

## پترولوژی و سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb در توده‌های نفوذی مناطق A، C جنوبی و دردوی، معدن سنگ آهن سنگان خواف

عباس گل‌محمدی<sup>1\*</sup>، محمدحسن کریم‌پور<sup>2</sup>، آزاده ملکزاده شفارودی<sup>2</sup>، سید احمد مظاهری<sup>2</sup>

(1) دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد  
(2) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

دریافت مقاله: 1392/1/15، پذیرش: 1392/5/19

### چکیده

معدن سنگ آهن سنگان خواف در 300 کیلومتری جنوب‌شرقی مشهد، در شرق کمر بند آتشفشانی - نفوذی خواف - کاشمر - بردسکن قرار دارد. توده‌های گرانیتوئید در سه محدوده معدن سنگ آهن سنگان شامل نواحی A، C جنوبی و دردوی مورد مطالعه قرار گرفتند. سه توده نفوذی بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری، بیوتیت سینیت و سینوگرانیت در مناطق مورد مطالعه شناسایی شد. براساس روابط قطع‌شدگی صحرائی، عدم وجود گارنت اسکارن و مگنتیت در مرز این توده‌ها و آلتراشدن آنها توسط محلول کانه‌دار بعدی، این توده‌های گرانیتوئیدی از اسکارن مگنتیت‌دار قدیم‌ترند. سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb سن آنها را 42 میلیون سال قبل (اوسن میانی) تعیین می‌کند. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی آنها بین  $310 \times 10^{-5} \text{SI}$  تا  $900 \times 10^{-5} \text{SI}$  است، بنابراین متعلق به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) و از نوع I هستند. براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی عمدتاً از نوع مت‌آلومینوس، منیزیمی، آلکالی کلسیک تا آلکالیک و شوشونیتی تا اولتراپتاسیک می‌باشند. غنی‌شدگی نسبی عناصر LREE نسبت به HREE و عناصر LILE (Sr, Cs, Rb, K and Ba) نسبت به HFSE (Nb, Ta, Ti, Hf, Zr) مؤید تشکیل ماگما در زون فرورانش است. این ماگما از ذوب‌بخشی اندک (کمتر از 1) یک منشأ لرزولیتی گارنت - اسپینل‌دار (با مقدار کم گارنت) حاصل شده که با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا کرده است. وجود اندک گارنت به‌عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ این توده‌ها با نسبت پایین  $(\text{La/Yb})_N$  (6/29 تا 34/73) توجیه‌پذیر است. مقدار بالای نسبت Rb/Sr و LILE/HFSE و مقدار بالای  $\text{K}_2\text{O}$ ، Th و Nb نقش اختلاط پوسته قاره‌ای را روشن می‌کند. بررسی‌های پترولوژیکی و تعیین سن دقیق توده‌های نفوذی موجود در معدن سنگان به‌عنوان بخشی از کمر بند آتشفشانی - نفوذی خواف - کاشمر - بردسکن، به شناخت هرچه بهتر جایگاه تکنونوماگمایی این کمر بند و نیز چگونگی ارتباط توده‌های نفوذی با کانی‌سازی برای اکتشاف بیشتر در آینده کمک خواهد کرد.

واژه‌های کلیدی: معدن سنگان، پترولوژی توده‌های نفوذی، سن‌سنجی زیرکن، مناطق A، C - جنوبی و دردوی.

### مقدمه

است (شکل 1). چند آنومالی کوچک نیز در شرق معدن به نامهای فرزنه، معدن جو، سم‌آهنی و سنج‌دک وجود دارد. مناطق مورد مطالعه در این مقاله شامل مناطق A، C جنوبی و دردوی است (شکل 1). معدن سنگان از دیرباز مورد شناسایی قرار گرفته است. کانی‌سازی آن از نوع اسکارن آهن است. مطالعات قبلی گسترده‌ای روی کانی‌شناسی اسکارن، ژئوشیمی توده‌های مگنتیت و اسکارن، کانی‌سازی، ژئوشیمی سنگ منشأ و

معدن سنگ آهن سنگان خواف در حدود 300 کیلومتری جنوب شرقی مشهد و 40 کیلومتری جنوب شرقی خواف در استان خراسان رضوی قرار دارد. این معدن در شرق کمر بند آتشفشانی - نفوذی خواف - کاشمر - بردسکن در شمال گسل درونه واقع شده است. توده‌های مگنتیتی معدن سنگان به‌طور عمده روند شرقی - غربی داشته و از غرب به شرق به ترتیب شامل A، B، C - جنوبی، C - شمالی، باغک و دردوی

کانیهای سنگین با مایع برموفورم، تعداد 40 عدد زیرکن با طول بزرگتر از 30 میکرون در زیر میکروسکپ دوچشمی به روش دست‌چینی جدا شد. زیرکن‌های جدا شده برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا ای آمریکا فرستاده شدند. در آن‌جا از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی استفاده می‌شود. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر 1 اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاکها نصف‌شده و سیقل می‌خورند. عکس زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته می‌شود.

تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکون برش‌خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکانهای مناسب برای اشعه لیزر در قسمتهای هموزن بلور انتخاب می‌گردند. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از 2% (2 سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر 35 یا 25 میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر 15 یا 10 میکرون، صورت می‌پذیرد. اشعه 35 یا 25 میکرونی با نسبت تکرار 8 هرتز و انرژی 10 میکروژول تنظیم می‌شود که می‌تواند یک سیگنال تقریباً 100000 cps در گرم در تن برای U در زیرکن تولید کند. برای اندازه‌های کوچکتر اشعه لیزر، انرژی (60 میکروژول) و نسبت تکرار (4 هرتز) کاهش می‌یابد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلازما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به‌کمک نمونه استاندارد می‌شود که همراه با زیرکن‌ها قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌گردد. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن  $563/5 \pm 3/2$  Ma می‌باشد. همچنین مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها 462 گرم در تن و مقدار Th آن 457 گرم در تن است. قطعیت آنالیزهای انجام‌شده حدود 2 سیگما (تقریباً 1 درصد) برای  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

پترولوژی و سن‌سنجی توده‌های نفوذی در محدوده باغک و C شمالی آن انجام‌شده است [1-16].

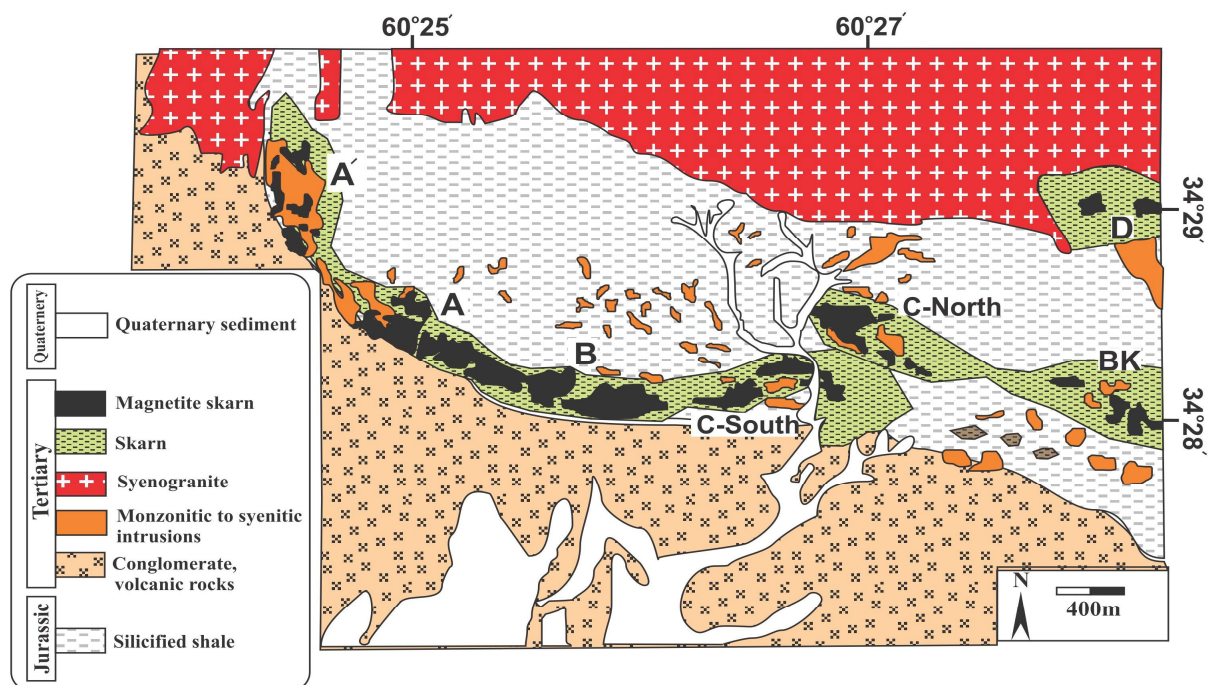
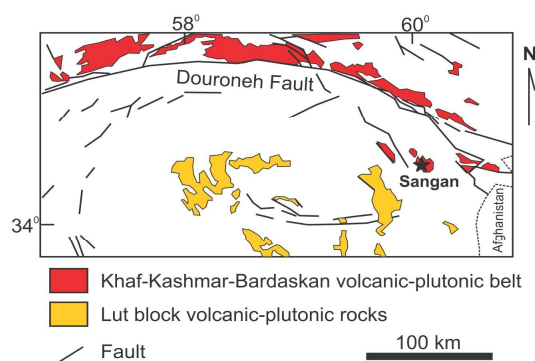
توده‌های نفوذی درونی و نیمه‌عمیق متعددی در محدوده معدن سنگان وجود دارد که برخی قدیمی‌تر از کانی‌سازی آهن، بعضی مرتبط با کانی‌سازی و تعداد کمتری پس از کانی‌سازی در منطقه نفوذ نموده‌اند. ملکزاده و همکاران [16] سه گروه توده نفوذی متفاوت را براساس روابط صحرایی، ارتباط با تشکیل اسکارن حرارت بالا و کانی‌سازی مگنتیت و سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb در محدوده باغک و C شمالی معرفی کردند که در این میان توده‌های نفوذی سینوگرانیته با سن 39 میلیون سال مرتبط با کانی‌سازی تشخیص داده شدند [16]. هدف از این مقاله بررسی پترولوژی و سن‌سنجی گروه دیگری از توده‌های نفوذی محدوده معدن در مناطق A، C جنوبی و درودی است که برای نخستین بار صورت پذیرفته است. بدون شک بررسیهای پترولوژیکی و تعیین سن دقیق توده‌های نفوذی موجود در معدن سنگان به عنوان بخشی از کمر بند آتشفشانی - نفوذی خواف - کاشمر - بردسکن، به شناخت هر چه بهتر جایگاه تکتونوماگمایی این کمر بند و نیز چگونگی ارتباط توده‌های نفوذی با سن خاص با کانی‌سازی برای اکتشاف بیشتر در آینده کمک خواهد کرد.

