

# پتروژنز پیکره‌های اسیدی قوشچی، بر اساس سن سنجی U-Pb زیرکن‌ها و ژئوشیمی ایزوتوپی، شمال باختر ایران

منیژه اسدپور<sup>۱</sup> و ثریا هویس<sup>۲</sup>

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران  
استاد، گروه علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه LM، مونیخ، آلمان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۵/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۰۳

## چکیده

درون سنگ‌های مافیگ کمپلکس قوشچی (واقع در ۷۰ کیلومتری شمال شهر ارومیه) پیکره‌های اسیدی با ماهیت آکالی گرانیتی نفوذ یافته‌اند. این محدوده بخشی از زون سندج- سیرجان با پی‌سنگ دگرگونی به سن پرکامبرین است. این پیکره‌های کوچک گرانیتی دارای مقادیر بالایی از  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  (بیش از ۷۰ wt %) هستند. سن سنجی به روش U-Pb دانه‌های زیرکن، حدود  $2/2 \pm 303/4 \text{ Ma}$  تعیین شد که فعالیت ماگمای اواخر کربونیفر - اوایل پرمین را نشان می‌دهد. حضور هسته‌های قدیمی با سن بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلیون سال در برخی زیرکن‌ها، بیانگر حضور سنگ منشأهای قدیمی‌تر برای سنگ‌های مورد مطالعه است. بر اساس آزمایشات ایزوتوپی سنگ کل، این پیکره‌ها دارای مقدار  $\epsilon\text{Nd}(t) = -1/3$  با  $T_{\text{DM}} = 1/11$  است. این داده‌ها گویای تشکیل آن از ذوب بخشی پوسته اولیه (با سن نئوپروتروزویک-کامبرین) در اوایل پرمین است. مقادیر  $\epsilon\text{Nd} = -1.4$  و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.752348$  (بیشتر از 0.5) در زیرکن‌های این توده، مشارکت مواد پوسته‌ای و اندکی ماگمای گوشته‌ای را در ژنز این سنگ‌ها نشان می‌دهد. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی یکسان و همسن بودن این پیکره‌های کوچک اسیدی با توده گرانیتی قوشچی استنباط می‌گردد که ارتباط ژنتیکی با گرانیت قوشچی داشته و همانند آن از نوع A هستند.

**کلیدواژه‌ها:** سن سنجی U-Pb، ایزوتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr، پیکره‌های اسیدی، کمپلکس قوشچی.

E-mail: m.asadpour@urmia.ac.ir

\*نویسنده مسئول: منیژه اسدپور

## ۱- پیش‌نوشتار

تکتونیک مرتبط با تیتس را فراهم می‌نماید. سنگ‌هایی با این محدوده سنی تاکنون براساس مشاهدات صحرایی و یا سن سنجی شده در مناطق مختلفی از ایران مانند میشو (آهنکوب و همکاران، ۱۳۹۲؛ Saccanni et al., 2013؛ Azizi et al., 2017)، خلیفان نغده (Bea et al., 2011)، حسن رباط (Alirezai and Hassanzadeh, 2012)، سیه چشمه (فضل‌نیا، ۱۳۹۶؛ Advay et al., 2010) و قوشچی (اسدپور و هویس، ۱۳۹۷؛ Shafaii Moghadam et al., 2015) مشاهده شده‌اند. اکثر زمین‌شناسان معتقد هستند که این سنگ‌ها در نتیجه باز شدن نئوتیتس و فاز کوهزایی هرسی‌نین (e.g. Hassanzadeh and Wenicke, 2016) حادث شده‌اند. این گرانیت‌ها بیشتر با توده‌های گابرویی و دیوریتی کالک آلکالن و تولیتی همراه هستند و بیشتر در پهنه‌های ریفتی و درون صفحات قاره‌ای دیده می‌شوند (Collins et al., 1982؛ Whalen et al., 1987؛ Eby, 1990؛ Blatt et al., 2006) این گرانیت‌ها با دارا بودن  $A/CNK > 1$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{Ta}$ ،  $\text{Nb}$ ،  $\text{Zr}$ ،  $\text{Fe/Mg}$ ،  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  و  $\text{SiO}_2$  و REE بالا و  $\text{Ba}$ ،  $\text{CaO}$  و  $\text{Sr}$  پایین (White and Chappell, 1983) و مقادیر پایین  $\text{Al}$ ،  $\text{Ca}$ ،  $\text{Mg}$  و  $\text{V}$  شناخته می‌شوند (Whalen et al., 1987). این سنگ‌ها کمابیش بی‌آب، غنی از عناصر ناسازگار گروه HFSE و با مقادیر آلکالن بالا هستند (Dall'Agnol et al., 2012؛ Dall'Agnol and Oliveira, 2007). در این گرانیت‌ها، کانی‌های آبدار مانند هورنبلند یا وجود ندارد و یا مقدار آن کم است (White and Chappel, 1983).

گسترش گرانیت‌های نوع A در شمال‌باختر ایران و در نزدیک مرز ترکیه دیده می‌شوند که تا داخل ترکیه ادامه یافته است (فضل‌نیا، ۱۳۹۶؛ Okay et al., 2001؛ Topuz et al., 2010). نمونه بارز این گرانیت‌ها در شمال‌باختر ایران در کمپلکس قوشچی است. نفوذی‌های قوشچی انتهایی‌ترین بخش شمال‌باختری پهنه ساختاری سندج- سیرجان (SSz) هستند (خداپنده و امینی فضل، ۱۳۷۲). پهنه SSz بخشی از کوهزاد زاگرس است که در نتیجه باز و بسته شدن نئوتیتس بین اوراسیا و پلیت عربی نتیجه شده است. در مزوزویک شروع ۲۹۵

گرانیت‌ها مخصوصاً نوع A، حضور مهمی در ماگماتیسیم هرسی‌نین اواخر پالئوزویک دارند (Fergussen et al., 2016). بررسی زمین‌شناسی این گرانیت‌ها و سنگ‌های همراه آنها می‌تواند در شناسایی ویژگی‌های زمین‌شیمی، محیط‌های تکتونیک، تکامل سنگ‌شناختی و ماگمای اولیه آنها موثر باشد. در مورد منشأ این گرانیت‌ها نظریه‌های مختلفی وجود دارد: ۱) ذوب مجدد یک منشأ گرانولیتی حاوی AF، Q و Plg قبلاً ذوب شده (Collins et al., 1982؛ Whalen et al., 1987)، ۲) منشأ متاسوماتیکی یا تفریق و واکنش ماگمای بازالتی با ترکیبات پوسته‌ای (Barker et al., 1975؛ Taylor et al., 1981؛ Litvinovsky et al., 2002)، ۳) اختلاط ناپذیری سیال ماگمای بازالتی (Philpotts, 1976؛ Eby, 1992)، ۴) تفریق از ماگمای بازالتی با منشأ گوشته (Eby, 1992)، ۵) تفریق ماگمایی از گرانیت‌های نوع I (Collins et al., 1982)، ۶) ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی متاسوماتیت شده در اثر واکنش با مواد فرار گوشته‌ای (Collins et al., 1982؛ King et al., 1997)، ۷) ذوب بخشی پوسته پایینی شارونکیته بدون آب اما تهی نشده، که باقی مانده ماگمای نوع I اولیه در درجه حرارت‌های بیش از ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و در یک محیط تکتونیک مرتبط با فرورانش (Landenberger and Collins, 1996) است، ۸) ذوب بخشی پوسته پایینی بعد از استخراج ماگمای گرانیتی نوع I به دلیل تزریق ماگمای بازالتی گرم (Collins et al., 1982؛ White and Chappel, 1983؛ King et al., 1997)، ۹) ذوب فشار پایین سنگ‌های کالک آلکالن متآلومینوس (Patino Douce, 1997)، و ۱۰) اختلاط بین گرانیت آتاکسی و ماگمای مافیگ مشتق شده از گوشته (Bedard, 1990؛ Wickham et al., 1996).

سنگ‌های آلکالن و گرانیت‌های نوع A در پونتیدس (Pontides) شرقی، قفقاز کوچک و شمال‌باختر ایران در اواخر پالئوزویک جایگزین شده‌اند (Topuz et al., 2010؛ Rolland et al., 2011؛ Shafaii Moghadam et al., 2015). ماگماتیسیم اواخر پالئوزویک بخش اندکی از پوسته ایران را تشکیل داده است، اما همین مقدار اندک اطلاعات با ارزشی از پتروژنی، ماگماتیسیم و



### ۳- نمونه برداری و روش های آزمایشگاهی

در دمای حدود ۹۰ درجه سانتیگراد نگهداری شدند. Sm و Nd با استفاده از روش کروماتوگرافی (Hegner (1995 and 2010) از هم جدا شدند. سپس  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  با  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  و نسبت های ایزوتوپی Sm با  $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm}=0.56081$  بهنجار شدند. در طول تجزیه، نمونه مرجع JNdi-1 با مشخصات ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512109$ )  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$   $\pm 14$  (2SD, N= 23) مورد استفاده قرار گرفت. خطا روی نسبت های  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  حدود ۱۵ درصد (2SD) تخمین زده شده است. مقدار نسبت ایزوتوپ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  با استفاده از Four collector static mode measurements اندازه گیری و نتیجه با نمونه SRM-987 اصلاح شد.

