



تعیین سن مجموعه‌ی نفوذی لخشک به روش اورانیوم-سرب روی کانی‌های زیرکن و تیتانیت، شرق ایران

مهدی رضایی کهخایی^{*}، رضا رهبر، حبیب ا. قاسمی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(دریافت مقاله: ۹۵/۱/۲۱، نسخه نهایی: ۹۵/۵/۱۷)

چکیده: مجموعه‌ی نفوذی لخشک متشکل از توده گرانودیوریتی و دایک‌های مونزودیوریتی-داسیتی، بخشی از نوار گرانیتوئیدی جنوب غربی زاهدان-سراوان است که مساحتی حدود 90 Km^2 را دربر گرفته است. این دایک‌ها به صورت دسته‌ی دایک موازی و با روند غالب شمال شرقی - جنوب غربی حدود ۲۰ الی ۳۰ درصد حجم توده را به خود اختصاص داده اند. توده گرانودیوریتی دارای بافت دانه‌ای است و از پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، هورنبلند سبز و بیوتیت. کانی‌های فرعی موجود در آن عبارتند از زیرکن، تیتانیت، آپاتیت، آلانیت و اکسیدهای آهن. دایک‌های مونزودیوریتی دارای بافت بلوری ریزدانه بوده و بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند قهوه‌ای تشکیل شده اند، درحالی که دایک‌های داسیتی دارای پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز، بیوتیت و مقدار کمی هورنبلند هستند و بافت پورفیری دارند. برای تعیین سن به روش اورانیوم-سرب، بهترین زیرکن‌ها و تیتانیت‌ها از سنگ‌های مورد نظر جدا شدند. نتایج تعیین نسبت‌های اورانیوم و سرب به‌وسیله‌ی طیف‌سنج جرمی نشان داد که سنگ‌های توده گرانودیوریتی لخشک در 29.9 ± 0.1 میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند و سپس دایک‌های مونزودیوریتی در 28.95 ± 0.11 میلیون سال و دایک‌های داسیتی در 28.11 ± 0.69 میلیون سال پیش در آن تزریق شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سال‌سنجی اورانیوم-سرب؛ لخشک؛ زیرکن؛ تیتانیت؛ گرانودیوریت؛ زون سیستان؛ ایران.

مقدمه

گرانیتی مهم و تعیین کننده است. تیتانیت (CaTiSiO_5) یکی دیگر از کانی‌های فرعی است که مقادیر زیادی U و Th دارد. به دلیل دمای بالای بسته شدن سیستم، این کانی (700°C - 650°C) برای ایزوتوپ‌های اورانیوم و سرب، و علاوه بر آن رشد و بکارگیری روش‌های سال‌سنجی متنوع (مانند SHRIMP و LA-ICPMS)، می‌توان از تیتانیت در بررسی تهنشست‌های کانسارهای گرمایی، تعیین سن سنگ‌های آذرین [۳] و بازسازی تاریخچه‌ی دگرگونی یک منطقه استفاده کرد [۴-۱۰]. تیتانیت ممکن است عناصر U و Pb خود را در اثر نفوذ گرماب‌ها از دست بدهند یا بر مقدار آنها اضافه شود؛ و در نتیجه تعیین سن به درستی صورت نگیرد.

منطقه‌ی جوش‌خورده سیستان در شرق ایران قرار دارد و از بیرجند تا سراوان ادامه دارد و ناشی از فروورانش لیتوسفر

ثبات و پایداری کانی‌های کمیاب برای تعیین زمان تبلور و سن سنگ‌های آذرین و دگرگون اهمیت بسیاری دارند. برخی از این کانی‌ها مثل زیرکن و تیتانیت بیشتر به عنوان ساعت زمین‌شناسی (ژئوکرونومتر) مورد استفاده قرار می‌گیرند. زیرکن (ZrSiO_4) یک کانی غنی از اورانیوم (U) است که در طیف گسترده‌ای از انواع سنگ‌های گرانیتی تا گابرویی وجود دارد [۱]. سال‌هاست که زیرکن به عنوان یک کلید سال‌سنجی بر اساس واپاشی پرتوزای اورانیوم به سرب بکار گرفته می‌شود. نرخ انتشار برای بسیاری از عناصر در زیرکن‌ها به شدت آهسته است [۲]، در نتیجه این کانی‌ها به طور عادی سن و دیگر اطلاعات ایزوتوپی را از زمان تشکیل در خود حفظ می‌کنند. لذا اطلاعات حاصل از زیرکن‌ها برای محاسبه سن تبلور توده‌های

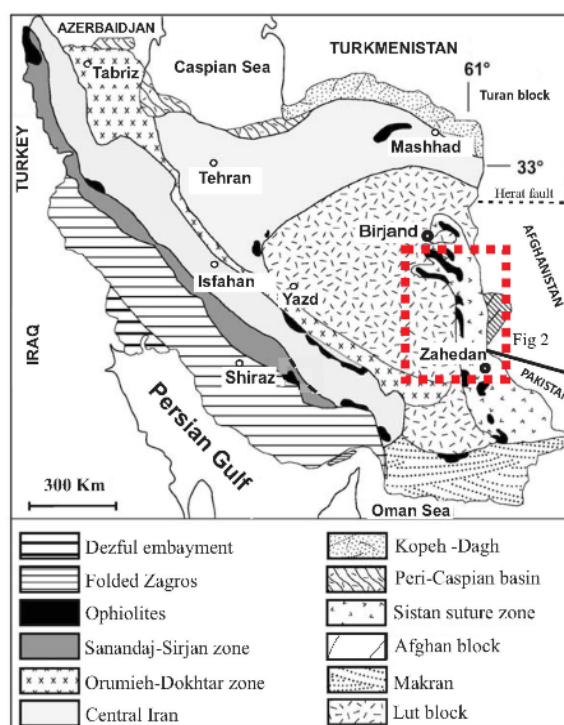
*نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۲۳-۳۲۳۹۶۰۰۷، پست الکترونیکی: Rezaei@shahroodut.ac.ir

های زرگلی، لخشک، گپدان و جنوب زاهدان است که برای آگاهی از تاریخچه‌ی ماگماتیسم شرق ایران بسیار اهمیت دارند. مجموعه‌ی نفوذی لخشک در ۱۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان زاهدان و در مسیر جاده‌ی زاهدان- بم قرار گرفته است. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ کل این مجموعه نفوذی لخشک، قبلاً توسط کنعانیان و همکاران [۱۸] مورد بررسی قرار گرفته است، ولی سن دقیق تشکیل مجموعه نفوذی در حاله‌ای از ابهام قرار داشت. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌نگاری و تعیین سن U-Pb کانی‌های زیرکن و تیتانیت در گرانیتوئیدهای لخشک و دایک‌های آن مورد پژوهش قرار گرفته و تاریخچه‌ی ماگماتیسم منطقه روشن شده است. براساس نظر کنعانیان و همکاران [۱۸]، سنگ‌های توده‌ی نفوذی لخشک از نوع آهکی-قلیایی و غالباً شبه‌آلومین بوده و از نظر فراوانی مقدار TiO_2 این سنگ‌ها در محدوده مقادیر TiO_2 گرانیت‌های حاشیه قاره است. مقادیر MgO ، Na_2O ، Cr ، Ni ، $Mg\#$ و فقیرشدگی این سنگ‌ها از Y با گدازه‌های آداکیتی حاصل از ذوب‌بخشی پوسته‌ی اقیانوسی جوان شبیه است. مقدار پایین Ba/La سنگ‌های مورد بررسی بیانگر ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو پیش از بی آب شدن آن است [۱۸].