### روش مطالعه

- 1- مطالعه حدود 150 مقطع نازک از توده‌های نفوذی سطحی و زیرسطحی از مناطق A، C جنوبی و درودی.
  - 2- انتخاب 13 نمونه از توده‌های نفوذی بدون آلتراسیون و هوازدگی و تجزیه برای اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF فیلپس (مدل X Unique II) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد از سه منطقه مذکور.
  - 3- تجزیه همان 13 نمونه برای عناصر فرعی و نادر خاکی (REE) در آزمایشگاه ACME (کانادا) به روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS.
  - 4- انجام مطالعه سن‌سنجی به روش U-Pb با استفاده از تکنیک Laser-Ablation در کانی زیرکن در دانشگاه آریزونا ای آمریکا
- در این روش دو نمونه از توده‌های مونزونیتی و گرانیته مناطق A (نمونه Saak40) و درودی (نمونه Sad20) انتخاب شد. پس از انجام عملیات خردایش، لاوک‌شویی و جداسازی

انجام می‌گیرد. سنهای میانگین  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  با حد اطمینان 95/9 تا 96/9 درصد در این روش محاسبه می‌شود.

و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  است. پس از اتمام کار، رسم نمودار کنکریدا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سنهای میانگین از داده‌های  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  توسط ISOPLLOT/EX



شکل 1. موقعیت معدن سنگان در ایران، کمربند خواف - کاشمر - بردسکن و نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده آن همراه با موقعیت توده‌های مگنتیت

#### زمین‌شناسی

معدن سنگ آهن سنگان خواف بخشی از کمربند ولکانیکی - پلوتونیک خواف - کاشمر - بردسکن است. این کمربند ماگمایی با گسترش شرقی - غربی و خمیدگی به سوی شمال، در شمال گسل درونه قرار دارد و عمدتاً از سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و بعضاً مافیک با سن ترشیاری تشکیل شده که توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت تا مونزونیت در آنها نفوذ کرده‌اند (شکل 1).

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی معدن شامل شیلهای سیلیسی و آهک کریستالین است. رخنمونهای این واحدها در بخش شمالی توده‌های مگنتیت مشاهده می‌شود (شکل 1). سنگهای کربناته اغلب به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند و به طرف شرق به صورت آهک کریستالین یافت می‌شوند. سن سنگهای کربناته به ژوراسیک فوقانی و کرتاسه زیرین نسبت داده می‌شود. کانی‌سازی در این سنگها به صورت انواع اسکارن تشکیل شده است [1]. مجموعه عظیمی از سنگهای

مناسب برای تشکیل ذخایر نوع Iron-oxide معرفی کردند که در نتیجه کانسار سنگان در رده همین دسته از کانسارها نیز قرار می‌گیرد. اسکارن‌های سنگان (در بخش شرقی معدن) طی دو مرحله اولیه درجه حرارت بالا یا پیش‌رونده (I و II) و دو مرحله درجه حرارت پایین‌تر یا پس‌رونده (III و IV) به‌وجود آمده است. در مرحله I سنگ آهک عمدتاً کلسیتی توسط اسکارن مجاورتی جای‌گزین گشته و با گارنت آندرادیتی فراوان مشخص می‌شود. مرحله II با مجموعه آندرادیتی - هدنبرگیتی مشخص‌گردیده و مرحله III عمدتاً با آمفیبول غنی از آلومینیوم (هاستینگزیت) و مرحله IV با آمفیبول کم آلومینیوم (فرواکتینولیت، کلریت و مگنتیت) تظاهر یافته است [10 و 11]. مجموعه آندرادیت - هدنبرگیت در دمای کمتر از 550 درجه سانتی‌گراد تشکیل‌شده و حداقل دمای تشکیل مگنتیت 280 درجه سانتی‌گراد است، در حالی‌که بخشی از تشکیل کانیهای سولفیدی، کربناته و سیلیکاته آبدار در حرارت‌های پایین‌تر تشکیل شده‌اند [17]. به‌طور کلی از سمت غرب به شرق معدن، اسکارن حرارت بالا به اسکارن حرارت پایین و نیز اسکارن کلسیمی به اسکارن منیزیمی تبدیل می‌شود که از روی کانی‌شناسی اسکارن و پاراژن‌های مگنتیت کاملاً مشخص است. به‌طوری‌که پاراژن مگنتیت در منطقه A' شامل آندرادیت، هدنبرگیت، آمفیبول نادر حرارت بالا غنی از کلر، فلوتور و پتاسیم، کلسیت و کوارتز است. در مناطق A، B و C جنوبی، کانیهای فرواکتینولیت، کلریت، کوارتز و کلسیت و در منطقه باغک و C شمالی دولومیت، کلینوکلر، فورستریت، آمفیبول و فلوگوپیت مهمترین پاراژن‌های مگنتیت هستند. در منطقه دردوی نیز فلوگوپیت، آندرادیت، اکتینولیت و دولومیت، کانی‌شناسی اسکارن را تشکیل می‌دهد [15].

کانیهای فلزی منطقه شامل مگنتیت + همتایت ± گوتیت ± (پیریت ± پیروتیت ± کالکوپیریت عمدتاً در مناطق باغک و C- شمالی) می‌باشد. مگنتیت مهمترین کانه آهن در معدن سنگان است. مقدار آن در نمونه‌های مختلف از 30 تا 95 درصد متغیر است. مگنتیت به‌صورت جانیشینی با بافت متراکم و توده‌ای، پراکنده در متن سنگ، گاهی تکتونیک و در برخی قسمتها مانند توده C - شمالی به موازات لایه‌بندی اسکارن است [13]. شرکت تهیه و تولید مواد اولیه فولاد خراسان [19] میزان کل ذخیره زمین‌شناسی سنگان را 1/2 میلیارد تن برآورد کرده است.

آتشفشانی شامل داسیت، ریوداسیت، تراکیت، پیروکلاست‌های آندزیتی و سنگهای ولکانوکلاستیک همراه با میان‌لایه‌های کنگلومرا در جنوب منطقه مشاهده می‌شوند که بیشتر آنها مربوط به کرتاسه تا اوایل ائوسن هستند (شکل 1). در قسمت شمالی معدن، گرانیت سرنوسر با سن احتمالی ائوسن بالایی - الیگوسن پایینی نفوذ کرده است. بومری [17] گرانیت سرنوسر را به‌عنوان منشأ اسکارن معرفی کرده است؛ اما کریم‌پور و ملکزاده شفاوردی [15] مشخص نمودند که وجود کانیهای غنی از پتاسیم همانند آمفیبول خاص موجود در توده A' و یا وجود کانیهای پتاسیم‌داری مثل فلوگوپیت در توده‌های باغک و C، حکایت از محلول ماگمایی آهن‌دار غنی از پتاسیم دارد که با نفوذ در سنگهای کربناته به طریق جانیشینی متاسوماتیزم، اسکارن مگنتیت غنی از کانیهای پتاسیم‌دار را موجب شده است. رخنمون‌هایی از سنگ منشأ سینیتی التراپتاسیک با  $K_2O$  بیش از 9 درصد در منطقه A' و در مجاورت اسکارن گارنت‌دار وجود دارد [15]. همچنین در بخش‌های شمالی منطقه واحد سینوگرانیتی در مجاورت اسکارن گارنت‌دار و مگنتیت شناسایی شد که شواهد اندواسکارن در آن دیده شده و یکی دیگر از سنگ منشأ کانی‌سازی اسکارن است [16]. سن این واحد 39 میلیون سال تعیین شده است [16].

در مناطق A، C جنوبی و دردوی سه نوع توده نفوذی بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری، بیوتیت کوارتز سینیت و سینوگرانیت شناسایی شد که براساس روابط صحرائی و شواهد اسکارنی‌شدن، به‌نظر می‌رسد این توده‌ها قبل از مرحله اصلی کانی‌سازی نفوذ کرده‌اند. در واحدهای کربناته مجاور این توده‌ها اثری از گارنت اسکارن دیده نمی‌شود و سنگ کربناته فقط کمی تبلور مجددیافته است. علاوه بر آن محلول کانه‌دار که توسط توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی بعدی ایجاد شده است، باعث آلتره‌شدن این توده‌ها نیز شده است. سرسیتی‌شدن و کمی اپیدوتی‌شدن از جمله آلتراسیون‌های متداول این واحدهاست.

### کانی‌سازی

کریم‌پور [1] کانی‌سازی آهن سنگان را از نوع اسکارن معرفی نمود. همچنین کریم‌پور و همکاران [18] و کریم‌پور [5] کمر بند خواف - کاشمر - بردسکن را اولین بار به‌عنوان پتانسیلی

## پتروگرافی توده‌های نفوذی

**بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری:** بافت آن پورفیری تا گلوپورفیری با زمینه دانه متوسط است. حدود 40 تا 45 درصد درشت‌بلور دارد که شامل 16 تا 18 درصد پلاژیوکلاز (نوع آندزین) تا اندازه 7 میلی‌متر، 14 تا 16 درصد فلدسپات پتاسیم (ارتوکلاز) تا اندازه حدود 8 میلی‌متر، 5 تا 7 درصد هورنبلند تا اندازه 4 میلی‌متر و 3 تا 4 درصد بیوتیت تا اندازه 3 میلی‌متر است. زمینه سنگ متشکل از فلدسپات‌ها، بیوتیت، هورنبلند، کوارتز، کانیه‌های اپک، فرعی و ثانویه است. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ می‌باشد. کانیه‌های تیره (کدر) که عمدتاً مگنتیت هستند به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در ابعاد بعضاً 0/6 میلی‌متر در حد 1 تا 2 درصد مشاهده می‌گردند. فلدسپات‌ها بعضاً تا 50 درصد به سرسیت تبدیل شده‌اند و سرسیتی‌شدن مهمترین آلتراسیون موجود در این واحد است که در برخی قسمت‌ها دیده می‌شود.

**سینوگرانیت:** بافت آن هیپیدومورف گرانولار و بعضاً میرمیکیتی است. 40 تا 45 درصد کوارتز تا اندازه 7 میلی‌متر، 35 تا 40 درصد فلدسپات پتاسیم تا اندازه 10 میلی‌متر و 10 تا 15 درصد پلاژیوکلاز (نوع الیگوکلاز - آندزین) تا اندازه 8 میلی‌متر دیده می‌شود. کانیه‌های تیره (کدر) (مگنتیت) تا 0/2 میلی‌متر در حد کمتر از 1 درصد در متن سنگ وجود دارد. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ می‌باشد. این واحد تحت تأثیر آلتراسیون سرسیتی و کمی اپیدوتی قرار گرفته است. فلدسپات‌ها بعضاً تا 30 درصد به سرسیت و کمتر اپیدوت تبدیل شده‌اند.