### ۴- مشاهدات صحرایی و سنگ نگاری

بررسی های میدانی نشان می دهد که سنگ های مافیک و گرانیت نوع A قوشچی رخنمون اصلی منطقه هستند. دایک ها و پیکره های اسیدی در حجم کمتری رخنمون دارند. بخش اسیدی مورد مطالعه بصورت توده های آذرینی کوچک عدسی شکل در درون سنگ های مافیکی قرار گرفته اند (شکل های ۱ و ۲). بخش مافیک دربرگیرنده پیکره های اسیدی شامل مجموعه ای از سنگ های گابرو نوریت، گابرو تا گابرو دیوریت است که دانه بندی ریز تا متوسط دارند. کانی های اصلی عمدتاً پیروکسن، پلاژیوکلاز و مقداری آمفیبول و بیوتیت هستند. از کانی های فرعی می توان به آپاتیت، اسفن، زیرکن و اپاک اشاره کرد. ترکیب بزرگترین توده نفوذی منطقه یعنی گرانیت قوشچی، آلکالی گرانیت می باشد و دارای کانی های اصلی فلدسپات آلکالن، کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی های فرعی زیرکن، اسفن، آپاتیت و اپاک است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲). پیکره های اسیدی دانه درشت بوده و کانی های فلدسپات پتاسیم، کوارتز و اندکی کانی های مافیک آن در نمونه دستی قابل تشخیص است (شکل ۲).

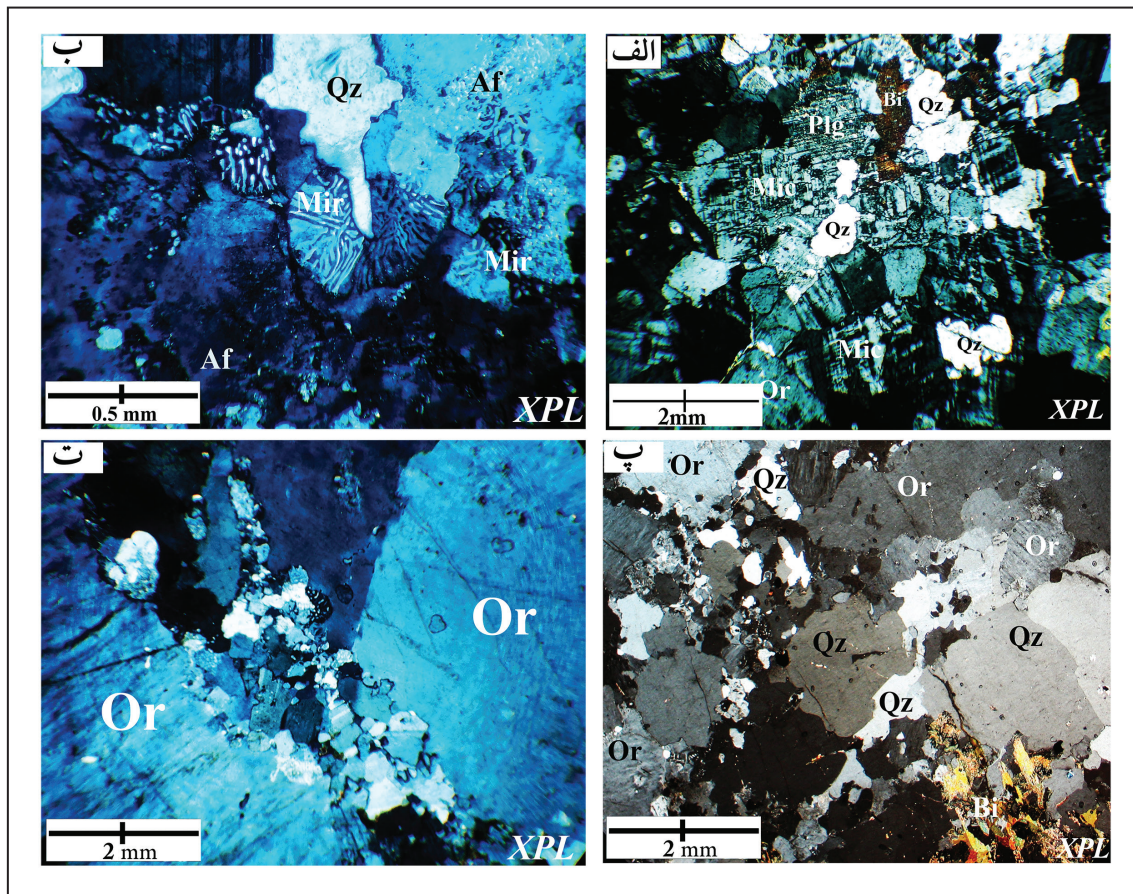
پس از بررسی های میدانی، ۵۰ نمونه از انواع مختلف سنگ های منطقه جمع آوری گردید که در اینجا فقط به بررسی نتایج مطالعات مربوط به پیکره های اسیدی و آلکالی گرانیت قوشچی پرداخته شده است. نمونه های انتخاب شده از منطقه جهت تجزیه و تعیین سن به دانشگاه LMU، کشور آلمان ارسال شدند. مقادیر عناصر اصلی و فرعی ۱۰ نمونه گرانیتوئیدی انتخاب شده به روش XRF و به روش استاندارد انجام شد. مقادیر LOI پس از نگهداری پودر نمونه ها به مدت ۱۲ ساعت در ۱۰۵ درجه سانتی گراد اندازه گیری شد. برای جدایش دانه های زیرکن نمونه MA55GH جهت سن سنجی، بعد از خردایش نمونه و پودر کردن در سایزهای مختلف، بصورت جداگانه با روش Gold pan شستشو داده شدند و سپس با استفاده از دستگاه Franz magnetic separator ابتدا مگنتیت ها جدا و بعد پیروکسن و هورنبلندها جدا گردیدند. در مرحله بعدی از سیالات سنگین برای جدایش زیرکن ها استفاده شد. در نهایت با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار، زیرکن ها به صورت دستی جدا و مناسب ترین دانه های زیرکن برای مطالعه و آنالیز انتخاب شدند. دانه های زیرکن بر روش کاتادلومینسانس مطالعه و عکس برداری گردیده و در نهایت سن سنجی به روش Ablation Laser بر اساس روش بکار برده شده توسط Gerdes and Zeh (2006 and 2009) در دانشگاه گوتنه فرانکفورت انجام شد. برای بررسی ژئوشیمی ایزوتوپ های Sm-Nd و Rb-Sr، ۱۰ گرم از پودر نمونه MA55GH جدا و در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه Ludwig Maximilian University Munich کشور آلمان تجزیه گردیدند. نسبت های ایزوتوپی اولیه Nd و Sr با مقدار دو سیگما براساس سن میانگین ۳۰۰ میلیون سال حاصل از سن سنجی U-Pb زیرکن ها محاسبه شده است. برای اندازه گیری ایزوتوپ های Sm و Nd از روش اندازه گیری Spectromat-upgraded MAT 261 استفاده گردید. مقدار پودر لازم برای آزمایش با توجه به مقادیر  $^{150}\text{Nd}$ - $^{149}\text{Sm}$  مشخص گردیده و سپس در محلول HF-HClO<sub>4</sub> حل و در نهایت در داخل ظروف PFA به مدت ۳ روز



شکل ۲- الف) رخنمون پیکره های کوچک اسیدی در داخل سنگ های آذرین قوشچی که با خط چین مشخص شده اند، ب) نمایی نزدیک از رخنمون پیکره های اسیدی، پ) نمونه دستی پیکره های اسیدی قوشچی.

بیوتیت و هورنبلند به مقدار کمتر از ۵ درصد در مقاطع وجود دارند. کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپاک هستند. فلدسپات آلکالن عمدتاً ارتوز و مقداری میکروکلین بوده و در اندازه‌های نیم تا ۶ میلی‌متر و بیشتر با بافت پرتیت و میکروپرتیت به فراوانی دیده می‌شود. پلاژیوکلازها با بافت آلیبتی و اغلب آتره شده هستند. کوارتز معمولاً بصورت بلورهای بی‌شکل و در ابعاد مختلف دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها کوارتز دارای هم‌رشدی گرانوفیری و یا گرافیکی با فلدسپات آلکالن است (شکل ۳).

بلورهای درشت فلدسپات پتاسیم در نمونه دستی رنگ‌های صورتی پر رنگ و نارنجی به سنگ داده است. بررسی پتروگرافی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که از نظر بافتی و کانی‌شناسی مشابه با گرانیت قوشچی هستند. بافت اصلی این گرانیت‌ها گرانولار از نوع دانه نامساوی است، بطوریکه حالت بافت پرفیری با زمینه دانه متوسط نیز مشاهده می‌گردد. بافت‌های گرانوفیری، گرافیکی و پرتیتی نیز در نمونه‌ها وجود دارد. کانی‌های متشکله اصلی آن عبارتند از: فلدسپات آلکالن (۶۰-۷۰ درصد)، کوارتز (۲۰-۳۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۲-۸ درصد). کانی‌های



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از پیکره‌های اسیدی، علامت اختصاری: Mic: Microcline, Mir: Myrmekite, Or: orthoclase, Q: Quartz, Bi: Biotite, Plg: Plagioclase

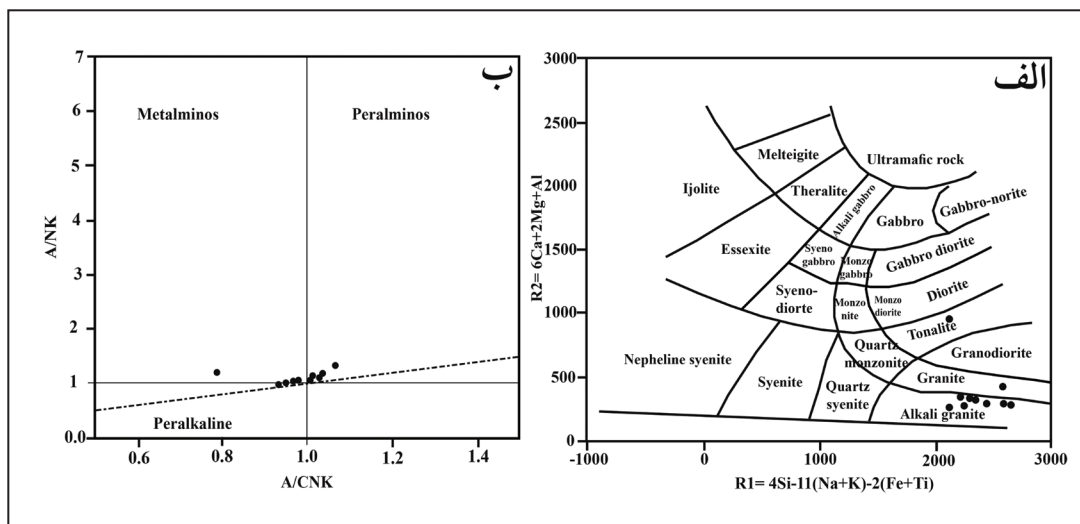
گرانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴- الف). در نمودار شکل ۴- ب (Shand 1974)، نمونه‌ها در محدوده پرآلکالن تا پرآلومینوس قرار گرفته‌اند، بجز نمونه MAK7 که در محدوده متاآلومینوس قرار گرفته است. در نمودار شکل ۵، نشان داده شده است که نمونه‌ها اکثراً در محدوده A-type قرار دارند.

#### ۶- سن‌سنجی U-Pb

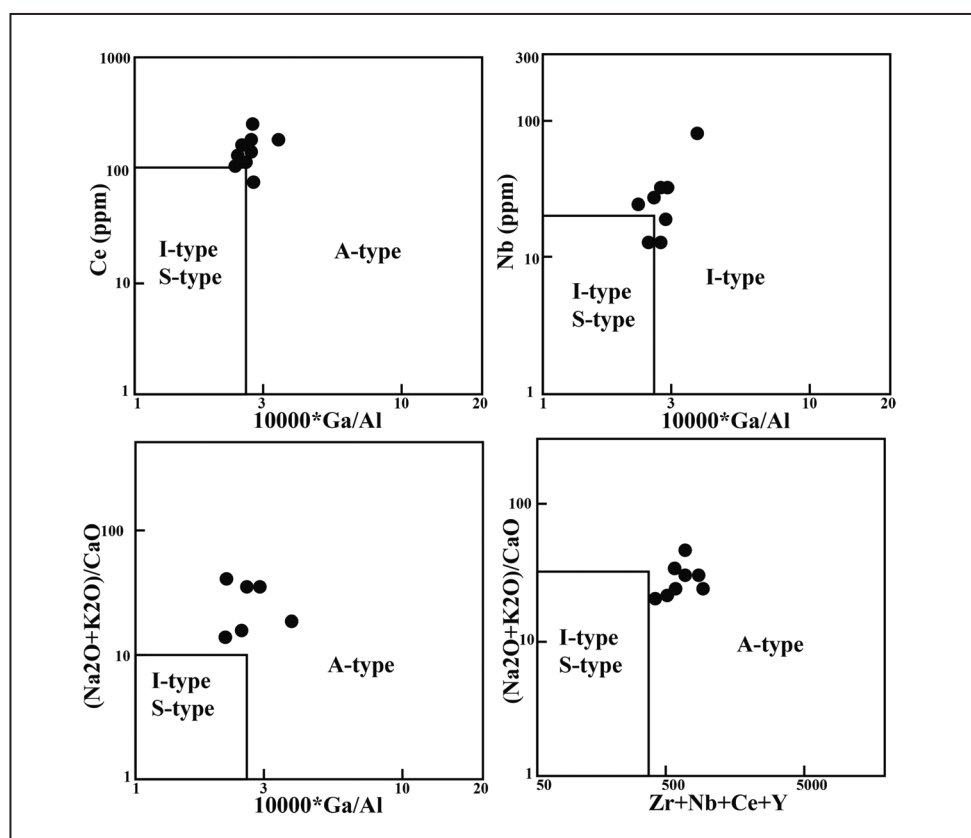
با توجه به شواهد صحرائی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه مناسب پیکره‌های کوچک اسیدی (MA55GH) جهت سن‌سنجی U-Pb به روش Laser-Ablation انتخاب شد. در این نمونه از بین ده‌ها زیرکن بدست آمده، دانه‌های زیرکن بدون ادخال، شکل دار و سالم انتخاب شدند. در کل ۲۹ نقطه از دانه‌های زیرکن (هسته و حاشیه) در پیکره‌های کوچک اسیدی انتخاب و آنالیز گردیدند. در جدول ۱، نتایج سن‌سنجی تعدادی از نمونه‌های انتخابی آورده شده است.

#### ۵- ژئوشیمی سنگ کل

نتایج ژئوشیمی سنگ کل ۱۰ نمونه از گرانیتوئیدهای قوشچی در جدول ۱ آورده شده است. این گرانیتوئیدها دارای مقادیر بالایی از Zr (۱۰۳-۵۱۴)، Ga (۱۶-۲۷)، REEs و مقادیر پایین CaO و MgO هستند. درصدهای بالای اکسیدهای Na<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O و پایین بودن CaO بیانگر آلکالن بودن فلدسپات‌ها است، که با مطالعات کانی‌شناسی میکروسکوپی همخوانی دارد. Ba در ساختمان آلکالی فلدسپات انباشته می‌شود، در صورتیکه پایین بودن مقدار Sr در نمونه‌های آلکالی‌گرانیتی نشان دهنده مقدار مودال پایین پلاژیوکلاز است (Rollinson, 1993). به غیر از دو نمونه MA71GH و MAK7 که به ترتیب ترکیب گرانیتی و تونالیتی دارند در بقیه نمونه‌ها، مقدار عناصر فرعی محدوده تغییرات گسترده‌ای ندارد. نمونه MA71GH از توده لویکوگرانیتی و نمونه MA71GH از یک دایک اسیدی برداشت گردید. بر اساس نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی بر پایه عناصر آلکالی (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O wt%) در مقابل SiO<sub>2</sub> wt% (Cox et al., 1979)، غیر از دو نمونه MA71GH و MAK7 بقیه در محدوده آلکالی



شکل ۴- الف) نمودار R2 در مقابل R1 (De La Roche et al., 1980) و ب) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1974).



شکل ۵- نمودارهای نسبت  $10000 \cdot Ga/Al$  و  $Zr+Nb+Ce+Y$  در مقابل  $(Na_2O+K_2O)/CaO$ ،  $Ce$ ،  $Nb$  (Whalen et al., 1987) برای گرانیتوئیدهای قوشچی. همه نمونه ها در محدوده A-type قرار گرفته‌اند.

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر پایه درصد وزنی) و عناصر فرعی و خاکی نادر (بر پایه ppm) در رخنمون‌های گرانیتی قوشچی

Sample	MAK3	MAG11G	MA55wax	MA55.don	MA55GH	MAG12	MAG3	MAG4G	MAK7	MA71GH
Type	acidic patch	acidic patch	acidic patch	acidic patch	acidic patch	Qushchi granite	Qushchi granite	Qushchi granite	acidic dyke	Leuco granite
SiO <sub>2</sub>	76.28	75.75	73.73	73.62	72.52	74.01	75.38	75.37	65.39	73.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.28	12.24	13.32	12.75	13.17	12.56	12.74	11.3	13.34	13.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	1.1	2.68	2.43	2.58	1.87	1.11	1.62	3.1	2.48
MnO	0.01	0.1	0.03	0.03	0.01	0.02	0.018	0.01	0.08	0.03
CaO	0.64	0.37	0.64	0.62	0.67	0.29	0.41	0.47	4.47	1.39

ادامه جدول ۱-

Sample	MAK3	MAG11G	MA55wax	MA55.don	MA55GH	MAG12	MAG3	MAG4G	MAK7	MA71GH
Type	acidic patch	acidic patch	acidic patch	acidic patch	acidic patch	Qushchi granite	Qushchi granite	Qushchi granite	acidic dyke	Leuco granite
K <sub>2</sub> O	4.12	6.07	6.28	6.21	6.24	8.28	5.98	4.99	3.53	4.87
Na <sub>2</sub> O	4.2	3.22	3.07	2.95	3.03	2.32	3.81	3.32	3.48	3.19
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.16	0.27	0.26	0.27	0.41	0.22	0.22	0.72	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0.13	0.03	0.01	0.11	0.12
MgO	0.21	0.37	0.31	0.14	0.31	0.54	0.18	0.33	3.48	0.54
LOI	0.27	0.19	0.37	0.47	0.38	0.27	0.122	0.08	2.2	0.327
Total	99.86	99.58	100.74	99.52	99.22	100.7	100	97.72	99.9	100.257
Ba	8	149.5	239	245	259	1437	75	106	269	762
Co	0	90.9	36	36	36	7	0	48.9	17	60
Cr	79	10	334	381	421	76	74	10	101	102
Pb	12	16	17	14	11	2	1	19.25	3	31
Sr	65	19.9	37	34	16	50	52	15.8	174	79
Th	57	35.5	57	29	2	19	16	33.1	28	18
Zr	104	458	326	360	280	445	441	514	103	192
V	7	9	17	22	28	37	10	9	98	38
La	17	90.3	67	52	37	55	186	87	25	25
Ce	1	168	145	115	85	101	350	169.5	49	113
Nd	62	59.2	26	30	35	51	48	71.1	64	46
Ni	11	7	19	14	15	13	4	8	33	1.5
Zn	8	29	25	30	31	16	26	74	38	97
Ga	21	19.6	18	17	16	18	20	27.6	20.5	17
Rb	124	203	97	116	120	183	140	168	104	177
Y	34	40.3	9	38	21	75	10	76.6	48	55
Nb	14	31.8	9	9	9	19	39	71.8	21	26
U	13	4.35	27	16	5	5	3	9.45	8	1

#### ۱- ریخت‌شناسی دانه‌های زیرکن

نمونه MA55GH یک نمونه پیکره‌های کوچک اسیدی است که دارای زیرکن‌های متنوع، هتروژن، اکثراً شکل‌دار و اغلب با زون‌بندی نوسانی می‌باشد (شکل ۶)، که دلالت بر ماگمایی اولیه بودن آنها است (Scoates and Chamberlain, 1995; Corfu et al., 2003; Hanchar and Miller, 1993). زیرکن‌های مات، تیره و قهوه‌ای رنگ دارای اشکال منشوری کوتاه با طول ۲۰-۳۰ μm هستند. آنها اکثراً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و گاهی اوقات گردش‌دگی با زون‌بندی داخلی خوب در تصاویر کاتدولومینسانس نشان می‌دهند. در حالی‌که زیرکن‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار عمدتاً شفاف، بی‌رنگ یا صورتی رنگ هستند و اشکال منشوری با طول ۳۰۰ - ۱۰۰ μm دارند. زیرکن‌های تیره رنگ احتمالاً قدیمی‌تر از زیرکن‌های رنگ روشن می‌باشند. رنگ قهوه‌ای و تیره در آنها بیانگر تشعشع اورانیوم و خروج آن از دانه‌ها می‌باشد (Corfu et al., 2003). برای سن‌سنجی این دانه‌ها حذف شدند، زیرا سن واقعی را نشان نمی‌دهند.

ریخت‌شناسی خارجی و بافت داخلی دانه‌های برخی زیرکن‌ها نشان می‌دهد که آنها در نتیجه تبلور مجدد در اطراف زیرکن‌های قدیمی با رشد ثانویه جان‌سین شده‌اند. شکل اساساً منشوری زیرکن‌ها نشان دهنده تبلور در دماهای بالا است، که این موضوع در گرانیتهای نوع A امری متداول است (Belousova et al., 2006).

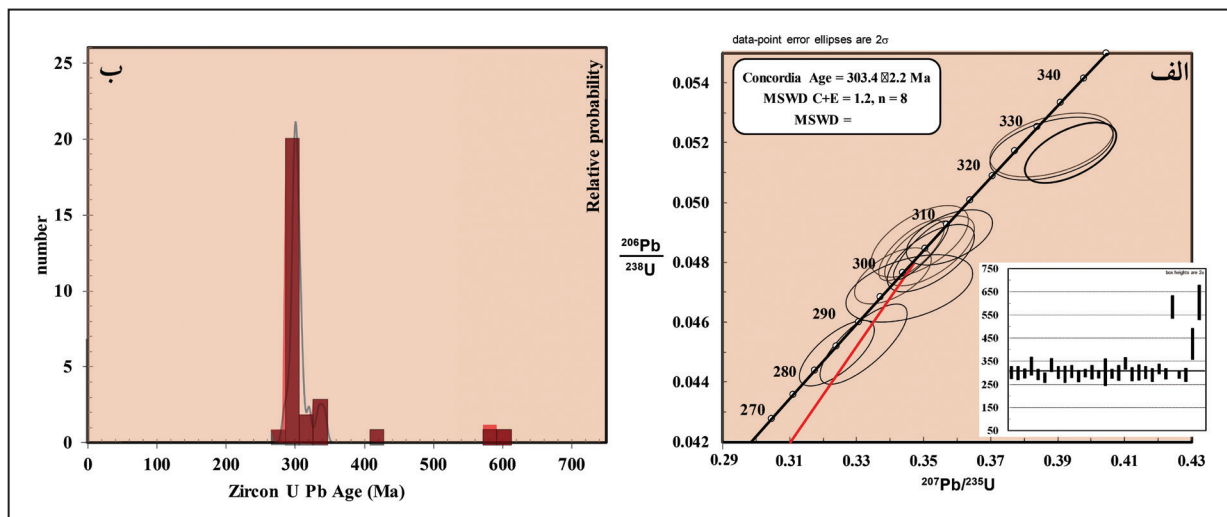
#### ۶-۲. سن‌سنجی زیرکن‌ها

از مجموع ۲۹ نقطه از دانه‌های زیرکن انتخابی نمونه پیکره‌های اسیدی تجزیه شده، ۱۶ نقطه بر روی هسته و ۱۳ نقطه روی حاشیه دانه‌ها اندازه‌گیری شدند (شکل ۶). در این نمونه‌ها، سن‌ها از هسته به حاشیه کمتر می‌شوند. ۲۶ نقطه سن حدود ۲۸۳ تا ۳۳۶ میلیون سال با سن متوسط  $2/2 \text{ Ma} \pm 3/4$  به روش  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  دارند (شکل ۷-الف). سه نمونه سن‌سنجی شده، محدوده سنی بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ را نشان می‌دهند که بیانگر حضور زیرکن‌های قدیمی و به ارث برده شده (Inherited) هستند که احتمالاً از بقایای رسوبات قدیمی هستند. این رسوبات در تشکیل ماگمای جدید در ۳۰۰ Ma قبل به عنوان سنگ مادر نقش داشته‌اند. همه نقاط دارای  $6-26 \text{ ppm Pb}$  و  $117-565 \text{ ppm U}$  با نسبت‌های  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ۰/۸۰-۰/۳۲ هستند. طبق جدول ۲ و شکل ۶ در کل حاشیه زیرکن‌ها محتوی U بیشتری بوده و نسبت‌های Th/U بیشتر نمونه‌ها بالا است (بیشتر از ۰.۵)، این بیانگر منشاء ماگمایی اولیه آنها است (Fuping et al., 2007) که تصاویر کاتدولومینسانس آنها بخوبی نشان می‌دهد.

همانظوری که در شکل ۷-ب دیده می‌شود، سن زیرکن پیکره‌های کوچک اسیدی در دو محدوده مجزا قرار دارند. یک محدوده مربوط به سن‌های قدیمی از زیرکن‌های به ارث برده شده به شکل خوشه‌ای discordant که ۱۰ درصد داده‌ها را تشکیل می‌دهد و محدوده سنی آنها بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلیون سال است. پیک سنی این نقاط ۴۱۳، ۵۷۱ و ۵۹۹ می‌باشد. این توزیع به وضوح بیانگر زمان اواخر



شکل ۶- تصاویر کاتدولومینسانس از تعدادی از نمونه‌های انتخابی زیرکن‌های سن‌سنجی شده نمونه پیکره‌های کوچک اسیدی، با نقاط اندازه‌گیری شده.



شکل ۷- نمودار Concordia U-Pb و (ب) نمودار هیستوگرام با میانگین وزنی داده‌های سن‌سنجی زیرکن‌های پیکره‌های کوچک اسیدی قوشچی.

جدول ۲- نتایج سن‌سنجی LA-ICP-MS به روش U-Pb انتخابی تعدادی از دانه‌های زیرکن پیکره‌های کوچک اسیدی قوشچی

Analysis	U <sup>b</sup>	Th <sup>b</sup>	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	±2σ	<sup>207</sup> Pb <sup>d</sup>	±2σ	<sup>207</sup> Pb <sup>d</sup>	±2σ	rho <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb
	(ppm)	U	(%)	<sup>238</sup> U	(%)	<sup>235</sup> U	(%)	<sup>206</sup> Pb	(%)		<sup>238</sup> U	<sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb
M38	448	0.67	0.08	0.04495	2	0.3241	2.8	0.0523	2	0.71	283	285	298
M39	342	0.65	0.67	0.05177	1.6	0.394	2.8	0.0552	2.3	0.56	325	337	420
M40	312	0.6	0.34	0.04814	1.9	0.3522	3	0.05306	2.3	0.64	303	306	331
M41	117	0.35	2.03	0.04713	2	0.3425	4.1	0.0527	3.6	0.47	297	299	316
M42	290	0.7	0.47	0.04883	1.5	0.3577	3	0.05313	2.5	0.52	307	310	334
M43	336	0.38	0.26	0.04527	2.4	0.332	3.2	0.05319	2.1	0.76	285	291	337
M44	3351	0.32	0.1	0.04839	1.7	0.3491	1.9	0.05233	1	0.86	305	304	300

ادامه جدول ۲-

Analysis	U <sup>b</sup>	Th <sup>b</sup>	<sup>206</sup> Pbc <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pbd <sup>d</sup>	±2σ	<sup>207</sup> Pbd <sup>d</sup>	±2σ	<sup>207</sup> Pbd <sup>d</sup>	±2σ	rho <sup>e</sup>	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb
	(ppm)	U	(%)	<sup>238</sup> U	(%)	<sup>235</sup> U	(%)	<sup>206</sup> Pb	(%)		<sup>238</sup> U	<sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb
M50	2500	0.12	0.23	0.05353	2.1	0.4039	2.5	0.05473	1.4	0.82	336	344	401
M54	201	0.52	0.4	0.04632	1.7	0.3379	3.4	0.0529	2.9	0.51	292	296	325
M55	1409	0.81	0.06	0.05092	1.7	0.3723	2.1	0.05302	1.3	0.8	320	321	330
M56	378	0.47	0.16	0.04848	1.6	0.3452	2.8	0.05164	2.3	0.57	305	301	270
M57	598	0.91	0.02	0.09267	1.6	0.7679	1.9	0.0601	1	0.85	571	579	607
M58	5653	0.27	0.15	0.04729	1.7	0.3413	1.9	0.05234	0.7	0.92	298	298	300
M59	287	0.7	0.15	0.04747	1.8	0.3396	3.3	0.05188	2.8	0.53	299	297	280
M60	834	0.32	3.9	0.06624	1.9	0.5195	4.2	0.05688	3.8	0.46	413	425	487
M61	179	0.49	0.27	0.09744	1.8	0.8029	2.6	0.05976	1.9	0.69	599	598	595

### ۷- مطالعات ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd

از ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd کل سنگ برای تعیین منشأ پیکره‌های کوچک اسیدی استفاده کرده‌ایم. در جدول‌های ۳ و ۴ به ترتیب مقادیر Sm-Nd و Rb-Sr نمونه پیکره اسیدی (MA55Gh) آورده شده‌اند. طبق جدول ۳، مقدار εNd کل سنگ نمونه پیکره اسیدی (MA55Gh) -۱/۴ در T<sub>DM</sub> = 1/11 است. طیف ترکیبی نسبت ایزوتوپی استرانسیم (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) نمونه MA55Gh، طبق جدول ۴، ۰/۷۶۲۳۴۸ است.

نئوپروتوزوئیک تا اوایل دونین در منطقه است. با توجه به نسبت بالای Th/U و ساختار، این زیرکن‌ها بیشتر نشان دهنده سن تبلور زیرکن‌های ماگمایی بوده تا دگرگونی (Corfu et al., 2003; Fuping et al., 2007). مشخصه اصلی این نمودار یک پیک تیزی است که بیش از ۹۰ درصد داده‌ها را شامل می‌شود و دارای محدوده سنی بین ۲۸۵ تا ۳۴۴ میلیون سال هستند. این سن‌ها اواخر کربونیفر تا اوایل پرمین را دربرمی‌گیرد.

جدول ۳- نتایج داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd سنگ کل، نمونه پیکره‌های کوچک اسیدی منطقه قوشچی.

Rock type	No. Sample	Age [Ma]	Sm [μg/g]	Nd [μg/g]	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (m.)	ε <sub>Nd</sub> (t)	T <sub>DM</sub> *
پیکره کوچک اسیدی	MA55Gh	2.2 ± 303.4	8.45	39.28	0.13	7 ± 0.512431	-1.4	1.11

جدول ۴- نتایج داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr سنگ کل، نمونه آلکالی گرانیت پیکره‌های کوچک اسیدی منطقه قوشچی.

Rock type	No. Sample	Weght (gr.)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	2Sigma (%)
پیکره کوچک اسیدی	MA55Gh	0.062	0.752348	38.89840	15.69990	18.82925	2.47767	1.19932	0.05007

### ۸- فعالیت ماگمایی اواخر پالتوزوئیک

در سال‌های اخیر سن‌های مشابهی در بخش‌های دیگری از زون SSz توسط محققین مختلف گزارش شده است که با یافته‌های بدست آمده در این تحقیق مطابقت دارند، مثلاً (Bea et al., 2011)، بر روی توده گرانیتی نوع A خلیفان، در شمال‌باختری پهنه SSz (حدود ۲۰۰ کیلومتری جنوب قوشچی) به روش U-Pb و Rb-Sr سنگ کل، برترتیب سن‌های ۲ ± ۳۱۵ Ma و ۰/۰۵ ± ۲۷۷ Ma بدست آورده و حدس زده‌اند که این سن‌ها اولین سن واریسکن بدست آمده در این ناحیه است. (Alirezaei and Hassanzadeh (2012) زیرکن‌هایی به سن ۳/۶ ± ۲۸۸/۳ Ma را برای گرانیت‌های A-type حسن‌رباط در پهنه SSz مرکزی گزارش کرده‌اند و آنرا به ماگماتیسیم همزمان با ریفت پرمین

داده‌های جدید ژئوشیمی و سن سنجی از پیکره‌های کوچک اسیدی قوشچی، اطلاعات مفیدی از منشأ و تکامل تکتونیکی منطقه بیان می‌کند. این داده‌ها نشان می‌دهند که فعالیت ماگمایی در شمال‌باختر پهنه SSz از پرکامبرین شروع شده، در کربونیفر و پرمین ادامه یافته (اسدیپور و همکاران، ۱۳۹۲؛ Shafaii Moghadam et al., 2015) و تا ائوسن (Mazhari et al., 2009) پیش‌رفته است. گابروهای منطقه سن اوایل پرمین (اسدیپور و همکاران، ۱۳۹۲) و کربونیفر (Shafaii Moghadam et al., 2015) را نشان می‌دهند که در نتیجه باز شدن نئوتتیس در پالتوزوئیک بالایی تشکیل شده‌اند (اسدیپور و همکاران، ۱۳۹۲).



گویای یک ترکیب پیچیده برای منشأ ماگمایی این سنگ است. طبق جدول ۳، مقدار  $\epsilon\text{Nd}$  کل سنگ نمونه پیکره اسیدی  $-1/4$  و  $T_{\text{DM}}$  آن Ga  $1/11$  است، که گویای دخالت بیشتر مواد پوسته‌ای به متوسط زمان اقامت پوسته قدیمی است. حضور مواد پوسته قدیمی توسط زیرکن‌های به ارث برده شده نیز قابل استنباط است. اگر چنانچه سنگی دارای مقادیر بالای  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  باشد ( $\epsilon\text{Nd}(t) > 0$ ) نشان دهنده مشتق شدن از یک منبع گوشته‌ای MORB است و اگر چنانچه مقادیر  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  کم باشد ( $\epsilon\text{Nd}(t) < 0$ )، نشان دهنده ذوب شدگی از یک پوسته قاره‌ای است. مقادیر نزدیک به صفر نشان از اختلاط مواد مشتق شده از پوسته و گوشته در طول تشکیل است (DePaolo, 1981; Schoene et al., 2009). عبارت دیگر هر چه مقدار  $\epsilon\text{Nd}$  بیشتر منفی باشد، دخالت پوسته‌ای قدیمی بیشتر و دخالت گوشته‌ای کمتر است. Nd نسبت به Sm عنصری ناسازگارتر در طول ذوب گوشته‌ای است. Sm اولیه در منشأهای گوشته‌ای (مثل MORB) تهی‌شدگی دارد. سنگ‌هایی با Sm/Nd بالا  $^{143}\text{Nd}$  بیشتری را تولید خواهند کرد، در حالیکه سنگ‌هایی با Sm/Nd پایین  $^{143}\text{Nd}$  کمتری تولید می‌کنند. اگر چه تفاوت کوچک است، ولی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  در گوشته سریعتر افزایش پیدا می‌کند تا در پوسته. بنابراین سنگ‌های مشتق شده از گوشته دارای مقادیر بالاتری از  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  هستند تا نمونه‌هایی که از پوسته منشأ گرفته‌اند (DePaolo, 1981; Konieczna, et al., 2015). مقادیر  $\epsilon\text{Nd}$  گوشته تهی شده است که مقدار آن  $+7/9$  (DePaolo, 1981 and 1988) و  $+8/0$  (Faure, 1986) است.

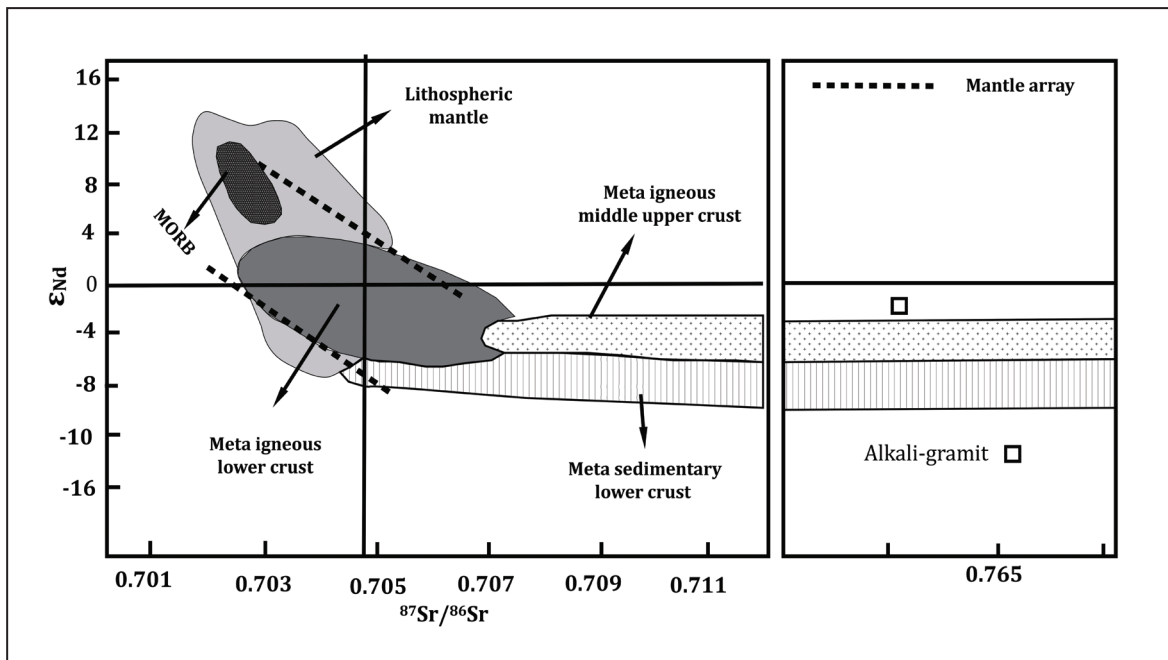
تفاوت در ویژگی‌های ژئوشیمیایی Sm-Nd و Sr-Nd ناشی از تفاوت مولفه‌های ایزوتوپی Nd و Sr در پوسته و گوشته زمین است، که از این خصوصیت برای بررسی خاستگاه و منشأ سنگ‌های آذرین استفاده می‌شود (Faure, 1986 and 2001). در نمودار همبستگی ایزوتوپی Sr و Nd (شکل ۸)، نمونه پیکره کوچک اسیدی در نزدیکی محدوده ترکیب پوسته بالایی قرار می‌گیرد. پوسته قاره‌ای دارای نسبت ایزوتوپی پایین‌تری از Nd و نسبت ایزوتوپی بالاتری از Sr است، این مقادیر در ماگمای مشتق شده از گوشته رابطه برعکس نشان می‌دهد (Best and Christiansen, 2001; Rollinson, 1993). پیکره کوچک اسیدی به احتمال زیاد از منابع غنی از Sr و تهی از Sm مشتق شده و یا می‌تواند بر اثر آلاینش ماگمای مشتق شده از مواد برجای مانده از سنگ‌های آذرین و دگرگونی پوسته قاره‌ای تشکیل شده و فرآورده نهایی تفریق ژئوشیمیایی گوشته باشد که گویای آلودگی پوسته‌ای و آلاینش ماگمای اولیه این سنگ است. سنگ‌هایی که در این قسمت قرار می‌گیرند غنی از Sm هستند (Faure, 1986). سنگ‌های پوسته‌ای نسبت‌های بالاتری از  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و نسبت‌های پایین‌تری از Sm/Nd دارند که در سنگ‌های گوشته‌ای این مولفه‌ها برعکس است. مقادیر بالای  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  منعکس‌کننده مشارکت بیشتر پوسته قاره‌ای قدیمی‌تر در تولید ماگما است (Farmer and DePaolo, 1983; Arth et al., 1989). در جدول ۴، ترکیب نسبت ایزوتوپی استرانسیم ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) نمونه پیکره کوچک اسیدی  $0.752348$  آورده شده است. این مورد نشان می‌دهد این نمونه‌ها از ذوب سنگ‌های پوسته قدیمی منشأ گرفته‌اند. طبق شواهد فوق دخالت مواد گوشته‌ای در تولید ماگمای اسیدی یا وجود ندارد و یا کم است. با توجه به هم‌سن بودن و تشابه بافتی، کانی‌شناسی و شیمیایی بین پیکره‌های اسیدی و آلکالی گرانیت قوشچی، منشأ مشابه برای آنها قابل تصور است.

در طول کمربند کوهزایی تئیس ارتباط داده‌اند (Garzanti et al., 1999; Chauvet et al., 2008). بیشتر محققین براساس شواهد سن سنجی، شکستن پوسته و باز شدن اقیانوس نئوتئیس در ایران را در اوایل پرمین می‌دانند (e.g. Şengör, 1984; Stampfli and Borel, 2002; Alirezai and Hassanzadeh, 2012; Fergusson et al., 2016). این محققین معتقد هستند که در کربونifer - پرمین یک نیروی کششی بر منطقه حاکم بوده که تا سنوزوئیک ادامه داشته است. این نیروی کششی سبب ریفیتینگ در فازهای سیمیرین شده است (بعز زاگرس و کپه داغ) که همراه با باز شدن نئوتئیس در کربونifer بالایی - پرمین زیرین و بسته شدن در ژوراسیک میانی رخ داده است. در واقع تمام سنگ‌های آذرین نفوذی با سن کربونifer- پرمین در ایران در ارتباط با بازشدگی نئوتئیس در پرمین هستند (Fergusson et al., 2016).

سن زیرکن نمونه‌های پیکره‌های اسیدی قوشچی ( $301.5 \pm 1.3$  Ma) نشان می‌دهد که با سنگ‌های مافیکی و آلکالی گرانیت قوشچی هم‌سن هستند. این می‌تواند نتیجه بدهد که تمام سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و آلکالی اسیدی و پیکره‌های اسیدی داخل آنها توسط یک حادثه ماگمایی یکسان در اواخر پالئوزوئیک در منطقه تشکیل شده‌اند. این داده‌ها با سن‌های بدست آمده از سایر بخش‌های پهنه SSZ هم قابل مقایسه هستند که شامل محدوده گسترده‌ای از فعالیت‌های ماگمایی و تکتونیکی در این پهنه در اواخر پالئوزوئیک است. بدین معنی که در اوایل پرمین یک سیستم کششی مربوط به باز شدن نئوتئیس در ایران در بخش شمالی SSZ حاکم بوده است. در نتیجه این رخداد توده‌های بزرگی از سنگ‌های مافیک در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور نفوذ کردند. حرارت ناشی از توده‌های مافیک و جایگیری آنها، پوسته زیرین ذوب شده و تشکیل ماگمای اسیدی داده است، که نتیجه آن را بصورت کمپلکس قوشچی می‌توان دید.

## ۹- سنگ‌زایی

مقادیر Th/U زیرکن معمولاً مشخصه‌ای برای تشخیص منشأ زیرکن‌ها است. در حالت کلی با  $0.2-0.4 > \text{Th}/\text{U}$  بعنوان زیرکن ماگمایی در نظر گرفته می‌شود. همانطور که در جدول ۲ دیده می‌شود، به غیر از زیرکن A50 بقیه زیرکن‌ها دارای مقادیر Th/U بالاتر از  $0.2$  هستند. نمونه A50 یک نمونه زیرکن قهوه‌ای و تیره رنگ است. هرچه مقدار نسبت Th/U کمتر باشد، نقش ماگمایی کمتر و دگرگونی بیشتر می‌شود. مقادیر  $\text{Th}/\text{U} < 0.1$  نشانگر یک منشأ اولیه دگرگونی است (Williams and Claesson, 1987; Rubatto, 2002; Yajami, et al., 2015) که در هیچکدام از دانه‌های زیرکن نمونه پیکره‌های کوچک اسیدی وجود ندارد. از این رو این پیکره‌ها یک مثال خوب از زیرکن‌های ماگمایی را با مقادیر معمول Th/U ارائه می‌دهد. طبق جدول ۱۲ اکثر دانه‌های زیرکن پیکره‌های کوچک اسیدی دارای مقادیر Th/U بین  $0.27$  تا  $0.91$  با متوسط  $0.56$  است که نشان دهنده منشأ پوسته‌ای ذوب شده است. ۲ نقطه از دانه‌های زیرکن در این نمونه، دارای  $\text{Th}/\text{U} < 0.3$  هستند که دخالت همزمان پوسته و گوشته را در تشکیل آن نشان می‌دهد. با این تفاوت که در بیشتر دانه‌های این نمونه، نقش دخالت ماگما‌های گوشته‌ای با پیشرفت تخریب لیتوسفر کاهش می‌یابد. بهرحال، پیکره‌های اسیدی دارای محدوده سنی بین  $283$  تا  $599$  میلیون سال (یعنی محدوده سنی نئوپروتروزوئیک تا اوایل پرمین) است، که



شکل ۸- مقایسه میزان  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $\epsilon\text{Nd}$  نمونه‌های آلکالی گرانیت پیکره اسیدی منطقه قوشچی (Rollinson, 1993).

### ۱۰- زمین‌ساخت و ژئودینامیک منطقه

بصورت آلکالی گرانیت قوشچی (باتولیت قوشچی) و پیکره‌های کوچک اسیدی، همزمان با ماگمای مافیک سرد شده و یا در حال سرد شدن، تبلور یافته است. طبق شواهد موجود سنگ‌های مافیک و اسیدی منطقه رابطه خویشاوندی با هم نداشته ولی در نتیجه یک رویداد زمین‌شناسی یکسان در اواخر پالئوزوئیک پایانی تشکیل شده‌اند. وجود هسته‌های قدیمی با سن ۴۰۰ تا ۶۰۰ در آپوفیزهای اسیدی قوشچی ناشی از زیرکن‌های بیگانه‌ای هستند که در پی سنگ اولیه مربوط به زمان نئوپروتوزوئیک وجود داشته که ماگمای اسیدی حاصل از ذوب آن است. در واقع این هسته‌ها دلیلی بر وجود پی‌سنگی مشابه پی‌سنگ ایران مرکزی است. البته مشخص نیست که آیا هسته‌های بیگانه قدیمی در آلکالی گرانیت، از یک منشأ آواری مشتق شده‌اند یا از یک سنگی با منشأ ماگمایی، ولی با توجه به مقادیر Th/U این هسته‌ها، دخالت هر دو منشأ پوسته‌ای و ماگمایی قابل تصور است. لذا از داده‌های این تحقیق می‌توان استنباط کرد که آلکالی گرانیت منشأ ماگمایی اولیه نداشته، بلکه تحت تاثیر ذوب بخشی پوسته قاره‌ای نئوپروتوزوئیک پایانی (با سن ۶۰۰ میلیون سال) تشکیل شده‌اند. سن‌های ۲۸۸ تا ۳۰۰ بیانگر سن استقرار سنگ اولیه ماگمایی است که بعنوان سن تبلور سنگ مادر آلکالی گرانیت تفسیر می‌شود.

### ۱۱- نتیجه‌گیری

با استفاده از مطالعات صحرایی، ژئوشیمی سنگ کل، سن سنجی U-Pb دانه‌های زیرکن و ایزوتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr از پیکره‌های کوچک اسیدی مشخص گردید که این سنگ‌ها مانند گرانیت قوشچی ماهیت آلکالی گرانیت داشته و مانند سایر سنگ‌های مافیک و گرانیتی منطقه سن اواخر پالئوزوئیک دارند. احتمالاً به مانند گرانیت قوشچی از ذوب بخشی پوسته زیرین نئوپروتوزوئیک پایانی در اواخر کربونفر و اوایل پرمین منشأ گرفته و در داخل پی‌سنگ دگرگونی با سن پراکامبرین نفوذ کرده است. وجود هسته‌های قدیمی در برخی از دانه‌های زیرکن

در باختر دریاچه ارومیه، گرانیت‌های A-type تحت عنوان گرانیت قوشچی و پیکره‌های اسیدی داخل بخش‌های مافیکی نمایان هستند. در این محدوده گرانیت‌ها با سنگ‌های مافیکی هم سن همراهی می‌شوند. براساس تحقیق حاضر می‌توان زیرکن‌های پیکره‌های اسیدی قوشچی را در دو گروه قرار داد: ۱- زیرکن‌های با سن جوان حدود ۲۸۳ تا ۳۳۶ میلیون سال (جدول ۲)، که سن تبلور ماگمای اسیدی در پالئوزوئیک پایانی را نشان می‌دهند، ۲- هسته‌های قدیمی تر دانه‌های زیرکن با سن بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلیون سال، پوسته اولیه (احتمالاً رسوبی) را نشان می‌دهد، که می‌تواند منشأ ماگمای گرانیت قوشچی و پیکره‌های اسیدی منطقه باشد.

(Shafaei Moghadam et al. 2015) گرانیت قوشچی و گابرونوریت‌های شمال باختر ایران را تحت عنوان کمپلکس قوشچی، یک مجموعه ماگمایی در کربونفر می‌دانند که در داخل گنایس‌های ادیاکاران-کامبرین (Ediacaran-Cambrian) نفوذ کرده‌اند. این گروه معتقد هستند که سنگ‌های اسیدی و مافیکی منطقه رابطه ژنتیکی با هم داشته و در نتیجه تبلور تفریقی یا فرآیند ناآمیختگی سیالات سیلیکاتی بوجود آمده‌اند، البته بررسی و مطالعه بیشتر در این مورد نیاز می‌دانند. از نظر آنها شاخصه‌های ترکیبی دوگانه مجموعه قوشچی بیشتر با فعالیت ماگمایی در یک محیط تکنونیک کششی سازگار است. این کشش احتمالاً در طول جدا شدن قطعات کادومین (Cadomian) از شمال گندوانا در طول باز شدن نئوتتیس باشد (برای اطلاعات بیشتر به Shafaei Moghadam, 2015 مراجعه گردد).

از مطالب فوق چنین استنباط می‌شود که در اواخر پالئوزوئیک در نتیجه فعالیت‌های ماگمایی و تکنونیک در پهنه SSZ یک پهنه کششی همزمان با باز شدن نئوتتیس وجود داشته است. در نتیجه این فعالیت ماگمای مافیکی گوشه‌ای عمیق بصورت دمیگک بالا آمده و در داخل پی‌سنگ متبلور پراکامبرین نفوذ کرده است. حرارت ماگمای مافیک باعث ذوب شدن سنگ‌های پوسته قاره‌ای قدیمی زیرین و تشکیل ماگمای اسیدی با ماهیت آلکالی در منطقه شده است. ماگمای اسیدی

که زحمت انجام آزمایش‌های سن‌سنجی به روش U-Pb را کشیده‌اند، از پروفیسور Stefan Hölzl، و دکتر Alexander Rocholl همگی از دانشگاه لودویگ ماکسی میلیانز شهر مونیخ، که به ترتیب در انجام آزمایش‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd و همینطور جدا کردن زیرکن‌ها مرا یاری کرده‌اند، تشکر و قدردانی گردد. از زحمات و راهنمایی‌های علمی ارزنده استاد ارجمند آقای دکتر عبدالرحیم هوشمندزاده نهایت تشکر و سپاسگذاری را دارم.

این سنگ‌ها نشان دهنده حضور پی‌سنگ اولیه مشابه پی‌سنگ ایران مرکزی است که ماگمای اسیدی حاصل از ذوب آن است.

### سپاسگزاری

در اینجا لازم است تا از کلیه کسانی که نویسندگان مقاله را کمک و یاری کرده‌اند تشکر و قدردانی گردد. از دکتر Axel Gerdes از دانشگاه گوتته شهر فرانکفورت،

### کتابنگاری

- اسدپور، م. و هویس، ث.، ۱۳۹۷- شواهد پی‌سنگ پان آفریقا در توده لوپکوگرانیت قالدچی (باختر دریاچه ارومیه) با استفاده از داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و هشتم، شماره ۱۰۹، ص ۲۱۱-۲۲۰. DOI: gsj.2018.80138/10.22071
- اسدپور، م.، هویس، ث.، و پورمعافی، س. م.، ۱۳۹۲- شواهدی جدید از فعالیت ماگمایی پرکامبرین و پالتوزوییک در توده قره باغ، شمال باختر ایران، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و سوم، شماره ۸۹، ص ۱۲۹-۱۴۲. DOI:10.22071/gsj.2013.53593
- آهنکوب، م.، جهانگیری، ا.، و موید، م.، ۱۳۹۲- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های مافیک و گرانیت‌های A2 میشو در جنوب شرقی مرند، شمال غرب ایران، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲، جلد ۵، ص ۲۳۳-۲۱۵. <https://doi.org/10.22067/econg.v5i2.31797>
- خدابنده، آ.، آ. و امینی فضل، آ.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تسوج ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. <http://petrofarhad.blogfa.com/post/46>
- فضل‌نیا، ع.، ۱۳۹۶- محیط زمین‌ساختی ماگمای گرانیتوئیدهای نوع A و نفوذی‌های مافیک سیاه‌باز (شمال‌باختر خوی)، مجله پترولوژی، سال هشتم، شماره ۳۰، ص ۵۴-۳۱. DOI: 10.22108/ijp.2017.81971

### References

- Advay, M., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Ghalamghash, J., 2010- Petrology and geochemistry of Ghoshchi batholith, nw Iran, Iranian Journal Crystallography and Mineralogy Vol. 17 No. 4, 716-733. <http://ijcm.ir/article-1-562-en.pdf>.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran, Geological Society of American Bulletin 103, 983-992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO; 2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO; 2).
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A- type Hsanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break- up in Iran. Lithos 151: 122-134. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015>.
- Arth, J. G., Criss, R. E., Zmuda, C. C., Foley, N. K., Patton, W. W. and Miller, T. P., 1989- Remarkable isotopic and trace element trends in potassic through sodic Cretaceous plutons of the Yukon-Koyukuk Basin, Alaska, and the nature of the lithosphere beneath the Koyukuk terrane, Geophysical Research, 94:15957-15968. <https://doi.org/10.1029/JB094iB11p15957>.
- Azizi, H., Kazemi, T. and Asahara, Y., 2017- A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics, 108, 56-72. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.003>.
- Barker, F., Wones, D. R., Sharp W. N. and Desborough, G. A., 1975- The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite- potassic granite suite, Precambrian Research, 2: 97- 160. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(75\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(75)90001-7).
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J., 2011- Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: Evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane, Journal of Asian Earth Sciences, 44: 172-179. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2010.08.005>.
- Bedard, J., 1990- Enclaves from the A-type granite of the Megantic complex, White Mountain magma series: clues to granite magmagenesis, Journal of Geophysical Research, 95: 17797-17819. <https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17797>.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y., 2006- Zircon crystal morphology, traceelement signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids, Journal of Petrology, 47: 329-353. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi077>.

- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Best, M. G. and Christiansen, E., 2001- *Igneous Petrology*, Oxford: Blackwell Science, 458pp. DOI: 10.1017/S0016756802216507.
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E., 2006- *Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. 3rd edition. W. H. Freeman and Company, New York. <https://trove.nla.gov.au/work/5521026>.
- Chauvet, F., Lapierre, K., Bosch, D., Guillot, S., Mascle, G., Vannay, J. C., Cotton, J., Brunet, P. and Keller, Z., 2008- Geochemistry of the Panjal Traps basalts (NWHimalaya): records of the Pangea Permian break-up, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179: 383–395. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.4.383>.
- Collins, W. J., Beams, S. D. and White, A. J. R., 1982- Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia, *Contributions to Mineralogy and Petrology journal*, 180: 189-200. <https://doi.org/10.1007/BF00374895>.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. and Kinny, P., 2003- Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 469-500. <https://doi.org/10.2113/0530469>.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*, Springer, London, 1–410. [http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1\\_9](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1_9).
- Dall'Agnol, R. and Oliveira, D. C., 2007- Oxidized, magnetite-series, rapakivi type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites, *Lithos*, 93:215-233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>.
- Dall'Agnol, R., Frost, C. D. and Ramo, T., 2012- IGCP Project 510—A-type Granites and Related Rocks through Time: Project vita, results, and contribution to granite research, *Lithos*, 151: 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.003>.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of vol-canic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationship and current nomenclature, *Chemical Geology*, 29: 193-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0).
- DePaolo, D. J., 1981- Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic, *Nature*, 291: 193-197. <http://dx.doi.org/10.1038/291193a0>.
- DePaolo, D. J., 1988- Neodymium isotope geochemistry: an introduction, Springer Verlag, Berlin, 187 pp. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1990.054.376.21>.
- Eby, G. N., 1990- The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis, *Lithos*, 26: 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z).
- Eby, N. G., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 20: 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2).
- Farmer, G. L. and DePaolo, D. J., 1983- Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure, Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin, *Geophys*, 88: 3379-3401. <https://doi.org/10.1029/JB088iB04p03379>.
- Faure, G., 1986- *Principles of isotope geology*. Wiley, New York, N.Y., 2nd ed., 589 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756800017453>.
- Faure, G., 2001- *Origin of igneous rocks: the isotopic evidences*. Springer-Verlag, Heidelberg, 496 pp. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-04474-2>.
- Fergusson, C., Nutman, A. P., Mohajjel, M. and Bennett, V., 2016- The Sanandaj-Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U-Pb evidence of late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis, *Gondwana Research*, 40: 43-57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.006>.
- Fuping, P., Wenliang, X., Debin, Y., Quanguo, Z., Xiaoming, L. and Zhaochu, H., 2007- Zircon U–Pb geochronology of basement metamorphic rocks in the Songliao Basin, *Chinese Science Bulletin*, 52: 942–948. <https://doi.org/10.1007/s11434-007-0107-2>.
- Garzanti, E., Le Fort, P. and Sciunnach, D., 1999- First report of lower permian basalts in south Tibet: tholeiitic magmatism during break-up and incipient opening of Neotethys, *Journal of Asian Earth Sciences*, 17: 533-546. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00008-5](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00008-5).
- Gerdes, A. and Zeh, A., 2006 - Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany, *Earth Planet Sciences Letters*, 249: 47–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.039>.
- Gerdes, A. and Zeh, A., 2009- Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt, *Chemical geology*, 261: 230–243. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.005>.

- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new scenario for the Sanandaj–Sirjan zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>.
- Hanchar, J. M. and Miller, C. F., 1993- Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories, *Chemical Geology*, 110: 1-13. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90244-D](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90244-D)
- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B., 2016- The Neotethyan Sanadaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35: 586-621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>.
- Hegner, E., Klemm, R., Kröner, A., Corsini, M., Alexeiev, D. V., Iaccheri, L.M., Zack, T., Dulski, P., Xia, X. and Windley, B. F., 2010- Mineral ages and P-T conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of Mélange sediments in the south Tianshan Orogen of Kyrgyzstan, *American Journal of Science*, 310: 916-950. <https://doi.org/10.2475/09.2010.07>.
- Hegner, E., Walter, H. J. and Satir, M., 1995- Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of megacrysts and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: source composition of small volume melts under SW Germany, *Contributions to Mineralogy and Petrology journal*, 122: 322-335. <https://doi.org/10.1007/s004100050131>.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, M. C., 1997- Characterisation and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt South-eastern Australia, *Journal of Petrology*, 38: 371–391. <https://doi.org/10.1093/петroj/38.3.371>.
- Konieczna, N., Belka, Z. and Dopieralska, J., 2015- Nd and Sr isotopic evidence for provenance of clastic material of the Upper Triassic rocks of Silesia, Poland, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 675–684. <http://dx.doi.org/10.14241/asgp.2014.008>.
- Litvinovsky, B. A., Jahn, B. M., Zandievich, A. N., Saunders, A., Poulain, S., Kuzmin, D. V., Reichow, M. K. and Titov, A. V., 2002- Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas, *Chemical Geology*, 189: 105–33. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00142-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00142-0).
- 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 orogeny, *Journal of the Geological Society, London*, 166: 53-69. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-022>.
- 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. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Okay, A.I., Satir, M., Tuysuz, O., Akyuz, S., and Chen, F., 2001- The tectonics of the Strandja Massif: Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the north-hern Aegean, *International Journal of Earth Sciences*, 90: 217-233. <https://doi.org/10.1007/s005310000104>.
- Patino Douce, A. E., 1997- Generation of metaluminous A-type granites by lower pressure melting of calcalkaline granitoids, *Geology*, 25: 743-746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:GOMATG>2.3.CO;2).
- Philpotts, A. R., 1976- Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetic significance, *American Journal of Science*, 276: 1147-117. [doi: 10.2475/ajs.276.9.1147](https://doi.org/10.2475/ajs.276.9.1147).
- Rolland, Y., Sosson, M., Adamia, S. and Sadradze, N., 2011- Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating, *Gondwana Research*, 20: 798–815. DOI: 10.1016/j.gr.2011.05.007.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation presentation interpretation, Longman Scientific and Technical, 352pp. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Rubatto, D., 2002- Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism, *Chemical geology*, 184: 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A., 2013- Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria, *Lithos*, 162: 264–278. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.008>.
- Schoene, B., Dudas, F. O. L., Bowring S. A. and Wit, M. D., 2009- Sm–Nd isotopic mapping of lithospheric growth and stabilization in the eastern Kaapvaal craton, *Terra Nova*, 21: 219–228. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00877.x>.
- Scoates, J. S. and Chamberlain, K. R., 1995- U-Pb baddeleyite and zircon ages of anorthositic rocks in the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming, *American Mineralogist*, 80: 1317-1327. <https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1223>.
- Şengör, A. M. C., 1984- The Cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia, *Geological Society of America, Special, Paper 195*: 82 pp. <https://doi.org/10.1130/SPE195-p1>.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.009>.

- Shand, S. J., 1974 - Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits, 3rd edition: John Wiley and Sons, New York, 724pp. DOI:10.1038/120872a0.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002 - A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic Constrained by Dynamic Plate Boundaries and Restored Synthetic Oceanic Isochrones, *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X).
- Taylor, R. P., Strong, D. F. and Fryer, B. J., 1981- Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77: 267–271. <https://doi.org/10.1007/BF00373542>.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbek, A., Barth, M., Satır, M. and Şen, C., 2010- Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane pluton (NE Turkey), *Lithos*, 116: 92–110. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.01.003>.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions to Mineralogy and Petrology journal*, 95: 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1983- Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia, *Geological Society of America Bulletin*, 159: 21-34. <https://doi.org/10.1130/MEM159-p21>.
- Wickham, S. M., Alberts, A. D., Zandvilevich, A. N., Litvinovsky, B. A., Bindeman, I. N. and Schauble, E. A., 1996- A stable isotope study of orogenic magmatism in East Central Asia, *Journal of Petrology*, 37: 1063–1095. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.5.1063>.
- Williams, I. S. and Claesson, S., 1987- Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve nappes, Scandinavian Caledonides, II: Ion microprobe zircon U-Th-Pb, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 97: 205-217. <https://doi.org/10.1007/BF00371240>.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J. H., Ghalamghash, J., Razavi, S. M. H. and Bea, F., 2015- The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence, *Geologica Acta*, 13: 25-43. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2015.13.1.2>.

# Petrogenesis of Ghoshchi acidic patches, based on zircon U-Pb dating and isotopic analyses, NW Iran

M. Asadpour<sup>1\*</sup> and S. Heuss<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Earth and Environmental Sciences, LM University, Munich, Germany

Received: 2019 August 19

Accepted: 2019 December 24

## Abstract

Acidic patches with alkali-granite nature have been intruded within the mafic rocks of the Qushchi complex (70 Km north of Urmia city). This area is northwestern part of the SSz zone with Precambrian basement. These granites have high amounts of K<sub>2</sub>O and SiO<sub>2</sub> (over 70 wt%). Dating by U-Pb age of zircon grains show  $303.4 \pm 2.2$  Ma, indicating late Carboniferous - early Permian magma activity. The presence of older cores in some of zircon grains with age between 400 to 600 Ma, indicate presence of older rocks in the study area. The whole-rock isotopic analysis show negative initial  $\epsilon_{Nd}(t) = -1.3$  with  $T_{DM} = 1.61$ . These data provide evidence for partial melting of crust (with Neoproterozoic- Cambrian age) in early Permian. The  $^{87}Sr/^{86}Sr$  and  $\epsilon_{Nd}$  of whole rock and Th/U values in zircons show the involvement of more crustal and less mantle components, during the opening of Neo-Tethys Ocean. Due to the same mineralogical and geochemical composition and homogeneity with Qushchi granite, it is inferred that these patches are genetically related to Qushchi granite and are A type granite.

**Keywords:** U-Pb dating, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes, Acidic patches, Qushchi complex.

For Persian Version see pages 295 to 308

\*Corresponding author: M. Asadpour; E-mail: m.asadpour@urmia.acir