

بررسی ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن گرانیت گنایسی آبادچی، شمال دریاچه سد زاینده‌رود

فریبا ریاحی سامانی^۱، ناهید شبانیان بروجنی^{۲*}، علیرضا داوودیان دهکردی^۳

۱- کارشناس ارشد پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۲- دانشیار گروه پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۳- استاد گروه پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۷/۲۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۱۲/۲۳

چکیده

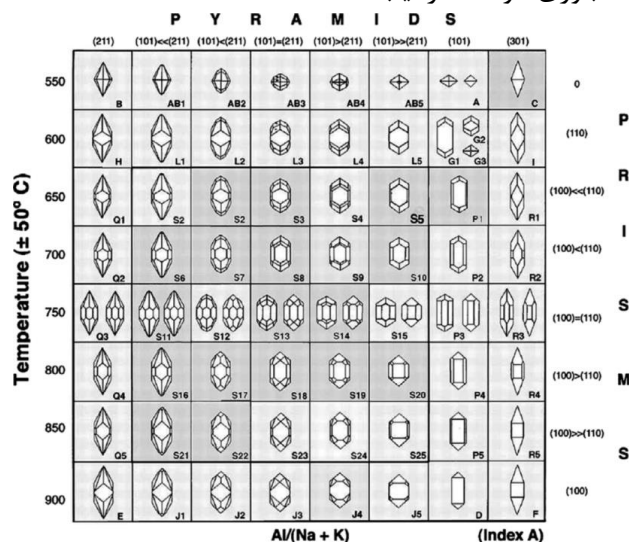
گرانیت گنایسی آبادچی به صورت توده کوچک دگرشکل و دگرگون شده در شمال دریاچه سد زاینده‌رود و در شمال شهرکرد در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان واقع شده است. ترکیب کانی‌شناسی این توده شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت، آمفیبول و موسکویت به عنوان کانی‌های اصلی و زیرکن، اسفن و آلانیت به عنوان کانی‌های فرعی می‌باشند. بر مبنای تقسیم‌بندی نوع شکل، بلورهای زیرکن این توده گرانیت گنایسی غالباً در گستره P_2 قرار می‌گیرند. ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن در این سنگ‌ها نشان‌دهنده یک منشاء غالباً گوشته‌ای و اندکی پوسته‌ای برای ماگمای مادر آنها است. براساس شکل بلور زیرکن (به عنوان یک ژئوترمو متر)، درجه حرارت تشکیل این بلورهای زیرکن در حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آبادچی، ریخت‌شناسی زیرکن، سنندج-سیرجان، سد زاینده‌رود، گرانیت نوع A.

مقدمه

مقدار آب، درجه حرارت و سرعت سرد شدن مذاب کنترل می‌شود (پوپین، ۱۹۸۵). سیستم بلوری زیرکن تتراگونال، تتراگونال متقارن و یا دی‌تتراگونال و دی‌پیرامیدال است. بلورهای زیرکن را براساس تکوین و رشد نسبی فرم‌های منشوری {100} نسبت به {101} و فرم‌های هرمی (پیرامیدی) {211} نسبت به {101} طبقه‌بندی می‌کند (پوپین، ۱۹۸۰). آرایش ظاهری بلور به‌صورت منشوری و هرمی (سطوح کریستالی (پیرامیدهای {101}، {211} و پیرامیدهای {100}، {110})) یکی از اصول اساسی ارائه شده در روش ریخت‌شناسی زیرکن می‌باشد (پوپین و تورکو، ۱۹۷۲؛ پوپین، ۱۹۸۰). علاوه بر آن، پیرامید {301} هم با توسعه جزئی می‌تواند وجود داشته باشد (مارتینز و همکاران، ۲۰۱۴). مدل‌های اصلی و زیرگروه‌ها با دو متغیر (نمودار IA-IT) در شکل ۱ نمایش داده شده - است.

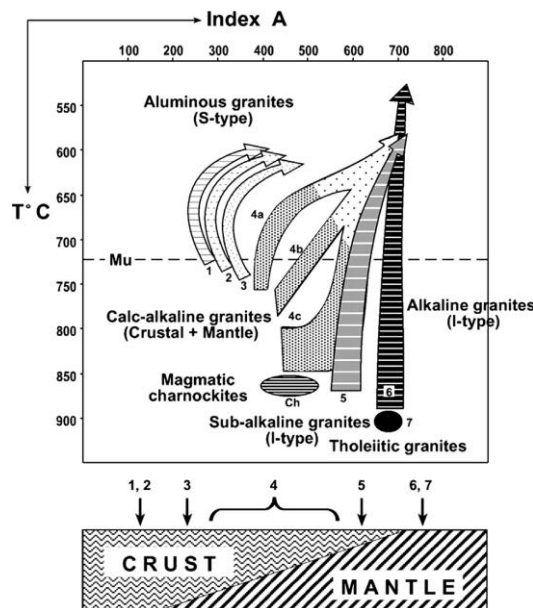
زیرکن یک کانی فرعی رایج در سنگ‌های آذرین است (دیبر و همکاران، ۱۹۹۱). این کانی ابزار ارزشمندی در مطالعات زمین‌شناسی می‌باشد و توزیع گسترده‌ای در طیفی از انواع سنگ‌ها به ویژه گرانیته‌ها دارد (مارتینز و همکاران، ۲۰۱۴). با توجه به ترکیب و مقاومت فیزیکی بالای آن، از این کانی برای مطالعات پترولوژی، ژئوکرونولوژی و کشف تاریخ شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی استفاده می‌شود (کورفیو و همکاران، ۲۰۰۳). کانی زیرکن معمولاً تک‌بلور، کشیده و شکل‌دار است که به‌صورت ترکیبی از سطوح منشوری و هرمی دیده می‌شود (کورفیو و همکاران، ۲۰۰۳). این کانی به‌ندرت در شکل‌های دیگر مانند ریزدانه‌ای، سوزنی شکل و یا تاج شکل ظاهر می‌شود (کاوالوا و همکاران، ۲۰۱۶). شکل اصلی بلورهای زیرکن، در شرایط دما و فشار بسیار بالا حفظ و باقی می‌ماند، البته در چنین شرایطی سطح بلور گرد، خورده و شکسته می‌شود (استرم و استیرر، ۲۰۰۳؛ استورم، ۲۰۱۰). شکل‌های مختلف بلوری توسط ترکیب،



شکل ۱: طبقه‌بندی ریخت‌شناختی زیرکن مطابق با مقیاس ترمومتریک (پوپین، ۱۹۸۰). شاخص A (اندیس آلکالینیته) نشان‌دهنده نسبت کنترل گسترش پیرامیدهای زیرکن است در حالی که درجه حرارت (اندیس حرارت) در گسترش منشور زیرکن تأثیرگذار است.

