

# سنسنجی زیرکن (U-Pb)، ژئوشیمی ایزوتوپهای Sr-Nd، و پتروژنز گرانیتوئیدهای اکسیدان منطقه کیبرکوه (جنوبغربی خواف)

احسان سلاطی\*'، محمدحسن کریمپور'، آزاده ملکزاده شفارودی'، محمدرضا حیدریان شهری'، لنگ فارمر<sup>۲</sup>، چالرز استرن<sup>۲</sup>

> ۱) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد ۲) گروه علوم زمین دانشگاه کلرادو امریکا

> > دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۳/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۱/۵/۳۱

#### چکیدہ

منطقه کیبرکوه در ۷۰ کیلومتری جنوبغربی شهرستان خواف در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. این منطقه در شمال شرقی بلوک لوت واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک و مجموعه تودههای نفوذی نیمهعمیق با سن کرتاسه تا ترشیاری است که به شکل دایک، استوک و باتولیت در منطقه نفوذ کردهاند. ترکیب تودهها از گرانیت تا دیوریت متغیر است. براساس پذیرفتاری مغناطیسی، تودههای نفوذی منطقه به دو سری اکسیدان و احیایی تقسیم می شوند. در این تحقیق تودههای نفوذی کمان ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده و همگی متعلق به گرانیتوئیدهای سری I هستند. غنی شدگی در عناصر عالمای آنها در کمان ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده و همگی متعلق به گرانیتوئیدهای سری I هستند. غنیشدگی در عناصر عالمای آنها در بیک (LREE) نسبت به عناصر HFSE مانند مالا، Zr و TT وجود دارد که مویّد این موضوع است. غنیشدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به تهی شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) نیز تیپیک ماگماهای تولید شده در زون فرورانش است. آنومالی منفی \*upt انسبت به تهی دهده تشکیل ماگما در عمق پاداری پلاژیوکلاز و آلودگی ماگماهای تولید شده در زون فرورانش است. میزان HTP انسبت به تهی شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) نیز تیپیک ماگماهای تولید شده در زون فرورانش است. میزان HTP انهان دهنده تشکیل ماگما در عمق پاداری پلاژیوکلاز و آلودگی ماگماهای تولید شده در زون فرورانش است. میزان HTP انهای منفی \*upt ان دهنده تشکیل ماگما با پوسته قارهای احیایی است. همچنین میزان HTP اینهای منفی \*upt ان دهنده تشکیل ماگما با پوسته قاره ای ایز ۲۰/۰۰، نسبت ایزوتوپ Nutre گرانودیوریت میزان HTP ای در کامی ای در ای ۲۳-۰ اختلاط ماگما با پوسته قاره ای احیایی را نشان می دهد. سن توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری با استفاده از روش U-Pb در کانی زیرکن ۴۳/۴۰ میلیون سال، مربوط به ائوسن میانی تعیین شد. براساس محاسبه مقدار کره بیش ای ۲۰۸۸ و مقدار زروش مده در کیبرکوه از یک پوسته قاره ای احیایی را نشان می دهد. سن توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری با استفاده از روش مده در کیبرکوه از یک پوسته اقیانوسی در حال فرورانش قدیمی با سن ۲۰۵۰ میلیون سال منشأ گرفته است.

واژههای کلیدی: کیبرکوه، فرورانش، تودههای سری اکسیدان، ایزوتوپ رادیوژنیک، سنسنجی زیرکن.

#### مقدمه

منطقه کیبرکوه از نظر تقسیمات ساختاری در گوشه شمال شرقی بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱). این منطقه در ۲۰ کیلومتری جنوبغربی شهرستان خواف در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. محدوده مورد مطالعه در شمال نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰:۱۰ زوزن که توسط سازمان زمین شناسی تهیه گردیده، واقع شده است. این محدوده از شرق به روستای زوزن (قاسم آباد) و از غرب به روستای چاه گچی محدود می شود. با توجه به این که محدوده مورد مطالعه در بخشهای شمال شرقی بلوک لوت قرار می گیرد، در

نتیجه این منطقه نیز تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی منتسب به بلوک لوت و فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک ایران قرار گرفته است. ماگماتیسم بلوک لوت از ژوراسیک به بعد با نفوذ تودههای نفوذی سرخکوه و غیره آغاز شده و در ترشیاری به اوج خود رسیده است، به طوری که ضخامت واحدهای آتشفشانی۔ نفوذی ترشیاری، به ویژه ائوسن، در بلوک لوت حدود ۲۰۰۰ متر تخمین زده شده است [۱]. نظریات تکتونیکی مختلفی در مورد شکل گیری بلوک لوت وجود دارد. بیشتر آنها وجود یک چرخه کامل کوه زایی شامل ریفتی شدن، تشکیل اقیانوس کوچک بین بلوک لوت و افغان،

منطقه را به خود اختصاص دادهاند. این تودهها شامل سینوگرانیت، بیوتیت گرانودیوریت، هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند دیوریت پورفیری، بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری و بیوتیت سینوگرانیت است. تودههای بیوتیت گرانودیوریت، سینوگرانیت و بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری بیشترین رخنمون را در منطقه دارند.

#### مراحل تحقيق

۱۰ تهیه نقشههای رقومی زمینشناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰
در منطقه کیبرکوه.

۲\_ برداشت و مطالعه بیش از ۲۵۰ نمونه از سنگهای منطقه.

۳- انتخاب ۱۱ نمونه از تودههای نفوذی سری اکسیدان دارای کمترین آلتراسیون یا کاملاً سالم از منطقه مورد مطالعه و تجزیه برای اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF فیلیپس (مدل X Unique II) در گروه زمینشناسی دانشگاه فردوسی مشهد.

۴- تجزیه ۹ نمونه از تودههای نفوذی سری اکسیدان با حداقل آلتراسیون یا کاملاً سالم، برای عناصر جزئی و نادر خاکی (REE) در آزمایشگاه ACME (کانادا) به روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS.