**بیوتیت کوارتز سینیت:** بافت آن هیپیدومورف گرانولار و بعضاً میرمیکیتی است. حدود 50 تا 55 درصد فلدسپات پتاسیم (ارتوکلاز) تا اندازه 7 میلی‌متر، 20 تا 25 درصد پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) تا اندازه 5 میلی‌متر، 10 تا 15 درصد کوارتز تا اندازه 5 میلی‌متر و 5 درصد بیوتیت تا اندازه 4 میلی‌متر دیده می‌شود. کمتر از 1 درصد مگنتیت تا اندازه 0/2 میلی‌متر دیده می‌شود. زیرکن مهمترین کانی فرعی سنگ است. کانیه‌های ثانویه شامل حدود 5 درصد سرسیت است که در مرکز فلدسپات‌ها دیده می‌شود.

## ژئوشیمی توده‌های نفوذی

نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های

نفوذی مونزونیتی، گرانیتی و سینیتی مناطق A، C جنوبی و دردوی در جدول (1) ارائه شده است.

**اکسیدهای اصلی:** مقدار  $\text{SiO}_2$  توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه از 61/68 تا 72/15 درصد متغیر است. ترسیم نمونه‌ها در نمودار نام‌گذاری [20] نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده گرانیت، مونزونیت و سینیت قرار می‌گیرند (جدول 1 و شکل 2). براساس نمودار نسبت مولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  به  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  [21]، توده‌های نفوذی عمدتاً ماهیت متاآلومینوس و بعضاً پرآلومینوس دارند. همچنین برطبق تقسیم‌بندی [22]، محدوده A/CNK کمتر از 1/1 متعلق به گرانیتوئیدهای نوع I و بیش از 1/1 مربوط به گرانیتوئیدهای نوع S است که براین اساس بخش اعظم نمونه‌ها از نوع I می‌باشد (شکل 3). مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  توده‌ها از 4/06 تا 9/63 درصد متغیر است که بیشترین مقادیر در واحدهای مونزونیتی و سینیتی منطقه C جنوبی و کمترین در نمونه‌های دردوی دیده می‌شود (جدول 1). همچنین نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  از 1/15 تا 8/6 در تغییر است (جدول 1). براساس نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}$  [23]، توده‌های نفوذی منطقه دردوی در محدوده شوشونیتی و مناطق A و C جنوبی در محدوده شوشونیتی تا التراپتاسیک قرار دارند (شکل 4). همچنین قرارگیری نمونه‌ها در [24] نشان‌دهنده ماهیت منیزیمی و نیز آلکالی کلسیک تا آلکالیک است (شکل 5).

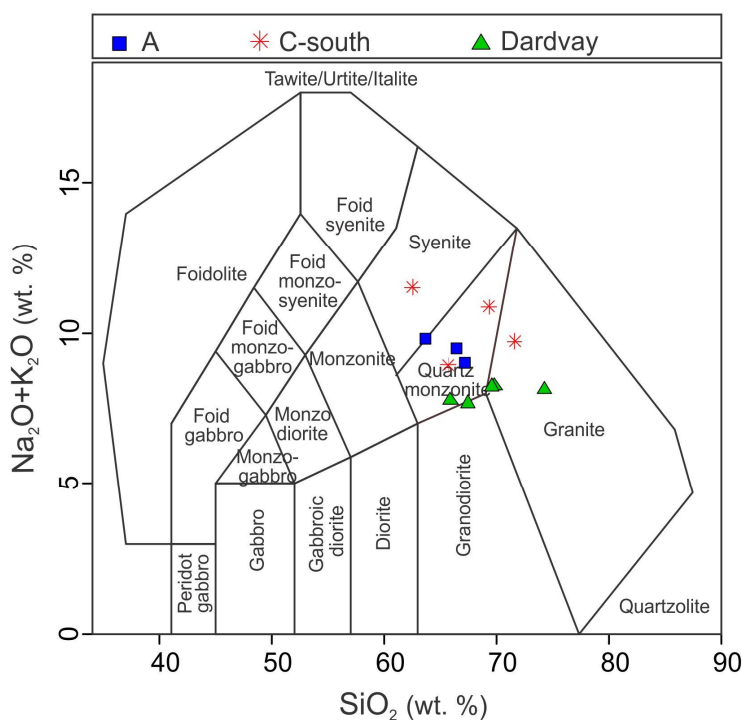
**عناصر فرعی و نادرخاکی:** بر پایه مقدار عناصر Nb، Rb و Y در نمودار [25]، موقعیت تکتونیکی تشکیل توده‌های نفوذی، کمرندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) است. برخی نمونه‌ها به‌علت داشتن Rb بالا که نتیجه مقدار پتاسیم بالا در نمونه‌هاست در مرز محیط همزمان با تصادم نیز قرار گرفته‌اند (شکل 6). همچنین در نمودار Th/Hf در مقابل Ta/Hf [26] نمونه‌ها در محیط حاشیه قاره فعال واقع می‌شوند (شکل 7).

عناصر REE نسبت به سایر عناصر به‌مقدار کمتری در معرض هوازدگی و آلتراسیون‌های هیدروترمالی قرار می‌گیرند، بنابراین الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأهای آذرین سنگها را اثبات کند [27 و 28]. نمودار عناصر نادر خاکی (REE) توده‌ها که نسبت به کندریت نرمالیزه شده، یک غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهد که البته عناصر HREE نیز یک روند نسبتاً مسطح را آشکار

نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه برای توده‌های نفوذی، در شکل 9 نشان داده شده است. غنی‌شدگی از عناصر LILE (K, Rb, Ba, Cs) و عناصر ناسازگاری که رفتار شبیه آنها دارند مثل Th، نسبت به عناصر HFSE (Ti, Nb, Ta, Zr, Y) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود و تفاوت‌های اندک مربوط به تغییر ترکیب کلی سنگ است (شکل 9). غنی‌شدگی در عناصر LILE نسبت به HFSE نشان‌دهنده ماگمای مرتبط با مناطق فرورانش است [27, 29, 30 و 31]. احتمال این که عناصر HFSE در فازهایی مانند روتیل و یا ایلمنیت وارد شوند بسیار زیاد است که این مطلب به وجود ورقه فرورانده شده اشاره می‌کند [32]. مقادیر پایین Ti, Nb, Ta می‌تواند نتیجه وجود اکسیدهای Fe-Ti یا کانیهای Nb-Ti دار در باقی‌مانده ماگمای مادر در محل مخزن باشد [33-35]. همچنین مقادیر Nb و Ta می‌تواند منعکس‌کننده تهی‌شدگی رخ داده قبلی در سنگهای مخزن گوشته باشد [36] و [37]. ناهنجاری منفی فسفر در نمونه‌ها می‌تواند در نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد [38].

کرده‌اند (شکل 8). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE شاخص ماگمای تشکیل شده در زون فرورانش است [27 و 29 تا 31]. تفاوت در الگوی برخی نمونه‌ها مربوط به تغییر ترکیب سنگ است. الگوی عناصر REE و پایین بودن نسبی نسبت  $(La/Yb)_N$  (6/29 تا 34/73) در همه نمونه‌ها نیز تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گارنت و یا کم‌بودن مقدار این کانی در ناحیه منشأ را اثبات می‌کند. همچنین عنصر Eu در همه نمونه‌ها ناهنجاری منفی نشان داده، به طوری که مقدار  $Eu/Eu^*$  در حد کمتر از 0/78 است (جدول 1 و شکل 8). کم‌بودن این عنصر می‌تواند به دلیل حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ و یا تبلور تفریقی این کانی باشد.

عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE)، عناصری ناسازگار و متحرکند در حالی که عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) و برخی از عناصر متحولی در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عناصری سازگار و تقریباً نامتحرکند. غلظت عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ به‌عنوان تابعی از فاز شاری است؛ در حالی که غلظت عناصر واسطه با شدت میدان بالا تابعی از شیمی سنگ خاستگاه و فرآیندهای ذوب-تبلور است [27].



شکل 2. موقعیت توده‌های نفوذی مورد مطالعه در نمودار نام‌گذاری [20]

جدول 1. نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه

نام منطقه	A			C جنوبی			
شماره نمونه	Saa180	Saak40	Saak38	Sacs109	Sacs173	Sacs116	Sacs62
شماره گمانه	Ak24	Ak20	Ak20	Csk16	Csk41	Csk15	Csk5
X	263734	263834	263834	266130	266327	266083	265432
Y	3818327	3818227	3818227	3818095	3817991	3818235	3818210
نوع سنگ	1	1	2	1	1	1	2
wt. %							
SiO <sub>2</sub>	66	65/09	62/69	68/51	64/31	61/68	72/15
TiO <sub>2</sub>	0/53	0/45	0/54	0/31	0/56	0/52	0/32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14/02	14/44	14/08	14/08	14	14/63	14/20
FeOt	4/75	4/93	8/07	2/49	4/86	4/51	2/41
MnO	0/04	0/05	0/06	0/02	0/05	0/05	n.d
MgO	1/8	1/59	2	1/27	1/34	1/69	1/26
CaO	2/16	2/04	1/15	1/35	3/87	4/05	0/55
Na <sub>2</sub> O	3/58	1/69	1/48	1/12	4/08	1/93	1/43
K <sub>2</sub> O	5/29	7/64	8/20	9/63	4/68	9/45	8/38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0/17	0/11	0/15	0/07	0/16	0/18	0/07
ppm							
Ba	1065	1432	1395	2096	1296	1438	1474
Co	2	3	6	1	3	6	10
Cs	3	5	7	2	1	1	1
Ga	18	17	19	15	18	16	17
Hf	7	7	8	8	7	7	7
Nb	25	26	25	26	21	22	31
Rb	207	330	393	282	140	242	224
Sr	240	187	197	67	101	80	62
Ta	2	2	2	2	2	1	2
Th	24	26	24	28	21	20	29
V	41	31	34	28	43	40	28
Zr	305	286	358	312	301	326	308
Y	29	25	26	20	26	31	10
La	71/6	73/6	73/6	25/1	60	41/5	18/6
Ce	127/2	131/0	134/3	47/3	115/3	81/2	32/5
Pr	13/25	13/07	13/54	4/73	11/63	8/51	3/35
Nd	44/2	43/2	44/7	17/6	40/6	32/3	12/9
Sm	7/57	7/06	7/23	2/99	6/73	5/91	2/13
Eu	1/55	1/39	1/20	0/49	0/73	0/83	0/48
Gd	6/71	5/21	5/73	2/79	5/70	5/23	2/09
Tb	0/89	0/74	0/79	0/38	0/80	0/88	0/18
Dy	4/91	4/66	3/74	2/55	4/83	5/43	1/40
Ho	1/02	0/83	0/93	0/58	0/94	1/11	0/23
Er	2/84	2/80	2/86	2/07	2/83	3/12	1/03
Tm	0/42	0/38	0/43	0/31	0/41	0/42	0/16
Yb	3/08	2/74	2/44	2/69	3/42	2/97	1/26
Lu	0/38	0/42	0/45	0/34	0/41	0/40	0/19
Ratios							
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1/48	4/52	5/54	8/6	1/15	4/9	5/86
(La/Yb) <sub>N</sub>	15/67	18/11	20/34	6/29	11/83	9/42	9/95
Eu/Eu*	0/66	0/7	0/57	0/52	0/36	0/46	0/70