ترکیب مذاب می‌تواند وضعیت شکل بلورهای زیرکن را کنترل کند و تغییر شکل در یک تک بلور می‌تواند به علت ترکیب متفاوت ماگما باشد (گریفین و همکاران، ۲۰۰۲؛ بلوسووا و همکاران، ۲۰۰۶؛ سیبل و همکاران، ۲۰۰۶). ترکیب شیمیایی ماگما، به ویژه نسبت Al/Alkaline، پیرامیدهای زیرکن را کنترل می‌کند و درجه حرارت بر روی شکل منشور زیرکن تأثیرگذار است (پوپین، ۱۹۸۰). به طور کلی، ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن در درجه حرارت بالا، توسط منشور {100} و در درجه حرارت پایین توسط منشور {110} کنترل می‌شود و از این ویژگی نیز می‌توان به عنوان یک ژئوترمو متر استفاده کرد (پوپین و تورکو، ۱۹۷۲).

شکل بلورهای زیرکن در انواع توده‌های گرانیتی متفاوت است (پولدروارت، ۱۹۳۳، ۱۹۵۶؛ فرسل، ۱۹۶۳؛ هوپ، ۱۹۶۳). بنابراین، انواع گرانیت و خواص فیزیکی و شیمیایی اصلی ماگما توسط مطالعه سیستماتیک و ریخت‌شناسی بلور زیرکن مشخص می‌گردد (پوپین، ۱۹۸۰). براساس طرح (پوپین، ۱۹۸۵)، بلورهای زیرکن گرانیت نوع I با فرم‌های هرمی (پیرامیدی) تخت {101} و بلورهای زیرکن گرانیت نوع S اساساً با فرم پیرامیدی شیب‌دار {211} شناخته می‌شوند (پوپین، ۱۹۸۰؛ فینگر و همکاران، ۱۹۹۱، ۱۹۹۲؛ اسچرمایر و همکاران، ۱۹۹۲؛ بنیزک و فینگر، ۱۹۹۳؛ استورم، ۱۹۹۹؛ بلوسووا و همکاران، ۲۰۰۶؛ ککسال و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین،



شکل ۲: طبقه‌بندی پتروژنتیکی گرانیتوئیدها با استفاده از ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن (پوپین، ۱۹۸۰). دسته‌های ۱، ۲ و ۳ شامل گرانیت‌های پوسته‌ای یا اساساً با خاستگاه پوسته‌ای (گرانیت‌های کوه‌زایی)؛ دسته ۱) لوکوگرانیت آلومینیم‌دار؛ دسته ۲) مونزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های برج‌جا؛ ۳) مونزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های آلومینیم‌دار درونی. دسته ۴) و ۵) گرانیت‌های با خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای یا گرانیت‌های ترکیبی (گرانیت کوه‌زایی): (4a-c، منطقه نقطه چین تیره) گرانودیوریت و مونزونیت؛ (4a-c منطقه نقطه چین روشن) مونزوگرانیت و گرانیت آکالی؛ دسته ۵) گرانیت‌های سری ساب‌آکالین. دسته ۶) و ۷) گرانیت‌های با منشأ گوشته یا اساساً با خاستگاه گوشته‌ای (گرانیت‌های کوه‌زایی)؛ دسته ۶) گرانیت‌های سری آکالی. ۷) گرانیت‌های سری توله‌ایتی.

ارتفاعی را می‌دهد، بخشی از کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد می‌باشد. این کمپلکس به صورت پهنه بزرگ شکل‌پذیر دارای تنوعی از سنگ‌هایی دگرگونی بوده که غالباً تحت تأثیر دگرشکلی شدید، کم و بیش میلونیتی شده‌اند (داودیان و همکاران، ۲۰۰۸). توده گرانیته مورد مطالعه به صورت پیش از دگرگونی در واحدهای سنگ-شناسی قدیمی‌تر شامل آمفیبولیت، شیست و گنایس که دارای سن انتهای نئوپروتروزوئیک بوده، نفوذ کرده است (داودیان و همکاران، ۲۰۱۶). از سوی دیگر، این سنگ‌های گرانیته خود مورد نفوذ دایک‌های دلریتی واقع شده‌اند. در برخی مناطق، این توده گرانیته و واحدهای سنگی میزبان متحمل دگرگونی فشار بالا در ژوراسیک زیرین شده‌اند و به دنبال آن دگرشکلی شدید داکتیل سبب تشکیل برگوارگی، خطواره و چین‌خوردگی شدید در سنگ‌های منطقه به ویژه گرانیته‌ها گردیده است. همچنین، فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی حاکم بر منطقه، سبب شده‌اند که سنگ‌های گرانیته تا حدودی در معرض متاسوماتیسم سدیک قرار گیرند.

مواد و روش‌ها

به منظور شناسایی و بررسی ریخت‌شناسی زیرکن، یک کیلوگرم نمونه گرانیته گنایسی سالم انتخاب و توسط دستگاه آسیاب فکی خرد شد. در مرحله بعد، نمونه را درون دستگاه لرزان قرار داده تا عمل جدایش بلورها براساس اندازه بلور انجام شود. سپس، بلورهای بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون از بقیه جدا و کاملاً شستشو داده شدند. این مرحله چندین بار تکرار شد تا کانی‌های سبک مانند کانی‌های رسی از بقیه ذرات کاملاً جدا شوند. سپس، نمونه را در آون خشک کرده و کانی‌های

بررسی و مطالعات متعددی در مورد ارتباط بین رشد زیرکن و پترولوژی گرانیته‌ها انجام شده است (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲؛ بلوسوا و همکاران، ۲۰۰۶؛ سیل و همکاران، ۲۰۰۶). به طوری که پوپین (۱۹۸۰) طرحی را در رابطه با ریخت‌شناسی ظاهری زیرکن، طبقه‌بندی ژنتیکی گرانیته‌ها میزبان و درجه حرارت تبلور ماگمای گرانیته پیشنهاد کرد که اساس طبقه‌بندی ژنتیکی است. بر این اساس، سه نوع اصلی گرانیته قابل تقسیم است که شامل:

-گرانیته‌هایی با منشاء پوسته‌ای یا غالباً پوسته‌ای (آلومینیوس)

-گرانیته‌هایی با منشاء اختلاط پوسته‌ای و گوشته‌ای (سری کالک‌آلکان و ساب‌آلکان)

-گرانیته‌هایی با منشاء گوشته‌ای یا غالباً گوشته‌ای (توله‌ایتی و آلکان) (شکل ۱ و ۲).