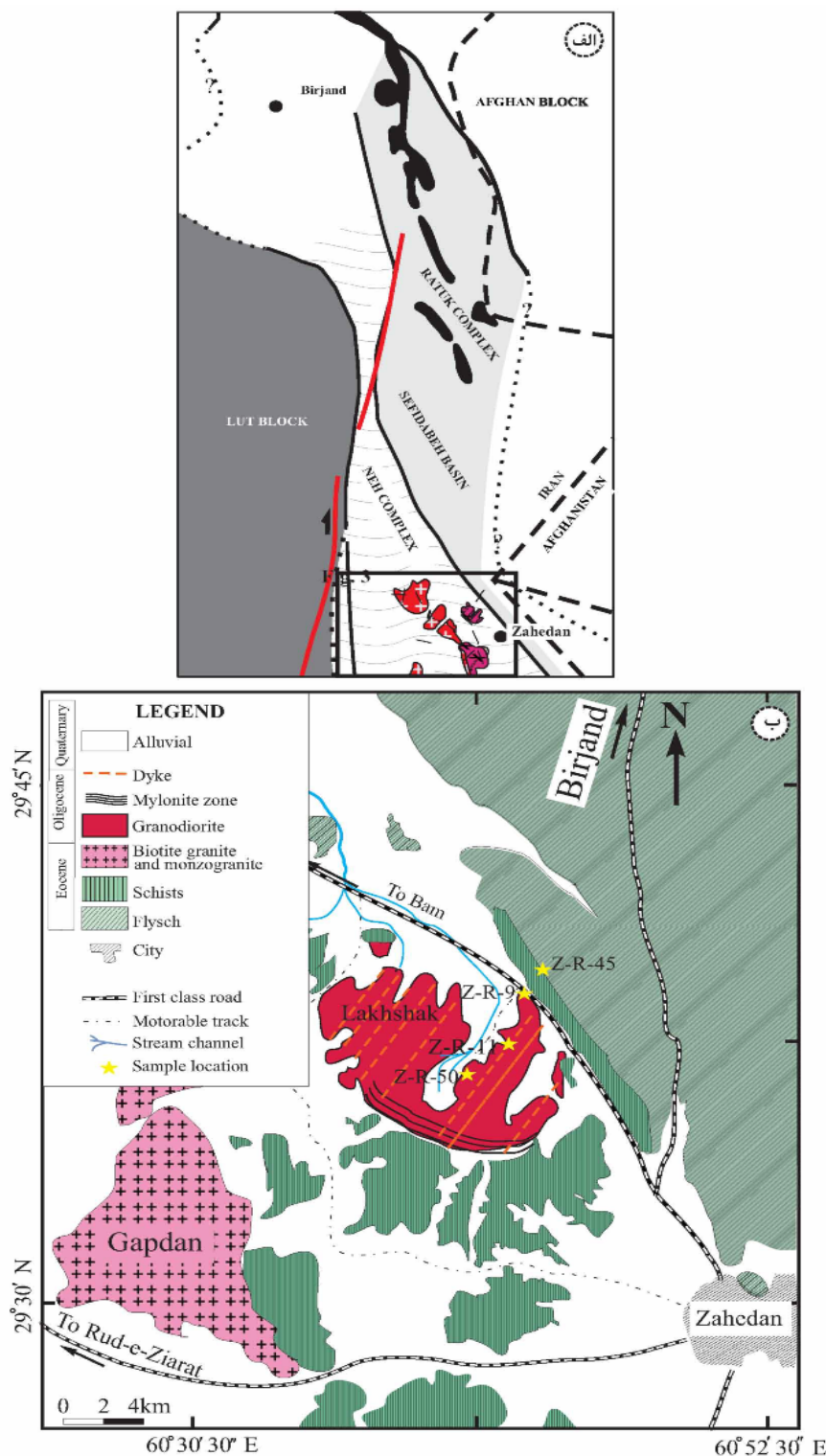
اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان و بسته شدن بازوی نفوتتیس در طی سنونین-پالتوسن است (شکل‌های ۱ و ۲ الف) [۱۱-۱۳].

منطقه‌ی جوش‌خورده‌ی سیستان شامل انواع فلیش‌های درجه پایین و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی است (شکل ۲ ب). گرانیتوئیدهای زاهدان-سراوان در جهت شمال‌غربی-جنوب-شرقی گسترش داشته و کمی دگرشکل شده‌اند [۱۴]. رضایی-کهخایی و همکاران [۱۵] به نقش منطقه‌های برشی برای جایگیری گرانیتوئیدهای زاهدان-سراوان در فلیش‌های زمان ائوسن- الیگوسن اشاره کرد. سن فلیش‌ها با توجه به چینه-شناسی منطقه و فسیل‌های شاخص بدست آمده نظیر *Nummulites aturicus* و *Nummulites* و *Discocyclina* کرتاسه بالایی تا ائوسن میانی در نظر گرفته می‌شود [۱۶]. توده‌های نفوذی که فلیش‌ها را قطع کرده‌اند از آن‌ها جوان‌ترند و احتمالاً حداقل سن ائوسن پایانی یا الیگو-میوسن را دارند. سال‌سنجی K-Ar روی چهار نمونه‌ی بیوتیت سن بین ۳۴-۳۱ میلیون سال را برای یکی از این توده‌ها نشان داده است [۱۱]. اخیراً قاسمی و همکاران [۱۷] با بررسی چهار نمونه از گرانیت‌های جنوب زاهدان به‌روش Rb-Sr، سن ۵۳ میلیون سال را برای آن‌ها گزارش کرده‌اند.

گرانیتوئیدهای زاهدان-سراوان شامل تعدادی توده به نام



شکل ۱. منطقه‌های ساختاری ایران [۱۳] و منطقه‌ی مورد بررسی (شکل ۲) در شرق ایران که روی نقشه مشخص شده است.



شکل ۲ الف): موقعیت منطقه‌ی جوش خورده‌ی سیستان، بلوک‌های لوت و افغان و مجموعه‌های نه و رتوک (اقتباس از نیرول و همکاران [۱۲] با اندکی تغییر). ب): نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی لخشک و موقعیت نمونه‌های برداشت شده.

زمین‌شناسی عمومی

حوضه‌ی سفیدآبه که به ترتیب به منشورهای به هم افزوده و حوضه‌ی پیش‌کمانی (fore arc) تقسیم می‌شوند [۱۲]. منشورهای به هم افزوده به دو بخش موازی به نام‌های نه و

منطقه‌ی جوش خورده‌ی سیستان از دو بخش مجزا تشکیل شده است (شکل ۲ الف) که عبارتند از مجموعه‌ی نه-رتوک و

فاز دوم چین خوردگی های اولیه موجود در منطقه، دوباره چین خورده و باعث تشکیل ریز چین هایی با سطح محوری شمال-شمال غربی شده است. فاز سوم دگرشکلی با سن پلیوسن-کواترنر رخ داده است. به نظر می رسد که فاز سوم دگرشکلی به برخورد سپر عربستان به بلوک ایران در زمان ترشیاری وابسته باشد [۱۲].

روابط زمین شناسی و سنگ نگاری

الف) گرانودیوریت های توده ی لخشک

توده ی بیضوی شکل لخشک با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در داخل سنگ های دگرگون ناحیه ی درجه ی ضعیف ائوسن (اسلیت و فیلیت) تزریق شده است (شکل ۳). سنگ های میزبان در محل همبری توده، دستخوش دگرگونی مجاورتی شده و به بیوتیت شست و کردیریت بیوتیت شست تبدیل شده اند. در بعضی جاها در مجاور رگه هایی از گدازه های گرانودیوریتی که به داخل سنگ های میزبان تزریق شده اند، درجه ی دگرگونی افزایش یافته و موجب تشکیل مقادیر اندکی از کانی های گارنت و سیلیمانیت نیز می شود [۱۸]. لایه بندی سنگ های میزبان در تمام مناطق اطراف توده موازی همبری آن است. بیشتر سنگ های توده ی گرانودیوریتی لخشک سالم بوده و به ندرت دستخوش دگرشکلی شده اند (به جز حاشیه ی جنوب غربی توده). در حاشیه ی جنوب غربی توده، این گرانودیوریت ها دگرشکل شده و بافت میلونیتی در آن ها پدید می آید که دارای بریدگی موازی با برخوردگاه توده است، برون-بوم های موجود در توده ی لخشک میان دانه های بوده و دارای ترکیب توانالیتی تا دیوریتی هستند. اندازه این برون بوم ها بین ۱ تا ۴۰ سانتی متر متغیر است.