۵ـ سنسنجی به روش U-Pb در زیرکن بر روی توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری در مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونای امریکا. آمادهسازی و جداسازی زیرکن از نمونه، در دانشگاه فردوسی مشهد صورت گرفته است. از روش -Laser-Ablation multi collector ICP ساست. است. از روش -MS برای سنسنجی بر روی زیرکنهای جدا شده استفاده شد. زیرکنها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خردههایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشههای شده و صیقل میخورند. عکس زیرکنها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته میشود. تصویر LD ساختار داخلی دانههای زیرکن برش خورده را نشان میدهد و با استفاده از آن مکانهای مناسب برای پرتوهای لیزر در قسمتهای هموژن بلور انتخاب میگردند فرورانش يوسته اقيانوسي، بسته شدن اقيانوس و تصادم لوت و افغان را مطرح کردهاند [۲ تا ۴]. برخی از تئوریهای دیگر، تشكيل بلوك لوت را مربوط به شرايط كششى مىدانند [۵]. اما حجم عظیم ماگماتیسم ترشیاری بلوک لوت با ویژگیهای ژئوشیمیایی متفاوت که به تشکیل کانیسازیهای مختلف منجر شده است نشان میدهد که شرایط تکتونیکی متفاوتی در زمانهای مختلف در آن حاکم بوده است.واحدهای سنگی منطقه کیبرکوه شامل سنگهای دگرگونی از جمله اسلیت، فیلیت، شیست، سنگ آهک تبلور یافته و تودههای نفوذی نیمهعمیق است که به شکلهای دایک، استوک و باتولیت در سنگهای دگرگونی نفوذ کردهاند. ترکیب تودههای نفوذی از گرانیت تا دیوریت متغیر است. ایشی هارا [۶ و ۷] گرانیتوئیدها را به دو سری مگنتیت و ایلمنیت تقسیم کرد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیشتر از SI×۱۰۰×۲۰۰ و سری ایلمنیت کمتر از ۲۰۰×۱۰<sup>-۵</sup>SI است. در منطقه کیبرکوه دو سری گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت با سنهای متفاوت مشاهده می شوند که در این مقاله پتروژنز، سن سنجی، مقادیر ایزوتوپهای رادیوژنیک و منشأ تودههای سری مگنتیت (اکسیدان) بحث می شود که قبلاً مورد بررسی قرار نگرفته است.

### زمينشناسى

برپایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، واحدهای سنگی موجود در منطقه کیبرکوه را میتوان به چهار بخش به شرح زیر تقسیم کرد (شکل۲):

۱ ـ سنگهای دگرگونی ناحیهای درجه پایین به سن پالئوزوئیک
[۸] شامل فیلیت، اسلیت، شیست و سنگ آهک تبلور یافته
که عمدتاً در شرق و غرب منطقه رخنمون دارند.

۲- تودههای نفوذی عمیق و نیمه عمیق مزوزوئیک سری ایلمنیت (احیایی) که به شکل دایک و استوک در بخشهای غربی و شرقی منطقه دیده می شوند. این تودهها شامل هورنبلند کوارتز بیوتیت مونزودیوریت پورفیری، بیوتیت گرانودیوریت، هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری، پگماتیت و مسکویت گرانیت است.

۳۔ تودههای نفوذی عمیق و نیمه عمیق سنوزوئیک سری مگنتیت (اکسیدان) که به شکل استوک و باتولیت بخش اعظم



شکل ۱. موقعیت منطقه کیبرکوه در شرق ایران و بلوک لوت.



**شکل۲.** نقشه زمینشناسی منطقه کیبرکوه

روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سنسنجی به روش اندازه گیری U-Pb را با درستی بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک پرتو به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانههای ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می پذیرد. پرتوهای ۳۵ یا ۲۵ میکرونی با بسامد ۸ هرتز و انرژی ۱۰ میکروژول تنظیم میشود، که میتواند یک سیگنال تقریباً ۱۰۰۰۰cps در گرم در تن برای U در زیرکن تولید کند. برای اندازههای کوچکتر اشعه لیزر، انرژی (۶۰ میکروژول) و بسامد (۴ هرتز) کاهش می یابد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط پرتوهای لیزر از یک اتاقک گاز هلیم عبور می کنند. گاز هلیم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محيط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استانداردی که همراه با زیرکنها قالب گیری شده و هر بار با اندازه گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه گیری آن تکرار می شود، محاسبه می گردد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن ۳/۲ ±۵۶۳/۵ است. همچنین مقدار Th و U نمونههای مجهول با شیشههای NIST SRM610 مورد سنجش قرار می گیرد. مقدار U این شیشهها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن می باشد. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U و <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb است. پس از اتمام کار، رسم نمودار کنکردیا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سنهای میانگین از دادههای <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U و <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb و توسط ISOPLOT/EX انجام می گیرد. سنهای میانگین <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش

محاسبه میشود. ۶\_ تجزیه ۲ نمونه کمتر آلتره شده از تودههای نفوذی سری اکسیدان کیبرکوه برای ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd در دانشگاه کلرادو امریکا.

6-Collector و Nd با دستگاه Sr آنالیز ایزوتوپهای Sr و Nd با دستگاه Finnigan MAT 261 Thermal Ionization در دانشگاه بولدر کلرادو (امریکا) انجام شد. نسبت MassSpectrometer<sup>87</sup> با استفاده از اندازه گیری چهار حالت کلکتور استاتیک به دست آمد. برطبق ۳۰ اندازه گیری مختلف SRM-987 در طول مدت مطالعه نسبت Sr/<sup>86</sup>Sr بین 2±20.7103 تعیین شد (با محاسبه خطای میانگین ۲

SRM- سیگما). نسبت اندازه گیری شده  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr مسیگما). نسبت اندازه گیری شده  ${}^{146}$ Nd نسبت  ${}^{146}$ Nd تصحیح گردید. نسبت  ${}^{146}$ Nd اندازه گیری شده با  ${}^{146}$ Nd  ${}^{144}$ Nd و  ${}^{144}$ Nd اندازه گیریهای به صورت تکراری نیز انجام گرفت. در طول مدت تحقیق ۳۳ آنالیز با استاندارد La Jolla Nd انجام شد که میانگین  ${}^{81}$ the second se

# پتروگرافی تودههای نفوذی اکسیدان بیوتیت گرانودیوریت

واحد بیوتیت گرانودیوریت دارای بافت سریایت است. ۴۵ تا ۵۰ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۴ میلیمتر، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱ میلیمتر، ۸ تا ۱۰ درصد بیوتیت تا اندازه ۳/۰ میلیمتر و ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز تا ۴/۰ میلیمتر کانیهای سنگ را تشکیل میدهد. کانیهای اپک شکلدار تا اندازه ۴/۰ میلیمتر بوده و مقدار آنها تا ۲/۰ درصد میرسد. فلدسپاتها تا ۱۰ درصد به سرسیت تبدیل شده است (شکل۳\_الف).

