  (جدول ۱) برخلاف کانسار قره‌آغاج و Kauhajarvi که تنها نتوانسته است آپاتیت چندانی را متبلور سازد، بلکه عیار اقتصادی  $TiO_2$  آن نیز در مقایسه با کانسارهای یاد شده پایین‌تر است. به‌طور معمول، در صورت وجود تیتانیوم، چنانچه فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، احتمال تشکیل ایلمنومگنتیت بالا می‌رود (Mathison, 1975; Klemm et al., 1985; Buddington & Lindsley, 1964). اگر فوگاسیته اکسیژن بالا و مقدار تیتانیوم کم باشد مگنتیت تیتانیوم‌دار شکل می‌گیرد (Hargraves, 1962; Buddington & Lindsley, 1964; Clark & Kontak, 2004; Lindsley, 1991; Klemm et al., 1985; Mathison, 1975). وجود این کانی بیان می‌کند که در مرحله‌ای فوگاسیته اکسیژن بالا بوده است.

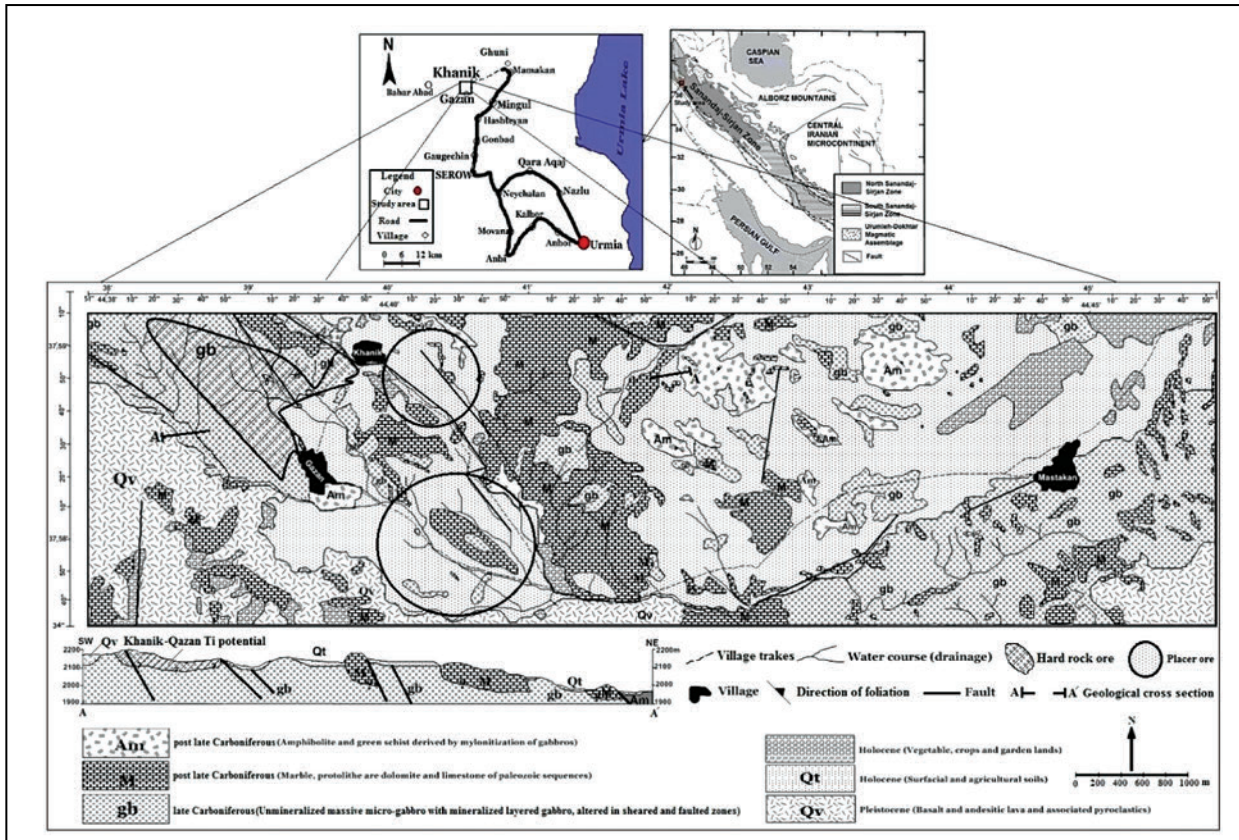
مطالعات کانه‌نگاری نشان داده است که کانی ایلمنیت در سنگ‌های میزبان محدوده مورد مطالعه هم به‌صورت مجزا (با بافت کروی درون کانی‌های سیلیکاتی و با بافت دانه‌ای پرکننده فضاهای خالی میان کومولاهای سیلیکاتی) و هم به‌صورت تیغه‌ای درون مگنتیت شکل گرفته است. تیتانومگنتیت (ایلمنو- مگنتیت) فراوان‌ترین کانی اکسیدی Fe-Ti در توده‌های نفوذی مافیک است که به‌صورت دانه‌های پراکنده و یا لایه و عدسی‌های توده‌ای در بالاترین بخش توده‌های نفوذی مافیک- اولترامافیک، معمولاً درون گابروها شکل می‌گیرد (Lister, 1966; Morse, 1981; Von Gruenewaldt et al., 1985; Lee, 1996; Pang et al., 2008; Abdel-Karim, 2009; Ghebre, 2010 & 2014; Charlier et al., 2015).

کانی‌سازی ایلمنیت نیز در توده‌های نفوذی مافیک معمول است (Haggerty, 1976; McBirney, 1996)، ولی تنها به‌صورت محلی درصد فراوانی آن بالاست؛ همانند ذخایر منطقه Otanmaki در فنلاند (Karkkainen & Appelqvist, 1999)، کانسار Lac Tio در کبک کانادا (Charlier et al., 2010)، کانسار Tellnes در جنوب باختر نروژ (Charlier et al., 2007) و کانسار Damiao در چین (Chen et al., 2013). بر پایه مطالعات کانه‌نگاری و بافت کانه‌ها، سنگ‌نگاری، ساختار و روابط صحرائی می‌توان دریافت که کانی‌سازی تیتانیوم در محدوده خانیک- غازان همانند توده نفوذی قره‌آغاج (Yaghubpur et al., 2007) از نوع ایلمنیت ماگمایی و رخساره فروگابرویی است.