توده ی گرانیتوئیدی لخشک دارای ترکیب بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت است. این سنگ ها در مجموع دارای ترکیب کانی-شناسی همگن هستند و در نمودار QAPF (کوارتز، فلدسپارقلیایی، پلاژیوکلاز و فلدسپاتوئید [۲۰]) در گستره ی گرانودیوریت قرار دارند. این گرانودیوریت ها دارای بافت میان دانه و دانه های بوده و از کانیهای پلاژیوکلاز (۴۷٪)، کوارتز (۱۹٪)، پتاسیم فلدسپار (۱۴٪)، بیوتیت (۱۱٪)، هورنبلند (۷٪) (شکل ۴ الف) و کانی های فرعی مثل زیرکن، آپاتیت، اسفن و آلانیت (کمتر از ۲٪) تشکیل شده اند که خصوصیات سنگ نگاری هر یک از این کانی ها در ادامه توضیح

رتوک تقسیم می شوند. مجموعه نه در سمت غرب منطقه ی جوش خورده ی سیستان و مجموعه ی رتوک در سمت شمال نقشه قرار دارد (شکل ۲ الف)، همچنین در حوضه ی سفیدآبه بخش هایی از مجموعه ی رتوک به صورت پراکنده رخنمون دارند. منشورهای به هم افزوده منطقه ی جوش خورده ی سیستان دارای تنوع زیادی از انواع سنگ ها شامل افیولیت های سنومانین تا ماستریشن، فیلیت های کرتاسه تا ائوسن و سنگ های رسوبی پالئوسن هستند. سنگ های افیولیتی تقریباً ۳۰٪ مجموعه نه و رتوک را تشکیل می دهند و شامل گدازه های بالشی و گابروهای لایه ای است که به وسیله ی دایک های دیابازی قطع شده اند. در بالای این مجموعه سنگ های رسوبی اساساً چرت های رادیولاریت دار و آهک های پلاژیک قرار گرفته اند. ضخامت این سنگ های رسوبی کم و در حد چند متر است و گاهی دارای فسیل های با سن تورونین تا ماستریشن هستند. هارزبورژیت بندرت در منطقه ی جوش خورده ی سیستان یافت می شود. این هارزبورژیت ها از کانی های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده اند و گاهی تا رخساره ی اکلوزیت دگرگون شده اند. رخساره ی اکلوزیت منطقه ی جوش خورده ی سیستان در فشار بین ۲/۳ - ۱/۹ گیگا پاسکال تشکیل شده است که نشان دهنده ی فروانش لیتوسفر اقیانوسی به اعماق بیش از ۶۵ تا ۸۰ کیلومتر است [۱۹]. فیلیت های موجود در منطقه ی جوش خورده ی سیستان رسوب های توریدایتی با سن پالئوسن-ائوسن هستند که طی فروانش لیتوسفر اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان دستخوش دگرشکلی و دگرگونی ناحیه ای شده اند. این فیلیت ها سنگ در برگیرنده ی توده ی گرانودیوریتی لخشک را تشکیل می دهند و دارای برگوارگی اسلیتی هستند که با جهت یابی ترجیحی کانی های بیوتیت ± سرسیت ± کلریت مشخص می شود. راستای این برگوارگی شمال غربی - جنوب شرقی است [۱۸].

در رسوب های حوضه ی سفیدآبه سه فاز دگر شکلی وابسته به سنوزوئیک ثبت شده اند [۱۲]. دوتای اول این فازها بین اوایل ائوسن و اوایل میوسن رخ داده اند. قدیمی ترین فاز بشکل یک گسل با روند تقریبی راستگرد عمل کرده است. فاز دوم دگرشکلی روی سنگ های دگرگونی منطقه عمل کرده و سبب ایجاد گسل های زوج Strike-Slip شده که بر اثر کوتاه شدگی پیشینه در جهت شرق-شمال شرق رخ داده اند. همچنین در اثر

داده می‌شود.

پلاژیوکلازها خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و معمولاً منطقه-بندی نشان می‌دهند. این کانی‌ها دارای اندازه‌ای بین ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر هستند و در بعضی نمونه‌ها نفوذی‌هایی از آپاتیت و زیرکن در داخل آنها مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها معمولاً سالم بوده و به ندرت به کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند.

بلورهای پتاسیم فلدسپار نیمه شکل‌دارند و اندازه‌ی این بلورها تقریباً ۱ میلی‌متر بوده و تجزیه نشده‌اند. پتاسیم فلدسپارها گاهی به صورت درشت بلورهایی (مگاکریست‌هایی) با بافت ریزدانه‌ای در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شوند و شامل تعداد زیادی نفوذی‌های کوچک از پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند سبز و بیوتیت هستند (شکل ۴ ب). همچنین در بعضی از نمونه‌های سنگ‌های دگرشکل شده، بافت پرتیتی شعله‌ای و میکروکلین تشکیل شده است.

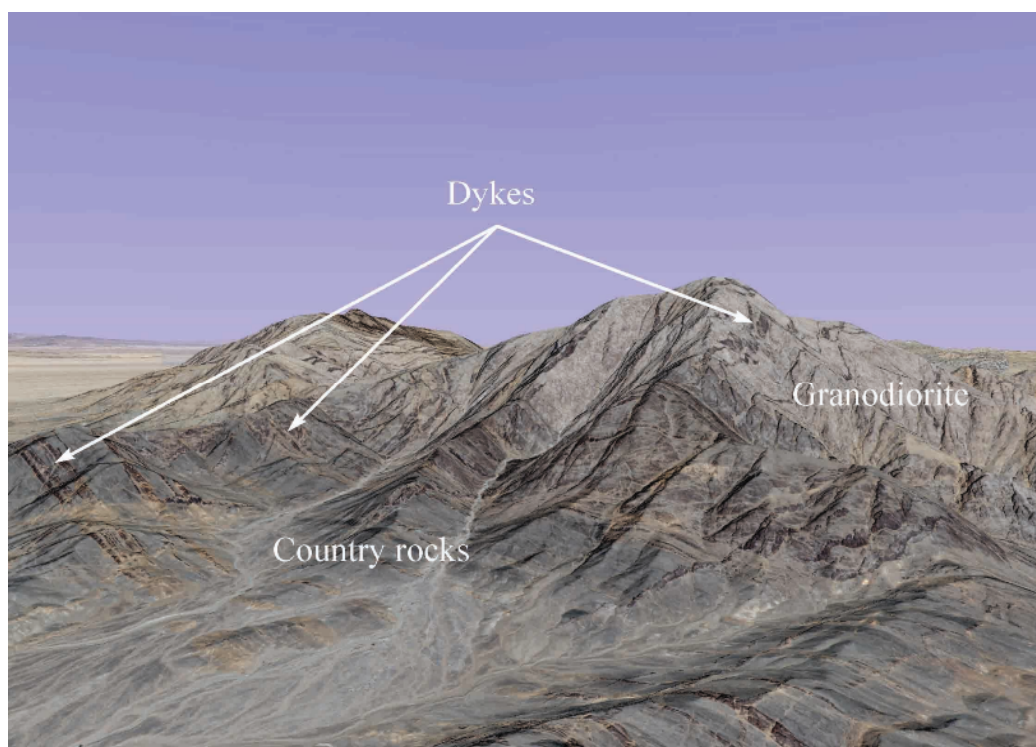
کوارتز در حدود ۱۹٪ از نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد. کانی‌های کوارتز در فضای خالی بین دیگر کانی‌های سنگ تشکیل شده و بی‌شکل و شفاف هستند. در تعدادی از کانی‌های کوارتز نفوذی‌های آپاتیت دیده می‌شوند. اغلب کوارتزهای موجود در

سنگ‌های گرانودیوریتی حاشیه جنوب‌غربی توده به یکی از راههای مهاجرت مرز دانه‌ها، چرخش و خرد شدن دانه‌ها و تبلور ایستایی دستخوش تجدید تبلور شده‌اند [۲۱، ۲۲].

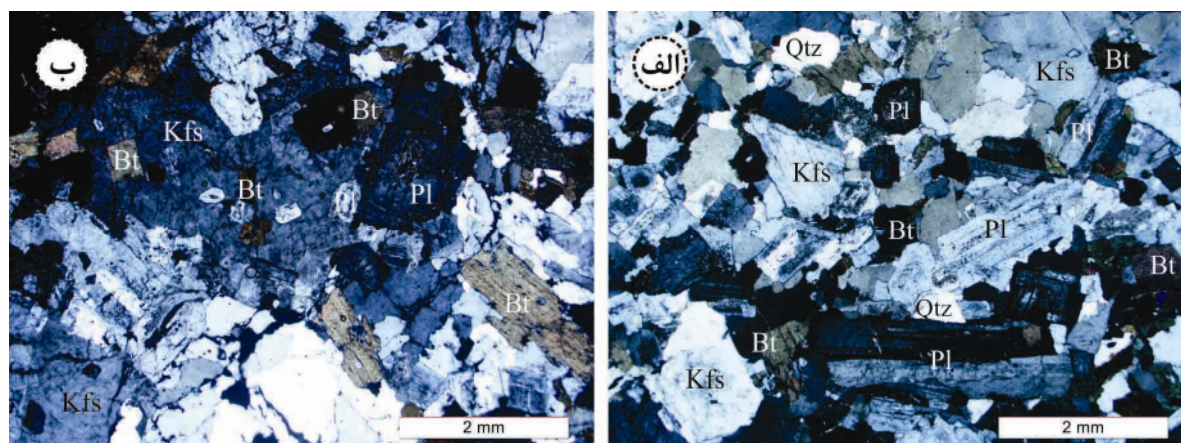
بیوتیت‌های موجود توده‌ی گرانودیوریتی لخشک معمولاً نیمه-شکل‌دار بوده و دارای اندازه‌ی بین ۱-۲ میلی‌متر هستند. گاهی این بیوتیت‌ها دارای نفوذی‌هایی از آپاتیت‌های سوزنی و زیرکن-های کوچک هستند. همچنین در بعضی از نمونه‌ها این بیوتیت‌ها با هورنبلندهای سبز هم‌رشدی نشان می‌دهند.