# سينوگرانيت

واحد سینوگرانیت دارای بافت سریایت است. درصد درشت بلورها بیش از ۸۰ درصد است. ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۱ میلیمتر، ۴۵ تا ۵۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۳ میلیمتر و ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز تا ۱ میلیمتر کانیهای سنگ را تشکیل میدهد. فلدسپاتها تا ۲ درصد به کربنات و سرسیت تبدیل شدهاند (شکل۳–ب).

# هورنبلند مونزونيت پورفيري

واحد هورنبلند مونزونیت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه آپلیتی نسبتاً دانه ریز است. درصد درشت بلورها حدود ۸ تا ۱۰ درصد است. کانیهای درشت بلور شامل ۳ تا ۴ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۲ میلیمتر، ۱ تا ۲ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱ میلیمتر و ۳ تا ۴ درصد هورنبلند تا ۱ میلیمتر میباشد. کانیهای قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و هورنبلند است (شکل۳– پ). زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل میدهد. کانیهای اپک شکلدار تا نیمه شکلدار بوده، اندازه تا ۱ میلیمتر و مقدار آنها تا ۱/۰ درصد میرسد. پلاژیوکلاز تا ۲۰ درصد به سرسیت و هورنبلند در برخی قسمتها تا صد در صد به اکسید آهن تبدیل

کانیهای ایک، شکلدار تا نیمه شکلدار بوده، اندازه آنها تا ۰/۱ میلیمتر و مقدار آنها تا ۰/۱ درصد میرسد. پلاژیوکلاز تا ۵۰ درصد به کربنات، کلریت و اپیدوت و هورنبلند تا ۱۰۰ درصد به کلریت و مگنتیت تبدیل شده است.

#### بيوتيت سينوگرانيت

واحد بیوتیت سینوگرانیت دارای بافت سریایت است. درصد درشت بلورها بیش از ۷۰ درصد است. ۱۵ تا ۱۸درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۱/۵ میلیمتر، ۵۵ تا ۶۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۱/۵ میلیمتر، ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا ۱ میلیمتر و ۱۵ تا ۲۰ درصد کوارتز تا ۱ میلیمتر کانیهای سنگ را تشکیل میدهد. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل میدهد. کانیهای ایک، شکلدار تا نیمه شکلدار بوده، اندازه آنها تا ۱/۰ میلیمتر و مقدار آنها تا ۲/۰ درصد میرسد (شکل ۳– چ). بیوتیت تا ۳۰ درصد به اکسید آهن و کلریت و فلدسپات تا ۱ درصد به سرسیت و کربنات تبدیل شده است.

# ژئوشیمی تودههای نفوذی سری اکسیدان

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در جدول (۱) آمده است. مقدار SiO<sub>2</sub> تودهها از ۵۱/۵۲ تا ۷۰/۸۸ درصد متغیر است. برای نامگذاری سنگها براساس اکسیدهای اصلی از نمودار سنگهای پلوتونیک  $Na_2O+K_2O$ در مقابل SiO<sub>2</sub> [۹] استفاده شد (شکل ۴). بر طبق ردهبندی میدلموست [۹] تودهها در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت قرار می گیرند. از نکات مورد توجه، مقدار  $K_2O$  و نسبت درصد  $K_2O/Na_2O$  بالاست. میزان  $K_2O$  از  $K_2O/Na_2O$ متغیر بوده (جدول۱) و نسبت K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O در بسیاری از نمونهها به بیش از ۱ رسیده است. نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> [۱۰] نشان میدهد که این واحدهای نفوذی اکثراً در محدوده سنگهای کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می گیرند و فقط واحد هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری در محدوده پتاسیم متوسط قرار می گیرد (شکل ۵). مقدار A/CNK<1 و A/NK>1 ا[۱۱] برای گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه نشان میدهد که غالب این تودههای كالك آلكالن از نوع متاآلومينوس هستند و تنها توده هورنبلند مونزونیت پورفیری جزئی پرآلومینوس است (شکل ۶). ولی همه تودهها به سبب مقدار A/CNK<1.1 در محدوده گرانیتوئیدهای سری I قرار می گیرند.برپایه مقدار عناصر Rb،

شده است. مقدار کوارتز در رگهچه و متن ۱۰ تا ۱۲ درصد و مقدار کربنات ۳ تا ۴ درصد است.

### هورنبلند بيوتيت مونزوديوريت پورفيري

این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه درشت بلور تا متوسط است. درصد درشت بلورها حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد است. کانیهای درشت بلور شامل ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۳ میلیمتر، ۲ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۲۶ میلیمتر، ۵ تا ۸ درصد بیوتیت تا ۱۸ میلیمتر، ۲ تا ۳ درصد هورنبلند تا ۱ میلیمتر و ۱۰ تا ۱۲ درصد کوارتز تا ۲۲ میلیمتر میباشد. کانیهای قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و بیوتیت است. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل میدهد. کانیهای ایک شکلدار تا اندازه ۳/۰ میلیمتر بوده و مقدار آنها تا ۱ درصد میرسد (شکل ۳– ت). بیوتیت و هورنبلند تا ۳۰ درصد به کربنات و کلریت و فلدسپاتها تا ۱۰ درصد به کربنات، اپیدوت و سرسیت تبدیل شدهاند. رگهچههای کوارتز- کربنات- اپیدوت بعضاً در این توده مشاهده شده است.

# بيوتيت هورنبلند گرانوديوريت پورفيري

واحد بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه درشت بلور و بافت گرافیکی است. درصد درشت بلورها گاهی بیش از ۶۰ درصد است. کانیها شامل ۴۷ تا ۴۹ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۴/۵ میلیمتر، ۱۵ تا ۲۰ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۲ میلیمتر، ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز، ۴ تا ۵ درصد هورنبلند تا ۱ میلیمتر و ۱ درصد بیوتیت تا ۰/۷ میلیمتر میباشد (شکل۳– ث). زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ را تشکیل میدهد. کانیهای اپک شکلدار تا ۰/۴ میلیمتر بوده و مقدار آنها به ۰/۱ درصد میرسد. کلریت تا ۵ درصد، سرسیت تا ۳ درصد و کربنات تا ۱ درصد مهمترین کانیهای ثانویه سنگ است.