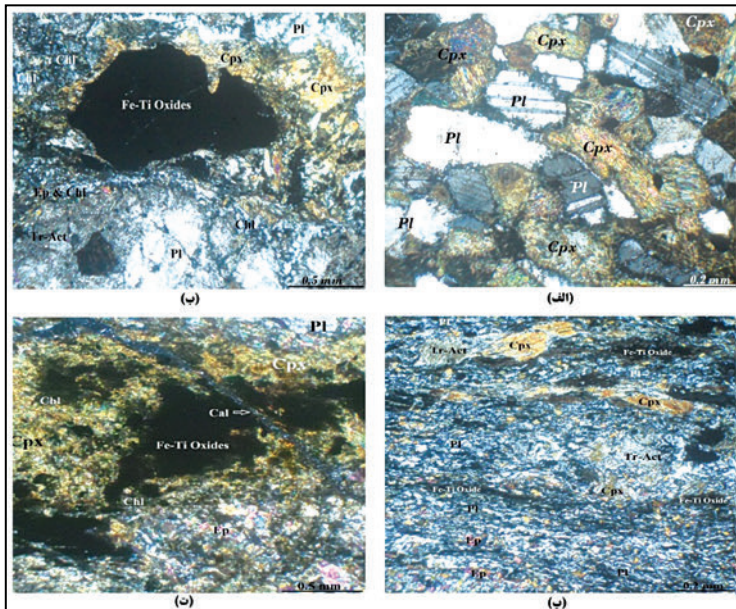
بر پایه مدل ارائه شده توسط Force (1991) ذخایر ایلمنیت ماگمایی خانیک- غازان بر پایه فرضیه عدم آمیختگی (immiscibility) در ۳ مرحله به ترتیب زیر شکل گرفته‌اند:

شکل ۱- الف) نمایی از موقعیت بخش‌های سنگی و پلاسری با دید به سوی باختر؛ ب) نمایی از روستای خانیک و موقعیت ذخیره‌های سنگی و پلاسری نسبت به آن با دید به سوی شمال باختر.

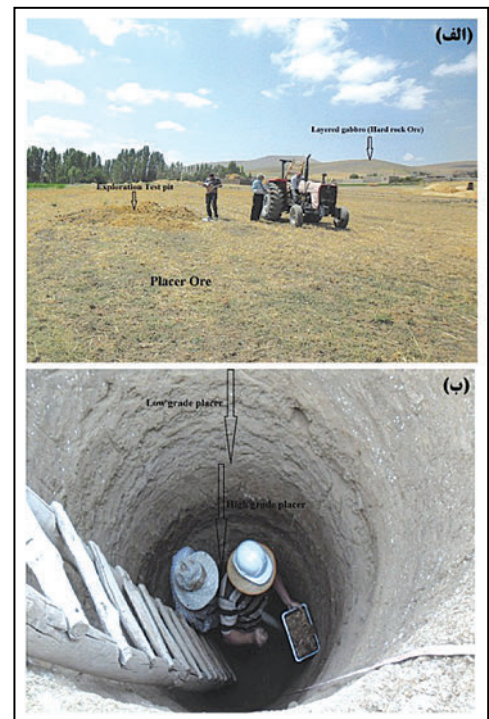




شکل ۲- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه (رحیم سوری ۱۳۹۳) با کمی تغییرات) و موقعیت در نقشه پهنه بندی ساختاری ایران (برگرفته از (Ghasemi & Talbot 2006).



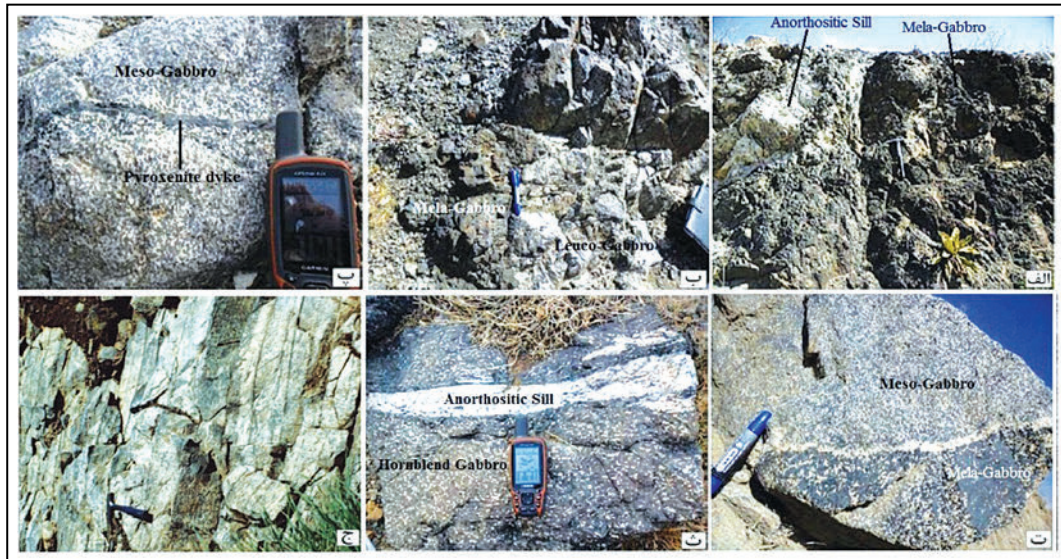
شکل ۴- الف) میکروگابروی بدون کانی سازی؛ ب) گابروی لایه ای کانی سازی شده با بافت دانه ای درشت بلور میلونیتی شده؛ پ و ت) گابروی لایه ای در مقیاس میکروسکوپی به شدت میلونیتی شده (PI: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Tr-Act: ترمولیت-اکتینولیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت).