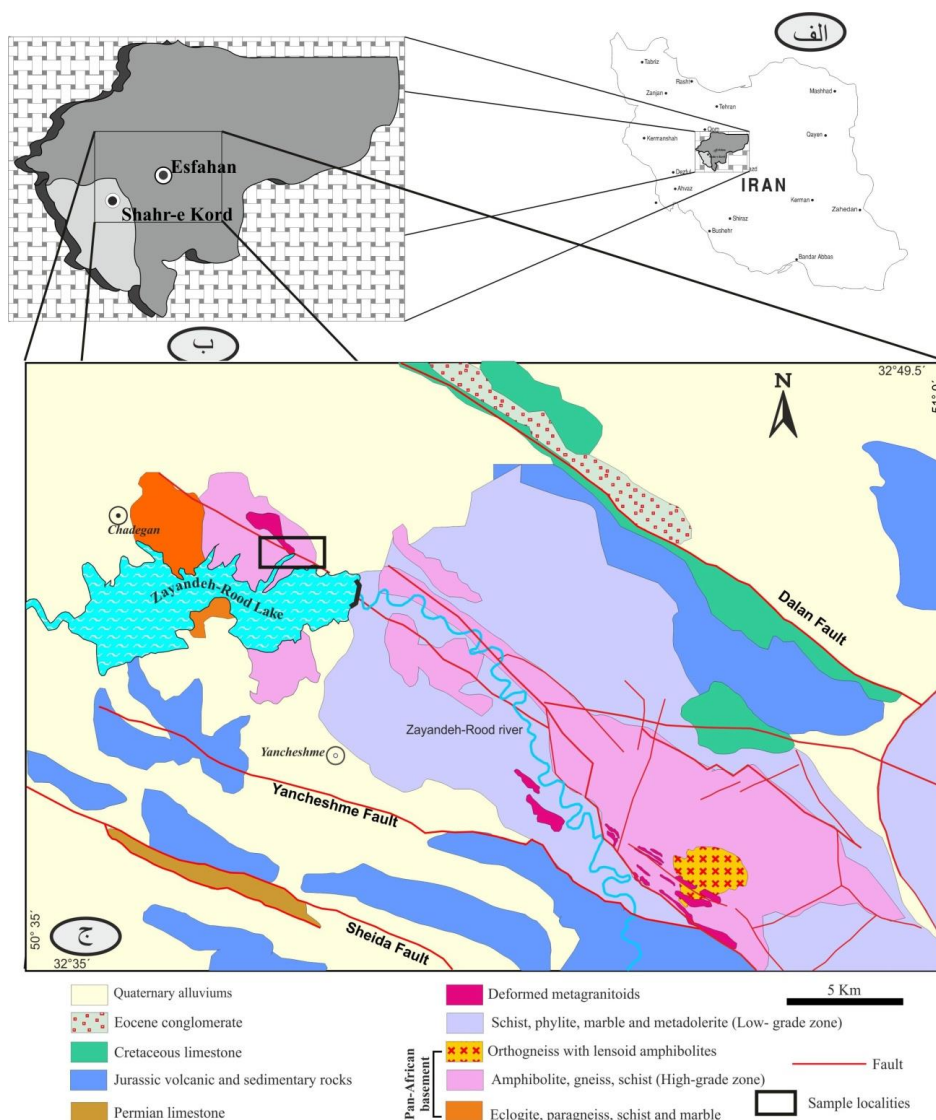
در این نوشتار، با استفاده از مطالعه ریخت‌شناسی زیرکن به بررسی منشا ماگمای توده گرانیته-گنایسی آبادچی پرداخته و براساس گونه‌شناسی بلور زیرکن، درجه حرارت تشکیل بلورهای زیرکن تعیین می‌شود.

محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال دریاچه سد زاینده-رود، حدود ۴۵ کیلومتری شمال شهرکرد در گستره‌ای با مختصات طول جغرافیایی $39^{\circ} 40'$ تا $50^{\circ} 25' 43''$ شرقی و عرض جغرافیایی $32^{\circ} 44' 43''$ تا $32^{\circ} 46' 11''$ شمالی قرار دارد. منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه زمین‌ساختاری سنندج - سیرجان محسوب می‌شود (شکل ۳). توده گرانیته گنایسی مورد مطالعه که در مجاورت روستای آبادچی قرار دارد و از نظر مورفولوژی تشکیل تپه و ماهورهای کم

کاغذ صافی، با استون شسته و در آون خشک شد. در مرحله آخر با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار، جدایش زیرکنها به صورت دستی انجام گرفت. سپس دانههای زیرکن جدا شده را به وسیله چسب اپوکسی بر روی لام چسبانده و توسط میکروسکوپ عبوری با بزرگنمایی عدسی شیئی ۲۰X مطالعه گردید.

آهن دار توسط آهن ربا جدا شد. در مرحله بعد، برای جدایش کانی زیرکن از دیگر کانیها، مایع سنگین برموفرم ($CHBr_3$) با وزن مخصوص ۲/۸۹ گرم بر سانتی متر مکعب، مورد استفاده قرار گرفت. به دلیل چگالی بالای کانی زیرکن، این کانی به سمت پایین سقوط نموده و در مجرای خروجی دکانتور ته نشین می گردد. دانههای جمع شده در مجرای خروجی دکانتور پس از قرارگیری بر روی



شکل ۳: موقعیت منطقه مورد مطالعه: (الف) در ایران، (ب) استان چهارمحال بختیاری، (ج) موقعیت جغرافیای منطقه مورد مطالعه و توده‌ی نفوذی بر نقشه زمین‌شناسی، (بر گرفته از داودیان و همکاران، ۲۰۱۶).

کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت، موسکویت، اکسید آهن، زیرکن، آمفیبول، اسفن و آلانیت می‌باشد (ریاحی و همکاران، ۱۳۹۴a، ۱۳۹۴b و ۱۳۹۷).

کوارتز: این کانی سازنده اصلی گرانیته گنایسی می‌باشد که دارای اندازه متغیر بوده و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشد. این کانی شرایط متفاوت دگرشکلی دینامیکی تحمیل شده بر روی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد که از شواهد دگرشکلی دینامیک در بلور کوارتز می‌توان به ایجاد خاموشی موجی، ایجاد ساب‌گرین و نئوگرین (شکل ۴ الف)، ایجاد بافت ساروجی و تجدید تبلور دینامیکی یا پلاستیکی (از نوع SGR، BLG و GBM) و شکل‌گیری ریزدانه‌ها و تغییر شکل مرز دانه‌ها اشاره نمود (شکل ۴ ب).