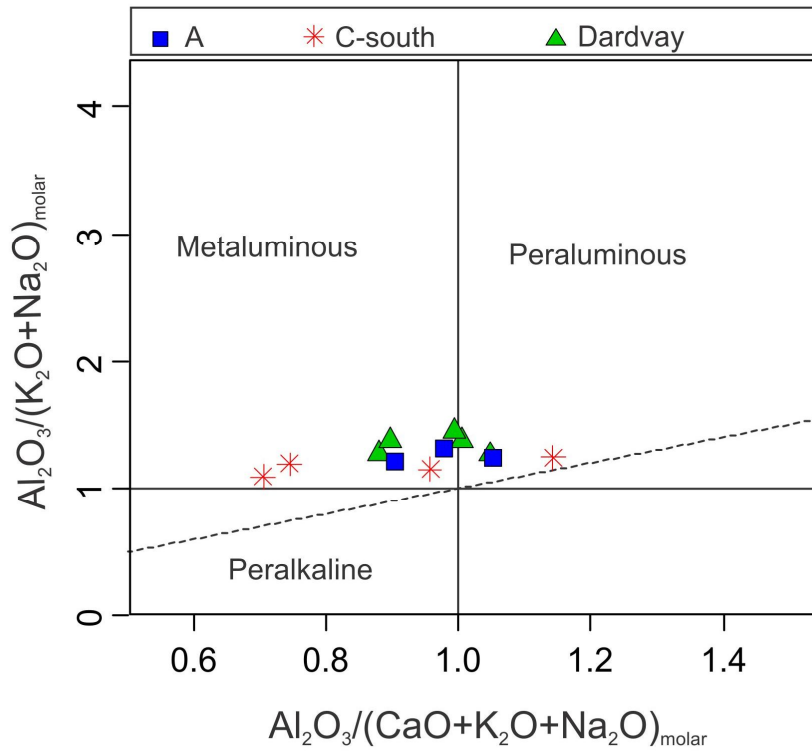
1- بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری، 2- بیوتیت کوارتز سینیت و 3- سینوگرانیت

ادامه جدول 1: نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه

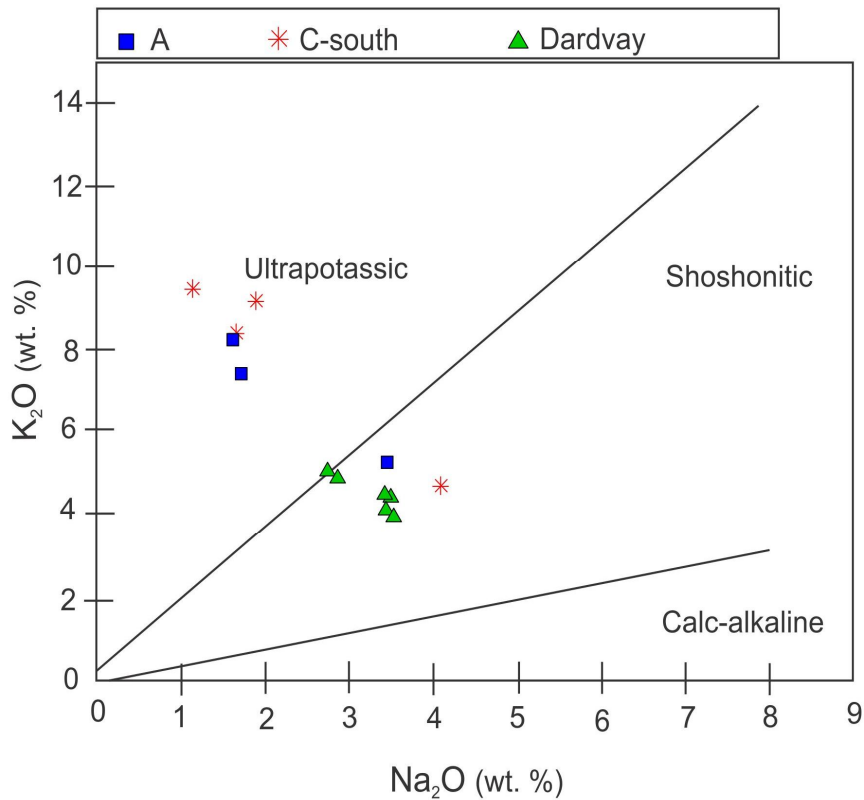
نام منطقه	دردوی					
	Sad93	Sad20	Sad23	Sad92	Sad24	Sad22
شماره نمونه	D157	-	-	D157	-	-
شماره گمانه						
X	267584	267833	266989	267584	266989	267844
Y	3819426	3818663	3819157	3819426	3819158	3818711
نوع سنگ	3	3	1	3	1	3
wt. %						
SiO <sub>2</sub>	71/06	68/72	66/09	72/92	64/62	68/16
TiO <sub>2</sub>	0/19	0/34	0/56	0/16	0/58	0/41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13/03	14/81	14/59	12/89	14/13	13/57
FeO <sub>t</sub>	3/32	2/35	4/57	1/85	5/65	3/31
MnO	0/01	0/01	0/03	0/01	0/03	0/03
MgO	1/44	1/77	1/93	1/19	2/19	1/63
CaO	1/94	2/18	2/54	1/15	3/03	2/62
Na <sub>2</sub> O	2/90	3/52	3/43	2/77	3/57	3/48
K <sub>2</sub> O	4/75	4/60	4/10	5/22	4/06	4/59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0/05	0/12	0/17	0/03	0/22	0/14
ppm						
Ba	357	824	755	288	802	845
Co	1	2	6	1	10	3
Cs	6	2	2	3	4	2
Ga	16	18	18	15	18	17
Hf	4	6	7	5	7	7
Nb	21	23	21	16	21	23
Rb	237	145	139	199	137	161
Sr	105	389	313	99	384	350
Ta	2	2	1	1	2	2
Th	41	40	21	44	19	39
V	11	31	51	11	61	37
Zr	123	206	261	106	275	224
Y	8	19	24	8	25	22
La	58/4	56/3	53/7	54/6	39/9	68/2
Ce	74/2	106/5	102/3	64/5	86	125/6
Pr	5/62	11/01	11/15	4/86	10/03	12/33
Nd	16	34/7	36	13/7	36/8	37/7
Sm	2/19	5/26	6/32	1/57	6/39	5/88
Eu	0/34	1/08	1/35	0/27	1/48	1/18
Gd	1/66	4/08	5/45	1/21	5/29	4/88
Tb	0/22	0/6	0/78	0/17	0/77	0/68
Dy	1/4	3/59	4/4	0/77	4/42	3/76
Ho	0/29	0/56	0/91	0/23	0/84	0/84
Er	0/81	2/01	2/66	0/76	2/66	2/37
Tm	0/13	0/33	0/41	0/15	0/38	0/37
Yb	1/3	2/2	2/3	1/06	2/32	2/21
Lu	0/24	0/33	0/4	0/22	0/36	0/38
Ratios						
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1/64	1/3	1/2	1/9	1/14	1/32
(La/Yb) <sub>N</sub>	30/29	17/25	15/74	34/73	11/59	20/81
Eu/Eu*	0/55	0/71	0/7	0/6	0/78	0/67

1- بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری، 2- بیوتیت کوارتز سینیت و 3- سینوگرانیت

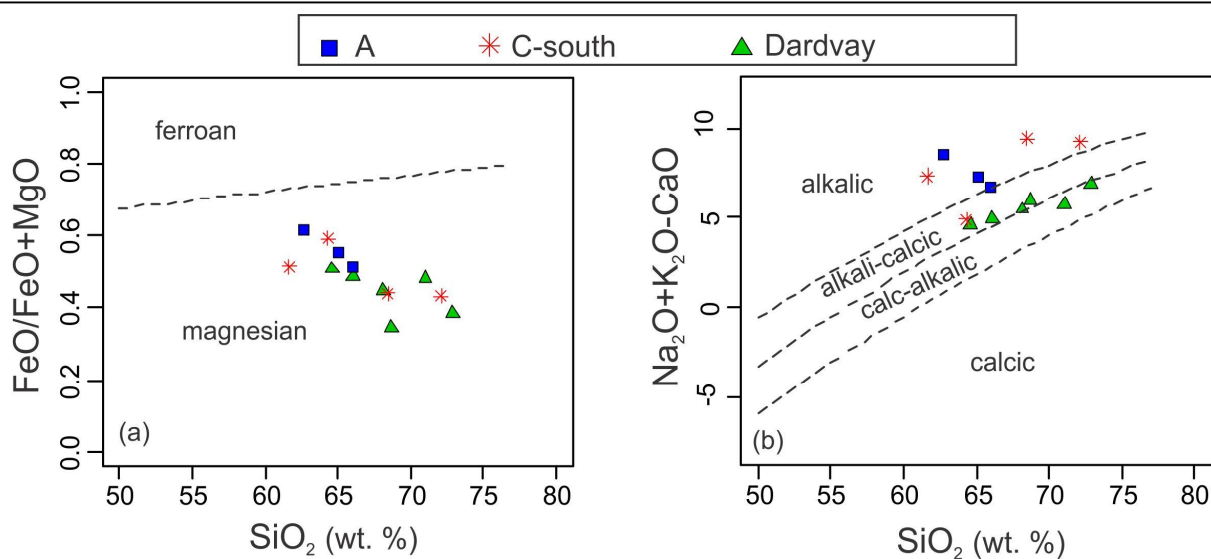




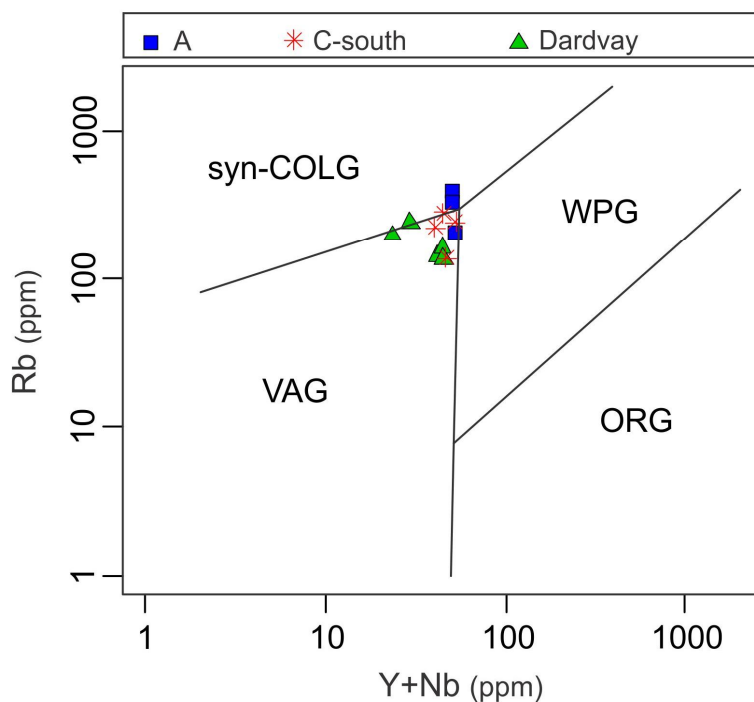
شکل 3. موقعیت توده‌های نفوذی مورد مطالعه در نمودار A/NK – A/CNK اکتباس از [21].