شکل ۳- الف) نمایی از ذخیره پلاسری تیتانیم در پایین دست روستای خانیک (دید به سوی باختر)؛ ب) نمایی از یکی از چاهک های اکتشافی با افق های پلاسری کم عیار و پر عیار

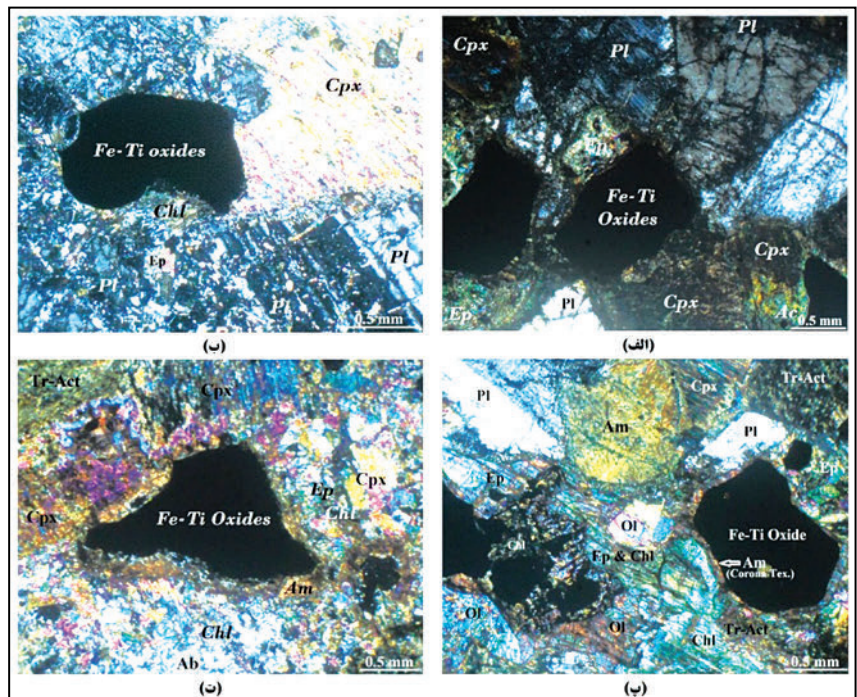


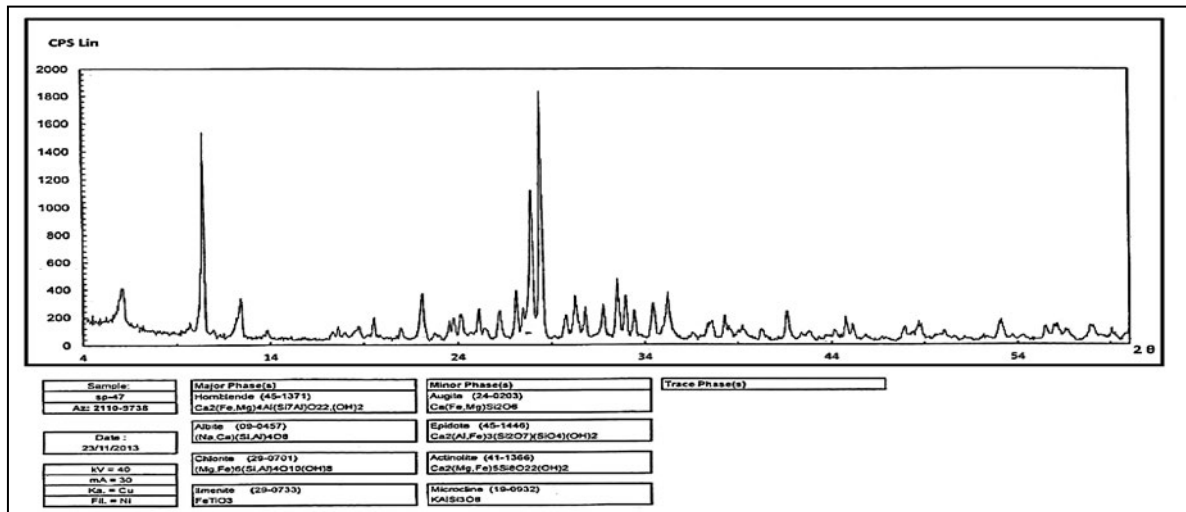
شکل ۵- تصاویر نمونه‌های دستی. الف) میکرو گابرو؛ ب) گابروهای لایه‌ای؛ پ) پگماتیت گابرو؛ ت) کانسنگ توده‌ای از تیتانومگنتیت.



شکل ۶- تصاویر رخنمون سنگ‌های گابرویی محدوده مورد مطالعه: الف) رخنمونی از سنگ‌های ملا- گابرویی با بخش تزریق شده‌ای از آنورتوزیت؛ ب) لایه‌هایی از ملا- گابرو و مزو- گابرو در تماس با هم؛ پ) لوکو- گابرو با تزرقی از یک دایک پیروکسنیتی در متن آن؛ ت) مزو- گابرو (بالای تصویر) و ملا- گابرو (پایین تصویر) با همبندی غنی از پلاژیوکلاز؛ ث) هورنبلند- گابرو با تزرقی از آنورتوزیت؛ ج) گابروهای لایه‌ای با لایه‌های تیره و روشن در مقیاس ماکروسکوپی.