پلاژیوکلاز: دارای ماکل تکراری که به صورت متوسط بلور تا درشت‌بلور در متن سنگ مشاهده می‌شوند. حالت کینگینگ (پلکانی) در ماکل پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود و بلورهای این کانی معمولاً به صورت پورفیرو کلاست هستند. پلاژیوکلازها تحت تاثیر دگرسانی آرژیلی و سریسیتی قرار گرفته‌اند. گاهی بافت میرمیکیتی نیز در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۴ پ). فلدسپات آلکان: این پورفیروکلاست‌ها به صورت پرتیت و آنتی‌پرتیت قابل مشاهده بوده و معمولاً بلورهای متوسط تا درشت بلور را تشکیل می‌دهند. پرتیت‌ها شامل پرتیت لخته‌ای، پرتیت رشته‌ای و پرتیت شعله‌ای هستند (شکل ۴ ت).

میکاه: دیگر کانی بارز موجود، موسکویت می‌باشد. موسکویت‌ها اکثراً به صورت فنزیت می‌باشد که در اندازه‌های کوچک تا متوسط قابل مشاهده می‌باشند که دارای برجستگی کمی بالاتر از مسکویت دارند و رنگ سبز کم‌رنگ یا صورتی کم‌رنگ را

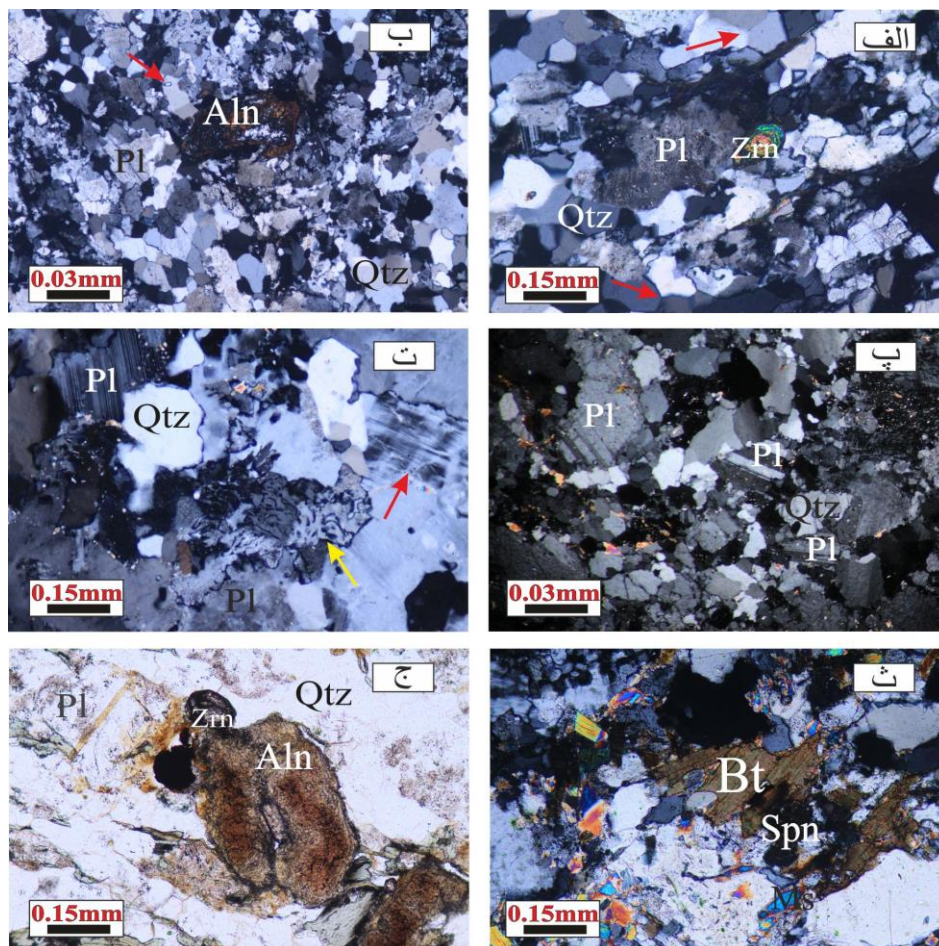
برای مطالعه دقیق ریخت‌شناسی، تصاویر SEM توسط میکروسکوپ الکترونی در دانشگاه Postech در شهر پوهانگ کشور کره جنوبی تهیه شد. به طوری که تعداد ۲۲ دانه زیرکن بر روی صفحه مخصوص (استند) چسبانده و با طلا پوشیده شدند و از ۱۴ دانه از زیرکن‌ها تصویر SEM تهیه شد. سپس آنالیز EDX بر روی یک دانه زیرکن انجام گرفت. لازم به توضیح است که بررسی و مطالعه بر روی دانه‌های شکسته نشده انجام می‌گیرد و ویژگی‌های I.A (اندیس آلکالینیتی) و I.T (اندیس حرارتی)، اندازه‌گیری طول و پهنا، محاسبه و همچنین وجود منطقه‌بندی و ادخال بررسی می‌شود. همچنین به منظور مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های سنگ کل، تعداد ۸ نمونه با کمترین میزان دگرسانی به روش ICP-ES و ICP-MS در آزمایشگاه ACME کشور کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند که بخشی از نتایج آن در جدول ۱ و به طور کامل در ریاحی و همکاران (۱۳۹۷) ارائه شده است.

بحث و نتایج

پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیته گنایسی آبادچی
براساس مطالعات صحرایی، گرانیته‌های گنایسی منطقه به صورت توده‌ای، متوسط تا ریزبلور، متراکم و از استحکام متوسطی برخوردار هستند. این سنگ‌ها لوکوگرانیته بوده و به صورت تناوبی از کانی‌های روشن و تیره مشاهده می‌شوند که گاه این تناوب دچار چین‌خوردگی شده و گرانیته‌های گنایسی چین‌خورده را به وجود می‌آورد. بافت اصلی گرانیته‌های گنایسی، میلونیتی و لپیدوگرانوبلاستیک می‌باشد. مرز دانه‌ای بلورهای سازنده سنگ از پلی‌گونال تا آمیبی شکل تغییر می‌کنند. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل

متحمل دگرسانی به کلریت شده و اسفن در راستای رخ آنها ظاهر شده است (شکل ۴ ت).