# هورنبلند ديوريت پورفيري

واحد هورنبلند دیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری با زمینه دانه ریز است. درصد درشت بلورها حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد است. کانیهای درشت بلور شامل ۱۸ تا ۱۹ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۴ میلیمتر و ۵ تا ۶ درصد هورنبلند تا اندازه ۲ میلیمتر میباشد. کانیهای قابل رویت در زمینه سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند است (شکل۳- ج). مگنتیت و آپاتیت مهمترین کانیهای فرعی سنگ را تشکیل میدهند.

Nb ،Yb و Ta در نمودارهای پیرس و همکاران [۱۲]، موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه، عمدتاً

کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) است (شکل ۷).



شکل ۳. تصاویر مقاطع نازک واحدهای نفوذی اکسیدان کیبرکوه. الف بیوتیت گرانودیوریت، ب سینوگرانیت، پ هورنبلند مونزونیت پورفیری، ت- هورنبلند بیوتیت مونزودیوریت پورفیری، ث بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری، ج هورنبلند دیوریت پورفیری و چ بیوتیت سینوگرانیت.

جدول ۱. نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی (٪)، عناصر فرعی و کمیاب (ppm) مربوط به گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه

Sample.No	KB-P-17	KB-P-39	KB-P-53	KB-P-69	KB-P-73	KB-P-75
<b>I</b>						_
نام واحد سنگی	هورنبلند	بيوتيت هورنبلند	هورنبلند بيوتيت	بيوتيت هورنبلند	بيوتيت هورنبلند	بيوتيت هورنبلند
	ديوريت	گرانوديوريت	مونزوديوريت	گرانوديوريت	گرانوديوريت	گرانوديوريت
	پورفيربى	پورفیری	پورفيرى	پورفيرى	پورفيرى	پورفيرى
X	۷۵۰۴۳۹	۷۵۰۳۹۴	۷۵۰۱۰۱	٧۴٩۶۵٠	749449	749744
Y	8494418	****	88999800	۳۸۰۰۳۳۸	۳۸۰۰۷۸۸	۳۸۰۱۱۳۹
SiO <sub>2</sub>	۵۱/۵۲	88/98	۵۵/۹۸	۶۷/۱۴	٧٠/٨٨	۶۸/۱۸
TiO <sub>2</sub>	١/۴	۰/۴۵	۱/• ۲	۰/۴۲	۰/۲۳	۰/۳۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	१۴/९९	14/78	18/18	14/14	۱۲/۹۸	17/77
TFeO	11/87	٣/۶۶	٧/۴۵	٣/۶٨	۲/۴۳	٣/۶۰
MnO	۰/۱۶	•/•۶	• /٢	۰/۰۶	•/•٢	•/•۴
MgO	۴/۳۳	٠/٩۵	۲/۳۸	٠/٩٨	٠/۴١	۰/۵۱
CaO	٧/٣۴	۱/۹۸	٨/۴٩	١/٨٣	• /Y )	١/١٩
Na <sub>2</sub> O	٣/٨١	۴/۷۴	٣/١٨	4/•4	٣/۵	۳/۸۴
K <sub>2</sub> O	۲/۱	۴/۵۹	۲/•۶	۴/٩	۶/۰۶	۶/۲۶
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	• /8٣	•/14	• /۴	•/14	•/•۵	٠/•٩
Sr	۵۸۷	744	544	TTA	<i><b>۶</b>۶</i>	۱۵۰
Rb	۵۰	114	٨۶	١٨١	۲۰۹	۱۸۵
Nb	۳۵	۲.	18	١٨	74	۲۲
Ba	4.5	۶۵۹	۵۳۰	841	۵۹۱	۲۳۲
Zr	114	٣٢	54	۲۳	۲۳	١٩
Со	۲۷	۴	۲۱	۵	١	٢
Hf	٣/٠۵	•/٩٩	١/۶٩	• /YA	۰ /۸۳	۰/۶۹
Та	١	١	١	١	١	١
Cs	١	١	٣	٢	٢	٢
Rb/Sr	•/•٨	۰/۴۶	٠/١۵	٠/٧٩	37/17	١/٣٣
Sr/Y	۲٧/•۵	۱۱/۴۰	20/18	٩/٧۴	۲/۹۷	۵/۰۳
La	۲٩/٧	۵۸/۳	۵۶/۵	۶١/١	٨۶/٨	٧۶/۵
Y	Y 1/V	۲۱/۴	۲۷/۰	۲۳/۴	5 T / T	۲٩/٨
Ce	۶٨/۶٨	۱۰۹/۸۸	1.4/80	11./14	109/00	148/08
Pr	٨/١	۱۲/۵	۱۳/۳	۱۲/۲	۱٧/٩	۱۶/۵
Nd	۲۸/۶	۳۹/۵	۴۳/۶	۳۷/۶	۵۲/۵	۵۱/۰
Sm	۵/٣	۵/٣	٧/٢	۵/۶	٧/٢	٧/٢
Eu	١/۴	٠/٩	١/٨	٠/٩	• /۵	•/٩
Gd	۴/۸	٣/٧	۵/۵	٣/٧	۴/۴	۵/۱
Tb	• /Y	• /Y	٠/٩	• /۶	• /Y	٠/٩
Dy	۴/۳	٣/٩	۵/۷	٠/۴	۴/۶	۵/۹
Но	۰/λ	• /٨	1/1	• /٨	• /٨	1/1
Er	۲/۰	۲/۰	۲/۶	۲/۲	۲/۱	٣/١
Tm	۰ /٣	٠ /٣	٠/۴	۰ /٣	۰ /٣	٠/۴
Yb	١/٨	١/٨	۲/۵	۲/۱	۲/۲	۲/۸
Lu	۰ /٣	٠/٢	۰ /٣	۰ /٣	۰ /٣	٠/۴
Eu/Eu*	٠/٨۵	• /۶۲	• /AY	• <i>\%</i> •	٠/٢٧	٠/۴۵
(La/Yb) <sub>N</sub>	11/17	۲ ۱/۸۴	10/54	19/88	78180	18/42

