

# سن سنجی U-Pb و ایزوتوپ‌های Lu-Hf و O روی کانی زیرکن توده‌های نفوذی دگرگون شده جنوب باختر سلماس

فهیمة کوزه کولانی<sup>۱</sup>، محمد رهگشای<sup>۱</sup> و هادی شفائی مقدم<sup>۲</sup>

دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
آستادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۹/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۱۴

## چکیده

توده‌های نفوذی جنوب باختر سلماس شامل سنگ‌های حدواسط- مافیک و اسیدی، در مرز پهنه‌های سنندج- سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در شمال باختر ایران رخنمون دارند. سنگ‌های مافیک- حدواسط دارای ترکیب متادیوریت و متاگابرو و کهن‌ترین توده‌های نفوذی منطقه هستند. سنگ‌های اسیدی ترکیب متاگرانیت تا متاگرانودیوریت دارند. این توده‌های نفوذی درون مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده با سن پراکامبرین نفوذ کرده‌اند. سن سنجی به روش U-Pb روی کانی زیرکن نمونه‌های متاگرانیت و متاگرانودیوریتی این مجموعه دگرگون شده، دامنه سنی از  $567 \pm 2/4$  میلیون سال تا  $565 \pm 2/7$  میلیون سال (اواخر نئوپروتروزویک- کامبرین) را نشان می‌دهد. زیرکن‌ها دارای هسته‌های کهن موروثی هستند. نتایج ایزوتوپ Hf (به همراه سن مدل) زیرکن‌های این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده آنها اولیه (Juvenile) نیست بلکه حاصل واکنش با پوسته قاره‌ای قدیمی به سن مزوپروتروزویک است. مقدار  $\delta^{18}O$  زیرکن‌ها احتمالاً نشان‌دهنده تبلور زیرکن‌ها از ماگمایی است که با مواد پوسته‌ای ترکیب شده است. توده‌های نفوذی جنوب باختر سلماس، با سنگ‌های متاگرانیتی و گنیسی درون پی‌سنگ ایران که در ایران مرکزی، پهنه سنندج- سیرجان و پهنه البرز رخنمون یافته‌اند، از دید زمانی همسن هستند. همه این سنگ‌های گسترش یافته موجود در پی‌سنگ، نشان‌دهنده بقای فعالیت ماگمایی به سن نئوپروتروزویک- کامبرین در امتداد حاشیه شمالی گندوانا هستند.

**کلیدواژه‌ها:** سن سنجی U-Pb، ایزوتوپ Lu-Hf و O، متاگابرو- متادیوریت، گندوانا، نئوپروتروزویک، سلماس.

E-mail: f\_kozekoulani@sbu.ac.ir

**نویسنده مسئول:** فهیمة کوزه کولانی

## ۱- پیش‌نوشتار

سرزمین گندوانا در اثر برخورد حدود ۷ تا ۸ تکه قاره‌ای به سن نئوپروتروزویک در طی دو دوره به وجود آمده است: (۱) در زمان حدود ۶۰۰ تا ۶۵۰ میلیون سال؛ (۲) در زمان حدود ۵۲۰ تا ۵۷۰ میلیون سال (Ustaömer et al., 2009; Collins and Pisarevsky, 2005). فعالیت ماگمایی نوع اداکاران- کامبرین در کمربند کادومین نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی کمان حاشیه فعال قاره‌ای در امتداد حاشیه شمالی گندواناست (Ramazani and Tucker, 2003; Gessner et al., 2004; Hassanzadeh et al., 2008; Ustaömer et al., 2009 and 2011). قطعات کمربند کادومین در طی کامبرین- اردوویسین از گندوانا جدا و در طی زمان‌های مختلفی به اوراسیا ملحق شده است (eg., Stampfli et al., 2002; Murphy et al., 2004; Nance et al., 2008 and 2010; Ustaömer et al., 2011). مربوط به کادومین در زمان تریاس به اوراسیا ملحق شدند (Şengör and Natal'in, 1996). تلاش‌های اخیر برای درک بهتر پی‌سنگ کادومین در ایران و سرزمین‌های مجاور نیازمند مطالعه دقیق سنگ‌های گنایسی، گرانیتی دگرگون شده و همچنین واحدهای رسوبی پالئوزویک است (eg., Ramazani and Tucker, 2003; Hassanzadeh et al., 2008; Ustaömer et al., 2009 and 2011; Jamshidi Badr et al., 2013).

توده‌های نفوذی دگرگون شده جنوب باختر سلماس که در شمال باختر ایران رخنمون یافته، شامل گرانیت‌های میولینیتی شده، متادیوریت، متاگابرو به سن نئوپروتروزویک است. مطالعه این سنگ‌ها می‌تواند روند تکامل پهنه سنندج- سیرجان، به ویژه در بخش شمال باختری آن را بیشتر مشخص کند. تاکنون مطالعات سن سنجی روی سنگ‌های جنوب باختر سلماس انجام نشده است. تعداد کمی مطالعه در بخش‌های باختر و جنوب باختر منطقه، گرانیت و گابروهای ناحیه قوشچی و سنگ‌های مافیک و اسیدی قره‌باغ، انجام شده که سنی برابر با کربنیفر برای سنگ‌های منطقه به دست آورده شده است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲؛ Shafaii Moghadam et al., 2015). با توجه به اینکه سنگ‌های منطقه، جزو سنگ‌های بسیار کهن، دارای سن نئوپروتروزویک- کامبرین و بیشتر دگرسان شده هستند، در

نتیجه بررسی و انجام مطالعات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها چندان مفید نخواهد بود؛ بنابراین در این پژوهش یک مطالعه هدفمند با استفاده از سن سنجی U-Pb روی کانی زیرکن و ایزوتوپ‌های Lu-Hf و O زیرکن انجام شده است تا سن توده‌های نفوذی جنوب باختر سلماس و ماهیت ماگمایی آنها بررسی شود.

## ۲- موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه توده‌های نفوذی جنوب باختر سلماس، در شمال باختر ایران در استان آذربایجان غربی جای دارد (شکل ۱). این ناحیه از دید تقسیمات ساختاری- رسوبی ایران (Stöcklin, 1968) بخشی از پهنه سنندج - سیرجان است که در مرز پهنه ارومیه - دختر قرار گرفته است. برخی دیگر از پژوهشگران (نبوی، ۱۳۵۵) بر پایه وضعیت ساختمانی و رخساره‌ای این ناحیه را جزو پهنه خوی- مهاباد از پهنه البرز- آذربایجان تقسیم‌بندی کرده‌اند. (Alavi (1991) بر پایه سری‌های ماگمایی، این ناحیه را جزو پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و مجموعه ماگمایی البرز نام‌گذاری کرده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین‌درز حاصل از برخورد آنها می‌داند.

بررسی ساختارهای زمین‌ساختی ایران توسط آقائاتی (۱۳۸۳ و ۱۳۷۱) نشان داد که منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان قرار دارد. همچنین مطالعات اخیر توسط Azizi and Moinevaziri (2009) نشان داد که محدوده مورد مطالعه بخشی از پهنه‌های سنندج- سیرجان و نزدیک به مرز ارومیه- دختر است.

پهنه سنندج- سیرجان باریکه‌ای است به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر که از باختر دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری- جنوب خاوری تا گسل میناب ادامه می‌یابد (شکل ۱). این پهنه در زمان کرتاسه- پالئوژن در اثر برخورد قاره‌ای میان صفحه عربستان و ایران مرکزی دگر شکل شده است (eg., Şengör and Natal'in, 1996; Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel et al., 2003).

گروه اپیدوت در سنگ شده است. کلیئوپروکسن‌ها نیز به صورت بی‌شکل دیده می‌شوند و بیشتر اورالیتی شده هستند که همین عامل سبب شده است تا نمونه‌ها به رنگ سبز دیده شوند. کوارتز از جمله کانی‌های دیگر این دسته از سنگ‌هاست. وجود کانی کوارتز سبب تفکیک این سنگ‌ها از دسته سنگ‌های گابرویی شده است. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک و میلونیتی است.