هورنبلند سبز در گرانودیوریت‌های لخشک دارای اندازه‌ی ۰/۸-۲ میلی‌متر بوده و کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و میان دانه‌اند. مقدار هورنبلند سبز در این سنگ‌ها یکسان نبوده و بین صفر تا ۷ درصد تغییر می‌کند.

دو نوع آپاتیت در نمونه‌ها دیده می‌شوند. نوع اول آپاتیت‌های سوزنی هستند که به شکل نفوذی در بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپارها دیده می‌شوند. این آپاتیت‌ها به ندرت در درون هورنبلند دیده شده‌اند. آپاتیت‌های نوع دوم تقریباً هم‌بعد بوده و به صورت همگن در درون سنگ‌های توده دیده می‌شوند. این آپاتیت‌ها فراوانی کمتری نسبت به آپاتیت‌های نوع اول دارند.



شکل ۳. نمایی از توده گرانودیوریتی لخشک و سنگ‌های در برگرفته که توسط دایک‌های موازی قطع شده‌اند. سنگ‌های میزبان در محل همبری توده، متحمل دگرگونی مجاورتی شده و به بیوتیت شیست و اکتینولیت بیوتیت شیست تبدیل شده‌اند.



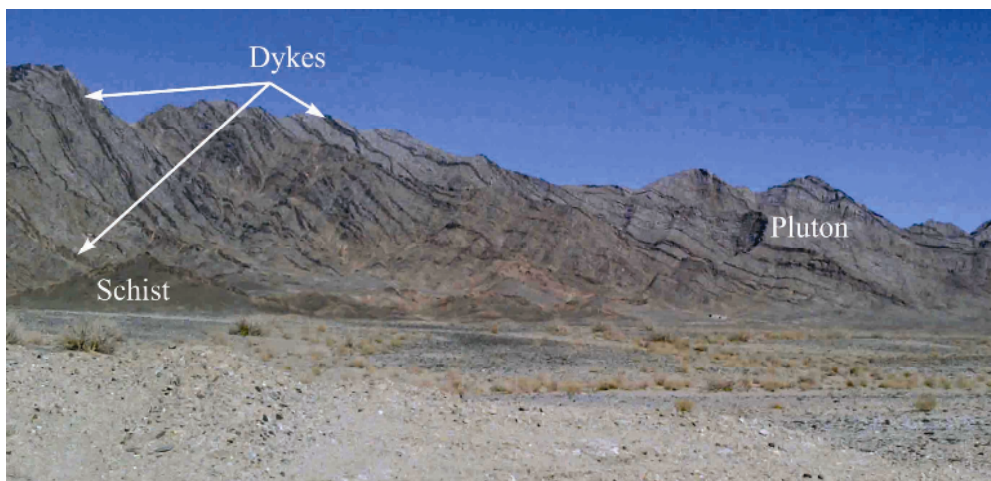
شکل ۴ الف: مجموعه‌ی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی لخشک. ب: یک درشت بلور پتاسیم فلدسپار و نفوذی‌هایی از بیوتیت و پلاژیوکلاز در آن. (نور XPL). اختصارات کانی‌ها از کرتز [۲۳] اقتباس شدند.

دایک‌ها

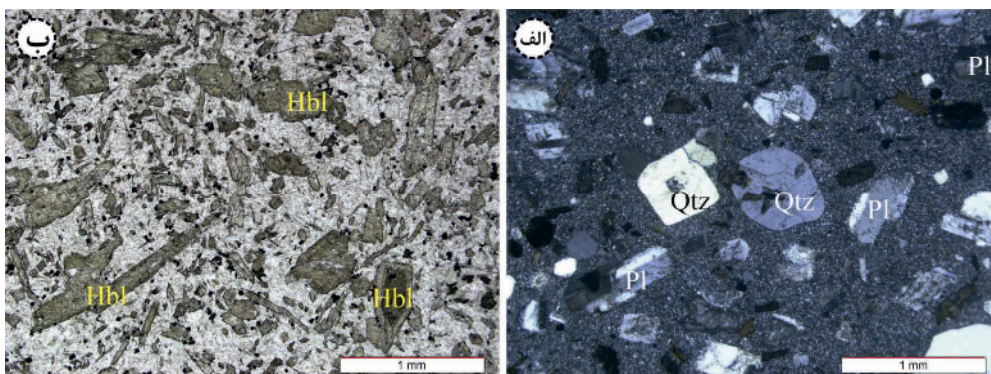
دایک‌های مورد بررسی دارای روند شمال‌شرقی هستند و از نظر سنگ‌نگاری به دو گروه تقسیم می‌شوند (شکل ۵). گروه اول ترکیب داسیتی دارند و از فنوکریست‌های کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. این دایک‌ها دارای فراوانی بیشتری نسبت به گروه دوم هستند که دارای ترکیب مونزودیوریتی هستند، و ضخامتی بین ۱ تا ۱۲ متر دارند. دایک‌های داسیتی دارای بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری (بلورهای به هم چسبیده پلاژیوکلاز) هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، هورنبلندهای سبز و قهوه‌ای و کانی‌های فرعی کدر، تیتانیت و آپاتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۶ الف). پلاژیوکلازها بلورهای خودشکل و دارای منطقه‌بندی هستند. بلورهای پلاژیوکلاز موجود در برخی از نمونه‌ها، گاهی بافت غربالی داشته و نفوذی‌هایی از آپاتیت و زیرکن در آن‌ها دیده می‌شوند. بلورهای بیوتیت شکل‌دار بوده و در بعضی نمونه‌ها به مقدار کم به کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. آمفیبول‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ترکیب هورنبلند سبز و قهوه‌ای هستند. بلورهای کوارتز شکل‌دار بوده و گاهی خوردگی (بافت خلیجی) نشان می‌دهند (شکل ۶ الف). دایک‌های گروه دوم دارای ترکیب مونزودیوریتی هستند و ضخامتی بین ۶ سانتی متر تا ۱٫۵ متر دارند. این گروه بافت ریز دانه‌ای هستند و از بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند قهوه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۶ ب). در این نمونه‌ها گاهی کانی‌های کلینوپروکسن نیز با فراوانی چند درصد مشاهده می‌شود. بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاشتی نشان داد که دایک‌های داسیتی و مونزودیوریتی موجود در توده‌ی ریزدانه‌ای لخشک فاقد حاشیه انجماد سریع هستند. دلیل آن شاید به خاطر عدم سرد شدن کامل این توده در زمان نفوذ دایک‌ها باشد.

روش بررسی

بیش از ۲۵۰ نمونه‌ی دستی از توده‌ی لخشک و دایک‌های آن جمع‌آوری شدند. سپس چهار نمونه از بهترین نمونه‌های جمع‌آوری شده به‌وسیله‌ی سنگ‌شکن شکسته شدند و از خردکن تخصصی مدل SK100 برای خردکردن نمونه به اندازه‌ی بین ۰٫۳۸ - ۲۵۰ میکرون استفاده شد. پس از آن کانی‌های سنگین با استفاده از میز لرزان، جداسازی مغناطیسی و غوطه‌وری در مایع سنگین (دی یدید متیلن)، جداسازی شدند. در نمونه‌های بدست آمده از توده‌ها، آنالیز روی گروه‌های چندتابی از بلورهای زیرکن انجام شد و روی دایک‌های روی تک بلور بررسی انجام شد. انتخاب این گروه‌های براساس ویژگی ظاهری بلورهای زیرکن و میزان انحلال آنها با استفاده از اسید HF صورت گرفت. بلورهای زیرکن سپس در بمب‌های تفلونی به مدت ۵ شبانه روز در داخل کوره با دمای ۱۸۹ درجه‌ی سانتی‌گراد قرار داده شدند. سپس ۱۰ قطره ۳NHCl به نمونه‌ها اضافه شدند و دوباره نمونه‌ها داخل بمب تفلونی به مدت ۲۴ ساعت در دمای ۱۸۹ درجه‌ی سانتی‌گراد قرار داده شدند. پس از آن عناصر اورانیوم و سرب از عناصر دیگر نظیر Lu و Hf جدا و جمع‌آوری شدند. پس از جداسازی، با استفاده از یک گرم‌کن، این عناصر از آب و اسیدهای همراه پاک شده و برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های اورانیوم و سرب نمونه‌های خشک شده با Si-gel مخلوط شدند. مراحل آماده‌سازی تیتانیت‌ها با اندکی تغییر مشابه زیرکن بوده است. مثلاً به جای بمب‌های تفلونی از ظروف پلاستیکی درب‌دار استفاده شد. تجزیه‌های U-Pb به روش ID-TIMS در دانشگاه اسلو نروژ و به وسیله‌ی طیف سنج جرمی مدل MAT 262 انجام شد.