نشان می‌دهند. بلورهای بیوتیت، ریز تا متوسط‌دانه بوده و چندرنگی قهوه‌ای تا قهوه‌ای پر رنگ و قهوه‌ای مایل به سبز را نشان می‌دهند. بیوتیت



شکل ۴: الف) کوارتز با زاویه بین بلوری ۱۲۰ درجه یا زاویه دوسطحی Dehedral و ایجاد ساب‌گرین و نئوگرین (با فلش‌های قرمز نشان داده شده است) و بلور زیرکن با رنگ تداخلی زرد مایل به قرمز - سبز روشن - سبز (نور، XPL). ب) شکل‌گیری ریزدانه‌ها و تغییر شکل مرز دانه‌ها در کوارتز (نور، XPL). پ) ماکل تکراری پلاژیوکلاز در گرانیت‌های گنایسی (نور، XPL). ت) نمایی میکروسکوپی از پرتیت لخته‌ای (فلش قرمز) و میرمکیت (فلش زرد) (نور، XPL). ث) بیوتیت‌های تجزیه شده به کلریت (نور، XPL). ج) بلور آلانیت دارای منطقه‌بندی به همراه بلور زیرکن (نور، PPL) (Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Zrn: زیرکن، Aln: آلانیت، Bt: بیوتیت، Spn: اسفن)، علامت اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانز (۲۰۱۰) می‌باشد.

منطقه‌بندی مشخصی را نشان می‌دهند (شکل ۴ ج). آلانیت با چندرنگی قرمز قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره تا روشن قابل شناسایی بوده و نسبت به بیوتیت‌ها دارای برجستگی بیشتری است و حالت ورقه‌ای را نشان نمی‌دهد. آلانیت‌ها تحت‌تاثیر

آلانیت: این کانی تنها عضو خانواده اپیدوت است که دارای Fe^{+2} به عنوان یکی از سازندگان اصلی می‌باشد (دبیر و همکاران، ۱۹۶۶). آلانیت به صورت متوسط تا ریزبلور و به‌عنوان کانی فرعی حضور دارد. برخی از بلورهای درشت آلانیت

میلیون در مذاب می‌باشد. T برحسب درجه کلوین است. M یک فاکتور ترکیبی است که بستگی به حلالیت زیرکن نسبت به SiO_2 و میزان آلومینیوم مذاب دارد. براساس روابط ذکر شده، دمای اشباع از زیرکن در محدوده دمای اشباع از زیرکن برابر با $752 - 795$ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. این درجه حرارت بدست آمده، بیان‌کننده دمای تبلور بلورهای زیرکن در تعادل با مذاب غنی از محتوای زیرکونیم است (کمپ و همکاران، ۲۰۰۵). همچنین درجه حرارت تبلور کانی زیرکن براساس نمودار SiO_2 در برابر Zr (شکل ۵ ب، کمپ و همکاران، ۲۰۰۵) برای نمونه‌های آنالیز شده (به روش ICP-MS و ICP-AES) از توده مورد مطالعه حدود ($750 - 800$ °C) می‌باشد که در تطابق با روش محاسباتی است.

بررسی ریخت‌شناسی زیرکن‌های توده مورد مطالعه

در راستای این مطالعه، در ابتدا حدود ۳۰۰ بلور زیرکن جدا شد که از بین آنها صد و پنجاه بلور سالم و بدون آثار گردشگری جدا گردید. رنگ بلورهای زیرکن، قهوه‌ای کهربایی، قهوه‌ای و بی-رنگ، شفاف-نیمه‌شفاف با شکل منشوری پهن تا کشیده است. در بررسی انجام شده بر روی بلور-های زیرکن جدا شده از گرانیته گنایسی آبادچی، شکل سطوح بلورین اکثر بلورهای زیرکن براساس تقسیم‌بندی ریخت‌شناسی زیرکن (پوپین، ۱۹۸۰)، در محدوده P_2 و به میزان کم‌تر در محدوده‌های S_{19} قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶ و ۷). بلورهای زیرکن دارای منطقه‌بندی متحدالمرکز ترکیبی به موازات سطوح منشوری بوده (شکل ۶ بلورهای ۱ و ۱۲) که بیانگر تفریق بلورین و ماهیت ماگمایی زیرکن می‌باشد (وری و همکاران، ۱۹۹۶). به گونه‌ای که در بخش مرکزی رنگ تیره

متاسوماتیسم قرار گرفته و در حال از بین رفتن می‌باشند (شکل ۴ ب و ج).

زیرکن: به صورت بلورهای ریز و بلورین با رنگ تداخلی درجه بالا در این سنگ‌ها حضور دارد (شکل ۴ الف و ج) (ریاحی و همکاران، ۱۳۹۴a، ۱۳۹۴b، ۱۳۹۷). این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی (طبق نمودارهای فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، از لحاظ اندیس Fe^* آهن‌دار تا منیزیم‌دار، از نظر اندیس MALI کلسیک تا کالک-آلکالی، از نظر ضریب اشباع از آلومین پرآلومینوس ضعیف تا کمی متآلومینوس هستند (ریاحی و همکاران، ۱۳۹۷). براساس نمودار سه‌تایی $Y\text{-Nb-3Ga}$ ، این سنگ‌های گرانیته از تیپ A_2 هستند (ریاحی و همکاران، ۱۳۹۷) که این تیپ گرانیته‌ها، منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای دارند (ابی، ۱۹۹۲). با توجه به اینکه بلورهای زیرکن جدا شده از توده‌های گرانیته گنایسی مورد مطالعه حاوی گزنوکریست و یا دانه به ارث رسیده نمی‌باشد و دارای توزیع یکنواخت و همگنی در کل سنگ می‌باشند و از طرف دیگر، در نمودار تغییرات Zr در مقابل SiO_2 همبستگی منفی وجود دارد (جدول ۱، شکل ۵ الف)، می‌توان از میزان محتوای Zr موجود در مذاب و ترکیب کانی زیرکن جهت تخمین درجه - حرارت ماگما (زمین دماسنجی) استفاده نمود (جانپوسک، ۲۰۰۶). طبق رابطه بین حلالیت زیرکن، حرارت و ترکیب مذاب توسط (واتسون و هریسون، ۱۹۸۳) که به قرار زیر می‌باشد:

$$\text{Ln D Zr, Zircon/melt} = \left\{ \frac{1.80 - [1.85(M-1)] + 12900/T}{T \text{ Zr} = 12900 / [\text{Ln} (496000 / \text{Zr melt} + 3.80 + 0.85(M+1))]} \right\}$$

$$M = (\text{Na} + \text{K} + 2.\text{Ca}) / (\text{Al}.\text{Si})$$

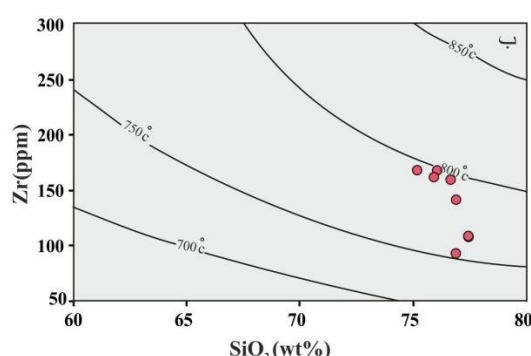
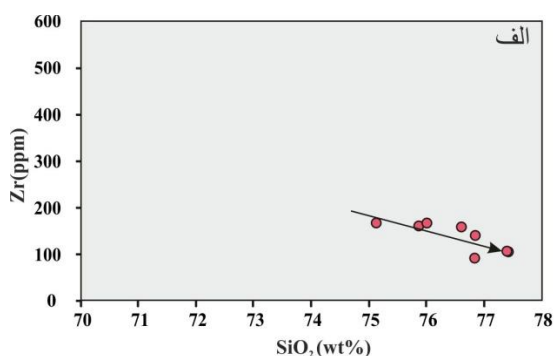
$\text{Ln D Zr, Zircon/melt}$ عبارت از نسبت عنصر زیرکونیم در کانی زیرکن به غلظت عنصر زیرکونیم در مذاب می‌باشد و 496000 ppm نیز برابر با غلظت زیرکونیم برحسب قسمت در