### ۳-۳. سنگ‌های اسیدی

این دسته از سنگ‌ها به صورت توده به نسبت وسیعی در منطقه گسترش دارند. این توده‌های نفوذی دارای رنگ روشن هستند و اندازه دانه‌های آن متوسط تا ریز است. توده‌های نفوذی یادشده از دید ترکیبی به سنگ‌های متاگرانودیوریتی و متاگرانیتی تقسیم می‌شوند. این دسته از سنگ‌ها میلونیتی شده هستند؛ به طوری که درجه میلونیتی در برخی از نمونه‌ها ضعیف و در برخی نمونه‌ها شدید است. گردهمایی کانیایی متاگرانیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و بیوتیت است. کلریت، زوئیزیت، مسکوویت و اکسیدهای آهن از کانی‌های ثانویه این سنگ‌هاست. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار هستند و فراوانی قابل توجهی دارند. این بلورها دارای ماکل پلی سنتتیک هستند که در مواردی این ماکل‌ها خمیدگی نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تأثیرات فرایندهای زمین‌ساختی و دگرگونی دینامیکی در منطقه است. در این بلورها فرایندهای سوسوریتی شدن، سریستی شدن و اپیدوتیزاسیون دیده می‌شود که بیانگر نوعی دگرگونی پسروده در سنگ‌هاست. کوارتز موجود در این دسته از سنگ‌ها به صورت نیمه‌شکل دار دیده می‌شوند و خاموشی موجی دارند (شکل ۳-ج). ارتوز از بلورهای دیگر این دسته از سنگ‌هاست که فراوانی کمتری نسبت به پلاژیوکلازها دارند. این بلورها به صورت نیمه‌شکل دار هستند و بیشتر به صورت پرتیتی دیده می‌شوند. بیوتیت در اثر دگرگونی پسرونده به طور کامل به کلریت، اسفن و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. این کلریت‌ها همراه با اپیدوت و سریست نوارهایی را ایجاد کرده‌اند که به رنگ سبز دیده می‌شوند. بافت چیره این سنگ‌ها گرانوبلاستیک است؛ اما بافت‌هایی مانند پرتیتی، گرانوفیری و میلونیتی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. متاگرانودیوریت‌ها دارای مجموعه کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوز هستند. کلریت، اپیدوت، زوئیزیت، اسفن و اکسیدهای آهن از جمله کانی‌های ثانویه این دسته از سنگ‌هاست. کوارتز بیشتر به صورت نیمه‌شکل دار دیده می‌شود و همانند نمونه‌های متاگرانیتی خاموشی موجی دارد. پلاژیوکلازها که فراوانی زیادی در این سنگ‌ها دارند، به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار دیده می‌شوند و ماکل پلی سنتتیک دارند که یک سری خمیدگی‌های مکانیکی نیز در ماکل‌ها نشان می‌دهند. این کانی‌ها در اثر سوسوریتی و سریستی شدن، به اپیدوت، کلیئوزوئیزیت، اسفن، زوئیزیت تبدیل شده‌اند. پدیده اپیدوتیزاسیون هم در بخش‌های مرکزی این کانی‌ها رخ داده است. ارتوز در این دسته از سنگ‌ها فراوانی بسیار کمی دارد و به صورت پرتیتی دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک و میلونیتی است. شدت میلونیتی شدن در این سنگ‌ها شدیدتر بوده، به طوری که سبب گسترش بافت فلیزر شده است (شکل ۳-د).

### ۴- نتایج

برای انجام مطالعات تعیین سن و ایزوتوپ روی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، ۴ نمونه از سنگ‌های اسیدی منطقه، ۲ نمونه از متاگرانودیوریت (SI-14-32 و SI-14-36) و ۲ نمونه از متاگرانیت (SI-13-18 و SI-14-50) برای انجام سنسنجی U-Pb به روش SIMS روی کانی زیرین انتخاب شد. پس از خرد کردن نمونه‌ها، لاک شویی و جدا کردن کانی‌های سنگین، دانه‌های زیرین سالم انتخاب و مطالعات سنسنجی و ایزوتوپ O توسط دستگاه Cameca IMS-1280 SIMS و اندازه‌گیری ایزوتوپ HF به روش LA-ICPMS در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک چین (IGS-CAS) انجام شد. تصاویر کاتدولومینسانس (CL) در شکل ۴ نشان داده شده است. خلاصه نتایج سنسنجی U-Pb در جدول ۱ دیده می‌شود. خلاصه نتایج ایزوتوپ HF و  $\delta^{18}O$  در جدول ۲ نشان داده شده است.

سنسنجی- سیرجان شواهدی از فرورانش اقیانوس تیسس به زیر ایران مرکزی را تا زمان تریاس میانی در خود حفظ کرده است (eg., Berberian and King, 1981). توالی طبقات مرتبط با کشش در زمان اواخر تریاس در سرتاسر طول این پهنه دیده می‌شود (Mohajjel et al., 2003). همچنین ساختار پهنه سنسنجی- سیرجان در اثر برخورد صفحه عربی با اوراسیا دچار تغییر شکل و در پی آن سبب گسترش کمربند راندگی- چین خورده در طول این پهنه شده است (Alavi, 1994).

به طور کلی پهنه سنسنجی- سیرجان متشکل از مجموعه‌های دگرگونی و نفوذی‌های گرانیتی است. مجموعه‌های دگرگونی دارای سن پراکامبرین (زاهدی و همکاران، ۱۳۷۱)، پالئوزوییک (سبزه‌ای، ۱۳۷۵)، برای بخش کمی از پهنه سنسنجی- سیرجان) و مزوزوییک (Mohajjel and Fergusson, 2000) هستند. بیشتر پژوهشگران توده‌های نفوذی پهنه سنسنجی- سیرجان را مرتبط با فرورانش نوتیسس به زیر صفحه ایران می‌دانند که در مزوزوییک شروع شده و در سنوزوییک با برخورد صفحه ایران با صفحه عربی ادامه داشته است (Mazhari et al., 2009).

مجموعه نفوذی‌های سلماس در شمال باختری‌ترین بخش پهنه سنسنجی- سیرجان قرار دارد. این مجموعه شامل سنگ‌های مافیک- حدواسط و اسیدی است. در این منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده در حد رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت با سن نامشخص گسترش دارند که رسوبات کربناته پرمین به صورت همبری گسلی روی آنها قرار گرفته است که بر این اساس احتمالاً بتوان سنی حدود پراکامبرین- پالئوزوییک را برای آنها در نظر گرفت. مجموعه نفوذی‌های مافیک- حدواسط و اسیدی یاد شده به درون سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده نفوذ کرده‌اند. توده‌های مافیک بیشتر متاگابرو و حدواسط متادیوریت و کهن‌ترین توده‌های نفوذی منطقه هستند. این توده‌ها بیشتر به رنگ سبز و تیره دیده می‌شوند (شکل ۲- الف). این سنگ‌ها بیشتر بدون ساخت مشخصی هستند و به صورت توده‌های گسترده دیده می‌شوند. عملکرد گسل‌ها و نفوذ رگه و دایک‌های سیلیسی سبب شده است تا این سنگ‌ها به صورت تکتونیزه و خرد شده دیده شوند (شکل ۲- ب).

توده‌های نفوذی اسیدی با ترکیب متاگرانیتی، گرانودیوریتی میلونیتی شده هستند و در بخش گسترده‌ای از منطقه رخنمون دارند. این دسته از سنگ‌ها به رنگ روشن دیده می‌شوند و اندازه بلورهای آن از ریز تا درشت متغیر است. این سنگ‌ها بیشتر به صورت توده‌های هستند و ساخت مشخصی را نشان نمی‌دهند و فولیاسیون ندارند (شکل ۲- ج).

### ۳- سنگ‌نگاری

#### ۳-۱. سنگ‌های مافیک

سنگ‌های مافیک منطقه، ترکیب متاگابرو دارند. متاگابروها بیشتر به رنگ سبز تا تیره دیده می‌شوند؛ گردهمایی کانیایی آنها شامل پلاژیوکلاز، کلیئوپروکسن و اکسیدهای آهن است. کلیئوپروکسن‌ها بیشتر به اورالیت و در مواردی این بلورها به آمفیبول‌های رشته‌ای اکتینولیت نیز تبدیل شده‌اند که نشانه‌ای از دگرگونی پسرونده در این سنگ‌هاست (شکل ۳- الف). پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند و در اثر این فرایند کانی‌های گروه اپیدوت ایجاد شده است. اکسیدهای آهن موجود در این سنگ‌ها در اثر دگرسانی پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند. این دسته از سنگ‌ها میلونیتی شده هستند (شکل ۳- ب) که در نمونه‌هایی این میلونیتی شدن ضعیف بوده و در برخی نمونه‌ها شدید است که احتمالاً ناشی از عملکرد گسل‌ها در منطقه است. بافت اصلی این دسته از سنگ‌ها گرانوبلاستیک و میلونیتی است.