شکل ۵. نمایی از توده گرانودیوریتی لخشک که به وسیله‌ی دایک‌های موازی فراوانی از جنس مونزودیوریت و داسیت قطع شده است.



شکل ۶ الف): تصویر سنگ‌نگاری از دایک‌های داسیتی و کانی‌های موجود در آن (نور XPL). ب): تصویر سنگ‌نگاری از دایک‌های مونزودیوریتی و کانی‌های موجود در آن (نور PPL). اختصارهای کانی‌ها از کرتز [۲۳] اقتباس شده‌اند.

زیرکن (و به مقدار کمتر در کانی‌های دیگر نظیر تیتانیت و موناژیت) مزایای زمین-زمان‌سنجی خاصی را برای این کانی‌ها فراهم کرده و مشکل سرب اولیه موجود در این کانی‌ها را به کمینه رسانده است [۲۷]. همچنین وجود دو ایزوتوپ رادیوژنیک ^{238}U و ^{235}U در کانی‌های زیرکن که به ترتیب به دو ایزوتوپ پایدار ^{206}Pb و ^{207}Pb تبدیل می‌شوند، این امکان را برای پژوهندگان فراهم کرده که تنها به یاری یک نمونه بتوانند سن دقیق سنگ‌های مورد بررسی را تعیین کنند. این در حالی است که برای تعیین سن به روش‌های دیگر، به بیش از سه نمونه نیاز است که در یک زمان و از یک ماگمای متبلور شده باشند. چهارم، زیرکن یک کانی فرعی در بیشتر سنگ‌های آذرین و بخصوص سنگ‌های گرانیتوئیدی است [۲۸]. ویژگی‌های فوق کانی زیرکن را به بهترین ساعت زمین‌گاه شماری تبدیل کرده است. این مطالب و نیز فراوان بودن کانی‌های زیرکن و تیتانیت در سنگ‌های توده گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن سبب شد که نویسندگان این مقاله سن سنگ‌های مورد بررسی این مقاله را با اندازه گیری نسبت ایزوتوپ-

سال‌سنجی U-Pb و تعیین سن سنگ‌های توده‌ی لخشک و دایک‌های آن

تعیین سن ایزوتوپی U-Pb یکی از دقیق‌ترین و صحیح‌ترین روش‌ها برای برآورد سن سنگ‌های آذرین و دگرگون بوده است [۲۴-۲۶]. مناسب‌ترین کانی‌ها برای تعیین سن با این روش، زیرکن، تیتانیت، موناژیت و بادلثیت هستند. در این میان زیرکن اولین و بهترین کانه‌ای بود که برای بیشتر کارهای سال‌سنجی از آن استفاده می‌شد. زیرا این کانی دارای ویژگی‌های منحصر به فردی است که آن را خیلی مناسب برای زمین زمان‌سنجی ساخته شد. از همه‌ی زیرکن یک کانی سخت است (سختی ۷/۵)، به این معنی که در مقابل هوازدهی فیزیکی خیلی مقاوم است. دوم اینکه کانی زیرکن در مقابل هوازدهی شیمیایی و دگرگونی مقاومت زیادی دارد و سیستم آن به صورت بسته باقی می‌ماند. سوم، این کانی دارای ضریب جدایش بالایی برای U (و به مقدار کمتر Th) و ضریب جدایش پایینی برای Pb است که نتیجه‌ی آن بالا بودن نسبت $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ در این کانی است. بالا بودن این نسبت در

عدد)، (ب) زیرکن‌های طویل و شیری رنگ (۱۷ عدد) و (ج) سر زیرکن‌ها (۲۲ عدد) هستند (جدول ۱، شکل ۷ الف). دو بیضوی مربوط به بلورهای طویل شیری و سر زیرکن‌ها دارای سن میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ برابر با 0.05 ± 29.80 میلیون سال با $0.0086 = \text{MSWD}(\text{Mean Square Weighted Deviation})$ هستند که همپوشانی نسبتاً خوبی دارند. علاوه بر آن دو گروه از تیتانیت‌های نمونه‌ی Z-R-9 (شامل تیتانیت‌های بزرگ و تیتانیت‌های کوچک) نیز برای تعیین سن U-Pb انتخاب شدند (شکل ۷ ب). این تیتانیت‌ها بازه‌ی زمانی 0.0086 ± 29.824 میلیون سال با $\text{MSWD} = 1.17$ برای تبلور توده نشان می‌دهند. در مجموع پنج آنالیز روی بلورهای زیرکن و تیتانیت انجام شد که بهترین سن بدست آمده برای تبلور سنگ 0.1 ± 29.9 میلیون سال در نظر گرفته شده است (شکل ۸).

های U و Pb موجود در این کانی‌ها تعیین کنند. زیرکن‌های انتخاب شده برای بررسی دارای نسبت Th/U بزرگتر از ۰/۲ هستند که از ویژگی‌های زیرکن‌های ماگمایی است (جدول ۱) [۲۹]. همچنین تاکید بر این است که چیزی که به عنوان زیرکن-های ماگمایی در این مقاله در نظر گرفته شده، مجموعه‌ای از چند دانه هستند که جوان‌ترین سن‌ها را در هر نمونه نشان می‌دهند.

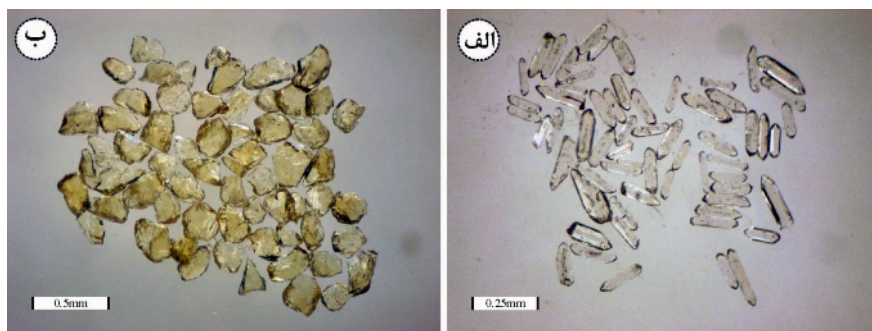
توده‌ی گرانودیوریتی لخشک

نمونه‌ی شماره Z-R-9: این نمونه از سنگ‌های گرانودیوریتی توده انتخاب شده و از محلی نزدیک به حاشیه‌ی توده برداشت شده است. نمونه‌ی شماره‌ی Z-R-9 دارای بلورهای زیرکن، اساساً کوچک، زاویه‌دار و بسیار شفاف هستند. بنابراین تعیین گروه‌های زیرکن در این نمونه بر اساس شکل و رنگ پس از انحلال جزئی به‌وسیله‌ی اسید HF انتخاب شدند. گروه‌های زیرکنی انتخاب شده برای تعیین سن شامل (الف) بلورهای طویل و شفاف زیرکن (۳۵)

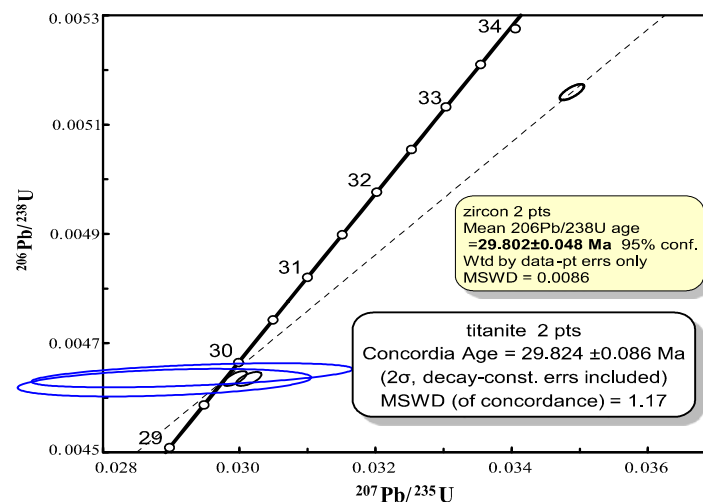
جدول ۱ داده‌های U-Pb برای زیرکن‌ها و تیتانیت‌های مجموعه نفوذی لخشک.