۱۲). بلورهای زیرکن دارای ادخال مذاب (شکل ۶، بلورهای ۳، ۵، ۶، ۱۰ و ۱۱)، منطقه‌بندی (شکل ۶، بلورهای ۳، ۴ و ۱۳) و سوزن روتیل می‌باشند (شکل ۶، بلور ۷).

که حاصل تمرکز مواد رادیواکتیو است، دیده می‌شود. در این بخش، گاهی آثار تخریب ناشی از واپاشی مواد اورانیوم‌دار (متامیکت)، به صورت شکستگی به چشم می‌خورد (شکل ۶ بلورهای ۱ و

جدول ۱: نتایج آنالیزهای ICP-MS و ICP-ES سنگ‌های مورد مطالعه. مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm می‌باشد.

ELEMENT	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Zr	Zr Saturation		
							M	Zr Sat.	TZr Sat. °C
UNITS	%	%	%	%	%	ppm			
RH4-1	77.40	12.74	1.38	4.96	1.27	108.3	1.29	96.0	759.9
RH4-6	76.84	12.47	0.64	3.80	3.59	93.4	1.24	91.4	751.7
RH4-8a	77.39	12.77	1.23	5.04	1.29	109.2	1.28	94.6	761.8
RH5-1	75.13	12.89	1.04	3.71	3.93	168.7	1.33	99.2	795.0
RH5-2	76.61	13.14	1.62	5.77	0.13	160.1	1.34	99.4	790.2
RH5-5a	76.85	13.07	0.87	6.41	0.22	142.0	1.32	98.3	780.8
RH6-3	75.87	12.78	0.97	5.10	1.67	162.4	1.31	96.8	793.7
RH7-2	76.01	12.36	1.97	4.41	1.49	168.5	1.39	104.4	790.3



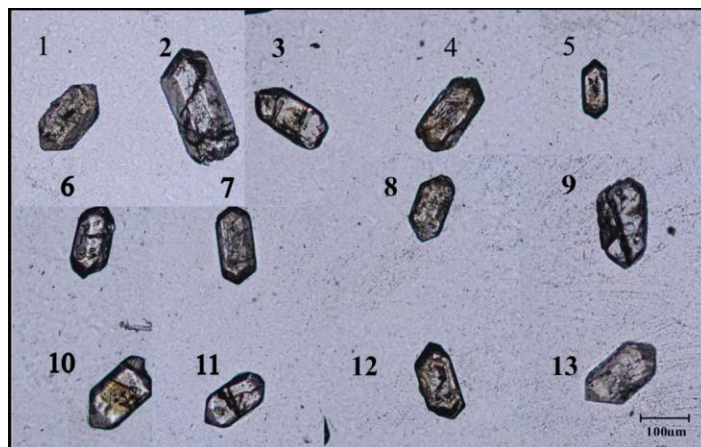
شکل ۵: الف) نمایش همبستگی منفی بین SiO₂ و Zr. ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Zr در برابر SiO₂ (واتسون و هریسون، ۱۹۸۳)، که در محدوده دمایی بین ۷۵۰-۸۰۰°C واقع شده‌اند.

I.A و I.T به ترتیب ۶/۴۲۷ و ۶۵۰ می‌باشد و دارای روند تحول تیپولوژی (T.E.T)، سکانس تشکیل فرم‌های بلورین که در بلور زیرکن ثبت

کشیدگی بلورهای زیرکن، ۲۳۸-۱۱۵ میکرومتر و پهنای آن‌ها ۱۱۰-۵۲ میکرومتر و نسبت کشیدگی به پهنای، ۲/۴۳-۱/۴۵ می‌باشد. اندکس

محور T.E.T و محور I.A است (شکل ۸) و در مرز (سمت گرانیت ساب آلکالن) روند گرانیت‌های آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۲ و ۸ ب).

می‌شود) برابر با $31/57$ درجه است که از نقطه تقاطع (I.T, I.A) با شیب ST/SA (انحراف استاندارد اندیس T / انحراف استاندارد اندیس A) خطی ترسیم می‌شود که برابر با تانژانت زاویه بین

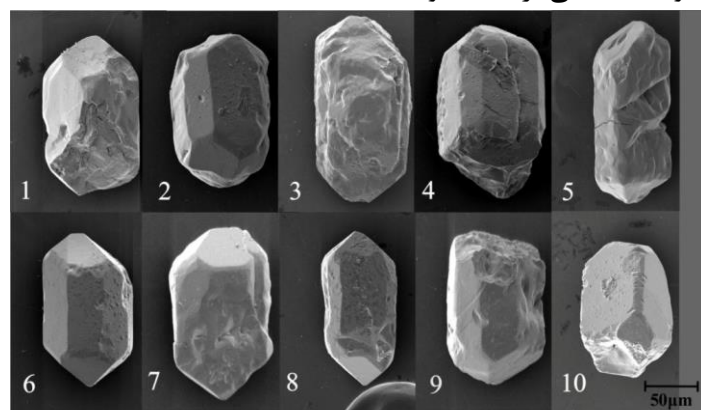


شکل ۶: بلورهای زیرکن از گرانیت‌های گنایسی آبادچی. (1) P2، حاوی منطقه‌بندی و متمکیت، P4 (2) دارای منطقه‌بندی و ادخال‌هایی از سوزن‌های روتیل یا آپاتیت، P2 (3) محتوی ادخال مذاب، P2 (4) دارای منطقه‌بندی و ادخال‌هایی از سوزن‌های روتیل یا آپاتیت، P2 (5) حاوی ادخال مذاب، P3 (6) حاوی ادخال مذاب و شکستگی، P3 (7) محتوی ادخال‌هایی از سوزن روتیل، S10 (8) دارای منطقه‌بندی، P5 (9) دارای شکستگی و ادخال مذاب، P5 (10) دارای ادخال مذاب به همراه ادخال‌هایی از سوزن‌های روتیل یا آپاتیت، S15 (11) دارای شکستگی و ادخال مذاب، P2 (12) حاوی منطقه‌بندی، متمکیت و ادخال‌هایی از سوزن‌های روتیل یا آپاتیت، P4 (13) دارای منطقه‌بندی و ادخال‌هایی از سوزن‌های روتیل یا آپاتیت.