#### ۳-۲. سنگ‌های حدواسط

سنگ‌های حدواسط ترکیب متادیوریت دارند. کانی‌های سازنده این دسته از سنگ‌ها شامل کلیئوپروکسن، پلاژیوکلاز، کوارتز و اکسیدهای آهن است. این دسته از سنگ‌ها نیز همانند متاگابروها میلونیتی هستند. پلاژیوکلازها به صورت نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند و بیشتر سوسوریتی شده‌اند؛ در نتیجه سبب ایجاد کانی‌های

#### ۴-۱. ژئوشیمی U-Pb زیرکن

– **نمونه SI-14-32 (نمونه متاگرانودیوریتی):** زیرکن این نمونه دارای شکل منشوری کوتاه است. در تصاویر کاتدولومینسانس به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می شوند و بیشتر نمونه ها منطقه بندی نوسانی دارند. این ویژگی مربوط به زیرکن هایی است که حاصل تبلور ماگمایی هستند (Wu et al., 2007; Zhai et al., 2007 and 2009; Buick et al., 2008) (شکل ۴). نتایج سن سنجی در جدول ۱ نشان داده شده است. زیرکن های این نمونه محتوای اورانیم (ppm ۱۴۷۱) (U تا ۹۰) و توریم (Th ppm ۷۱۶ تا ۴۵) متفاوتی را نشان می دهند. مقدار Th/U زیرکن ها از ۰/۱۹ تا ۰/۷۱ متغیر است. این مقدار بالای نسبت Th/U ( $> 0.1$ ) با منشأ آذرینی زیرکن های تجزیه شده تطابق دارد. مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  زیرکن ها از ۵۵/۲ تا ۲۶۶۹/۵ میلیون سال متغیر است. این زیرکن ها دارای هسته های کهن هستند. سن میانگین دانه های زیرکن  $566 \pm 5/6$  Ma است (شکل ۵-الف). سن کهن تر ( $619 \pm 6/5$  Ma) (شکل ۵-ب) مربوط به هسته های کهن موروثی (inherited core) هستند و سن تبلور پروتولیت گرانیتی را نشان می دهند.

– **نمونه SI-14-50 (نمونه متاگرانیتی):** زیرکن این نمونه منشوری، شکل دار تا نیمه شکل-دار است. تصاویر کاتدولومینسانس این زیرکن ها منطقه بندی نوسانی را در بیشتر نمونه ها نشان می دهد (شکل ۴). زیرکن ها محتوای اورانیم (U ppm ۱۳۴۲ تا ۱۴۵) و توریم (ppm ۸۶۴) (Th تا ۴۷) را نشان می دهند. مقدار Th/U زیرکن ها از ۰/۱۱ تا ۰/۶۶ متغیر است. مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  زیرکن ها از ۵۴۷/۴ تا ۶۱۶/۳ میلیون سال متغیر است. سن متوسط بیشتر دانه های زیرکن  $568 \pm 3/8$  Ma است (شکل ۵-ج).

– **نمونه SI-14-36 (نمونه متاگرانودیوریتی):** در تصاویر کاتدولومینسانس، زیرکن ها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و با منطقه بندی نوسانی دیده می شوند (شکل ۴). زیرکن ها محتوای اورانیم (ppm) (U تا ۱۱۰ تا ۵۷) و توریم (ppm) (Th تا ۳۱ تا ۳۱) را نشان می دهند. مقدار Th/U زیرکن ها از ۰/۱۱ تا ۱/۵۷ متغیر است. مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  زیرکن ها از ۵۴۸ تا ۱۷۹۳ میلیون سال در تغییر است. زیرکن های این نمونه هسته های کهن موروثی (inherited core) دارند. بهترین سن به دست آمده برای زیرکن این نمونه  $565 \pm 2/7$  Ma است که نشان دهنده سن تبلور است (شکل ۵-د، نمودار Terra-Wasserberg).

– **نمونه SI-13-18 (نمونه متاگرانیتی):** زیرکن این نمونه به صورت منشوری دیده می شود و در تصاویر کاتدولومینسانس به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و دارای منطقه بندی نوسانی هستند (شکل ۴). زیرکن ها محتوای اورانیم (U ppm ۱۰۰۶ تا ۱۱۷) و توریم (ppm ۷۶۶) (Th تا ۴۴) را نشان می دهند. مقدار Th/U زیرکن ها از ۰/۱۹ تا ۰/۹۴ متغیر است. مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  زیرکن ها از ۱۴۴۴ تا ۵۵۱ میلیون سال در تغییر است. زیرکن های این نمونه نیز دارای هسته های کهن موروثی (inherited core) فراوان هستند. بهترین سن به دست آمده سن  $567 \pm 2/4$  Ma است که نشان دهنده سن تبلور است (شکل ۵-و، نمودار Terra-Wasserberg).

#### ۴-۲. ایزوتوپ Hf زیرکن

داده های ایزوتوپی Lu-Hf برای نمونه سنگ های اسیدی از جنوب باختر سلماس در جدول شماره ۲ گردآوری شده است. نسبت ایزوتوپ اولیه Hf ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ) initial) برای نمونه های مورد مطالعه از ۰/۲۸۱۳۱۷ تا ۰/۲۸۲۶۰۱ در تغییر است. مقدار منفی تا کمی مثبت  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (۹/۵۳ تا ۰/۳۰) به جز یک نقطه با مقدار ۱۲/۱۹؛ شکل ۶) نشان دهنده وجود پوسته قاره ای کهن در ماگمای تشکیل دهنده سنگ های منطقه مورد مطالعه است. مقادیر  $\epsilon\text{Hf}(t)$  منفی مربوط به هسته های کهن زیرکن هاست. سن مدل TDM2، ۸۹۱ تا ۱۵۵۷ Ma را نشان می دهد؛ هسته های کهن زیرکن ها، سن مدل برابر با ۲۰۰۷ تا ۲۶۴۵ Ma را نشان می دهند. نمودار ستونی برای سن مدل، توزیع زنگوله ای با مقدار میانگین ۱۲۰۷ Ma را نشان می دهد (شکل ۷-الف).

#### ۴-۳. نتایج $\delta^{18}\text{O}$ زیرکن

نتایج مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  زیرکن در جدول ۲ نشان داده شده است. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  برای ۲ نمونه

#### ۵-۵. بحث

توده های نفوذی جنوب باختر سلماس شامل سنگ ها با ترکیب متادوریت-متاگابروی و متاگرانیت تا متاگرانودیوریت است. سن سنجی U-Pb روی کانی زیرکن این سنگ ها  $567 \pm 2/4/8$  Ma تا  $565 \pm 2/7/7$  Ma (نئوپروتوزویک-کامبرین) را نشان می دهد. زیرکن ها دارای هسته های کهن موروثی هستند که بهترین سن به دست آمده برای هسته زیرکن در یکی از نمونه ها  $619 \pm 6/5$  Ma را نشان می دهد. تا کنون مطالعه سن سنجی روی توده های یاد شده انجام نشده است. نتایج سنی حاصل با داده های سنی به دست آمده از بخش های دیگر پهنه های ساختاری-رسوبی ایران توسط پژوهشگران مختلف همخوانی دارد. از آن جمله می توان به سن  $599$  تا  $525$  Ma در پهنه ایران مرکزی در ناحیه ساغند-چاپدونی (Hassanzadeh et al., 2008; Ramazani and Tucker, 2003) و در ناحیه بیارجمند (Shafaii Moghadam et al., 2013)، پهنه سنج-سیرجان با داده سنی  $596$  تا  $540$  Ma برای مناطق تکاب-زنگان (Hassanzadeh et al., 2008)، سورات (Jamshidi Badr et al., 2013) و خوی (Azizi et al., 2011) و پهنه البرز توده نفوذی لاهیجان (Hassanzadeh et al., 2008) اشاره کرد.

هسته های کهن موروثی زیرکن ها دارای مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  از  $2669/5$  تا  $803/5$  هستند. نتایج به دست آمده از این هسته های کهن، بیان کننده این مطلب هست که هسته های یاد شده از سنگ های آذرین کهن مشتق شده اند. سن هسته های موروثی زیرکن ها، وجود پوسته کهن به سن مزوپروتوزویک در پی سنگ منطقه را نشان می دهد.