Properties	Weight [ug]	U [ppm]	Th/U	Pbcom [pg]	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 sigma %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 sigma %	rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ [Ma]	2 sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [Ma]	2 sigma
Lakshak pluton, sample Z-R-9														
35 L.C.G. zircons	۵۰	۴۶۰/۱۴۸	۰/۵۲	۳/۶۸	۲۰۳۶/۱۸	۰/۰۳۴۸۸	۰/۰۰۰۱۴۴	۰/۰۰۵۱۵۹	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۷۳	۳۴/۸۱	۰/۱۴۱	۳۳/۱۷	۰/۰۷۶
17 L.M.G. zircons	۵۶	۳۳۹/۰۲۹	۰/۸۵	۳/۰۶	۱۸۱۸/۵۰	۰/۰۲۹۹۷	۰/۰۰۰۱۳۸	۰/۰۰۴۶۳۴	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۶۹	۲۹/۹۸	۰/۱۳۶	۲۹/۸۰	۰/۰۷۲
23 Tips of zircons	۵۳	۳۱۵/۶۸۸	۰/۷۳	۲/۷۹	۱۷۵۳/۴۲	۰/۰۳۰۱۶	۰/۰۰۰۱۵۰	۰/۰۰۴۶۳۳	۰/۰۰۰۰۱۰	۰/۶۳	۳۰/۱۷	۰/۱۴۸	۲۹/۸۰	۰/۰۶۶
Big titanites	۶۶۷	۱۲۶/۱۹۸	۳/۴۱	۱۴۲۲/۲۳	۳۵/۹۷	۰/۰۲۹۳۴	۰/۰۰۱۹۰۷	۰/۰۰۴۶۴۰	۰/۰۰۰۰۱۸	۰/۵۲	۲۹/۳۷	۱/۸۷۹	۲۹/۸۴	۰/۱۱۶
Small titanites	۵۷۱	۱۲۵/۶۲۹	۳/۷۵	۱۲۲۸/۳۲	۳۵/۶۹	۰/۰۲۸۹۵	۰/۰۰۱۷۴۳	۰/۰۰۴۶۲۶	۰/۰۰۰۰۲۰	۰/۳۶	۲۸/۹۷	۱/۷۱۹	۲۹/۷۵	۰/۱۳۲
Lakshak pluton, sample Z-R-50														
23 L.C.G. zircons	۲۷	۲۰۸/۶۰۴	۰/۷۳	۴/۴۰	۳۹/۰۴۵	۰/۰۳۰۲۹	۰/۰۰۰۳۵۵	۰/۰۰۴۶۴۷	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۴۶	۳۰/۳۰	۰/۳۵۰	۲۹/۸۹	۰/۰۷۶
32 Semi L.Partial M.G. zircons	۸۳	۳۴۹/۴۶۷	۰/۷۷	۲/۶۰	۳۴۸۸/۰۵	۰/۰۳۲۷۴	۰/۰۰۰۱۰۳	۰/۰۰۴۶۴۷	۰/۰۰۰۰۱۰	۰/۷۵	۳۲/۷۱	۰/۱۰۱	۳۱/۹۴	۰/۰۶۶
30 S.Partial M.G. zircons	۶۰	۳۵۲/۲۱۶	۰/۶۹	۵/۰۴	۱۴۷۰/۶۷	۰/۰۳۶۵۴	۰/۰۰۰۱۶۷	۰/۰۰۵۵۱۳	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۷۰	۳۶/۳۵	۰/۱۶۴	۳۵/۴۴	۰/۰۸۵
Small titanites	۱۴۶۵	۸۳/۱۰۶	۵/۳۴	۳۰۰/۴۷۱	۳۰/۰۶	۰/۰۲۶۰۱	۰/۰۰۲۵۸۳	۰/۰۰۴۴۴۹	۰/۰۰۰۰۶۰	۰/۲۸	۲۶/۰۷	۲/۵۵۳	۲۸/۶۱	۰/۲۸۹
Big titanites	۲۰۰	۷۳/۴۷۰	۵/۷۱	۳۹۹/۳۰	۲۹/۴۳	۰/۰۳۲۸۴	۰/۰۰۷۰۱۳	۰/۰۰۴۶۲۴	۰/۰۰۰۰۶۱	۰/۹۹	۳۲/۸۰	۶/۸۷۱	۲۹/۷۴	۰/۳۹۲
Microdiorite dyke, sample Z-R-11														
2 L.G. zircons	۱	۹۴۳/۳۰۷	۰/۶۵	۰/۵۲	۶۶۶/۲۵	۰/۰۳۷۵۲	۰/۰۰۰۸۱۰	۰/۰۰۵۸۰۰	۰/۰۰۰۰۶۶	۰/۵۸	۳۷/۴۰	۰/۷۹۲	۳۷/۲۸	۰/۴۲۵
2 Semi C.G. zircons	۱	۹۲۸/۹۴۴	۱/۵۳	۰/۷۹	۳۴۸/۰۵	۰/۰۲۸۸۲	۰/۰۰۱۲۴۹	۰/۰۰۴۴۹۷	۰/۰۰۰۰۱۷	۰/۲۱	۲۸/۸۵	۱/۲۳۲	۲۸/۹۲	۰/۱۱۲
1 Tips of zircons	۱	۸۶۱/۲۰۸	۱/۲۶	۰/۴۲	۵۸۷/۰۲	۰/۰۲۹۲۹	۰/۰۰۰۵۰۸	۰/۰۰۴۵۱۹	۰/۰۰۰۰۳۸	۰/۵۶	۲۹/۳۲	۰/۵۰۱	۲۹/۰۶	۰/۲۴۸
Titanites	۴۵	۱/۰۶۷	۱/۰۱	۲/۹۴	۵۴/۷۵	۰/۰۲۶۷۵	۰/۰۳۸۶۲۵	۰/۰۳۵۵۰۸	۰/۰۰۰۴۱۳	۰/۶۹	۲۰۷/۵۱	۳۱/۴۷۷	۲۲۴/۹۳	۲/۵۷۲
Dacite dyke, sample Z-R-45														
1 G. zircon	۱	۴۹۵/۷۰۸	۰/۴۹	۲/۰۲	۸۴/۸۲	۰/۰۲۸۹۹	۰/۰۰۳۲۱۱	۰/۰۰۴۳۳۰	۰/۰۰۰۰۵۲	۰/۴۸	۲۹/۰۲	۳/۱۶۴	۲۷/۸۵	۰/۳۳۸
1 G. zircon	۱	۵۰۸/۴۷۵	۰/۴۵	۱/۱۹	۲۰۵/۱۵	۰/۰۴۶۵۹	۰/۰۰۱۹۰۴	۰/۰۰۷۰۲۸	۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۶۳	۴۶/۲۴	۱/۸۴۶	۴۵/۱۴	۰/۱۵۰
Small titanites	۱۹۱	۹۲/۵۲۱	۰/۹۲	۳۵۷/۲۲	۳۲/۸۳	۰/۰۳۴۵۸	۰/۰۱۵۸۸۱	۰/۰۰۴۵۸۵	۰/۰۰۰۰۲۱۱	۰/۷۳	۳۴/۵۲	۱۵/۴۶۹	۲۹/۴۹	۱/۳۵۹
Big titanites	۶۱	۸۹/۴۴۴	۰/۸۲	۱۰۴/۷۱	۳۳/۴۵	۰/۰۲۹۷۹	۰/۰۰۷۱۵۱	۰/۰۰۴۵۴۵	۰/۰۰۰۱۱۴	۰/۰۹	۲۹/۸۱	۷/۰۲۸	۲۹/۲۳	۰/۷۳۹

اختصارات: L = Long (طویل)، C = Clean (شفاف)، G = Grain (دانه)، M = Milky (شیری)، نسبت Th/U از داده‌های $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ و سن نمونه بدست آمده است. Pbcom = مقدار سرب اولیه است. 2 sigma = مقدار خطای اندازه‌گیری می‌باشد.



شکل ۷ بلورهای زیرکن (الف) و کانی‌های تیتانیت (ب) بدست آمده از نمونه‌ی شماره‌ی Z-R-9 که از حاشیه توده‌ی لخشک تهیه شده‌اند.