# Archive of SID

مجله زمينشناسي اقتصادى

ادامه <b>جدول (۱</b> ).									
Sample.No	KB-I-2	KB-P-65	KB-P-104	KBW-I-4	KBW-I-7				
نام واحد سنگی	بيوتيت گرانيت	<i>گ</i> رانیت بدیفیرو	هورنبلند مونزونيت	بيوتيت هورنبلند	بيوتيت هورنبلند				
X	<u>پورديري</u> ۷۵۰۵۵۷	پوردي <u>ري</u> ۷۴۸۹۰۲	<u>پورديری</u> ۷۴۹۱۶۰	موتروديوريت پوردي <u>ري</u> ۷۴۱۷۹۷	<u>تراثیت پورتیری</u> ۷۴۰۵۷۷				
Y	۳۷۹۸۲۵۹	۳۷۹۹۸۰۴	۳۸ <b>۰۳۰</b> ۳۵	٣٧٩٧٨٨٧	٣٧٩٨٩٠٢				
SiO <sub>2</sub>	۶۵/۱۶	۶۸/۰۷	۵٩/٣۶	۶۶/۴۸	88/110				
TiO	• / ۴۷	•/٣۶	• (^)	•//€V	•///				
	16/10	14/46	16/.*	1 6/62	18/22				
TFeO	۴/۸۰	۴/۰۳	N/• )	٣/٩٣	٣/٨٩				
MnO	./. 9	./. )	• / \	./. 9	1/// ( ./. *				
MgQ	>/>	·/• &	4/11 4/6 <del>4</del>	·/··/	·/··/				
CaO	1/1	•///	1/71	1/07	1/1 ¥				
CaO Na O	1/+1	1/11	1///	۲/۰۲ ۲/۰۲	1/17				
	۲/۹	F/T 1	77/7	4/49	۴/۰۲				
	٣/٧	۵/۳۲	۴/۶۹	١/۶٨	٣/٧٢				
$P_2O_5$	•/\۶	•/١١	•/\۵	٠/١٩	•/\۶				
Sr	۳۳۱	-	-	۴۸۳	788				
Rb	147	-	-	۶۰	۱۵۳				
Nb	١٧	-	-	١٠	18				
Ba	۶۳۳	-	-	۳۳۱	۶۰۹				
Zr	۲۵	-	-	۳۵	۲۳				
Со	٧	-	_	٩	٨				
Hf	٠/٩٣	-	-	1/44	٠/٨٩				
Та	١	_	_	١	١				
Cs	٢	_	_	٢	٢				
Rb/Sr	٠/۴٣	-	_	٠/١٢	• /۵۳				
Sr/Y	17/22	-	-	۳۸/۹۵	18/•8				
La	۵۶/۴	-	-	۲۶/۳	۵ • /٣				
Y	۱۹/۲	_	-	17/4	۱۷/٨				
Ce	٩٨/١٠	_	_	۵۲/۷۴	۹١/٩۵				
Pr	۱ • /۹	_	_	۵/۹	۹/۵				
Nd	۳۳/۵	_	_	١٩/٨	۳۱/۶				
Sm	۴/۷	_	_	٣/٣	۴/٣				
Eu	•/٨	_	_	•/ <b>\</b>	•/٩				
Gd	٣/۴	_	_	۲/۵	۲/۹				
Th	•/Δ	_		• / •	•/\				
Dv	۰ ۳/۴	_	_	τ/Λ	۳/.				
Ho	· /V	_	_	· /ω	· /V				
Fr III	•/ ¥	_	_	- <i>μ</i>	• / ٧				
Tm	1/A	-	-	1/1	1/1				
1 M	• / \	-	-	•/1	• / ٢				
Y D	\/Y	-	-	\/•	)/Y				
Eu/Eu*	•/5			•/) •/\\\\\	•/\\ •/\X				
$(La/Yb)_N$	۲۲/۳۷	_	_	١٧/٧٣	۱٩/٩۵				

292



شکل۴. نام گذاری گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار نام گذاری سنگهای درونی [۹].



شکل۵. گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> عمدتاً در محدوده کالکآلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می گیرند [۱۰].

www.SID.ir



**شکل۴**. گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه در نمودار A/NK در مقابل A/CNK عمدتاً در محدوده متاآلومینوس قرار میگیرند [۱۱].





عنصر Eu نیز ناهنجاری منفی نشان میدهد و مقدار \*Eu/Eu در همه نمونهها کمتر از ۱ است (جدول ۱). تیلور و مکلنان [۱۳] بیان کردند که هر گاه مقدار نسبت \*Eu/Eu بیش از ۱ باشد، ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از ۱ باشد، ناهنجاری منفی است. ناهنجاری منفی Eu به علت حضور شکل (۸) نمودار عنکبوتی مقدار عناصر خاکی کمیاب نرمالیزه شده با مقادیر REE کندریت را نشان میدهد. همان طور که مشخص است، غنی شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به الگوی عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در کلیه نمونهها دیده می شود. سنسنجی زیرکن به روش U-Pb