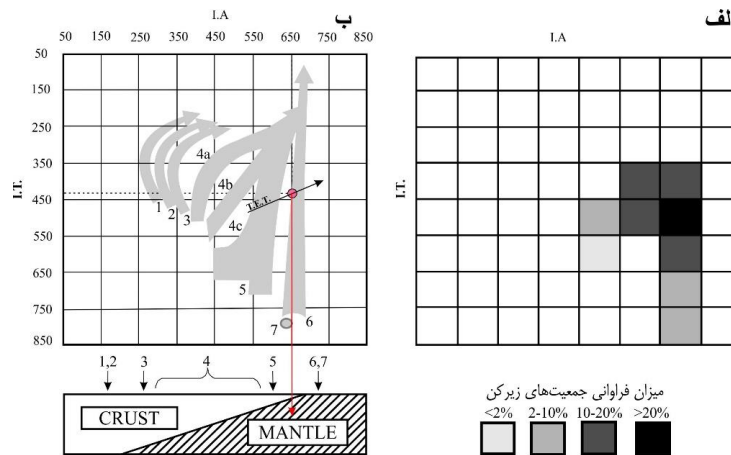
آنالیز EDX

است. EDX سیستمی است که به همراه میکروسکوپ الکترونی عبوری SEM بوده و در حقیقت بخشی از این میکروسکوپ به شمار می‌رود.

EDX مخفف کلمات Energy Dispersive X ray است که برخی اوقات به آن EDS یا EDAX هم می‌گویند. این تکنیک روشی برای مشخص کردن ترکیب عنصری یک نمونه یا بخشی از یک نمونه



شکل ۷: تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از بلورهای زیرکن، 1: S10، 2: S10، 3: P4، 4: P3، 5: D، 6: P5، 7: S14، 8: P3، 9: P3، 10: D.



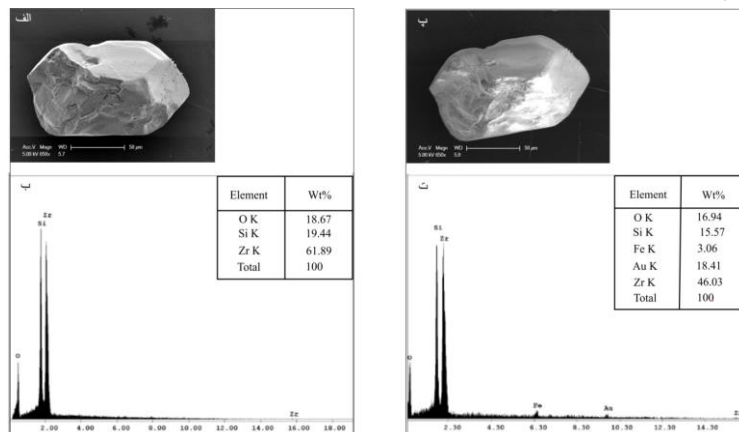
شکل ۸: الف) توزیع فراوانی ریختی زیرکن، ب) نقطه میانگین (I.A, I.T) نمودار (I.A, I.T) به ترتیب اندیس حرارت و اندیس آلکالینیتی) و روند تکامل ریخت‌شناسی محاسبه شده (T.E.T). این دو اندیس توسط محاسبات آماری به صورت زیر ارزیابی می‌شوند:

$$I \cdot \bar{A} = \sum_{I \cdot A=100}^{800} I \cdot A \times n_{I \cdot A} \quad I \cdot T = \sum_{I \cdot T=0}^{800} I \cdot T \times n_{I \cdot T}$$

که در این معادله $n_{I \cdot T}$ و $n_{I \cdot A}$ فراوانی های معین برای هر مقدار I.A و I.T می‌باشند.

موجود در بلور زیرکن که با طلا پوشیده شده است، مطابق نمودار ۹ عبارت‌اند از: ۱۶/۹۴٪ Au، ۱۸/۴۱٪ Fe، ۳/۰۶٪ Si، ۱۵/۵۷٪ O، و ۴۶/۰۳٪ Zr. میزان درصد عناصر موجود در زیرکن بدون پوشش در نمودار ۹ ب شامل: ۱۸/۶۴٪ O، ۱۹/۴۴٪ Si، و ۶۱/۸۹٪ Zr است.

هر یک از پیک‌های نشان داده شده در این نمودارها، به یک اتم خاص اختصاص دارد. پیک‌های با ارتفاع بیش‌تر به معنی غلظت بیش‌تر عنصر مورد نظر در نمونه است. نتایج به‌دست آمده از میزان عنصرهای موجود در بلورهای زیرکن در نمودار شکل ۹ به‌صورت درصد وزنی (Wt) ارائه شده است (آنالیزها در دو نقطه متفاوت بر روی یک بلور زیرکن انجام گرفته‌اند). درصد عنصرهای



شکل ۹: الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از بلور زیرکن بدون پوشش طلا، ب) آنالیز و نمودار EDS مربوط به بلور زیرکن بدون پوشش طلا، پ) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از بلور زیرکن با پوشش طلا، ت) آنالیز و نمودار EDS مربوط به بلور زیرکن با پوشش طلا.

نتیجه‌گیری

و آلانیت می‌باشد. ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن موجود در گرانیته‌های گنایسی نشان‌دهنده یک منشاء غالباً گوشته‌ای و اندکی پوسته‌ای برای این کانی است و براساس ریخت‌شناسی بلور زیرکن (به عنوان ژئوترمو متر)، درجه حرارت تشکیل بلورهای زیرکن در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد است.

سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می‌نمایند.

گرانیته‌های گنایسی مورد مطالعه در منطقه آبادچی (مجاور سد زاینده‌رود)، حدود ۴۵ کیلومتری شمال شهرکرد واقع شده است. این منطقه بخشی از پهنه زمین‌ساختی سنندج - سیرجان می‌باشد. براساس بررسی‌های صحرایی و مطالعات پتروگرافی، گرانیته‌های گنایسی منطقه محدود به پهنه برشی می‌باشند که به شدت تحت-تأثیر دگرگونی و دگرشکلی دینامیک قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها دارای فابریک میلونیتی هستند. از لحاظ کانی‌شناسی تنوع چندانی نداشته و شامل کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، بیوتیت، موسکویت، اوپاک، زیرکن، آمفیبول، اسفن

منابع

ماتاگرانیته چین‌خورده آبادچی، سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، تهران.