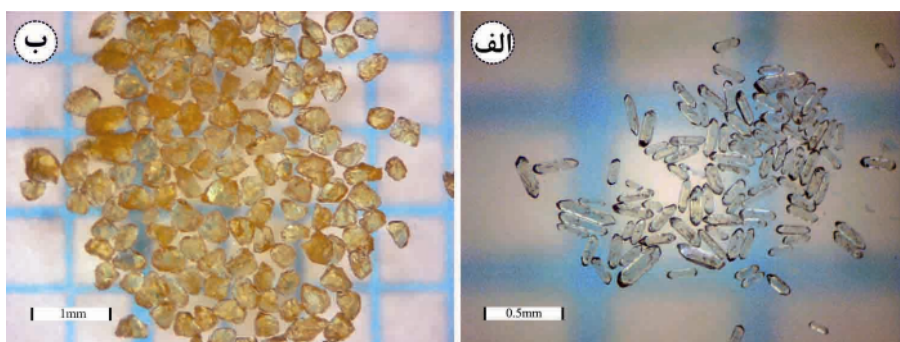
شکل ۸ نمودار کنکوردیای نمونه‌ی Z-R-9 با استفاده از ۲ گروه زیرکن و ۲ گروه تیتانیت انتخاب شدند. این نمودار سن کنکوردیا را 29.8 ± 0.1 میلیون سال برای تبلور و بسته شدن سیستم این کانی‌ها پیشنهاد می‌کند.

دایک‌ها

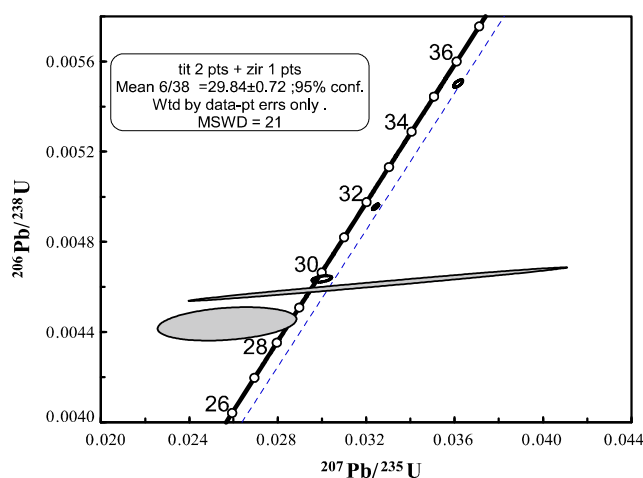
ترکیب دایک‌ها مونزودیوریتی و داسیتی بوده و با نفوذ به منطقه‌ی مورد بررسی، توده و سنگ‌های در برگیرنده‌ی اطراف آن را قطع کرده‌اند. دو نمونه از آنها با شماره‌های Z-R-11 و Z-R-45 برای تعیین سن انتخاب شدند.

نمونه‌ی Z-R-11: این نمونه به یک دایک مونزودیوریتی وابسته است که از داخل توده انتخاب شده است (شکل ۲ ب). متأسفانه این نمونه دارای تعداد کمی بلور زیرکن بود. که در نهایت ۵ بلور زیرکن شامل ۲ بلور درشت و شفاف، ۲ بلور نیمه شفاف و یک سر بلور زیرکن برای تعیین سن انتخاب شدند (جدول ۱، شکل ۱۱ الف) که به ترتیب سن‌های 28.9 ± 0.1 و 37.3 ± 0.4 میلیون سال را ارائه دادند. دو زیرکن همپوشان خوب و قابل قبولی داشتند و سن کنکوردیا 28.95 ± 0.11 میلیون سال ارائه دادند که به عنوان سن تبلور دایک مونزودیوریتی در نظر گرفته شد (شکل ۱۱ ب).

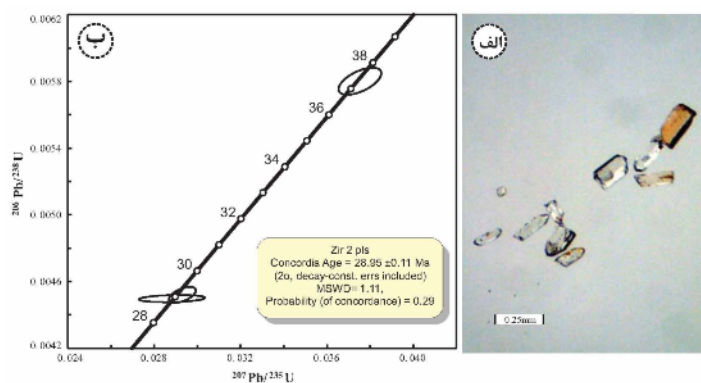
نمونه‌ی Z-R-50: این نمونه تقریباً از مرکز توده انتخاب شده و زیرکن‌های آن اساساً کوچک، شفاف، زاویه‌دار و با اشکال مختلف هستند. همه بلورها بین ۲۵۰-۷۰ میکرومتر طول دارند و نسبت طول به عرض آن‌ها بین ۱ تا ۷ است. سه گروه زیرکن برای تعیین سن این نمونه انتخاب شدند که عبارتند از زیرکن‌های طویل و شفاف (۲۳ عدد) زیرکن‌های نیمه طویل و شیری (۳۲ عدد) و زیرکن‌های کوتاه و شیری (۳۰ عدد). (جدول ۱، شکل ۹ الف). این گروه‌های زیرکنی به ترتیب سن‌های 29.89 ± 0.08 و 31.95 ± 0.09 و 35.45 ± 0.09 میلیون سال را برای تبلور سنگ نشان می‌دهند. دو گروه تیتانیت شامل کانی‌های بزرگ با اندازه‌ی میانگین 0.065 میلی‌متر و کانی‌های کوچک با اندازه-ی میانگین 0.018 میلی‌متر برای آنالیز U-Pb انتخاب شدند که سن کنکوردیای $206\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 28.6 ± 0.4 میلیون سال را نشان می‌دهند (شکل ۹ ب). بنابراین برای نمونه Z-R-50 سن میانگین بدست آمده از تیتانیت‌ها و زیرکن‌ها 29.84 ± 0.72 میلیون سال است (شکل ۱۰).



شکل ۹ الف): بلورهای زیرکن جدا شده از نمونه‌ی Z-R-50 ب): کانی‌های تیتانیت که از نمونه‌ی Z-R-50 تهیه شده‌اند. فاصله خطوط آبی عکس‌ها از یکدیگر یک میلی‌متر است.



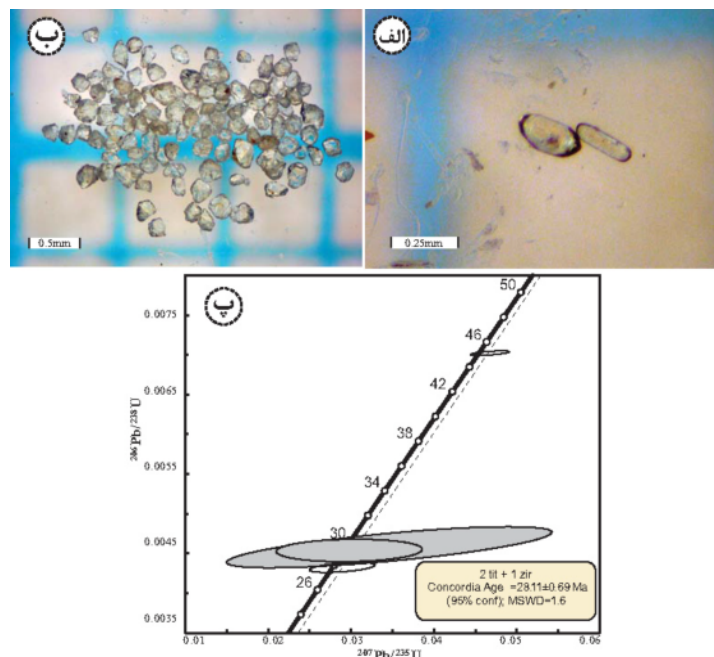
شکل ۱۰ نمودار کنکوردیای تعیین سن بلورهای زیرکن و تیتانیت برای نمونه Z-R-50 که سن میانگین 29.84 ± 0.72 میلیون سال را برای تشکیل نمونه پیشنهاد می‌کند.



شکل ۱۱ الف): بلورهای زیرکن انتخاب شده برای تعیین سن و شکل آنها که از نمونه‌ی Z-R-11 جمع آوری شده‌اند. ب): نمودار کنکوردیا برای نمونه Z-R-11 که مربوط به یک دایک مونزودیوریتی است. براساس این نمودار سن تشکیل این دایک 28.95 ± 0.11 میلیون سال در نظر گرفته شد.

کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت، و هورنبلند سبز ($<4\%$) است. کانی‌های فرعی نمونه‌ی Z-R-45 شامل زیرکن، تیتانیت، مونازیت و آپاتیت است. متاسفانه تنها دو بلور زیرکن از این نمونه‌ی سنگی بدست آمدند (شکل ۱۲ الف)؛ یکی از بلورها

نمونه‌ی Z-R-45: این نمونه از یک دایک داسیتی نفوذ کرده در سنگ‌های دربرگیرنده اطراف توده انتخاب شد. عرض این دایک حدود ۱/۵ متر و در شرق توده‌ی مورد بررسی قرار دارد و دارای بافت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز،



شکل ۱۲ تصویر بلورهای زیرکن (الف) و کانی‌های تیتانیت (ب) انتخاب شده برای تعیین سن نمونه از نمونه Z-R-45. (پ) نمودار تعیین سن کانی‌های زیرکن و تیتانیت که سن 2811 ± 69 میلیون سال را برای نفوذ و تشکیل این دایک نشان می‌دهد.

سنجی به روش U-Pb مورد استفاده قرار گرفتند که به ترتیب سن‌های 29.84 ± 0.34 و 29.9 میلیون سال را برای سنگ‌های توده و سن‌های 28.11 ± 0.69 و 28.11 میلیون سال را برای دایک‌ها به دست آمدند. از سن‌های بدست آمده می‌توان نتیجه گرفت که دایک‌ها حدود یک الی دو میلیون سال از توده جوان‌تر بوده و پس از تشکیل توده در آن نفوذ کرده‌اند. همچنین در برخوردگاه دایک‌های تزریق شده در توده، حاشیه‌ی انجماد سریع دیده نمی‌شود و این نیز بازتاب دهنده‌ی فاصله زمانی کم بین زمان تبلور توده و دایک‌های موجود در منطقه است. لذا بنظر می‌رسد که فعالیت‌های ماگمایی موجود در مجموعه نفوذی لخشک بین 29.84 تا 28.11 میلیون سال قبل رخ داده باشد.

مراجع

- [1] Millr C.F., Mittlefehldt D.W., "Depletion of light rare earth elements in felsic magmas". *Geology*, 10 (1982) 129-33.
- [2] Cherniak D.J., Watson E.B., "Diffusion in zircon". *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (2003) 113-143.
- [3] Corfu F., Grunsky E.C., "Igneous and tectonic evolution of the Batchawana greenstone belt, Superior Province a U-Pb zircon and lilanite study". *Journal of Geology*, 95 (1987) 87-105.
- [4] Corfu F., Heaman L.M., Rogers G., "Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon titanite and

عرض $3/3$ و بلور دوم تقریباً گرد شده، با نسبت $1/8$ بود. سن‌های بدست آمده از این زیرکن‌ها به ترتیب 27.85 ± 0.34 و 27.15 ± 0.15 میلیون سال است. همچنین دو گروه از قطعات تیتانیت نیز برای تعیین سن این دایک استفاده شدند که سن‌های 29.49 ± 0.74 و 29.24 ± 0.74 را برای زمان بسته شدن سیستم تیتانیت‌ها پیشنهاد می‌کنند (شکل ۱۲ ب). سن بدست آمده از زیرکن منشوری با نسبت طول به عرض $3/3$ و تیتانیت‌ها هم‌پوشانی خوبی نشان می‌دهند و در مجموع سن کنکوردیا 28.11 ± 0.69 میلیون سال به عنوان سن تبلور این دایک در نظر گرفته شد (شکل ۱۲ پ).

برداشت

مجموعه‌ی نفوذی لخشک در 10 کیلومتری شمال غرب زاهدان قرار گرفته و بخشی از نوار ماگمایی زاهدان سراوان محسوب می‌شود. این توده در داخل رسوب‌های فیلیشی ائوسن جایگزین شده است. از نظر ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد. ۱- توده‌ی اصلی که دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت است. ۲- دایک‌های موجود در توده که حدود $20-30$ درصد حجم توده را به خود اختصاص داده‌اند و دارای دامنه‌ی سنگ‌شناسی گسترده‌ای از دیوریت تا داسیت هستند.

در این مقاله دو نمونه از سنگ‌های توده‌ی گرانودیوریتی لخشک (شماره‌های Z-R-9 و Z-R-50) و دو نمونه از دایک‌های نفوذ کرده (شماره‌های Z-R-11 و Z-R-45) برای سال-

- [۱۷] قاسمی ح.، صادقیان م.، کرد م.، خانعلی زاده ع.، "سازوکار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی جنوب زاهدان، جنوب شرق ایران"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۸۸ (۱۳۸۸) ۵۵۱-۵۷۸.
- [۱۸] کنعانیان ع.، رضایی کهخایی م.، اسماعیلی د.، "سنگ شناسی و جایگاه زمین ساختی توده گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ایران"، علوم زمین ۶۵ (۱۳۸۶) ۱۲۶-۱۴۳.
- [19] Fotoohi Rad G.R., Droop G.T.R., Amini S., Moazzen M., "Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, A comparison of P-T histories from a subduction mélange". *Lithos*, 84 (2005) 1-24.
- [20] Streckeisen A., "To each plutonic rock its proper name". *Earth Science Reviews*, 12 (1976) 1-33.
- [21] Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J., "Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite". *Journal of Structural Geology*, 20 (1998) 917-935.
- [۲۲] کنعانیان ع.، رضایی کهخایی م.، رضایی م.، اسماعیلی د.، شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دمای بالا در سنگ های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران"، مجله علوم دانشگاه تهران ۳۳ (۱۳۸۶) ۳۹-۴۷.
- [23] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals" *American Mineralogist* 68 (1983) 277-279.
- [24] Dickin A.P., "Radiogenic Isotope Geology". Cambridge University Press, UK, (2005) 509 pp..
- [25] Tilton G.R., Grunfelder M.H., "Sphene: uranium-lead ages". *Science*, 159 (1968) 1458-1461.
- [26] Tucker R.D., Raheim A., Krogh T.E., Corfu F., "Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway". *Earth and Planetary Science Letters*, 81 (1987) 203-211.
- [27] White W.M., "Isotope Geochemistry". Wiley-Blackwell, United States, (2015) 202pp.
- [28] Vance D., Müller W., Villa I.M., "Geochronology: Linking the isotopic record with petrology and textures". Geological Society of London, (2003) 273 pp.
- [29] Zariš K., Johansson Å., "U-Pb geochronology of gneisses and granitoids from the Danish island of Bornholm: new evidence for 1.47-1.45 Ga magmatism at the southwestern margin of the East European Craton". *International Journal of Earth Science*, 98 (2009) 1561-1580.
- rutile*". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117 (1994) 215-228.
- [5] Resor P.G., Chamberlain K.R., Frost C.D., Snoke A.W., Frost B.R., "Direct dating of deformation: U-Pb age of syn-deformational sphene growth in the Proterozoic Laramie Peak shear zone". *Geology*, 24 (1996) 623-626.
- [6] Frost B.R., Chamberlain K.R., Schumacher J.C., "Sphene (titanite), phase relations and role as a geochronometer". *Chemical Geology*, 172 (2000) 131-148.
- [7] Rubatto D., J. Hermann, "Exhumation as fast as subduction ", *Geology*, 29 (2001) 3-6.
- [8] Bucci L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Groves D.I., Kositsin N., Stein H.J., Hagemann S., "Timing and duration of high-temperature gold mineralization and spatially associated granitoid magmatism at Chalice, Yilgarn Craton, Western Australia". *Economic Geology*, 99 (2004) 1123-1144.
- [9] Corfu F., Stone D., "The significance of titanite and apatite U-Pb ages: constraints for the post-magmatic thermal-hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior Province". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (1998) 2979-2995.
- [10] De Haller, "The Raúl-Condestable iron oxide copper-gold deposit, central coast of Peru" Ph.D. thesis, Geneva, Switzerland, University of Geneva, Terre et Environnement, 58 (2006) 123.
- [11] Camp V.E., Griffis R.J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", *Lithos*, 3 (1982) 221-239.
- [12] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., "The Sistan Suture Zone of eastern Iran". *Geological Society of America Bulletin*, 94 (1983) 134-150.
- [13] Aghanabati A., "Major sedimentary and structural units of Iran (map)", Geosciences 7, Geological Survey of Iran, Tehran (1998).
- [14] Sadeghian M., Bouchez J. L., Nedelec A., Siqueira R., Valizadeh M. V., "The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting". *Journal of Asian Earth Sciences*, 25 (2005) 301-27.
- [15] Rezaei-Kahkhaei M., Kananian A., Esmaily D., Asiabanha A., "Geochemistry of the Zargoli Granite, Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran". *Island Arc*, 19 (2010) 259-276.
- [16] Berberian M., "The Southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (1983) 163-183.