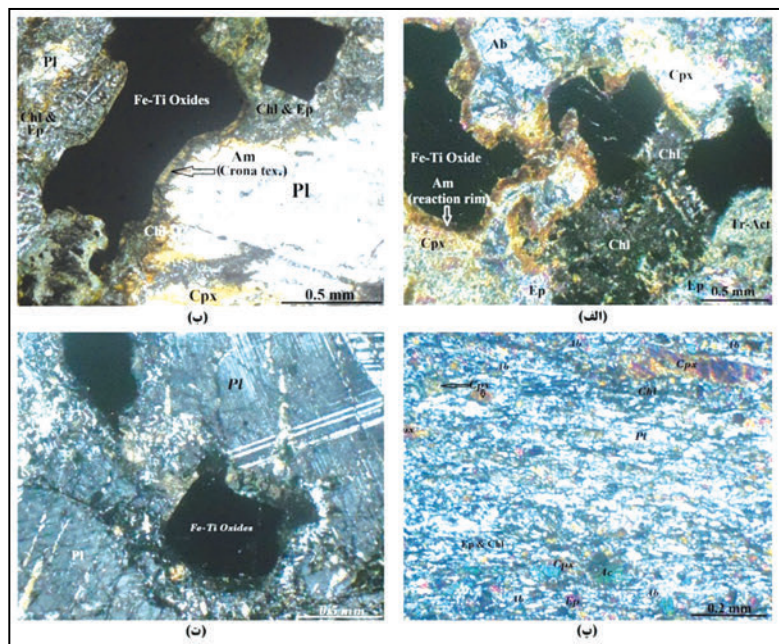
شکل ۷- الف) گابرو کانی‌دار همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl) و کلینوپیروکسن (Cpx) اورالیتی شده؛ ب) پگماتیت گابرو با کانی‌های کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلازهای (Pl) در حال دگرسان شدن همراه با اکسیدهای آهن- تیتانیوم؛ پ) الیون گابرو با کانی الیون (Ol) و آمفیبول (Am) و دگرسانی سوسوریتی متشکل از اپیدوت (Ep) و کلریت (Chl)؛ دگرسانی اورالیتی متشکل از ترمولیت- اکتینولیت (Tr-Act) و آمفیبول ثانویه با بافت کرونا تشکیل شده میان پیروکسن و پلاژیوکلاز با اکسیدهای Fe-Ti؛ ت) گابرو با پلاژیوکلازهای دگرسان شده به آلیت ثانویه (Ab) و کلریت (Chl) و بلورهای تجزیه شده کلینوپیروکسن (Cpx) به ترمولیت- اکتینولیت (Tr-Act). همه تصاویر در نور XPL گرفته شده است.



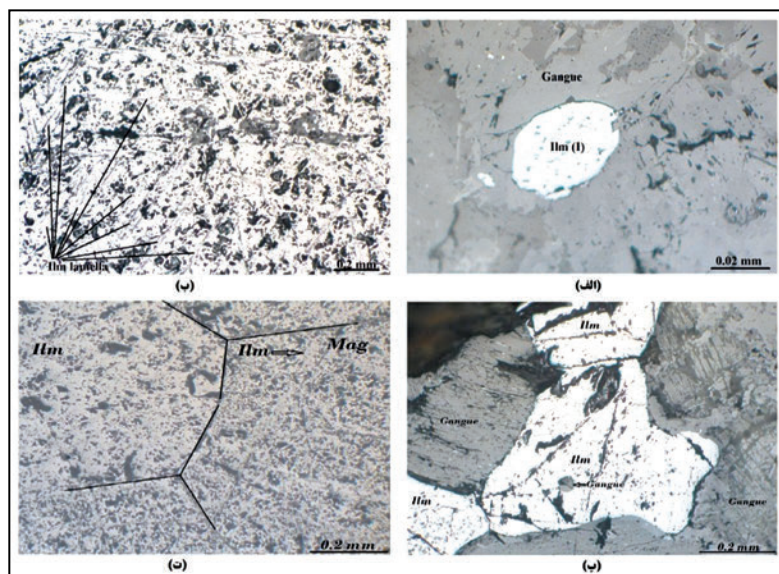


شکل ۸- نمودار XRD کانی شناسی سنگ میزبان کانی سازی تیتانیم (گابروی تجزیه شده).

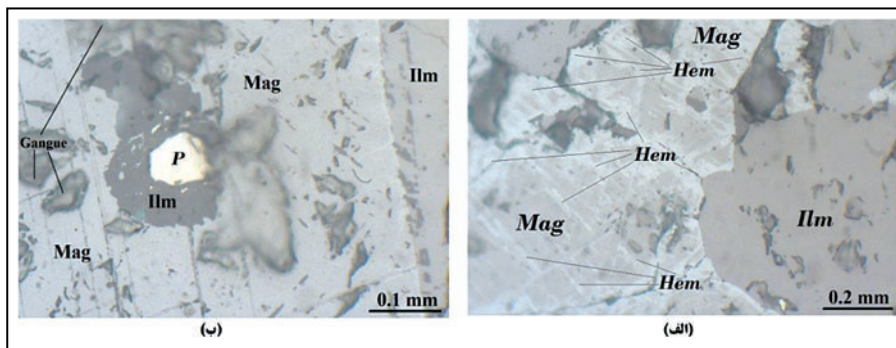
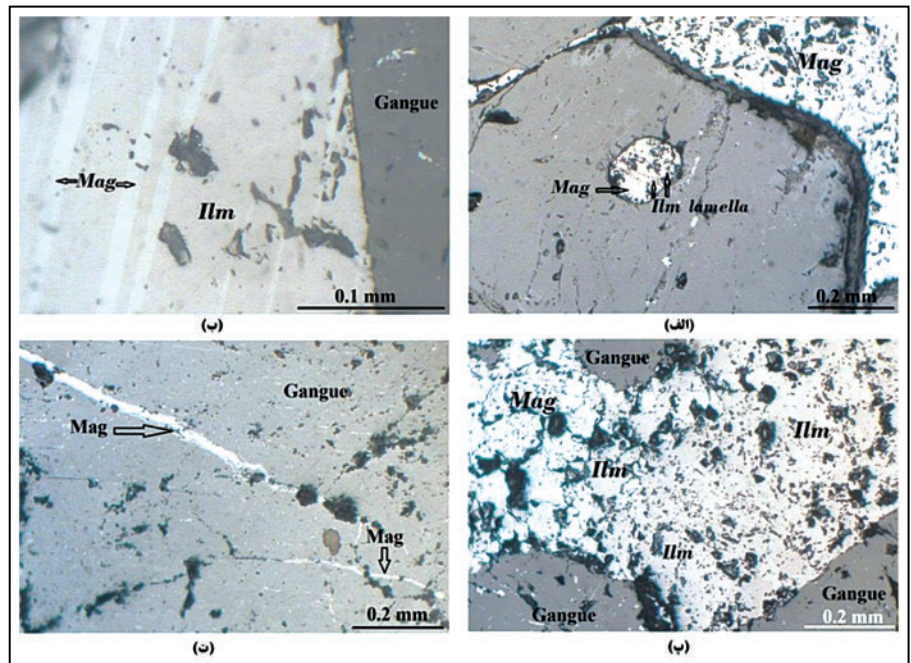
شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های گابرویی دگرسان شده محدوده مورد مطالعه؛ الف) گابروی با دگرسانی‌های اورالیتی و سوسوریتی؛ ب) گابروی با درشت‌بلورهای درشتی از پلاژیوکلاز (Pl) سوسوریتی شده و کلینوپروکسن اورالیتی شده همراه با آمفیبول ثانویه (Am) با بافت کروانی حاصل واکنش کلینوپروکسن و پلاژیوکلازها با اکسیدهای آهن- تیتانیم؛ پ) میکروگابروی میلوئیتی و دگرگون شده به شیبست با دگرسانی چیره سوسوریتی؛ ت) گابروی پگماتیته با پلاژیوکلازهای در حال دگرسانی سوسوریتی و کمی میلوئیتی شده. تصویر ب در نور PPL و دیگر تصاویر در نور XPL گرفته شده‌اند.