از نمونههای برداشت شده از تودههای نفوذی سری اکسیدان بعد از مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوژیکی، یک نمونه از واحد بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (به عنوان نمایندهای از تودههای سری اکسیدان) برای سنسنجی انتخاب شد. نتایج محاسبه و تعیین سن ایزوتوپی در جدول (۲) و شکلهای (۱۰ و ۱۱) نشان داده شده است. بر پایه ۲۰ نقطه اندازه گیری روی دانه های زیرکن، سن توده نفوذی بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری، برابر با ۴۳/۴۴ میلیون سال محاسبه شد (جدول۲ و شکلهای ۱۰ و ۱۱). توده نفوذی بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری در ائوسن (Lutetian) در مجموعه سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک نفوذ کرده است. از طرفی نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله مناسب برای تعیین پتروژنز است، زیرا به طور معمول در زیرکنهای دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکنهای آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ است [۱۹ تا ۲۱]. این نسبت در زیرکنهای مطالعه شده کمتر از ۲ بوده که نشان دهنده ماهیت ماگماتیکی زيركنهاست (جدول٢). اين ويژگى همراه با خصوصيت حرارت خاتمه بالای زیرکن [۲۲] به ما اجازه میدهد تا اطلاعات U-Pb به دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرين بدانيم. کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقیمانده در منشأ ماگماست. میزان Sr پایین (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) در اکثر نمونهها نیز اين موضوع را اثبات ميكند. نرماليزهكردن برخي عناصر فرعي و خاکی کمیاب نسبت به گوشته اولیه نشان میدهد که غنی شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Ba ،K ،Cs ،Rb و Th و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (LREE) و Ce و La) (LREE) نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Zr، Nb و Ti و عناصر خاكي كمياب سنگين (Yb) (HREE و Lu) ديده مي شود (شكل ۹). غنی شدگی عناصر LILE و کاهیدگی عناصر HFSE تیپیک ماگماهای تولید شده در زون فرورانش است [۱۵]. مقادیر پایین Ta ،Ti و Nb ممکن است مربوط به حضور هورنبلند و اكسيدهاى آهن- تيتان مانند روتيل و ايلمنيت باشد [18]. مقادیر پایین Nb و Ta را همچنین به فرآیندهای تهیشدگی قبلی در سنگهای گوشته نسبت میدهند [۱۷]. با این حال مقدار Nb در تودههای اکسیدان کیبرکوه بالا بوده و به بیش از ۱۱ گرم در تن میرسد (جدول ۱). همچنین نسبت Zr/Nb در تودهها کمتر از ۲ است. عناصر Nb ،Rb و Ta از عناصر فراوان در پوسته قارهای هستند. کاهیدگی Nb، از ویژگیهای تیییک ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن اختلاط هرچه بیشتر پوسته قارهای را در ماگما نشان میدهد [۱۵]. بنابراین ماگمای منطقه کیبر کوه بیشترین آلایش را با پوسته قارمای نشان میدهد.





شکل ۹. نمودار عناصر فرعی و برخی عناصر خاکی کمیاب گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه که نسبت بهPrimitive Mantle نرمالیزه شده است [۱۸].

Samples	U ppm	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	U/Th	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>207</sup> Pb*	± (%)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U*	± (%)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±	Best age (Ma)	± (Ma)
KBP-69 - 1C	1.74	<u>የሞሞላቶ</u> አ	٠/۴	21/0811	۶/۲	•/•۴١٧	۶/۳	•/••۶۵	١/٢	41/9	• /۵
KBP-69 - 2C	۱۹۷	41127	١/٠	TT/AANT	۵۳/۱	•/•۴١٩	۵۳/۶	•/••٧٣	٧/٢	48/8	٣/۴
KBP-69 - 1R	۷۵۶	98981	٠/۴	۲١/۵۵۵۹	17/4	•/• 480	17/8	•/••۶٨	۲/۲	۴۳/۷	۱/۰
KBP-69 - 3 R	4.4	180927	• /۵	20182	۱۴/۷	•/• 442	۱۵/۰	•/••۶٨	۲/۷	۴۳/۵	١/٢
KBP-69 - 4 R	171	4893.	١/٣	78/7888	۵۵/۵	•/• 304	۵۵/۹	•/••۶٨	۶/۷	۴۳/۷	۲/٩
KBP-69 - 5 C	٨۴٩	118888	• /۵	19/2608	۱۹/۴	•/• 489	۱۹/۷	•/••\$1	٣/۴	47/4	۱/۵
KBP-69 - 6 R	۱۵۰	114784	١/٣	37/1943	۷۴/۴	•/•۲٩٢	۷۴/۹	•/••۶٨	٨/٢	۴۳/۷	۳/۶
KBP-69 - 7 R	711	69.785	• /Y	۲۲/۸۳۹۵	۳٠/٧	•/• *• ۶	۳۱/۰	•/••۶٧	۳/۸	47/7	۱/۶
KBP-69 - 8R	۲۲۸	۹۰۱۵	٠/٩	14/1212	۳۷/۷	•/•۵۴۴	۳۸/۳	•/••۶٨	٧/٠	43/8	٣/٠
KBP-69 - 9R	780	87927	١/٠	۱۸/۰۰۱۵	۱۶/۷	•/• ۵• ۲	۱۸/۲	۰/۰۰۶۵	٧/١	47/1	٣/٠
KBP-69 - 10C	497	20421	٠/٩	T 1 / T T Y 1	۱۱/۰	•/•471	۱۱/۵	•/••\$\$	٣/٣	۴۲/۷	١/۴
KBP-69 - 11 R	۲۳۸	52646	١/٠	٣٠/١٨٣٧	۵۷/۶	•/• ٣٢ ١	۵V/V	•/••¥•	۳/۶	40/2	۱/۶
KBP-69 - 12 R	222	77887	١/١	22/222	۳۲/۳	•/• *• ٣	۳۲/۴	•/••\$\$	۲/۹	47/2	١/٢
KBP-69 - 13 C	۱۹۰	200691	١/٢	18/0440	۳۰/۴	•/•۵۲۴	۳۰/۸	•/••۶٩	۵/۰	44/1	۲/۲
KBP-69 - 14 R	714	9779.	١/٢	۲۱/۲۰۰۹	41/1	•/• 477	۴۱/۵	•/••۶٧	$\Delta/\Lambda$	43.2	۲/۵
KBP-69 - 14 C	۸۸۱	180181	• /Y	۲۰/۹۶۸۲	٨/٨	•/• ۴۳٨	٨/٩	•/••۶٧	۱/۹	۴۲/۸	• /٨
KBP-69 - 15 R	878	40977	• /٨	19/7749	۳/۲۲	•/• 489	22/8	•/••\$1	۳/۵	۴۳/۸	١/۵
KBP-69 - 16 C	184	۵۰۳۸۷	١/١	11/2227	۳۵/۲	•/•۵•۴	۳۵/۷	•/••\$1	۶/۱	471/8	۲/۶
KBP-69 - 6 C	۱۳۸	۲۰۸۳۸	• /٨	9/5499	180/5	•/•988	۱۶۵/۳	•/••۶٧	۵/۸	۴۳/۱	۲/۵
KBP-69 - 17 C	876	98171	• /Y	20/9222	۲۷/۵	•/•٣٣٣	21/8	•/••۶٧	۲/۵	۴۳/۳	١/١

جدول۲. نتایج حاصل از سنسنجی زیرکن به روش U-Pb در توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری

Archive of SID

سنسنجی زیرکن (U-Pb)، ژئوشیمی ایزوتوپهای Sr-Nd، و.....