-ریاحی، س.ف.، شبانیان، ب.ن. و داودیان، د.ع.، ۱۳۹۷. ژئوشیمی و محیط زمین ساختی گرانیته گنایس‌های آبادچی، شمال شهرکرد، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال ۲۶، شماره ۱، ص ۱۹۵-۲۰۷.

-ریاحی، س.ف.، شبانیان، ب.ن.، داودیان، د.ع. و منصور، م.، ۱۳۹۴a. بررسی شواهد دگرشکلی دینامیک در متاگرانیته‌های روستای آبادچی، نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، تهران.

-ریاحی، س.ف.، شبانیان، ب.ن.، داودیان، د.ع. و منصور، م.، ۱۳۹۴b. تأثیر دگرشکلی دینامیک بر بلور کوارتز به همراه متاسوماتیسم سدیم در

-Belousova, E.A., Griffin, W.L. and O'Reilly, S.Y., 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids, *Journal Petrology*, v. 47, p. 329-353.

-Benisek, A. and Finger, F., 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study, *Contribution to*

Mineralogy and Petrology, v. 114, p. 441-451.

-Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. and Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures, In: Hanchar J.M. and Hoskin P.W.O. (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, p. 468-500.

-Davoudian, A., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N., 2008. *Petrology of*

- eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, v. 92, p. 393-413.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N., 2016. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny, *Gondwana Research*, v. 37, p. 216-240.
- Deer, W., Howie, R.A. and Zussman, J., 1966. An introduction to the rock forming minerals, Longman, London, 549 p.
- Deer, W.A., Howie, A. and Zussman, J., 1991. An Introduction to the Rock-forming Minerals, Longman, London, 528 p.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications *Geology*, v. 20, p. 641-644.
- Finger, F., Friedl, G. and Haunschmid, B., 1991. Wall-rock derived zircon xenocrysts as important indicator minerals of magma contamination in the Freistadt granodiorite pluton, northern Austrian *Geology Carpath*, v. 42 (2), p. 67-75.
- Finger, F., Haunschmid, B., Schermaier, A. and Quadt, A., 1992. Is zircon morphology indicative of a mantle or crustal origin of a granite? Comparison of Pupin indices with Sr and Nd isotope data of 26 Austrian granites, *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, v. 137, p. 135-137.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033-2048.
- Frasl, G., 1963. Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Routinearbeit des Kristallingeologen, *Jb. Geology B.-A. (Wien)*, v. 106, p. 405-428.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X. and Zhou, X., 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes, *Lithos*, v. 61, p. 237-282.
- Hoppe, G., 1963. Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzes-sorischen Zirkone für petrogenetische Auswertungen, *Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, v.1, p. 1-131.
- Janousek, V., 2006. Saturnin, R Language script for application of accessory-mineralsaturation models in igneous geochemistry, *Geological Carpathica*, v. 57, p. 131-142.
- Kemp, A.I.S., Whitehouse, M.J., Hawkesworth, C.J. and Alarcon, M.K., 2005. A zircon U-Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: Implications for the high/low temperature classification and magma differentiation processes, *Contribion of Mineralogy and Petrology*, v. 150, p. 230-249.
- Köksal, S., Göncüoğlu, M., Toksoy-Köksal, F., Möller, A. and Kemnitz, H., 2008. Zircon typologies and internal structures as petrogenetic indicators in contrasting granitoid types from central Anatolia, Turkey, *Mineralogy Petrology*, v. 93, p.185-211.
- Kovaleva, E., Austrheim, H. and Klötzli, U., 2016. Interpretation of zircon corona textures from metapelitic granulites of Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy: Two-stage decomposition of Fe-Ti oxides, *Journal Solid Earth Discuss*, doi:10.5194/se-2016-164, 2016.

- Martins, H.C.B., Simões, P.P. and Abreu, J., 2014. Zircon crystal morphology and internal structures as a tool for constraining magma sources: Examples from northern Portugal Variscan biotite-rich granite plutons, *Comptes Rendus Geoscience*, v. 346, p. 233–243.
- Poldervaart, A., 1955. Zircons in rocks, 1: Sedimentary rocks, *Am, Journal of Science*, v. 253, p. 433–461.
- Poldervaart, A., 1956. Zircons in rocks, 2: Igneous rocks. *Am, Journal of Science*, v. 254, p. 521–554.
- Pupin, J.P. and Turco, G., 1972. Application des donnees morphologiques du zircon accessoire en petrologie endogene, *CR Acad. Science Paris*, v. 275[D], p. 799–802.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology, *Contributions to Mineralogy Petrology*, v. 73, p. 207–220.
- Pupin, J.P., 1985. Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on zircon typology, *Schweiz, Mineralogy Petrogr, Mitt*, v. 65, p. 29–56.
- Schermaier, A., Haunschmid, B., Schubert, G., Frasl, G. and Finger, F., 1992. Diskri-minierung von S-type und I-type Graniten auf der Basis zirkontypologischer Untersuchungen, *Frankfurter Geowiss, Arb, Serie A Geologie-Paläontologie*, v. 11, p. 149–153.
- Siebel, W., Thiel, M. and Chen, F., 2006. Zircon geochronology and compositional record of late to post-kinematic granitoids associated with the Bavarian Pfahl zone (Bavarian Forest), *Mineralogy Petrology*, v. 86, p. 45–62.
- Sturm, R., 1999. Longitudinal and cross section of zircon: a new method for the investigation of morphological evolutional trends, *Schweiz, Mineralogy petrogenesis, Mitt*, v. 79, p. 309–316.
- Sturm, R. and Steyrer, H.P., 2003. Use of accessory zircon for the quantification of volume changes in ductile shear zones cutting plutonic rocks, *Chemie Erde*, v. 63, p. 31–54.
- Sturm, R., 2010. Morphology and growth trends of accessory zircons from various granitoids of the south-western Bohemian Massif (Moldanubicum, Austria), *Chemie Erde*, v. 70, p. 185–196.
- Vry, J., Compston, W. and Cartwright, I., 1996. Shrimp II dating of zircons and monazites: reassessing the timing of high-grade metamorphism and fluid flow in the Reynolds Range, northern Arunta Block, *Australian Journal of metamorphic Geology*, v. 14, p. 335–350.
- Wang, X., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Zhou, X.M., Xu, X.S., Jackson, S.E. and Pearson, N.J., 2002. Morphology and geochemistry of zircons from late Mesozoic igneous complexes in coastal SE China: implications for petrogenesis, *Min Mag*, v. 66, p. 235–251.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 295–304.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185–187.