شکل 4. موقعیت توده‌های نفوذی مورد مطالعه در نمودار اکسید پتاسیم در مقابل اکسید سدیم [23]



شکل 5. موقعیت توده‌های نفوذی مورد مطالعه در نمودارهای [24]



شکل 6. موقعیت توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه در نمودار [25]. VAG=گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، WPG=گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای، ORG=گرانیتوئیدهای پشته میان‌اقیانوسی، syn-COLG=گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها.

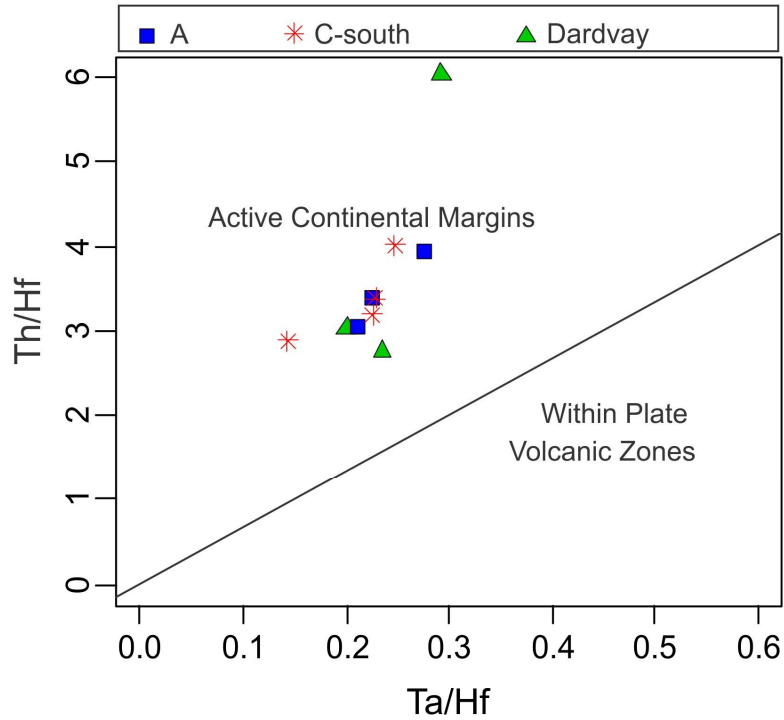
از آن است [40]. شکل 10 مقدار Rb/Sr توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه را در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی آنها نشان می‌دهد. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های نفوذی بین  $310 \times 10^{-5}$  SI تا  $900 \times 10^{-5}$  SI متغیر بوده و متعلق به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و اکسیدان هستند (شکل 10). مقدار Rb/Sr نیز از حدود 0/3 تا 4/5 متغیر است. مقدار بالای

#### پذیرفتاری مغناطیسی

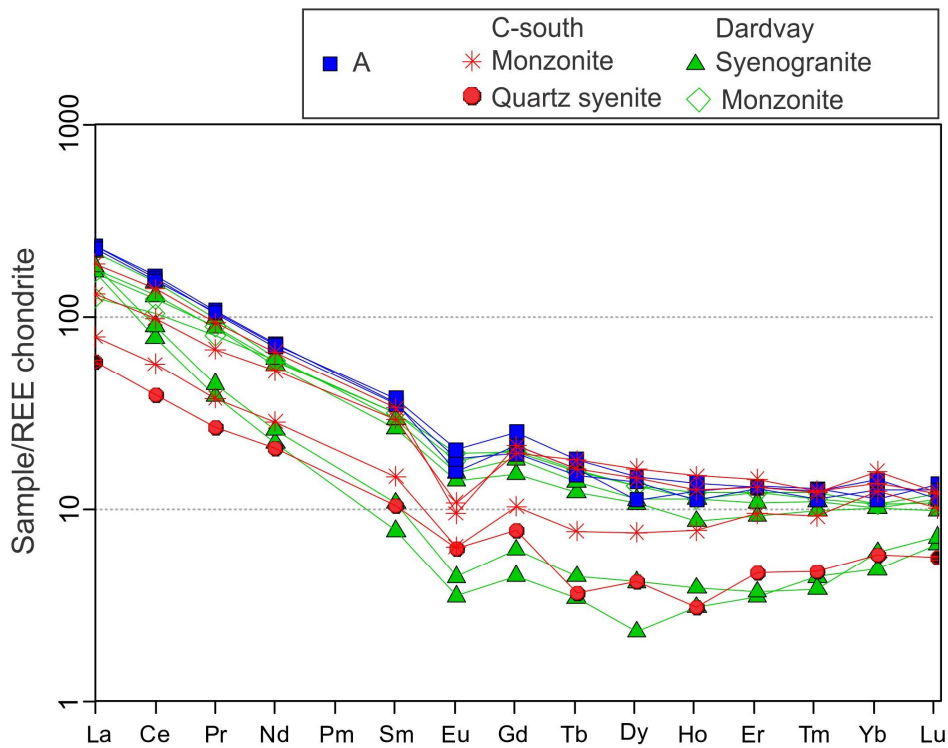
ایشی‌ها را [40] گرانیتوئیدها را به دو سری مگنتیت و ایلمینیت تقسیم کرده که سری مگنتیت عمدتاً با گرانیتوئیدهای نوع I و سری ایلمینیت با گرانیتوئیدهای تیپ S هم‌پوشانی دارد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیشتر از  $300 \times 10^{-5}$  SI و سری ایلمینیت کمتر

در توده‌های نفوذی منطقه C جنوبی از بقیه بیشتر است (شکل 10).

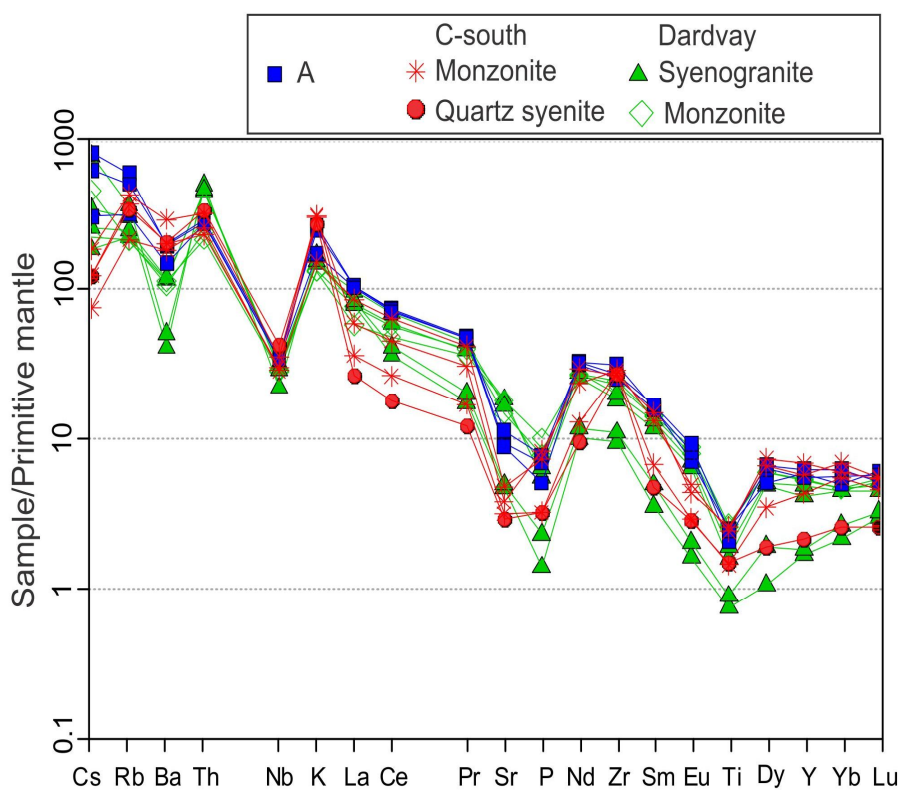
این نسبت و در نتیجه مقدار بالای Rb ناشی از بالا بودن مقدار عنصر پتاسیم در توده‌هاست که در اثر آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای حاصل شده است. مقادیر بالای نسبت Rb/Sr



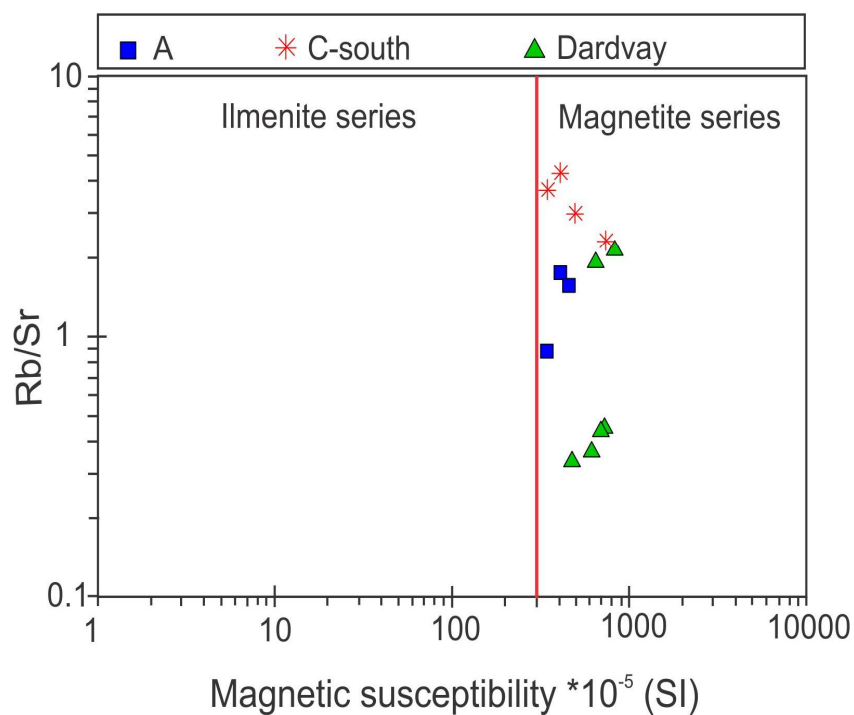
شکل 7. موقعیت توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه در نمودار [26].



شکل 8. نرمالیزه کردن عناصر نادرخاکی نسبت به کندریت در توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه (مقادیر کندریت از [28])



شکل 9. نمودار نرمالیزه‌شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه (مقادیر گوشته اولیه از [39]).