شکل۱۰. پلات میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری



شکل ۱۱. نمودار کنکردیا برای زیرکنهای سنسنجی شده به روش U-Pb، برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری

297

ژئوشیمی تودههای مورد مطالعه کیبرکوه نشان میدهد که

آنها از نوع I بوده و در کمربند زون فرورانش تشکیل شدهاند. همچنین پذیرفتاری مغناطیسی آنها نیز نشان دهنده ماهیت

اکسیدان (سری مگنتیت) گرانیتوئیدهاست. بنابراین مقدار

نسبت <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd اوليه، مقدار نسبت <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اوليه و

مقدار Nd I که نمونهها را خارج از محیط ایزوتوپی ماگماهای مشتق شده از زون فرورانش و متمایل به محیط ماگماهای

برگرفته از پوسته قارهای نشان میدهد، مربوط به آلایش

شدید ماگمای مشتق شده از یوسته اقیانوسی با یوسته قارهای

است. ژئوشیمی تودههای نفوذی کیبرکوه از جمله افزایش Nb

در این تودهها موید این مطلب است. سن سنگ منشأ ماگما

(TDM) را میتوان با استفاده از نتایج ایزوتوپهای (TDM) و Nd M، (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd) و Nd/<sup>144</sup>Nd)m

روش محاسباتی و ترسیمی به دست آورد [۲۳ و ۲۴]. براساس

روش محاسباتی ماگمای گرانیتوئیدی سری اکسیدان منطقه

کیبرکوه از پوسته قدیمی با سن حداقل ۸۲۰ میلیون سال

حاصل شده است (شکل ۱۴). بنابراین ماگمای این منطقه از

قدیمی ترین پوسته اقیانوسی در حال فرورانش در بلوک لوت

[۲۵] نشأت گرفته و بیشترین آلایش پوستهای را در طی

صعود متحمل شده است.

# ایزوتوپهای Rb-Sr و Sm-Nd

مقدار <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr و Nd/<sup>144</sup>Nd اولیه در منطقه کیبرکوه با تجزیه نمونه کل سنگ و با توجه به به سن به دست آمده از زيركن در جدول (۲) آمده است. نسبت ايزوتوپ اوليه <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr و <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd برای توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (KB-P-69) با توجه به سن ۴۳/۴۴ میلیون سال به ترتیب با ۰/۷۰۶۸۱۶ و ۰/۵۱۲۴۰۵ می باشد (جدولهای ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ اولیه ENd I در نمونه مورد نظر برابر با ٢/۵- است (جدول ۴). همچنین نسبت ایزوتوپ اوليه <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr و Nd/<sup>144</sup>Nd براى توده هورنبلند بيوتيت مونزودیوریت پورفیری (KB-P-53) با توجه به سن ۴۳/۴۴ میلیون سال به ترتیب با ۱/۷۰۶۱۵۳ و ۰/۵۱۲۳۹۶ میباشد (جدولهای ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ اولیه Nd I در نمونه مورد نظر برابر با ۳/۶۷- است (جدول ۴). مقادیر Nd/<sup>144</sup>Nd- است <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اولیه در شکل (۱۲) مشاهده می شوند. شکل (۱۳) مقدار ENd I در مقابل <sup>87</sup>Sr/86Sr اولیه را نمایش می دهد. با توجه به مقدار <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اولیه بیش از ۰/۷۰۶، مقدار <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd بیش از ۱۵۱۲ و Nd I کمتر از <sup>143</sup>Nd/ آمده برای گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه، منشأ ماگمای این تودهها در محدوده بین زون فرورانش و پوسته قارهای واقع شده است (شکلهای ۱۲ و ۱۳). کانی شناسی و

SAMPLE	AGE	Rb	Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr)	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr)		
	(ma)	(ppm)	(ppm)		m (2σ)	initial		
KB-P-53	47	<b>۲۱/۶۹۱</b>	۵۲۰/۱۲	•/٣٩٨٣	• / ٧ • ۶٣٩ ١	•/٧•۶١۵٣		
KB-P-69	47	18./11	517/10	۲/۱۸۲۵	•/٧•٨١١٨	•/٧•۶٨١۶		

یزوتوپهای Rb-Sr	مربوط به ا	ی ایزوتوپی	<b>جدول ۳</b> . دادەھا
-----------------	------------	------------	------------------------

m= measured. Errors are reported as  $1\sigma$  (95% confidence limit). The initial ratio of  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  calculated using  ${}^{87}Rb/{}^{86}Sr$  and ( ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ ) m and an age 43.44 (age based on zircon).

SAMPLE	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd)	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup>	εNd I
	(ppm)	(ppm)		m (2σ)	initial	
KB-P-53	۶/۵۳۶	۳۸/۳۹	•/١•٣•	•/۵۱۲۴۲۴	•/۵۱۲۳۹۶	-٣/۶٧
KB-P-69	۵/۱۴۴	۳١/٣٨٢	•/•997	•/۵۱۲۴۳۲	•/۵۱۲۴•۵	-Ψ/Δ •

جدول۴. دادههای ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپهایSm-Nd

m= measured. Errors are reported as  $1\sigma$  (95% confidence limit). The initial ratio of  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd calculated using  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd and ( $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd) m and an age 43.44 (age based on zircon).  $\epsilon$ NdI, initial  $\epsilon$ Nd value.



شکل ۱۲. موقعیت قرارگیری گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه بر مبنای نسبت <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr به Nd/<sup>144</sup>Nd <sup>144</sup>Nd (نمودار اولیه از [۲۶])



شکل ۱۳. موقعیت قرارگیری گرانیتوئیدهای سری اکسیدان کیبرکوه بر مبنای نسبت <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr به Nd (نمودار اولیه از [۲۶])

www.SID.ir



#### نتيجهگيرى

ترکیب تودههای نفوذی سری مگنتیت (اکسیدان) کیبرکوه از گرانیت تا دیوریت متغیر است. این تودهها به لحاظ شاخص آلومینیوم، از نوع متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس بوده و از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I هستند. در نمودار  $K_2O$  در مقابل این واحدهای نفوذی غالباً در محدوده سنگهای کالک SiO<sub>2</sub> آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می گیرند. براساس مقدار Yb ،Y ،Rb و Nb ماگمای این تودهها در کمربند ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده است. غنی شدگی در عناصر ليتوفيل با شعاع يوني بزرگ (LILE) مانند Ba ،K ،Cs ،Rb و Th و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (La و Ce) نسبت به عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Zr ،Nb و Ti و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) (HREE) دیده می شود که موید تشکیل ماگما در زون فرورانش است. مقدار بالای Nb (بیش از ۱۱ گرم در تن)، اختلاط پوسته قارهای را در ماگما نشان میدهد. ناهنجاری منفی Eu به علت حضور کانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقیمانده در منشأ ماگماست و پایین بودن مقدار Sr اکثر نمونهها (کمتر از ۴۰۰ گرم در تن) آن را تأیید می کند. سن توده بیوتیت هورنبلند گرانودیوریت پورفیری (به عنوان نمایندهای از تودههای اکسیدان کیبرکوه) بریایه روش اندازه گیری U-Pb در کانی زیرکن برابر با ۴۳/۴۴ میلیون سال محاسبه شد (ائوسن میانی-لوتتین). با توجه به سن به دست آمده، مقدار <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اولیه

برای دو نمونه از تودههای نوع I منطقه کیبرکوه ۷/۷۰۶۱۵۳ و ۰/۷۰۶۸۱۶ مقدار Nd/144 اولیه برابر با ۱۳۹۶ و eNd I و /۵۱۲۴۰۵ و ENd I برابر با ۳/۵– و ۳/۶۷– محاسبه شد. با توجه به مقدار <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اولیه بیش از ۱/۷۰۶، مقدار <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd اولیه بیش از ۵۱۲ و Nd I کمتر از ۳/۵- به دست آمده برای گرانیتوئیدهای اکسیدان کیبرکوه، ماگمای این تودهها خارج از محیط ایزوتوپی ماگماهای مشتق شده از زون فرورانش و متمایل به محیط ماگماهای برگرفته از پوسته قارهای واقع می شود. اما با عنایت به کانی شناسی، ژئوشیمی و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بیش از SI<sup>--۵</sup>SI تودهها، مقدار نسبت <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd اوليه، نسبت <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اوليه و Ndعمربوط به آلایش شدید ماگمای مشتق شده از پوسته اقیانوسی با پوسته قارهای احیایی است. ماگمای گرانیتوئیدی نوع I منطقه کیبرکوه از ذوب بخشی پوسته قدیمی اقیانوسی با سن حداقل ۸۲۰ میلیون سال حاصل شده که قدیمی ترین پوسته اقیانوسی شناخته شده در بلوک لوت است. این ماگما بیشترین آلایش پوستهای را در طی صعود متحمل شده است.

#### منابع

[۱] آقانباتی ع.، *"زمین شناسی ایران"،* سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳)، ۶۰۶ ص.

[2] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "*The Sistan suture zone of eastern iran*", Geolc. Soc. Am. Bull 94 (1983) 134-156.

www.SID.ir

مجله زمينشناسي اقتصادى

[16] Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", Lithos 46 (1999) 411-429. PII: S0024-4937(98)00076-0.

[17] Gust D. A., Arculus R. A., Kersting A. B., *"Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc"*, The Canadian Mineralogist 35 (1977) 347-365.

[18] Sun S-s., and McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes", In: A.D. Saunders and M.J. Norry (eds). Magmatic in the ocean basins. Geological Society. London. Special Publication 42 (1989) 313-345.

[19] Williams I. S., "Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia", Australian Journal of Earth Sciences, 48 (2001) 557-580. DOI: 10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x

[20] Rubatto D., Williams I. S., and Buick I. S., "Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia", Contributions to Mineralogy and Petrology, 140 (2001) 458-468.

[21] Rubatto D., "Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism", Chemical Geology, 184 (2002) 123-138. PII: S0009-2541(01)00355-2.

[22] Cherniak D. J., Watson E. B., "*Pb diffusion in zircon*", Chemical Geology, 172 (2000) 5-24. DOI:10.1016/S0009-2541(00)00233-3.

[23] Depaolo D. J., "Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic", Nature 291 (1981) 193-196.

[24] Depaolo D. J., "Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction", Springer, New York, (1988).

[۲۵] کریمپور م. ح.، ملکزاده آ.، ج لنگ فارمر .، چالرز استرن.، *"پتروژنز گرانیتوئیدها، سنسنجی زیرکن به روش -U Bf. ژئوشیمی ایزوتوپهای Sr-Nd و رخداد مهم کانیسازی Trرشیاری در بلوک لوت، شرق ایران"* ، مجله زمینشناسی اقتصادی، جلد۴، شماره۱، دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۹۱) ص ۱- ۲۷.

[26] Zindler A., Hart S. R., "Chemical geodynamics", Ann Rev Earth Planet Sci 14 (1986) 493- 571.

[3] Camp V., and Griffis R., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", Lithous, Issn 0024-4937, v. 15 (1982) 221-239.

[4] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in central Lut, East of Iran", Geol. Survey of Iran, Rep. No. 57 (1983) 357-383.

[5] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., "*Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran*", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 285-336.

[6] Ishihara S., "The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks", Mining Geology 27 (1977) 293-305.

[7] Ishihara S., "The granitoid series and mineralization", Economic Geology, 75<sup>th</sup> Anniv (1981) 458- 484.

 [۸] بلوریان غ.، صفری م.، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زوزن"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴).

[9] Middlemost Eric A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Sci Rev 37 (1994) 215-224.

[10] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63–81.

[11] Shand S. J, "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits", 1969 (facs. of 3rd ed. 1947). Hafner, New York (1947) 488.

[12] Pearce J. A., Haris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Jour. Of Petrology, 25, part 4 (1984) 956-983.

[13] Taylor S. R., McLenan S. M., "The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks", Blackwell, Oxford (1985) 312.

[14] Boynton W. V., "Cosmo chemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Rare Earth Element Geochemistry (P. Henderson, ed.), (Developments in Geochemistry 2)", Elsevier, Amsterdam (1985) 115-1522.

[15] Wilson M., "Igneous petrogenesis", Uniwin Hyman, London (1989).