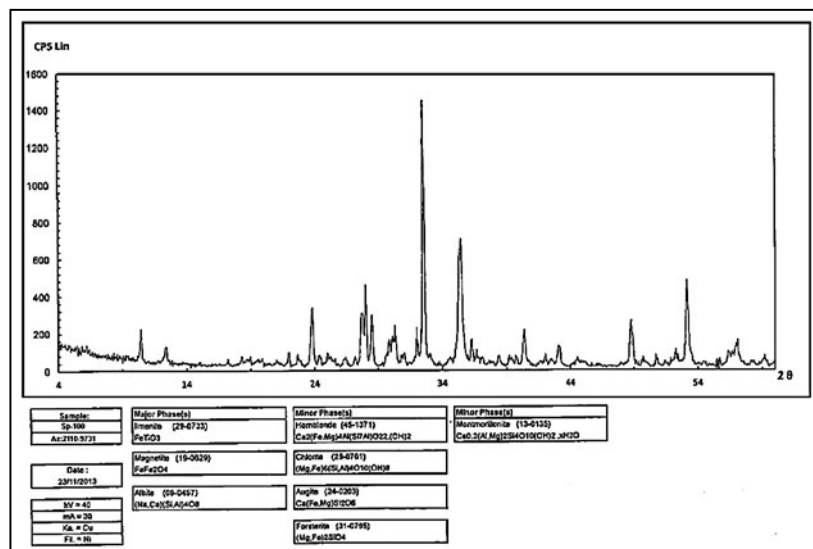
شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی نسل‌های مختلف کانی‌سازی ایلمنیت و ایلمنو- مگنتیت؛ الف) ایلمنیت (Ilm) به‌صورت ادخال درون باطله سیلیکاتی (نسل اول کانی‌سازی)؛ ب) تیغه‌هایی از ایلمنیت با بافت برون‌رست (نسل دوم کانی‌سازی) درون مگنتیت (Mag)؛ پ) ایلمنیت پرکننده فضای خالی بین بلوری (نسل سوم کانی‌سازی)؛ ت) ایلمنیت و مگنتیت نسل سوم در کنار هم با الحاق سه‌گانه.



شکل ۱۱- تصاویر میکروسکوپی نسل‌های مختلف کانی‌سازی مگنتیت؛ الف) مگنتیت (Mag) به صورت ادخال درون کانی‌های سیلیکاتی (نسل اول)؛ ب) تیغه‌هایی از مگنتیت (Mag) نسل دوم درون ایلمنیت (Ilm)؛ پ) مگنتیت (Mag) پرکننده فضای خالی بین بلوری با بافت دانه‌ای (نسل سوم)؛ ت) مگنتیت (Mag) به صورت رگچه‌ای (نسل چهارم).



شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی کانی‌های هماتیت و پیروتیت؛ الف) هماتیت (Hem) ناشی از مارتیتی شدن مگنتیت (Mag) در امتداد سطوح رخ؛ ب) پیروتیت (P) به صورت ادخال درون ایلمنیت محصور در مگنتیت.

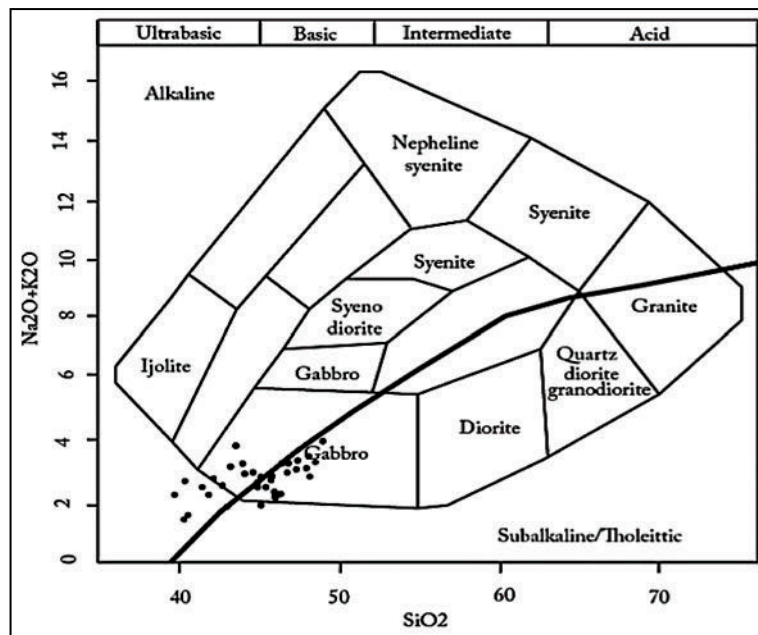


شکل ۱۳- نمودار XRD و نتایج کانی‌شناسی کانسنگ تیتانیوم که در آن کانه‌های اصلی ایلمنیت و مگنتیت مشخص شده‌اند.