شکل 10. نمودار مقدار Rb/Sr در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی برای تفکیک گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت در توده‌های نفوذی مناطق A، C جنوبی و دردوی

## سن‌سنجی U-Pb زیرکن

بعد از مطالعات دقیق پتروگرافی، دو نمونه مناسب از لحاظ داشتن کانی زیرکن از توده‌های نفوذی مونزونیتی و گرانیتی که فراوانتر از توده سینیتی در مناطق مورد مطالعه هستند، از آنومالیهای A و دردوی برای سن‌سنجی انتخاب شد. نتایج آنالیز سن‌سنجی U-Th-Pb در کانی زیرکن در جدولهای (2) و (3) آمده است. همچنین نمودار میانگین سن تعیین شده آنها در شکل‌های 11 و 12 نشان داده شده است. بر پایه حدود 25 نقطه آنالیز روی دانه‌های زیرکن، سن توده مونزونیتی منطقه A برابر با  $41.9 \pm 0.6$  میلیون سال و نمونه گرانیتی منطقه دردوی برابر با  $42 \pm 0.6$  میلیون سال به دست آمد (شکل‌های

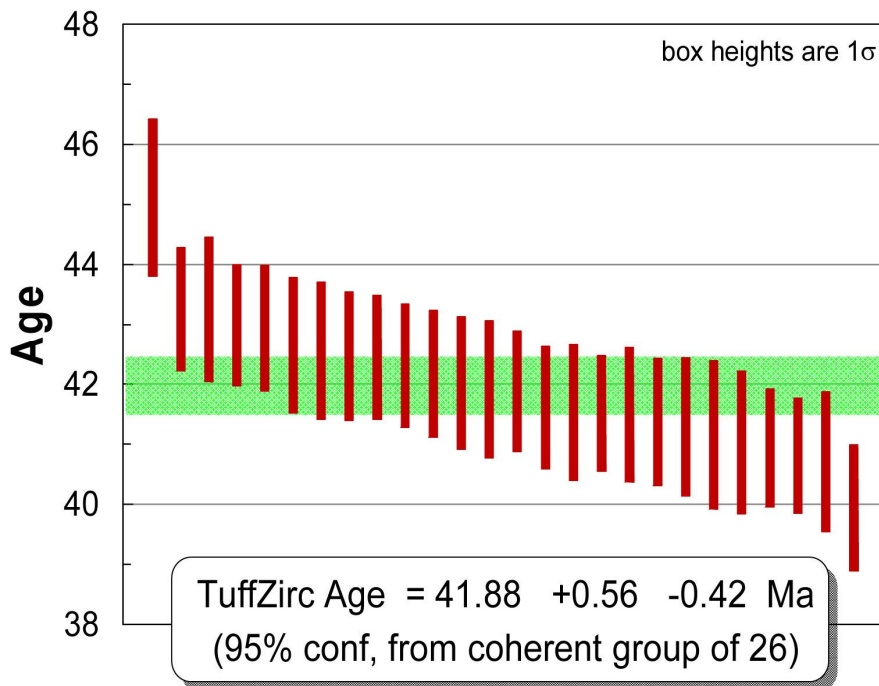
11 و 12). از طرفی نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله مناسب برای تعیین پتروژنز است، زیرا به‌طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از 5 تا 10 و در زیرکن‌های آذرین کمتر از 5 می‌باشد [41 تا 43]. این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده کمتر از 2/5 بوده که نشان‌دهنده ماهیت ماگماتیکی زیرکن‌هاست. این ویژگی همراه با خصوصیت حرارت خاتمه بالای زیرکن [44] به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم. این توده‌های مونزونیتی در ائوسن میانی (لوتین) در منطقه نفوذ کرده‌اند.

جدول 2. نتایج آنالیز سن‌سنجی نمونه مونزونیتی Saak40 از منطقه A

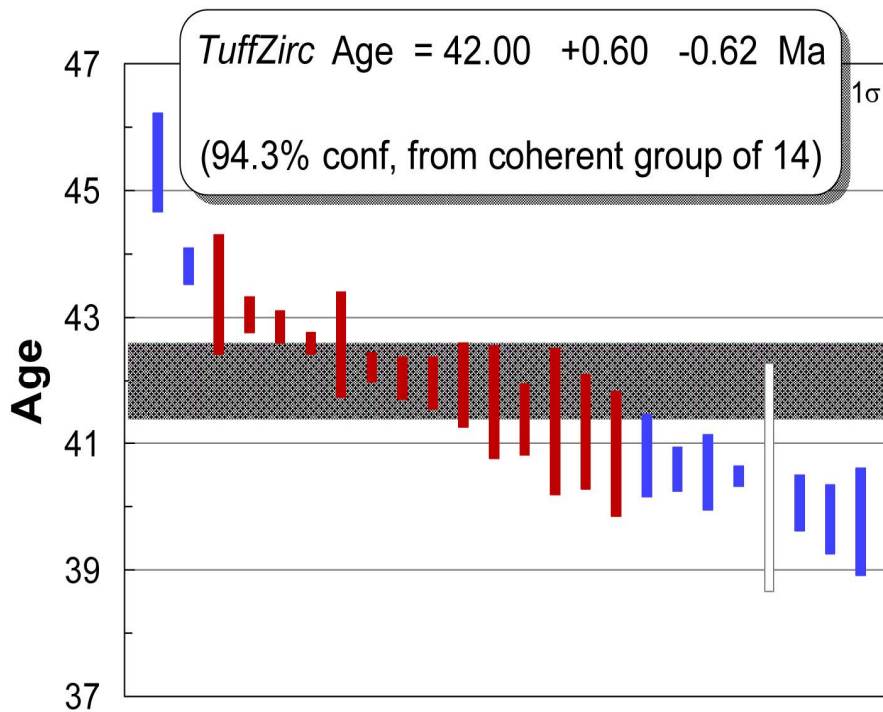
Sample No.	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	$\pm$ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm$ (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm$ (%)	Best Age (Ma)	$\pm$ (Ma)
17	166	4147	1/1	22/1132	1/4	0/0387	3/0	0/0062	2/6	39/9	1/1
16	158	4989	0/8	21/4610	1/4	0/0407	3/2	0/0063	2/9	40/7	1/2
4	121	4779	0/8	21/1660	1/7	0/0413	2/9	0/0063	2/4	40/8	1/0
3	83	1716	0/6	22/0634	1/8	0/0398	3/0	0/0064	2/4	40/9	1/0
8	122	4284	0/9	21/1990	1/5	0/0415	3/3	0/0064	2/9	41/0	1/2
20	38	1076	0/8	24/3684	4/7	0/0362	5/6	0/0064	3/0	41/1	1/2
13	156	4588	0/8	21/3943	1/8	0/0414	3/3	0/0064	2/8	41/3	1/1
5	147	4469	0/6	21/6259	1/7	0/0410	3/1	0/0064	2/6	41/3	1/1
14	170	37676	0/7	21/9909	1/0	0/0424	2/9	0/0065	2/7	41/5	1/1
19	498	10404	1/1	21/6228	0/7	0/0412	2/4	0/0065	2/3	41/5	1/0
7	53	2959	0/8	19/6379	2/4	0/0454	3/6	0/0065	2/7	41/5	1/1
10	120	9487	1/1	20/4289	1/3	0/0437	2/8	0/0065	2/5	41/6	1/0
15	720	47435	0/6	21/1903	0/5	0/0424	2/5	0/0065	2/4	41/9	1/0
2	83	2336	0/8	21/6808	2/1	0/0415	3/5	0/0065	2/8	41/9	1/1
21	316	13058	0/6	21/5879	0/8	0/0418	2/8	0/0065	2/7	42/0	1/1
12	140	15287	0/7	20/5327	1/1	0/0441	2/8	0/0066	2/5	42/2	1/1
11	168	6925	0/6	21/3952	1/1	0/0424	2/7	0/0066	2/5	42/3	1/0
1	91	2715	0/6	21/9144	2/2	0/0416	3/3	0/0066	2/5	42/4	1/0
18	144	5465	1/1	21/6349	1/4	0/0421	2/9	0/0066	2/6	42/5	1/1
9	742	21537	0/8	21/5988	0/5	0/0423	2/8	0/0066	2/7	42/5	1/2
23	103	3135	0/9	21/5269	1/6	0/0425	3/1	0/0066	2/7	42/6	1/1
24	237	16500	0/5	19/2754	1/6	0/0478	2/9	0/0067	2/5	42/9	1/1
22	888	46453	0/7	21/4520	0/5	0/0430	2/4	0/0067	2/4	43/0	1/0
6	143	6521	0/5	20/2822	1/6	0/0457	3/2	0/0067	2/8	43/2	1/2
25	231	14141	0/4	21/2196	0/9	0/0437	2/6	0/0067	2/4	43/2	1/0
26	30	1492	0/7	21/2422	4/8	0/0456	5/6	0/0070	2/9	45/1	1/3