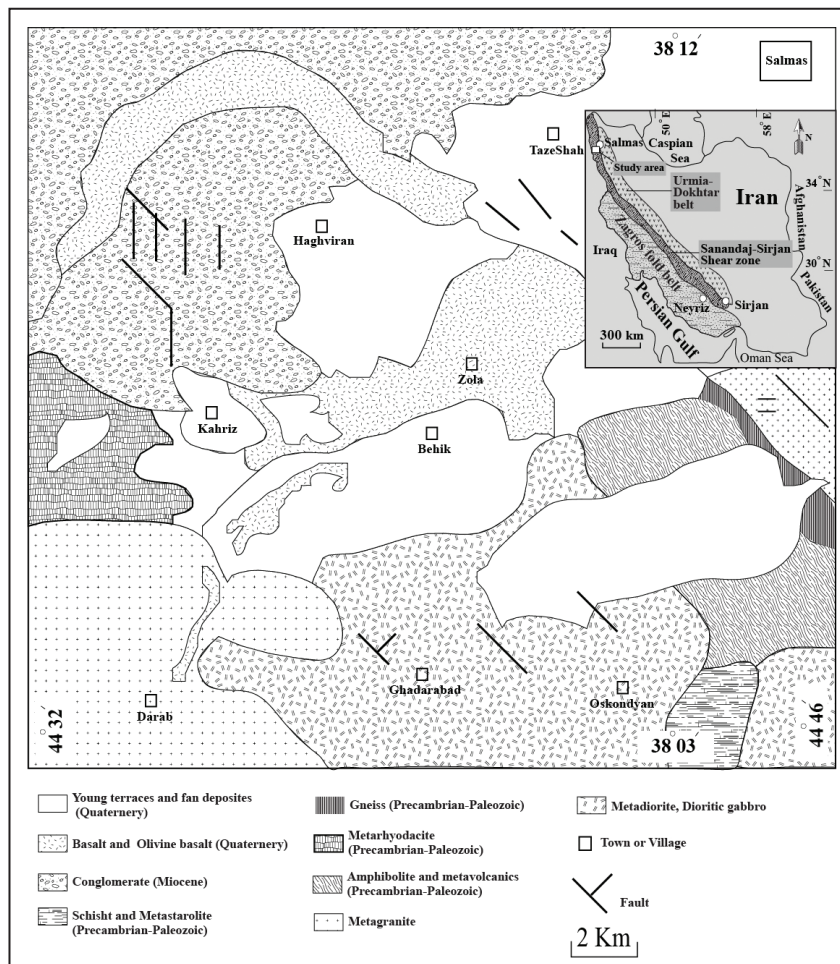
مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  زیرکن نمونه ها از  $5/21$  تا  $10/17$  در تغییر است. به طور متوسط بیشتر زیرکن ها مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  حدود  $8/3 \pm 0/4$  % را نشان می دهند (شکل ۷-ب) که این مقدار از مقدار زیرکن هایی که از گوشته متبلور شده اند (حدود  $5/3 \pm 0/6$  %، بیشتر است (شکل های ۸-الف و ب). تعداد کمی از نقاط مقدار  $\delta^{18}\text{O}$   $4/15$  تا  $4/99$  نشان می دهند. این مقادیر کم، مربوط به هسته های کهن زیرکن هاست و می تواند مربوط به مقدار پایین  $\delta^{18}\text{O}$  ماگمایی باشد که از آن منشأ گرفته است (eg. Ali et al., 2014). به طور کلی زیرکن های ماگمایی که در حال تعادل با ماگما هستند مقدار میانگین  $\delta^{18}\text{O}$  آنها حدود  $5/3 \pm 0/6$  % است (Valley et al., 1998 and 2005). اختلاف مشخص مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  زیرکن ها از مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  گوشته، به دلیل ورود مواد پوسته ای است که مقدار بالای  $\delta^{18}\text{O}$  آنها ناشی از برهم کنش متقابل سنگ های پوسته-سیال است (Valley et al., 2005). این موضوع کاملاً پذیرفته شده است که زیرکن ها با مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  کمتر از  $6/5$  % از گوشته با دخالت بسیار جزئی مواد پوسته ای ایجاد شده اند؛ اما زیرکن با مقدار بالاتر از  $6/5$  % به طور مشخصی بیان کننده دخالت مواد پوسته ای در ماگمای تشکیل دهنده آنهاست (Valley et al., 2005; Cavosie et al., 2005; Kemp et al., 2006). شکل ۸-ب نشان می دهد که زیرکن ها از ماگمایی متبلور شده اند که با پوسته کهن ترکیب شده است. بنابراین با توجه به مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  زیرکن نمونه های مورد مطالعه این احتمال وجود دارد که مواد پوسته کهن در ژنز ماگمای تشکیل دهنده سنگ های منطقه مورد مطالعه دخالت داشته باشند. نتایج داده های  $\epsilon\text{Hf}(t)$  به همراه سن مدل آن نشان دهنده وجود پوسته قاره ای کهن

حدواسط و اسیدی، در مرز پهنه‌های سنندج- سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در شمال باختر ایران رخنمون دارند. توده‌های یاد شده دارای سن اواخر نئوپروتروزویک- اوایل کامبرین و به عنوان شاهدهی برای فعالیت ماگمایی در امتداد حاشیه شمالی گندوانا هستند. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  بیشتر از مقدار گوشته (حدود  $5.3 \pm 0.6\%$ ) و مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  در برابر  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  زیرکن نمونه‌ها بیانگر تبلور زیرکن‌ها از ماگمایی است که با پوسته کهن ترکیب شده است. نتایج داده‌های  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  و سن مدل Hf، پوسته قاره‌ای کهن به سن مزوپروتروزویک (۱ تا ۱/۵ Ga) را نشان می‌دهد. داده‌های سنی U-Pb زیرکن‌ها، مقادیر بالای  $\delta^{18}\text{O}$ ، سن مدل ایزوتوپ Hf و همچنین وجود هسته‌های کهن زیرکن نمونه‌های مورد مطالعه بیان‌کننده این مطلب هستند که سنگ‌های جنوب باختر سلماس حاصل یک ماگما با منشأ اولیه نیستند بلکه نتیجه ذوب بخشی پوسته قاره‌ای به سن مزوپروتروزویک و واکنش متقابل ماگما با پوسته کهن مزوپروتروزویک هستند. بنابراین توده‌های نفوذی جنوب باختر سلماس به همراه پی‌سنگ‌ها با سن مشابه از ایران مرکزی، پهنه سنندج- سیرجان و البرز متعلق به قطعات پی‌سنگ کادومین در حاشیه شمالی گندوانا هستند که تا زمان اوایل پالئوزویک بخش‌هایی از گندوانا بودند، که همزمان با باز شدن نوتیس از آن جدا و در زمان الیگو- میوسن دوباره به گندوانا ملحق شدند.

به سن حدود ۱ Ga تا ۱/۵ است (شکل‌های ۶ و ۷- الف). این نتایج بیان‌کننده این مطلب است که سنگ‌های منطقه دارای منشأ ماگمایی اولیه (Juvenile) نیستند بلکه نتیجه ذوب بخشی پوسته قاره‌ای به سن مزوپروتروزویک هستند. نتایج این مطالعه و مطالعات دیگر نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیت گنیسی و گرانیتویدها به سن نئوپروتروزویک- اوایل کامبرین (Ediacaran-Cambrian) در بیشتر پهنه‌های ساختاری ایران پراکنده است. بنابراین می‌توان این را در نظر گرفت که این قطعات به سن نئوپروتروزویک، بخش‌هایی از قطعات حاشیه شمالی پری- گندوانا، مشابه طبقات آوالونیا (Avalonia, 540-640 Ma) و کادومیا (Cadomia, 540-616 Ma) در حاشیه شمالی گندوانا هستند (eg., Murphy et al., 2004). این قطعات نئوپروتروزویک- کامبرین، بر اثر توالی فعالیت‌های باز و بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتیس و نوتیس، از شمال گندوانا جدا و به اوراسیا ملحق شده است (eg., Stampfli et al., 2002). این قطعات جدا شده، دوباره در زمان الیگو- میوسن به گندوانا ملحق شدند.

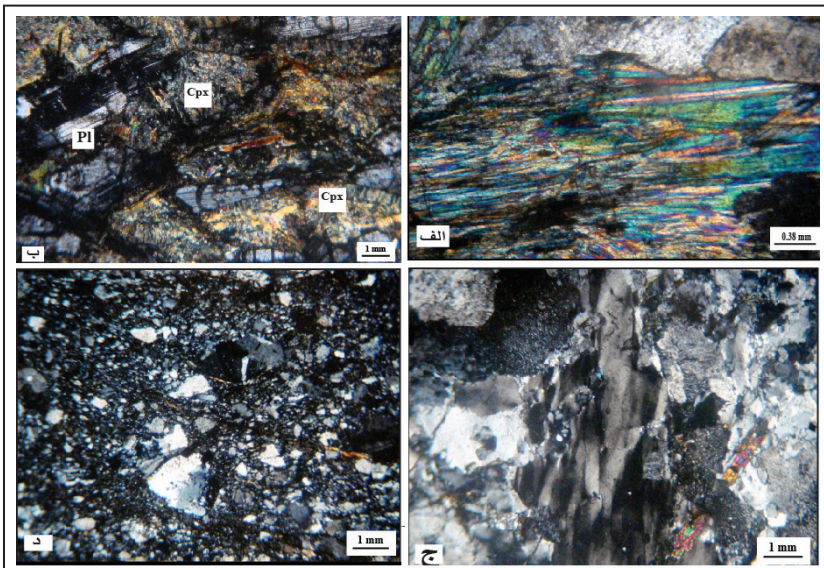
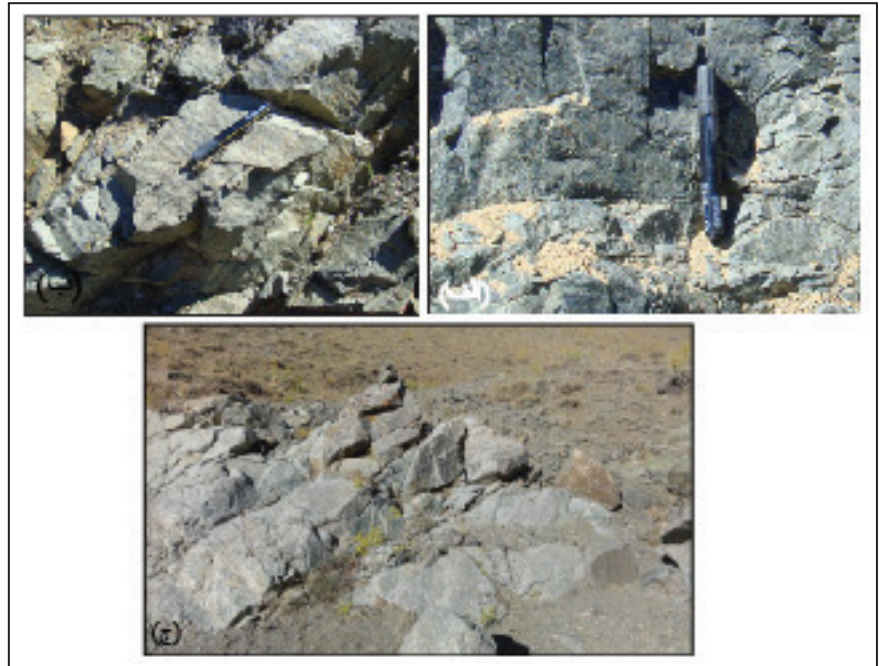
## ۶- نتیجه‌گیری

توده‌های نفوذی دگرگون شده جنوب باختر سلماس شامل سنگ‌های مافیک-



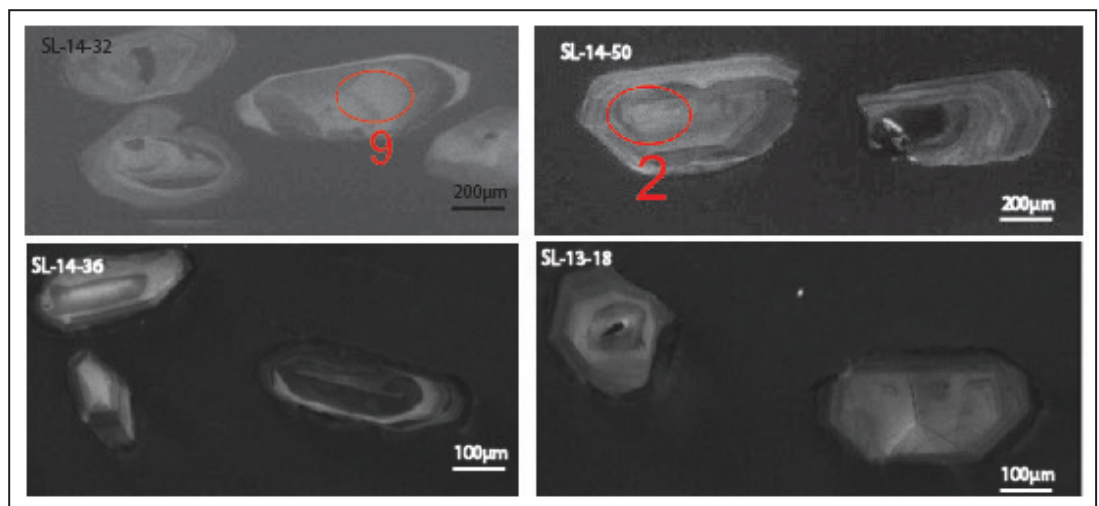
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی باختر سلماس (با تغییرات از خداپنده و همکاران، ۱۳۷۵).

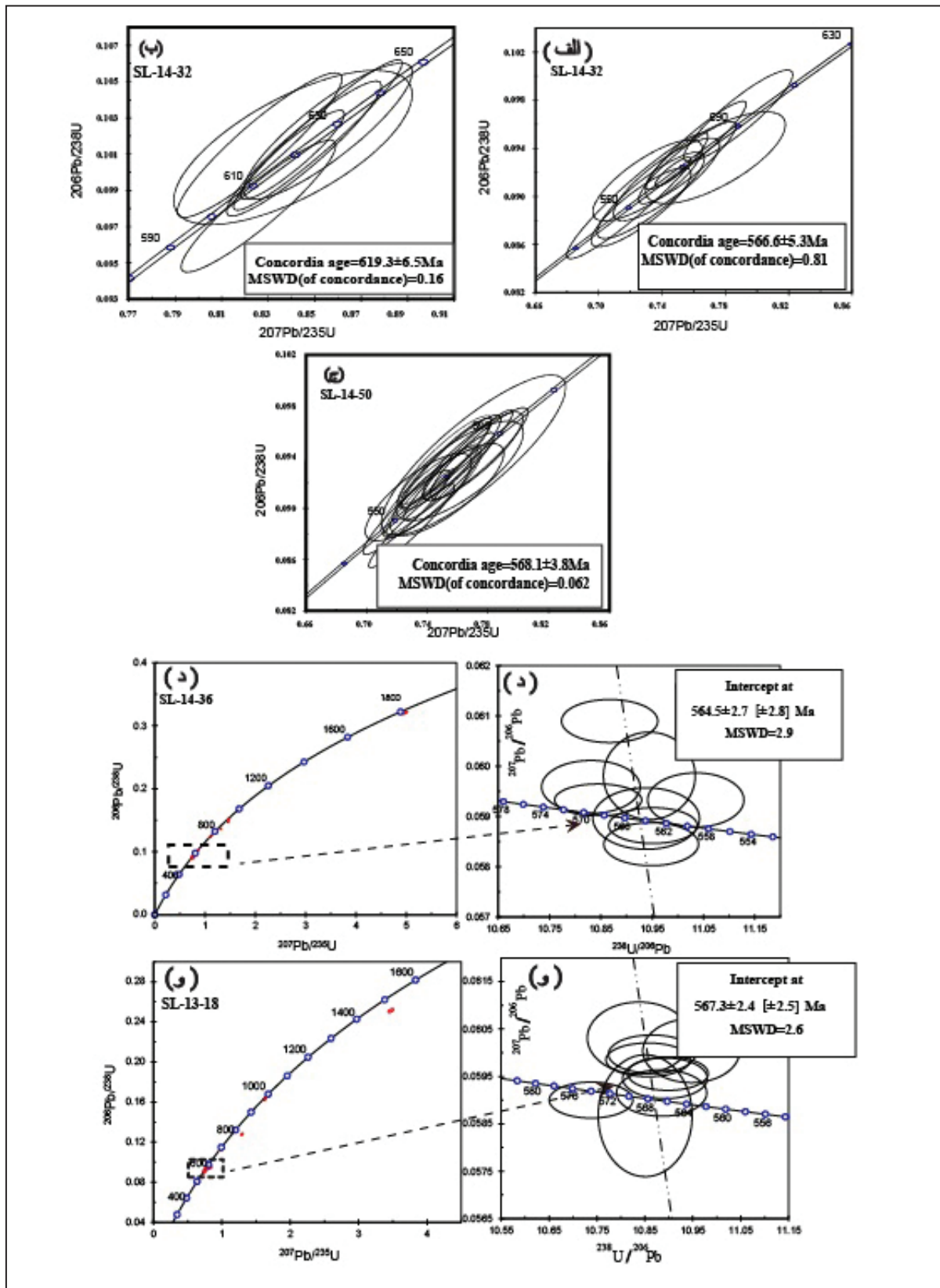
شکل ۲- تصاویر صحرایی توده‌های نفوذی جنوب باختر سلماس؛ الف) متادایوریت- متاگابرو دارای دورنمایی به رنگ تیره هستند؛ ب) توده‌های نفوذی مافیک که به صورت نکتونیزه و خرد شده دیده می‌شوند؛ ج) توده‌های نفوذی اسیدی که بدون فولیاسیون هستند.



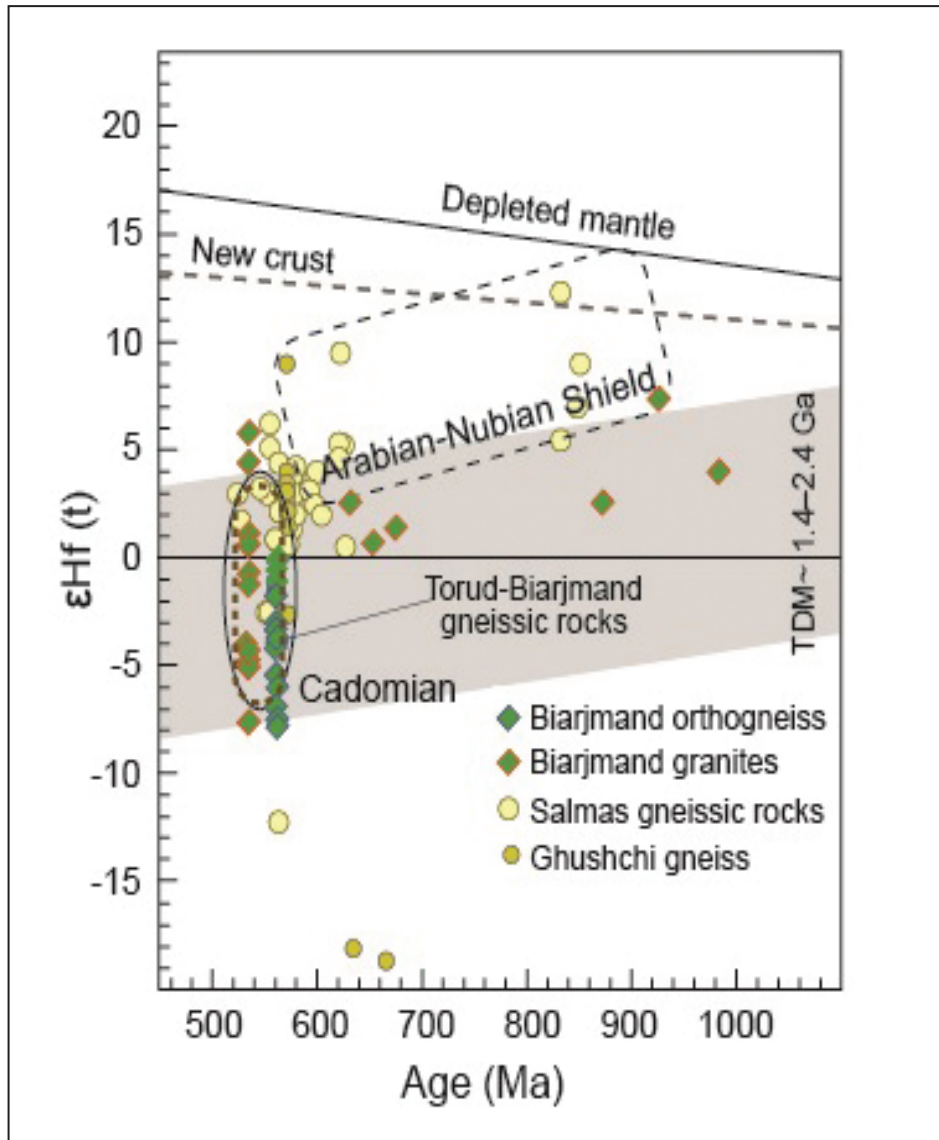
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه؛ الف) کانی اکتینولیت حاصل دگرسانی کلینوپیروکسن (نور Xpl)؛ ب) تصویری از متاگابروهای منطقه با کانی‌شناسی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز که میلونیتی شده هستند (نور Xpl)؛ ج) کوارتز با خاموشی موجی (نور Xpl)؛ د) بافت فلیزر (نور Xpl). اختصار کانی‌ها از (Kretz, 1983).

شکل ۴- تصاویر کاتدلومینسانس زیرکن‌های سن‌سنجی شده.

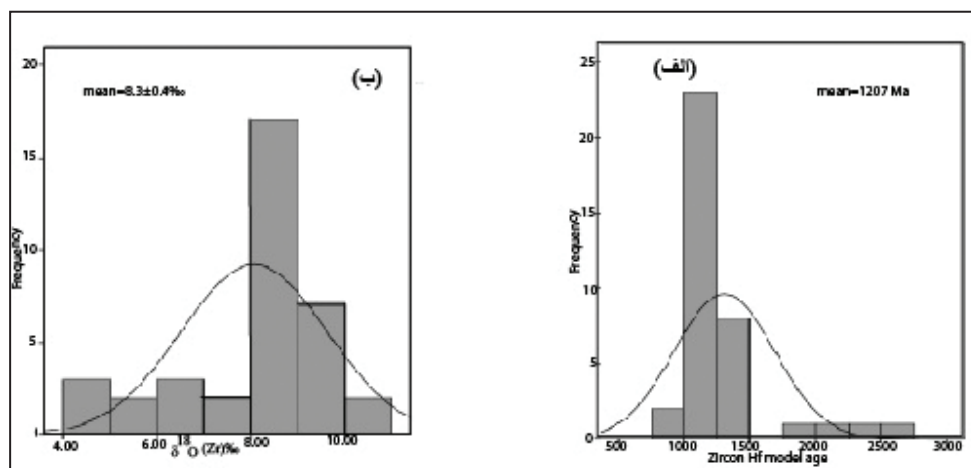




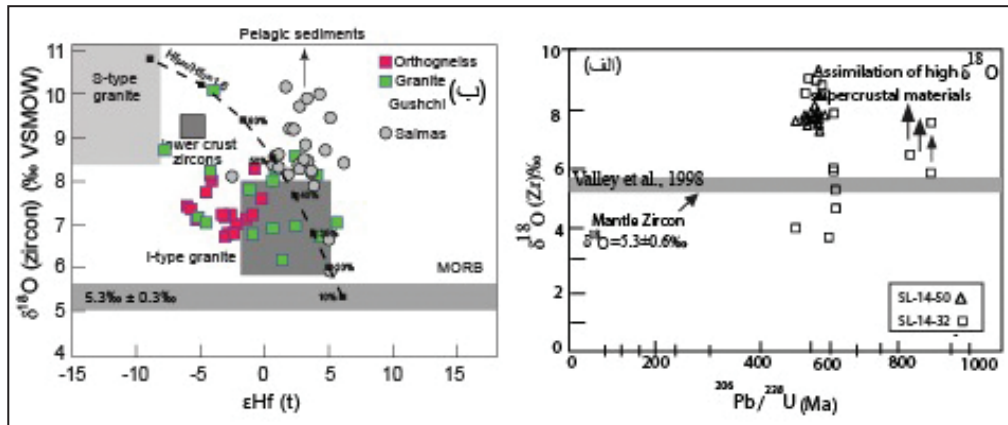
شکل ۵- نمودارهای کنکوردیا برای نمونه‌های جنوب باختر سلماس؛ الف و ب) نمودار کنکوردیا نمونه متاگرانودیوریتی؛ شکل ب مربوط به هسته‌های کهن موروثی زیرکن در نمونه‌های متاگرانودیوریتی هست؛ ج) نمودار کنکوردیا نمونه متاگرانیتی؛ د) نمودار کنکوردیا نمونه متاگرانودیوریتی؛ و) نمودار کنکوردیا نمونه متاگرانیتی، زیرکن نمونه‌های د) و (و) دارای هسته‌های کهن موروثی هستند؛ نمودارهای Terra-Wasserberg نشان‌دهنده بهترین سن تبلور برای زیرکن این نمونه‌هاست.



شکل ۶- نمودار U-Pb age (Ma) در برابر  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  برای نمونه سنگ‌های جنوب‌باختر سلماس. داده‌های مربوط به Biarjmand orthogneiss and granites از Shafaii Moghadam et al. (2013)، Arabian-Nubian Shield از Ali et al. (2014)، Ghushchi gneiss از Shafaii Moghadam et al. (2015) و Zanjan diorite و Zanjan-Tekab gneiss از Shafaii Moghadam et al. (2015)



شکل ۷- الف) نمودار ستونی سن مدل ایزوتوپ Hf زیرکن برای سنگ‌های جنوب‌باختر سلماس؛ ب) نمودار ستونی  $\delta^{18}\text{O}$  زیرکن نمونه‌های جنوب‌باختر سلماس.



شکل ۸- الف) نمودار U-Pb age (Ma) در برابر  $\delta^{18}\text{O}$  برای نمونه‌های مورد مطالعه؛ ب) نمودار  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  در برابر  $\delta^{18}\text{O}$  مقدار منفی مربوط به هسته‌های کهن زیرین هاست. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  زیرین گروته از Valley et al. (1998)، داده‌های مربوط به Biarjmand orthogneiss and granites از Shafaii Moghadam et al. (2013)، Shafaii Moghadam et al. (2015) از Gushchi gneiss، Nain ophiolite و Eocen gabbro Kermansha از Shafaii Moghadam et al. (2015).

جدول ۱- خلاصه نتایج سن سنجی به روش U-Pb روی کانی زیرین.

spot	U(ppm)	Th(ppm)	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm s\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm s\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm s\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}(\text{Ma})$
SL14-32B@22	638	457	0.717	0.05916	0.94	0.72680	1.77	0.0891	1.51	550.2
SL14-32B@02	272	77	0.283	0.05834	0.82	0.72439	2.51	0.0901	2.38	555.9
SL14-32B@11	151	44	0.292	0.05893	1.02	0.74288	1.84	0.0914	1.54	563.9
SL14-32B@25	123	45	0.368	0.06020	1.62	0.77372	2.33	0.0932	1.67	574.5
SL14-32B@07	392	236	0.601	0.05859	0.60	0.76137	1.70	0.0942	1.59	580.6
SL14-32B@13	370	189	0.510	0.05911	0.77	0.78810	1.78	0.0967	1.61	595.1
SL14-32B@09	219	83	0.381	0.06104	0.64	0.82582	1.65	0.0981	1.52	603.4
SL14-32B@06	853	593	0.696	0.06052	0.58	0.84538	1.61	0.1013	1.50	622.1
SL14-32B@14	1280	716	0.559	0.06049	0.52	0.85130	1.74	0.1021	1.66	626.5
SL14-32B@12	191	95	0.498	0.06715	0.97	1.28115	1.81	0.1384	1.53	835.5
SL14-32B@05	404	201	0.496	0.06762	0.62	1.31643	1.69	0.1412	1.57	851.4
SL14-32B@16	273	182	0.668	0.06763	1.31	1.31852	2.10	0.1414	1.63	852.6
SL14-50B@17	478	279	0.583	0.05971	0.49	0.72971	1.58	0.0886	1.50	547.4
SL14-50B@04	488	295	0.605	0.06010	12.86	0.74220	13.01	0.0896	1.95	553.0
SL14-50B@03	558	171	0.307	0.05873	0.58	0.72630	1.61	0.0897	1.50	553.8
SL14-50B@21	145	47	0.322	0.05859	1.20	0.73419	1.94	0.0909	1.53	560.8
SL14-50B@15	755	57	0.075	0.05965	4.17	0.74858	4.65	0.0910	2.07	561.6
SL14-50B@11	384	186	0.484	0.05909	0.76	0.74263	1.73	0.0911	1.55	562.3
SL14-50B@22	206	88	0.425	0.05896	0.93	0.74260	1.82	0.0914	1.57	563.5
SL14-50B@24	419	222	0.531	0.05894	0.52	0.74317	1.67	0.0914	1.59	564.1
SL14-50B@19	843	298	0.354	0.05972	1.23	0.75317	2.02	0.0915	1.61	564.2
SL14-50B@06	380	156	0.409	0.05914	0.56	0.75441	1.60	0.0925	1.50	570.4
SL14-50B@14	450	149	0.332	0.05942	1.46	0.76137	2.25	0.0929	1.71	572.9
SI-14-36-1	239	239	0.20	0.05992	0.00	0.79358	0.008	0.09606	0.00	591
SI-14-36-2	126	126	0.33	0.05981	0.00	0.75354	0.013	0.09137	0.00	564
SI-14-36-3	1100	1100	0.11	0.07035	0.00	1.47403	0.013	0.15198	0.00	912
SI-14-36-4	174	174	0.41	0.05959	0.00043	0.75847	0.010	0.09233	0.0007	569
SI-14-36-5	418	418	1.51	0.06486	0.00028	1.1025	0.010	0.12330	0.0008	750
SI-14-36-6	150	150	0.65	0.11264	0.00039	4.97904	0.039	0.32062	0.002	1793
SL-13-18-1	1006	769	0.77	0.06943	0.000033	1.42687	0.014	0.14906	0.001	896
SI-13-18-2	189	49	0.26	0.06350	0.000055	0.9837	0.015	0.11237	0.0008	686
SI-13-18-3	529	516	0.98	0.07257	0.000033	1.62926	0.015	0.16284	0.001	973
SI-13-18-4	254	58	0.23	0.06194	0.000051	0.80069	0.011	0.09376	0.0006	578
SI-13-18-5	775	300	0.39	0.05867	0.00105	0.7455	0.017	0.09216	0.0006	568
SI-13-18-6	448	302	0.67	0.05918	0.000031	0.7403	0.008	0.09073	0.0006	560



جدول ۲- خلاصه داده‌های ایزوتوپ Lu-Hf و  $\delta^{18}\text{O}$  برای نمونه‌های جنوب باختر سلماس.

Sample	Age(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$2\sigma$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{SCC}}$	$T_{\text{DM}}^2$	$\delta^{18}\text{O}$	$2\sigma$
SL14-32B 0:	555.9	0.0492	0.0021	0.28262	0.00003	0.282601	6.22	1.07	1115	916	1006	8.43	0.25
SL14-32B 0:	851.4	0.0563	0.0021	0.28247	0.00003	0.282438	7.00	1.07	1294	1103	1207	6.51	0.20
SL14-32B 0:	622.1	0.0380	0.0015	0.28254	0.00003	0.282526	5.02	1.05	1242	1049	1121	6.69	0.15
SL14-32B 0:	580.6	0.0488	0.0019	0.28252	0.00003	0.282502	3.24	1.05	1178	1021	1178	9.91	0.31
SL14-32B 0:	603.4	0.0158	0.0006	0.28246	0.00003	0.282450	1.93	1.05	1263	1109	1263	9.38	0.17
SL14-32B 1:	563.9	0.0200	0.0008	0.28208	0.00004	0.282077	-12.18	1.04	1943	1814	1946	10.08	0.14
SL14-32B 1:	835.5	0.0350	0.0013	0.28242	0.00003	0.282404	5.44	1.07	1610	1353	1273	4.83	0.20
SL14-32B 1:	595.1	0.0655	0.0026	0.28251	0.00003	0.282477	2.69	1.05	1218	1063	1218	9.72	0.16
SL14-32B 1:	626.5	0.0186	0.0007	0.28253	0.00003	0.282524	5.04	1.05	1505	1242	1124	5.89	0.17
SL14-32B 1:	2369.5	0.0210	0.0008	0.28135	0.00003	0.281317	1.64	1.28	2980	2813	2714	4.15	0.25
SL14-32B 1:	852.6	0.0493	0.0021	0.28253	0.00003	0.282492	8.96	1.08	1171	974	1108	8.36	0.20
SL14-32B 1:	622.4	0.0131	0.0006	0.28266	0.00002	0.282653	9.53	1.06	956	750	891	6.58	0.18
SL14-32B 1:	834.5	0.0297	0.0012	0.28261	0.00003	0.282595	12.19	1.07	1002	705	929	1.56	0.16
SL14-32B 1:	528.9	0.0472	0.0018	0.28251	0.00003	0.282490	1.68	1.06	1215	1060	1215	10.17	0.20
SL14-32B 2:	627.7	0.0290	0.0012	0.28241	0.00002	0.282395	0.52	1.05	1910	1673	1354	5.21	0.25
SL14-50B 0:	593.6	0.0393	0.0016	0.28251	0.00002	0.282494	3.26	1.05	1331	1141	1187	8.47	0.27
SL14-50B 0:	580.9	0.0599	0.0024	0.28250	0.00002	0.282472	2.20	1.05	1231	1076	1231	9.19	0.20
SL14-50B 0:	553.8	0.0268	0.0011	0.28237	0.00002	0.282357	-2.48	1.04	1661	1487	1447	8.10	0.24
SL14-50B 0:	553.0	0.0424	0.0016	0.28253	0.00002	0.282515	3.09	1.06	1311	1120	1163	8.34	0.21
SL14-50B 0:	576.7	0.0298	0.0012	0.28246	0.00002	0.282443	1.08	1.05	1284	1132	1285	8.60	0.25
SL14-50B 0:	570.4	0.0313	0.0012	0.28252	0.00002	0.282506	3.16	1.05	1174	1017	1174	8.82	0.25
SL14-50B 0:	580.1	0.0595	0.0023	0.28249	0.00002	0.282469	2.08	1.08	1237	1082	1237	9.19	0.25
SL14-50B 0:	580.4	0.0346	0.0013	0.28248	0.00003	0.282463	1.86	1.05	1409	1224	1248	8.12	0.29
SL14-50B 0:	581.7	0.0434	0.0017	0.28254	0.00002	0.282523	4.01	1.05	1275	1083	1140	7.89	0.20
SL14-50B 1:	526.1	0.0497	0.0019	0.28255	0.00002	0.282526	2.90	1.13	1302	1112	1151	8.25	0.14
SL14-50B 1:	562.3	0.0251	0.0010	0.28246	0.00002	0.282450	1.01	1.05	1449	1265	1277	8.33	0.21
SL14-50B 1:	579.5	0.0302	0.0012	0.28250	0.00002	0.282486	2.65	1.05	1359	1171	1207	8.33	0.19
SL14-50B 1:	576.5	0.0314	0.0013	0.28253	0.00002	0.282517	3.70	1.05	1290	1099	1151	8.20	0.14
SL14-50B 1:	572.9	0.0275	0.0011	0.28245	0.00002	0.282435	0.71	1.05	1476	1293	1301	8.37	0.21
SL14-50B 1:	561.6	0.0334	0.0014	0.28246	0.00003	0.282445	0.82	1.06	1285	1133	1286	8.55	0.26
SL14-50B 1:	577.8	0.0353	0.0014	0.28251	0.00003	0.282499	3.07	1.05	1184	1028	1184	8.53	0.22
SL14-50B 1:	547.4	0.0409	0.0016	0.28254	0.00003	0.282524	3.30	1.04	1293	1102	1148	8.46	0.23
SI-14-36-1	591	0.10313	0.002490	0.252832	0.000011	0.282504	3.57	1.05	1170	1013	1170	-	-
SI-14-36-2	564	0.07995	0.001902	0.282508	0.000083	0.282488	2.38	1.05	1364	1176	1208	-	-
SI-14-36-3	912	0.08336	0.002035	0.282302	0.000012	0.282267	2.31	1.05	1494	1349	1494	-	-
SI-14-36-4	569	0.08193	0.001964	0.282523	0.00001	0.282502	3.00	1.04	1181	1024	1181	-	-
SI-14-36-5	750	0.07374	0.001786	0.282179	0.000015	0.282154	-5.31	1.04	1988	1828	1748	-	-
SI-14-36-6	1793	0.01471	0.000361	0.281473	0.000073	0.281461	-6.43	1.15	2850	2729	2645	-	-
SI-13-18-1	896	0.04538	0.001136	0.282355	0.000014	0.282336	5.00	1.07	1345	1195	1345	-	-
SI-13-18-2	686	0.08397	0.002030	0.282459	0.000013	0.282433	3.14	1.05	1409	1223	1268	-	-
SI-13-18-3	973	0.04808	0.001205	0.282291	0.00001	0.282269	3.74	1.07	1472	1326	1472	-	-
SI-13-18-4	578	0.10805	0.002938	0.282464	0.000019	0.282432	0.72	1.04	1304	1152	1304	-	-
SI-13-18-5	568	0.10113	0.002401	0.282474	0.00001	0.282448	1.07	1.04	1449	1265	1278	-	-
SI-13-18-6	560	0.05373	0.001310	0.282420	0.000092	0.282406	-0.60	1.04	1548	1369	1356	-	-

## کتابنگاری

- اسدیپور، م.، هویس، ث. و پورمعانی، س. م.، ۱۳۹۲- شواهدی جدید از فعالیت ماگمایی پرکامبرین و پالئوزویک در توده قره‌باغ، شمال باختر ایران، مجله علمی- پژوهشی علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۸۹، ص. ۱۲۹ تا ۱۴۲.
- آقنابتی، س. ع.، ۱۳۷۱- نقشه ماگمایی ایران، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقنابتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ ص.
- خداپنده، ع. ا.، سلطانی، ع.، سرتیپی، ع. و امامی، م. ه.، ۱۳۷۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زاهدی، م.، رحمتی ایلخچی، م. و واعظی پور، ح. ج.، ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ شهرکرد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۵- درآمدی بر ویژگی‌های عمومی زمین شناسی مجموعه دگرگونی زون سندج-سیرجان جنوبی، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیاچ‌ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

## References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin 103: 983-992.
- Alavi, M., 1994-Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229: 211-238.
- Ali, A. K., Joen, H., Anderson, A., Li, Sh.Qing., Harbi, H. M. and Henger, E., 2014- U-Pb zircon geochronology and Hf-O isotope systematic of the Neoprotozoic Haddadh Dayheen ring complex, Central Arabian Shield, Saudi Arabia. Lithos 206: 348-360.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics 47: 167-179.
- Berberian, M. and King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonics evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 210-265.
- Buick, I. S., Storkey, A. and Williams, I. S., 2008- Timing relationships between pegmatite emplacement, metamorphism and deformation during the intra-plate Alice Springs Orogeny, central Australia. Journal of Metamorphic Geology 26: 915-936.

- Cavosie, A. J., Valley, J. W., Wilde, S. A. and E. I. M. F., 2005- Magmatic d18O in 4400-3900 Ma detrital zircons: A record of the alteration and recycling of crust in the Early Archean. *Earth and Planetary Science Letters* 235: 663-681.
- Collins, A. S. and Pisarevsky, S. A., 2005- Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum-Indian Orogens. *Earth Science Reviews* 71: 229-270.
- Gessner, K., Collins, A. S., Ring, U. and GÜngör, T., 2004- Structural and thermal history of poly-orogenic basement: U-Pb geochronology of granitoid rocks in the southern Menderes Massif, Western Turkey. *Journal of Geological Society, London* 161: 93-101.
- Hasanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D., 2008- U-Pb geochronology of late neoprotozoic-early Cambrian granitoid in Iran: implication for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, 451: 71-96.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M., 2013- The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21. <http://dx.doi.org/10.3906/yer-1001-37>
- Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Paterson, B. A. and Kinny, P. D., 2006- Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature* 439: 580-583.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 68: 277-279.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, P., Scarrow, J. H. and Williams, I. S., 2009- The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society, London* 166: 53-69.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22: 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397-412.
- Murphy, J. B., Pisarevsky, S. A., Nance, R. D. and Keppie, J. D., 2004- Neoproterozoic Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 659-682.
- Nance, R. D., Gutierrez Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A. and Woodcock, N., 2010- Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17 (2-3): 194-222.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., Strachan, R. A., Keppie, J. D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R. and Pisarevsky, S. A., 2008- Neoproterozoic-early Paleozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connection. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303: 622-665.
- Şengör, A. M. C. and Natal'in B. A., 1996- Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A. and Harrison, T.M. (eds), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 486-640.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santo, J. F. and Wu, H., 2013- Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014>.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling X. X., Stern, R. J., Santos, J. F., Mienhold, G., Ghorbani, Gh. and Shahabi, Sh., 2015- Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Journal of Lithos*, 212-215: 266-279.
- Stampfli, G. M., Von Raumer, J. F. and Borel, G. D., 2002- The Paleozoic evolution of pre-variscan terranes: from Gondwana to variscan collision. *Geological Society of America*.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Collins, A. S. and Robertson, A. H. F., 2009- Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473: 99-112.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Gerdes, A. and Zulauf, G., 2011- Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian affinity. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 23-41.
- Valley, J. W., Kinny, P. D., Schulze, D. J. and Spicuzza, M. J., 1998- Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 133: I-II.
- Valley, J. W., Lackey, J. S., Cavosie, A. J., Clechenko, C. C., Spicuzza, M. J., Basei, M. A. S., Bindeman, I. N., Ferreira, V. P., Sial, A. N., King, E. M., Peck, W. H., Sinha, A. K. and Wei, C. S., 2005- 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150: 561-580.
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., Zhang, S. B., Zhao, Z. F., Wu, F. Y. and Liu, X. M., 2007- Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatite from the North Dabie terrane in China: constraints on partial melting. *Journal of Metamorphic Geology*, 25: 991-1009.
- Zhai, Q. G., Li, C. and Huang, X. P., 2007- The fragment of Paleo-Tethys ophiolite from central Qiangtang, Tibet: geochemical evidence of metabasites in Guoganjianian, *Science in China*, 50: 1302-1309.
- Zhai, Q. G., Li, C., Wang, J., Zhan Sheng, J. and Wang, Y., 2009- SHRIMP U-Pb dating and Hf isotopic analyses of zircons from the mafic dyke swarms in central Qiangtang area, Northern Tibet, *Chinese Science Bulletin*, 54: 2279-2285.

## Zircon U-Pb geochronology and Lu- Hf and O isotopes of the metamorphosed intrusive rocks from SW Salmas

F. Kozekoulani<sup>1\*</sup>, M. Rahgoshay<sup>2</sup> and H. Shafaii Moghadam<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 2015 December 05

Accepted: 2016 July 04

### Abstract

Intrusive rocks from SW Salmas include mafic-intermediate and acidic rocks, which occur in the border of Sanandaj-Sirjan and Urmia-Dokhtar zones in Northwest of Iran. The mafic-intermediate rocks comprise metadiorite and metagabbros that are the oldest rocks in the region. The acidic rocks include metagranite and metagranodiorite. These rocks have intruded into the Precambrian metamorphosed volcanic-sedimentary rocks. U-Pb zircon dating of the Salmas metagranite and metagranodioric rocks yielded age ranges of  $565\pm 2/7$  Ma to  $567\pm 2/4$  Ma (Ediacaran-Early Cambrian). Zircons have inherited cores. Zircon Hf isotope data (and Hf model ages) indicate that these rocks are not juvenile mantle melt derived but instead are products of juvenile melts interaction with old Mesoproterozoic continental crust. Furthermore, zircon  $\delta^{18}O$  values suggest contribution of continental crustal rocks during generation of the Salmas rocks. The Salmas Cadomian rocks are coeval with other similar-aged metagranites and gneisses from Central Iran, Sanandaj-Sirjan zone and Alborz Mountains. All these dispersed basement rocks are suggested to be fragments of the Neoproterozoic-early Cambrian magmatism of northern margin of Gondwana.

**Keywords:** U-Pb geochronology, Lu-Hf and O isotopes, Metagabbro-metadiorite, Gondwana, Neoproterozoic, Salmas.

For Persian Version see pages 303 to 312

\*Corresponding author: F. Kozekoulani; E-mail: f\_kozekoulani@sbu.ac.ir