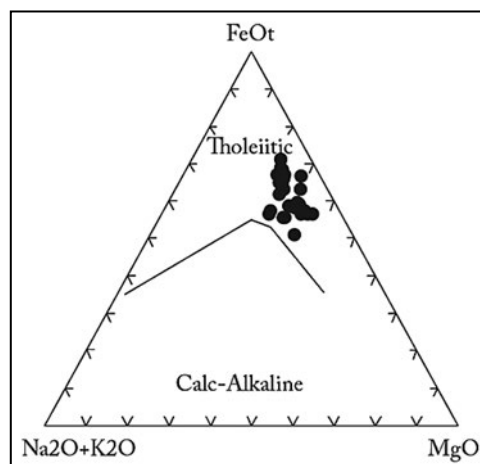


کانی	مرحله پیشین کانی سازی	مرحله پسین کانی سازی	مرحله دگرسانی
الیون	—		
کلینوپروکسن	—		
پلاژیوکلاز	—		
هورنبلند	—		
ایلمنیت نسل اول	—		
ایلمنیت نسل دوم		—	
ایلمنیت نسل سوم		—	
مگنتیت نسل اول	—		
مگنتیت نسل دوم		—	
مگنتیت نسل سوم		—	
مگنتیت نسل چهارم			—
پیروتیت	—		
ترمولیت - اکتینولیت			—
اپیدوت			—
زوتیزیت			—
کلریت			—
آلبیت ثانویه			—
سرسیت			—
هماتیت			—
کلسیت			—

شکل ۱۴- توالی پاراژنزی و ترتیب تبلور کانی‌ها و کانه‌های مختلف کانسنک تیتانیم خائیک-غازان ارومیه.



شکل ۱۵- رده بندی سنگ‌های آذرین درونی بر پایه نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Cox et al., 1979).  
مرز متمایز کننده سری‌های ماگمایی از (Miyashiro, 1978).



شکل ۱۶- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گابرویی خائیک-غازان بر پایه نمودار مثلثی AFM (Irvine & Baragar, 1971).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی ۳۱ نمونه از کانسنگ تیتانیوم (گابروهای لایه‌ای کانی سازی شده) خانیک- غازان بر حسب درصد وزنی.

Sample	SP1	SP2	SP4	SP5	SP6	SP11	SP12	SP13	SP14	SP16
Rock unit	MsGb	MGb	MGb	MGb	MsGb	MsGb	MsGb	MsGb	MsGb	MsGb
SiO <sub>2</sub>	44.46	38.74	40.76	43.69	43.62	47.49	45.23	44.43	47.37	46.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.23	11.36	10.85	12.19	9.77	16.75	12.97	13.73	15.35	16.18
CaO	8.3	8.06	11.17	8.86	12.77	9.92	12.18	8.6	7.42	8.39
FeO <sub>t</sub>	10.1	14.19	13.52	13.44	11.75	8.62	9.97	11.17	9.03	8.73
K <sub>2</sub> O	0.35	0.36	0.32	0.36	0.26	0.35	0.25	0.25	0.52	0.23
MgO	6.36	6.06	7.97	6.37	9.18	4.7	7.16	7.63	5.93	7.21
MnO	0.17	0.35	0.22	0.23	0.22	0.16	0.19	0.2	0.15	0.18
Na <sub>2</sub> O	2.31	1.97	1.41	2.31	1.52	2.98	1.9	2.38	2.45	2.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.005	0.15	0.01	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02
BaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
SO <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	4.48	11.39	6.64	5.41	4.66	3.81	4.46	4.48	3.83	4.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.005	0.005	0.005	0.01	0.005	0.02	0.02	0.03
LOI	2.87	1.4	1.33	1.22	1.2	1.47	1.39	1.91	4.01	2.08
Total	95.69	93.94	94.26	94.27	95	96.33	95.76	95.24	96.16	96.28

Sample	SP17	SSP17	SP18	SP22	SP23	SP25	SP26	SP27	SP28	SP29	SP30
Rock unit	MGb	MGb	MGb	MGb	MsGb	MsGb	MGb	MsGb	MGb	MGb	MsGb
SiO <sub>2</sub>	37.28	42.92	37.39	43.31	46.62	44.67	39.7	44.1	36.42	42.23	45.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.93	14.01	9.75	11.9	14.14	11.35	13.08	12.09	10.31	12.78	14.47
CaO	5.71	8.38	10.65	10.1	9.63	11.57	8.78	10.83	7.57	9.45	9.63
FeO <sub>t</sub>	15.77	11.21	15.73	11.87	9.44	11.19	14.03	11.3	16.02	12.43	10.82
K <sub>2</sub> O	0.28	0.39	0.24	0.39	0.5	0.3	0.35	0.26	0.31	0.28	0.32
MgO	6.97	5.69	8.21	7.68	6.1	8.02	5.87	7.87	5.93	6.28	6.03
MnO	0.19	0.25	0.23	0.21	0.19	0.2	0.2	0.21	0.41	0.21	0.19
Na <sub>2</sub> O	2.28	2.45	1.22	2.01	2.69	1.91	2.29	2.13	1.77	2.53	2.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.02	0.005	0.02	0.03	0.01	0.01	0.005	0.06	0.01	0.03
BaO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
SO <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	7.06	7.42	8.64	6.02	3.86	4.29	8.31	5.13	13.56	7.69	4.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005	0.01	0.01	0.005	0.01	0.005	0.005	0.005	0.02	0.005	0.005
LOI	2.71	2.42	1.18	1.39	2.73	1.68	1.37	1.23	0.75	0.77	1.26
Total	93.27	95.21	93.29	94.94	95.98	95.23	94.03	95.19	93.16	94.69	95.4