جدول ۳. نتایج آنالیز سن‌سنجی نمونه گرانیتی Sad20 از منطقه دردوی

Sample No.	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	$\pm(\%)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm(\%)$	Best Age (Ma)	$\pm(\text{Ma})$
SAD20-9	۸۱۱	۲۵۲۴۳	۱/۱	۲۱/۰۸۱۰	۱/۲	۰/۰۴۰۵	۲/۵	۰/۰۰۶۲	۲/۱	۳۹/۷	۰/۸
SAD20-11	۸۷۹	۲۵۹۶۸	۱/۹	۲۱/۱۳۸۱	۰/۷	۰/۰۴۰۴	۱/۶	۰/۰۰۶۲	۱/۴	۳۹/۸	۰/۵
SAD20-15	۳۹۶	۱۰۹۲۸	۰/۶	۲۱/۱۱۹۲	۱/۵	۰/۰۴۰۷	۱/۹	۰/۰۰۶۲	۱/۱	۴۰/۰	۰/۴
SAD20-8	۵۸۳	۸۲۰۹	۰/۹	۱۹/۷۳۴۱	۷/۳	۰/۰۴۴۰	۸/۶	۰/۰۰۶۳	۴/۵	۴۰/۵	۱/۸
SAD20-16_2	۴۱۲	۱۴۳۹۵	۰/۹	۲۱/۰۹۹۸	۱/۲	۰/۰۴۱۲	۱/۲	۰/۰۰۶۳	۰/۴	۴۰/۵	۰/۲
SAD20-16_1	۶۵۱	۳۰۷۴۸	۰/۹	۲۱/۲۶۲۹	۱/۴	۰/۰۴۰۹	۲/۱	۰/۰۰۶۳	۱/۵	۴۰/۵	۰/۶
SAD20-1	۵۶۸	۸۷۰۹	۱/۴	۲۰/۴۹۰۱	۳/۱	۰/۰۴۲۵	۳/۲	۰/۰۰۶۳	۰/۹	۴۰/۶	۰/۳
SAD20-8_1	۵۵۰	۱۱۶۸۲	۱/۰	۲۱/۱۹۶۲	۱/۲	۰/۰۴۱۳	۲/۰	۰/۰۰۶۳	۱/۶	۴۰/۸	۰/۷
SAD20-7	۲۶۱	۸۲۲۴	۱/۰	۲۱/۴۰۰۳	۱/۴	۰/۰۴۰۹	۲/۸	۰/۰۰۶۴	۲/۴	۴۰/۸	۱/۰
SAD20-13	۶۲۱	۱۰۸۸۱	۲/۰	۲۱/۱۸۴۴	۱/۰	۰/۰۴۱۷	۲/۴	۰/۰۰۶۴	۲/۲	۴۱/۲	۰/۹
SAD20-6_1	۱۲۳۰	۳۱۰۶۲	۱/۰	۲۱/۰۸۳۱	۰/۸	۰/۰۴۲۱	۲/۹	۰/۰۰۶۴	۲/۸	۴۱/۴	۱/۲
SAD20-15_1	۳۲۸	۱۴۹۴۷	۰/۵	۲۰/۹۷۰۸	۲/۹	۰/۰۴۲۳	۳/۲	۰/۰۰۶۴	۱/۴	۴۱/۴	۰/۶
SAD20-17	۱۲۳۲	۲۸۵۶۹	۱/۰	۲۱/۲۲۱۸	۱/۱	۰/۰۴۲۱	۲/۴	۰/۰۰۶۵	۲/۲	۴۱/۷	۰/۹
SAD20-5	۴۳۲	۱۹۸۹۹	۲/۳	۲۰/۸۸۲۳	۱/۴	۰/۰۴۳۱	۲/۱	۰/۰۰۶۵	۱/۶	۴۱/۹	۰/۷
SAD20-2	۱۷۹۵	۱۷۴۸	۰/۸	۱۱/۶۴۸۸	۱۵/۱	۰/۰۷۷۲	۱۵/۳	۰/۰۰۶۵	۲/۳	۴۱/۹	۱/۰
SAD20-12	۳۲۴	۳۵۷۶۴	۱/۱	۲۰/۵۸۶۵	۱/۸	۰/۰۴۳۷	۲/۰	۰/۰۰۶۵	۱/۰	۴۲/۰	۰/۴
SAD20-17_1	۴۱۸	۹۳۰۰	۱/۱	۲۱/۵۷۴۲	۱/۴	۰/۰۴۱۸	۱/۷	۰/۰۰۶۵	۰/۸	۴۲/۰	۰/۳
SAD20-6	۴۶۷	۹۵۵۹	۱/۰	۲۱/۳۵۲۷	۱/۲	۰/۰۴۲۴	۱/۳	۰/۰۰۶۶	۰/۶	۴۲/۲	۰/۲
SAD20-10	۶۱۹	۱۴۷۶۶	۱/۰	۲۱/۱۶۹۲	۱/۷	۰/۰۴۳۲	۲/۶	۰/۰۰۶۶	۲/۰	۴۲/۶	۰/۸
SAD20-9_1	۸۱۶	۳۸۸۳۵	۰/۸	۲۱/۲۱۱۲	۰/۹	۰/۰۴۳۱	۱/۰	۰/۰۰۶۶	۰/۴	۴۲/۶	۰/۲
SAD20-16	۶۸۹	۱۸۹۹۰	۰/۹	۲۱/۳۸۶۴	۱/۸	۰/۰۴۳۰	۱/۹	۰/۰۰۶۷	۰/۶	۴۲/۸	۰/۳
SAD20-7_1	۱۹۲	۵۳۳۵	۱/۱	۲۰/۷۵۵۴	۱/۹	۰/۰۴۴۵	۲/۰	۰/۰۰۶۷	۰/۶	۴۳/۰	۰/۳
SAD20-16_3	۲۵۱	۸۶۵۸	۱/۷	۲۱/۰۰۶۷	۳/۰	۰/۰۴۴۳	۳/۷	۰/۰۰۶۷	۲/۲	۴۳/۴	۰/۹
SAD20-4	۱۱۳۹	۵۴۰۰۳	۰/۹	۲۰/۶۸۳۷	۱/۲	۰/۰۴۵۵	۱/۳	۰/۰۰۶۸	۰/۶	۴۳/۸	۰/۳
SAD20-14	۱۰۱۳	۴۳۷۹۷	۱/۱	۲۱/۲۳۰۱	۰/۹	۰/۰۴۶۰	۱/۹	۰/۰۰۷۱	۱/۷	۴۵/۵	۰/۸



شکل 11. میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه Saak40 از منطقه A



شکل 12. میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه Sad20 از منطقه دردوی

## بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس روابط قطع‌شدگی صحرایی و عدم حضور گارنت اسکارن و مگنتیت در مجاورت توده‌های نفوذی مورد مطالعه و آلتزه شدن آنها توسط محلول کانه‌دار بعدی، این واحدهای سنگی قبل از تشکیل کانی‌سازی در منطقه نفوذ نموده‌اند. سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb نیز با نشان دادن سن 42 میلیون سال قبل (اوسن میانی) این امر را تأیید می‌کند، زیرا که سن توده‌های مرتبط با کانی‌سازی در معدن سنگان 39 میلیون سال به دست آمده است [16]، هرچند که اختلاف سنی اندکی (حدود 3 میلیون سال) بین این توده‌های نفوذی وجود دارد.

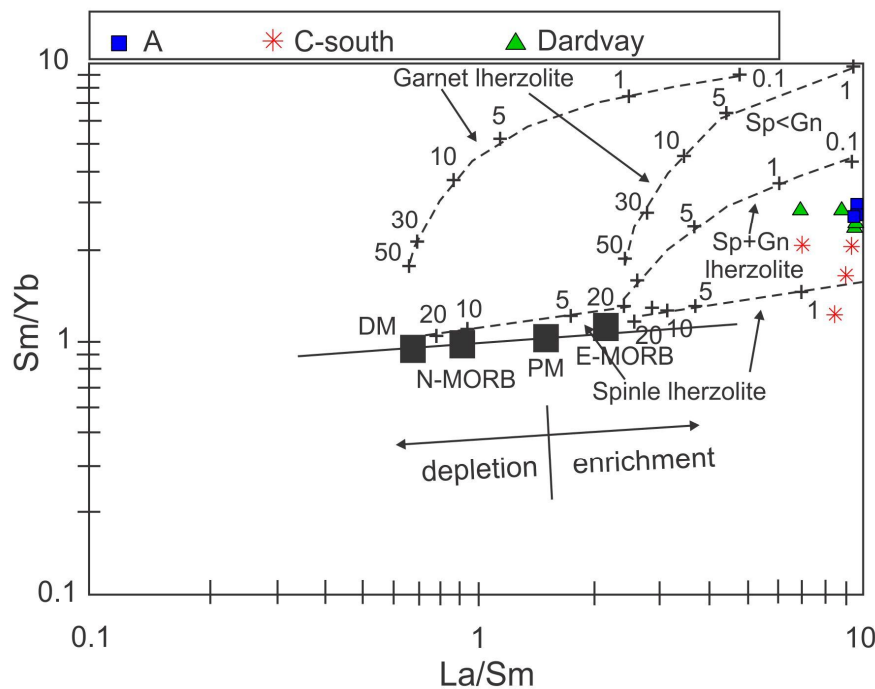
غنی‌شدگی نسبی عناصر LREE نسبت به HREE در الگوی نرمالیزه شده به کندریت و غنی‌شدگی عناصر LILE نسبت به HFSE در الگوی نرمالیزه شده به گوشته اولیه در توده‌های نفوذی نشان‌دهنده تشکیل ماگما در زون فرورانش است. این مسأله در نمودارهای [25] و [26] تأیید می‌شود (شکل‌های 6 و 7). همچنین بررسی ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای این توده‌ها ماهیت عمدتاً متاآلومینوس، منیزیمی، آلكالی کلسیک تا آلكالیک و شوشونیتی تا التراپتاسیک داشته و متعلق به گرانیتوئیدهای نوع I (اکسیدان) هستند. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی نیز آنها را در زمره سری مگنتیت قرار می‌دهد.

برای بررسی نوع کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ و درجه ذوب‌بخشی می‌توان از عناصر نادرخاکی استفاده کرد. در این مورد فراوانی عنصر به‌شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm می‌تواند ترکیب کلی ناحیه منشأ را توضیح دهد. زیرا تمرکز این دو عنصر به‌طور متفاوتی توسط منشأ (پریدوتیت‌های سکانس گوشته‌ای) اسپینل‌دار و یا گارنت‌دار کنترل نمی‌شود [45]. از طرف دیگر، نسبت Sm/Yb به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ وابسته است، زیرا که Yb به‌شدت در گارنت نسبت به کلینوپیروکسن و یا اسپینل سازگار است. برای پی‌بردن به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ و درجه ذوب‌بخشی توده‌های نفوذی مورد مطالعه از نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm استفاده شده است (شکل 13). ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت ماگمایی با نسبت‌های Sm/Yb مشابه با مقدار این نسبت در ناحیه منشأ تولید نموده، در حالی که میزان نسبت La/Sm و مقدار Sm با افزایش درجه ذوب‌بخشی

کاهش نشان می‌دهند [45]. بنابراین مذابهایی که از ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت حاصل می‌شوند، دارای روند ذوب‌بخشی مشابه روند گوشته‌ای یا Mantle array (خطی که از DM و PM عبور می‌نماید - شکل 13) هستند. از طرف دیگر مذابهایی که از ذوب کم تا متوسط گارنت لرزولیت‌ها ایجاد می‌شوند، دارای نسبت Sm/Yb بسیار بالاتر از این نسبت در منشأ گوشته‌ای خود هستند. نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً در بین خطوط مربوط به اسپینل لرزولیت و اسپینل - گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند (شکل 13). این مسأله نشان می‌دهد که منشأ آنها یک گارنت - اسپینل لرزولیت بوده که مقدار اسپینل بیش از گارنت بوده است. همچنین درجه ذوب بخشی کمتر از 1 است (شکل 13). وجود اندک گارنت به‌عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ این توده‌ها با نسبت پایین  $(La/Yb)_N$  (6/29 تا 34/73) توجیه‌پذیر است.

ماهیت غنی از پتاسیم توده‌های نفوذی نیز از دیگر مسائل قابل توجه است. پتاسیم بالا در ماگماهای کالک آلكان تشکیل شده در زون فرورانش نیز می‌تواند به دلایل زیر اتفاق بیفتد [46-53]: 1- ذوب‌بخشی گوشته غنی‌شده، 2- آزاد شدن سیالات آبدار حاصل از رسوبات فرورانده به داخل گوشته. واکنش بین سیال (یا مذاب) با پریدوتیت گوشته یک فلوگوپیت پیروکسنیت تولید می‌کند که فقیر از اولیوین است. ذوب این گوشته هیبرید شده می‌تواند یک مذاب غنی از پتاسیم را تولید کند، 3- مخلوط‌شدگی ماگما و آلودگی پوسته‌ای، 4- هضم‌شدگی پوسته تحتانی در زون MASH و یا زون‌های داغ (Hot zone). اطلاعات عناصر فرعی و نادرخاکی بدون داشتن ایزوتوپ‌های رادیوژنیک، نمی‌تواند نقش ناحیه منشأ و یا آلودگی پوسته‌ای را در بالا بودن مقدار پتاسیم ماگما از یکدیگر تفکیک کند. اما شکی نیست که مقداری از این غنی‌شدگی در ماگمای توده‌های مورد مطالعه مربوط به آلودگی پوسته است. بالا آمدن ماگما از میان پوسته قاره‌ای ضخیم به آلودگی پوسته‌ای در اثر هضم‌شدگی و فرآیند تبلوربخشی و افزایش مقدار نسبت Rb/Sr و LILE/HFSE و مقدار  $K_2O$  و Th می‌انجامد [54]. بالا بودن مقدار Nb (16 تا 26 گرم در تن) در توده‌های مورد مطالعه نقش اختلاط پوسته قاره‌ای را در ماگما روشنتر می‌کند.