Sample	SP32	SP33	SP61	SP62	SP63	SP64	SP65	SP66	SP67	SP70	Average
Rock unit	MGb	MGb	MsGb	MsGb	LuGb	MsGb	MsGb	MsGb	LuGb	MsGb	
SiO <sub>2</sub>	43.3	40.42	39.21	37.13	48.76	41.04	41.57	42.16	45.94	44.81	42.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.1	13.09	14.71	10.83	15.5	15.75	16.44	16.18	15.1	12.55	13.43
CaO	10.94	8.37	10.73	9.33	8.21	9.91	9	9.68	9.31	12.02	9.53
FeO <sub>t</sub>	11.53	12.92	10.83	15.18	8.81	11.25	10.72	10.75	9.42	10.45	11.68
K <sub>2</sub> O	0.24	0.35	0.24	0.18	0.27	0.22	0.24	0.29	0.42	0.32	0.31
MgO	6.67	5.89	5.43	6.77	6.33	4.85	4.2	4.73	6.55	7.7	6.52
MnO	0.22	0.31	0.19	0.25	0.19	0.19	0.17	0.18	0.19	0.21	0.21
Na <sub>2</sub> O	2.26	2.07	1.89	1.18	3.55	2.79	3.47	2.83	2.73	1.68	2.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.04	1.73	3.17	0.58	2.88	2.68	2.53	1.04	0.01	0.49
BaO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
SO <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	6.62	9.07	3.18	4.86	1.8	3.94	3.58	3.37	2.41	4.45	5.58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005	0.01	0.02	0.01	0.03	0.005	0.005	0.01	0.03	0.005	0.01
LOI	1.17	1.94	7.18	4.58	2.17	2.35	3.33	2.56	2.81	1.39	2.12
Total	95.1	94.51	95.38	93.51	96.24	95.22	95.44	95.45	96	95.56	95.02

MGb: Mela-Gabbro; MsGb: Meso-Gabbro; LuGb: Leuco-Gabbro

## کتابنگاری

- اژدری، ک.، ۱۳۷۹- پترولوژی سنگ‌های مافیک و الترامافیک کمپلکس غازان واقع در چهار گوش سرو، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۱۵۰ ص.
- اژدری، ک.، محمدی ترک‌آباد، ه. و رمضانی اردکانی، ف.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سرو (گنگجین)، (زیر نظر م. سیزه‌ای و م. ه. امامی) انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- اسدپور، م.، پورمعافی، م. و هویس، ث.، ۱۳۹۲- ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن توده مافیک- اولترامافیک غازان، شمال غرب ایران، پترولوژی، سال چهارم، شماره چهاردهم، تابستان ۱۳۹۲، صص. ۱ تا ۱۶.
- جامعی، س. و فضل‌نیا، ع.، ۱۳۹۱- ژئوشیمی و محیط تکتونوماگمایی گابروهای ممکن ارومیه، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. حتی پور، ع. و آقائاتی، ع.، ۱۳۶۷- شرح نقشه زمین‌شناسی چهار گوش سرو ۱:۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- رحیم‌سوری، ی.، ۱۳۸۰- بررسی اکتشافی پتانسیل تیتانیم قره آغاج ارومیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۵۴ ص.
- رحیم‌سوری، ی.، ۱۳۹۳- گزارش زمین‌شناسی محدوده اکتشافی تیتان خانیک ارومیه (به انضمام نقشه‌های با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ زمین‌شناسی و توپوگرافی).
- شرکت توسعه و سرمایه‌گذاری آتیه سپید آسیا، ۱۳۹۳- گزارش پایان عملیات اکتشافی محدوده تیتان خانیک ارومیه (تهیه شده توسط مسئول فنی اکتشاف: ی. رحیم‌سوری).
- علیپور اصل، م.، ۱۳۷۵- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی مجموعه آذرین مافیک و اولترامافیک ایلمنیت- آپاتیت‌دار شمال قره آغاج ارومیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقتصادی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۶۹ ص.
- معین‌وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۷۱- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۳۹ ص.
- مهندسین مشاور ایتوک، ۱۳۸۳- گزارش پایان عملیات اکتشافی تیتان و فسفات قره آغاج ارومیه.
- مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۷۵- طرح اکتشاف تفصیلی فاز- یک تیتان و فسفات در منطقه قره آغاج ارومیه، ۲۰۳ ص.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.

## References

- Abdel-Karim, A. M., 2009- Petrographic and chemical characterization of Fe-Ti oxides and sulfides hosted in mafic intrusions, south Sinai, Egypt: Implication for genesis. *Journal of Geology and Mining Research* 1(3): 076-093.
- Aghanabati, A. & Haghypour, A., 1993- Explanatory text of Tasuj geological quadrangle map 1:100000, Series sheet 4965, Geological Survey of Iran.
- Alavi-Naini, M., 1972- Etude geologique de la region de Djam. Geological Survey of Iran, Report No. 23, 288 pp.
- Buddington, A. F. & Lindsley, D. H., 1964- Iron-titanium oxid minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 54:310-375.
- Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R. & Duchense, J. C., 2015- Fe-Ti-V-P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Review* 141: 56-81.
- Charlier, B., Namur, O., Malpas, S., Marneffe, C. de, Duchesne, J. C., Vander Auwera, J. & Bolle, O., 2010- Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. *Lithos* 117: 119-134.
- Charlier, B., Skår, Ø., Korneliussen, A., Duchesne, J. C. & Vander Auwera, J., 2007- Ilmenite composition in the Tellnes Fe-Ti deposit, SW Norway: fractional crystallization, postcumulus evolution and ilmenite-zircon relation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154: 119-134.
- Chen, W., Zhou, M. F. & Zhao, T. P., 2013- Differentiation of nelsonitic magmas in the formation of the ~1.74 Ga Damiao Fe-Ti-P ore deposit, North China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165: 1341-1362.
- Clark, A. H. & Kontak, D. J., 2004- Fe-Ti-P Oxid melts generated through magma mixing in the Antauta subvolcanic center, Peru: Implications for the origin of nelsonite and iron oxid- dominated hydrothermal deposit. *Economic Geology* 99: 377-395.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- The Interpretation of Igneous Rocks. Springer/Chapman & Hall, 450 pp.
- Force, E. R., 1991- Geology of Titanium-Mineral Deposits. Geological Society of America, Special paper 259, 112 pp.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Ghebre, W. M., 2010- Geology and Mineralization of Bikilal phosphate deposit, Western Ethiopia, implication and outline of gabbro intrusion to East Africa zone. *Iranian Journal of Earth Sciences* 2: 158-167.
- Ghebre, W. M., 2014- Apatite, magnetite-ilmenite mineralization hosted in gabbro intrusive body, implication to East Africa zone. 4:6 3<sup>rd</sup> International Conference on Earth Science & Climate Change, July 28-30, 2014 Double Tree by Hilton Hotel San Francisco Airport, USA. <http://dx.doi.org/10.4172/2157-7617.S1.016>.
- Haggerty, S. E., 1976- Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble DIII (ed) Oxid minerals. Mineral Society of America, Short Course notes 3: Hg-101-Hg169.

- Hargraves, R. B., 1962- Petrology of the Allard lake anorthosite suite. In: Engel A.E. (Ed.), Petrogenic Studies, GSA, Buddington Volum, pp 163-189.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Science 8: 523-548.
- Karkkainen, N. & Appelqvist, H., 1999- Genesis of low grade apatite-ilmenite-magnetite deposit in Kauhajarvi gabbro, western Finland. Mineralium Deposit 34: 754-769.
- Klemm, D. D., Henkel, J., Dehm, R. & Gruenewaldt, G. V., 1985- The geochemistry of titanomagnetite in magnetite layers and their host rocks of the eastern Bushveld complex. Economic Geology 98: 1075-1088.
- Lee, C. A., 1996- A review of Mineralization in the Bushveld Complex and some other layered mafic intrusions. In: Cawthorn RG (ed) layered intrusions. Elsevier, Amsterdam, pp 103-146.
- Lindsley, D. H., 1991- Origin of Fe-Ti deposits in the Laramie anorthosite complex (Abstract). IGCP 290.
- Lister, G. F., 1966- The composition and origin of selected iron-titanium deposits. Economic Geology 61: 275-310.
- Mathison, C. I., 1975- Magnetites and ilmenites in Somerset Dam layered basic intrusion, southeastern Queensland. Lithos 8: 93-111.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, M. P., Scarrow, J. & Williams, I. S., 2009- The Eocene bimodal Piranshahr massif of the SSZ, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogeny. Journal of the Geological Society 166: 53-69.
- McBirney, A. R., 1996- The Skaergaard Intrusion. Elsevier, Amsterdam, pp 147-180.
- Miyashiro, A., 1978- Nature of alkalic volcanic rock series, Contributions to Mineralogy and Petrology 66: 91-104.
- Morse, S. A., 1981- Kiglapait geochemistry IV: The major elements. Geochimica et Cosmochimica Acta 45: 461-479.
- Muck, A. & Cabral, A. R., 2005- Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in rocks Chemie der Erde 65: 271-278.
- Pang, K. N., Zhou, M. F., Lindsley, D., Zhao, D. & Malpas, J., 2008- Origin of Fe-Ti Oxide Ores in Mafic Intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China. Journal of Petrology 49(2): 295-313.
- Ramdohr, P., 1980- The Ore Minerals and Intergrowth. 2<sup>nd</sup> Edition. Pergaman, 1147 pp.
- Shelley, D., 1993- Igneous and Metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall, 445 pp.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 1229-1258.
- Toplis, M. J. & Dingwell, D. B., 1994- The effect of phosphorus on the iron redox ratio, viscosity and density of an emodalved ferro-basalt. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 293-304.
- Tribuzio, R., Tiepolo, M. & Thirlwall, M. F., 2000- Origin of titanium pargasite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MORB-type intrusive sequence. Earth and Planetary Science Letters 175: 281-293.
- Von Gruenewaldt, G., Klemm, D. D., Henckel, J. & Dehm, R. M., 1985- Exsolution features of titanomagnetites from massive magnetite layers and their host rocks of the upper zone, eastern Bushveld Complex. Economic Geology 80: 1049-1062.
- Yaghubpur, A., Rahimsouri, Y. & Alipour, S., 2007- Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Titanium Rich Rocks of Qara Aqaj Area, Urmia, Northwest Iran, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 18(3): 269-284.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Leshner, M., Keays, R. R., Zhang, C. J. & Malpas, J., 2005- Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic Layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan province, SW China. Journal of Petrology 46: 2253-2280.

# Geology and mineralization of the Khanik-Qazan titanium potential, Urmia, West Azarbaijan province, NW Iran

S. Alipour<sup>1\*</sup>, B. Hosseinzade<sup>2</sup> & Y. Rahimsouri<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran

<sup>2</sup> M. Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2015 October 31

Accepted: 2016 January 24

## Abstract

The Khanik-Qazan titanium potential is located at 82 km northwest of Urmia at the NW extremity of the Sanandaj-Sirjan geological zone. This deposit has formed in the Qazan mafic-ultramafic intrusive complex, which is intruded into the early Paleozoic sedimentary rocks. It consists of two general rock units including 1) mafic unit as the main outcrop and 2) ultramafic unit in smaller volume. The mafic rock type is gabbro in general, medium grained and layered, accompanied by anorthosite sill and microgabbro (diabase). Layered mela and meso-gabbro are the main host rocks for titanium mineralization in the studied area. The main minerals of the host rock include clinopyroxene (mainly augite), and calcic plagioclases. Opaque minerals, rare olivine and apatite are the minor minerals and tremolite-actinolite, epidote, zoisite, chlorite, albite, sericite and calcite are the secondary minerals. Saussuritization, uralitization, sericitization and chloritization are the main alterations on the main silicate minerals. Ilmenite, titanomagnetite, magnetite, and some hematite and pyrrhotite are the main primary opaque ore minerals. Open-space filling textures including granular and exsolution are the major textures of the ore, while, spherical, martitization and mylonitization are the minor textures. Total abundance of ilmenite, magnetite, titanomagnetite based on the studied polished sections ranges between 5 to 12 vol%. Oxide and silicate phases are associated with the host rocks due to the relatively low oxygen fugacity, which don't occurred in complete separation of the silicate melt from oxide melt. Based on geochemical studies, the primary magma had an alkaline to sub-alkaline (mainly tholeiitic trend) series nature. According to the mineralogical and petrographical evidence and chemical analyses, the Khanik-Qazan ilmenite-titanomagnetite deposit is similar to the low grade apatite-ilmenite-magnetite Kauhajarvi deposit and Lumikangas deposits, in western Finland.

**Keywords:** Titanium ore, Ilmenite, Titanomagnetite, Khanik-Qazan layered intrusion, Urmia.

For Persian Version see pages 67 to 78

\*Corresponding author: S. Alipour; E-mail: s.alipour@urmia.ac.i