شکل 13. تغییرات عناصر نادرخاکی در ماگمای توده‌های نفوذی مورد مطالعه بر اساس نمودار  $Sm/Yb$  در مقابل  $La/Sm$ . روند گوشته‌ای (Mantle array) در این شکل (خط ضخیم) توسط ترکیب گوشته تهی شده نوع مورب (DM) [55] و گوشته اولیه (PM) [39] مشخص می‌شود. منحنیهای ذوب‌بخشی برای منشأ گوشته‌ای اسپینل لرزولیت ( $Ol_{53}+Opx_{27}+Cpx_{17}+Sp_{11}$ ) و گارنت لرزولیت ( $Ol_{60}+Opx_{20}+Cpx_{10}+gt_{10}$ ) با ترکیبات گوشته تهی شده نوع مورب و گوشته اولیه از [45]. خطوط و اعداد روی منحنیهای ذوب نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی برای یک منشأ گوشته‌ای است. ترکیب N-MORB و E-MORB از [39].

### تشکر و قدردانی

از شرکت سنگ آهن شرق ایران و کارکنان محترم معدن سنگان برای در اختیار قراردادن امکانات اسکان، غذا و حمل و نقل صمیمانه متشکریم. از شرکت طیف کانساران بینالود مشهد برای خریدار و نمایش نمونه‌ها و ارسال نمونه‌ها به کانادا جهت آنالیز عناصر سپاسگزاریم. از جورج گرلز و ویکتور ولنسیا از گروه علوم‌زمین دانشگاه آریزونا به‌خاطر انجام آنالیز سن‌سنجی تشکر می‌کنیم.

### مراجع

- [1] کریم‌پور م. ح.، "بررسی منشأ و چگونگی تشکیل کانسار آهن سنگان خراسان"، مجموعه مقالات سمینار سنگ آهن، دانشکده فنی دانشگاه تهران (1369) ص 269-282.
- [2] کریم‌پور م. ح.، "ژئوشیمی و کانی‌شناسی کانسار سنگ آهن سنگان خراسان"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره 2 (1373) ص 145-156.

[3] کریم‌پور م. ح.، "دما، نحوه تشکیل و پارائزنگ مگنتیت در بخشهای مختلف کانسار آهن سنگان خراسان"، خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم‌زمین (1377) ص 161-167.

[4] کریم‌پور م. ح.، "پتانسیل کانی‌سازی مس نوع پورفیری و طلا در محدوده تربت حیدریه تا کاشمر"، مجموعه مقالات همایش توانمندیهای معدنی شرق کشور (1378) ص 15-26.

[5] کریم‌پور م. ح.، "کانی‌شناسی، آلتراسیون، سنگ منشأ و محیط تکتونیکی کانسارهای  $Cu-Au$  Iron-Oxides و مثالهایی از ایران"، یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد (1382) ص 184-189.

[6] بومری م.، "مطالعه ژئوشیمی  $F$  و  $Cl$  در بیوتیت‌های گرانیت سرنوسر در شمال شرقی ایران و استفاده از آن در تعیین منشأ کانسار آهن سنگان خراسان"، خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم‌زمین (1377) ص 181-183.

- mine, NE Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 64 (2013) 256-271.
- [17] Boomery M., "Petrography and geochemistry of the Sangan iron skarn deposit and related igneous rocks, northeastern Iran", P.h.D thesis, Akita University, Japan (1998) 226p.
- [18] کریم‌پور م. ح.، سعادت س.، ملکزاده شفارودی الف.، "شناسایی و معرفی کانی‌سازی نوع Fe-Oxides Cu- Au و مگنتیت مرتبط با کمر بند ولکانیکی - پلوتونیک خواف - کاشمر - بردسکن"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین (1381).
- [19] شرکت تهیه و تولید مواد اولیه فولاد خراسان، "گزارش روابط عمومی" (1387) 10 ص.
- [20] Middlemost Eric A. K., "Magmas and magmatic rocks" Longman Pub. Company (1985) 221-226.
- [21] Maniar P. D. Piccoli, P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of America Bulletin* 101 (1989) 635-643.
- [22] Chappell B., White, A., "Two contrasting granite types. 25 years later", *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (2001) 489-499.
- [23] Chung S. L., Lo C. H., Lee T. Y., Zhang Y., Xie Y., Li X., Wang K. L., Wang, P. L., "Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago", *Nature* 394 (1998) 769-773.
- [24] Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G., Collins W. J., Ellis D. J., Frost C. D., "A geochemical classification of granitic rocks", *Journal of Petrology* 42 (2001) 2033-2048.
- [25] Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
- [26] Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of high field strength element to discriminate tectonic setting in VMS environment", *Economic Geology* 97 (2002) 629-642.
- [27] Rollinson H., "Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation", Harlow, UK, Longman (1993) 352 p.
- [28] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies", in *Rare Earth Element Geochemistry* (P. Henderson, ed.), (Developments in Geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam (1985) 115-1522.
- [29] Gill J. B., "Orogenic Andesites and Plate Tectonics", Springer, New York (1981).
- [7] بومری م.، "ترکیب شیمیایی اسفن از سنگهای گرانیتی سرنوسر خواف، شمال شرقی ایران"، خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم زمین (1382) ص 142-145.
- [8] Boomeri M., Mizuta T., Ishiyama D., Nakashima K., "Fluorine and chlorine in biotite from the Sarnowsar granitic rocks, northeastern Iran", *Iranian Journal of Science and Technology* 30 (A1) (2006) 111-125.
- [9] بومری م.، لشکری‌پور غ.، گرگیچ م.، "شرایط تشکیل کانسار آهن سنگان بر مبنای مجموعه کانیها در شمال شرق ایران"، دهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه سیستان و بلوچستان (1381) ص 57-63.
- [10] مظاهری س. الف.، "مطالعه شیمی کانیها در اسکارنهای آهن دار سنگان خراسان"، خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم زمین (1377) ص 189-196.
- [11] مظاهری س. الف.، "شرایط فشار، درجه حرارت و ترکیب سیال اسکارنهای مگنتیت سنگان خواف، خراسان"، فشرده مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد (1377) ص 451-454.
- [12] مظاهری س. الف.، "معرفی آمفیبولهای ناحیه سنگان خواف"، هشتمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد (1379) ص 164-168.
- [13] کاهنی ش.، "مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی توده‌های C- شمالی و باغک کانسار سنگ آهن سنگان خواف"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد (1383) 248 ص.
- [14] کریم‌پور م. ح.، ملکزاده شفارودی الف.، "مقایسه ژئوشیمی سنگ منشأ توده مگنتیت طلا دار تنورچه و مگنتیت بدون طلا ی معدن سنگان، استان خراسان رضوی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره 13 (1385) ص 432-442.
- [15] کریم‌پور م. ح.، ملکزاده شفارودی الف.، "ژئوشیمی و کانی‌شناسی زون‌های اسکارنی و سنگ‌شناسی سنگ منشأ کانسار آهن سنگان خراسان"، فصلنامه علوم زمین، شماره 65 (1386) ص 108-125.
- [16] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M. H., Golmohammadi A., "Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-North and Baghak districts, Sangan iron

- Australia*", Contributions to Mineralogy and Petrology 140 (2001) 458-468.
- [42] Rubatto D., "Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism", Chemical Geology 184 (2002) 123-138.
- [43] Williams I. S., "Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia", Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 557-580.
- [44] Cherniak D. J., Watson E. B., "Pb diffusion in zircon", Chemical Geology 172 (2000) 5-24.
- [45] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell, J. G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.
- [46] Muller D., Groves, D. I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer-Verlag, Berlin (1995).
- [47] Rapp R. P., Shimizu N., Norman, M. D., "Reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa.", Chemical Geology 160 (1999) 335-356.
- [48] Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R., "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust", Nature 410 (2001) 197-200.
- [49] Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L., Conticelli S., "Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins", Lithos 113 (2009) 213-227.
- [50] Benito R., Lopez-Ruiz J., Cebria J. M., Hertogen J., Doblas M., Oyarzun R., Demaiffe D., "Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain", Lithos 46 (1999) 773-802.
- [51] Bachmann O., Bergantz G.W., "Rhyolites and their source mushes across tectonic settings", Journal of Petrology 49 (2008) 2277-2285.
- [52] Mamani M., Worner G., Thouret J. C., "Tracing a major crustal domain boundary based on the geochemistry of minor volcanic centers in southern Peru", 7<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts (2008) 298-301.
- [30] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Uniwin Hyman, London (1989).
- [31] Pearce J. A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich (1983) 230-249.
- [32] Ryerson F. J., Watson E. B., "Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts", Earth and Planetary Science Letters 86 (1987) 225-239.
- [33] Reagan M. K., Gill J. B., "Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source", Journal of Geophysical Research 94 (1989) 4619-4633.
- [34] Pearce J. A., Parkinson I. J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis", In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W., Neary, C. R. (Eds.), Magmatic Processes in Plate Tectonics, vol. 76, Geological Society of London Special Publication (1993) 373-403.
- [35] Martin H., "The adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids", Lithos 46 (3) (1999) 411-429.
- [36] Walker J. A., Patino L. C., Carr M. J., Feigenson M. D., "Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua", Earth and Planetary Science Letters 192 (2001) 533-543.
- [37] Gust D. A., Arculus R. A., Kersting A. B., "Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc", The Canadian Mineralogist 35 (1997) 347-365.
- [38] Wu F. Y., Jahn B. M., Wilde S. A., Lo C. H., Yui T. F., Lin Q., Ge, W. C., Sun D. Y., "Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis", Lithos 66 (2003) 241-273.
- [39] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Magmatism in the Ocean: Basins. The Geological Society of London, special publication 42 (1989).
- [40] Ishihara S., "Significance of the magnetite-series and ilmenite-series of granitoids in mineral exploration", Fifth IAGOD Symposium (1981) 309-312.
- [41] Rubatto D., Williams I. S., Buick I. S., "Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central

Italy)", Contributions to Mineralogy and Petrology 112 (1992) 450-462.

[55] McKenzie D., O'Nions R. K., "Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrators", Journal of Petrology 32 (1991) 1021-1091.

[53] Annen C., Blundy J. D., Sparks, R. S. J., "The Genesis of calcalkaline intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones", Journal of Petrology 47 (2006) 505-539.

[54] Esperanca S., Crisci M., de Rosa R., Mazzuli R., "The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands,