Archive of SID

مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۵، از صفحهٔ ۲۵۹ تا ۲۷۲

شیمی‌کانی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)

سید حسین حسینی[1*]، محمود صادقیان[1]، جای مینگو[2]، حبیب اله قاسمی[1]

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود

۲- موسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین و دانشگاه نورث‌وست (شمال غرب) چین

(دریافت مقاله: ۹۴/۴/۶، نسخه نهایی: ۹۴/۶/۲۳)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیشتر شامل گرانیت قلیایی و گرانیت است و در سنگ‌های دگرگون نئوپروتروزوئیک پسین نفوذ کرده‌است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی گرانیت‌ها شامل ارتوز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، کوارتز و گاهی بیوتیت هستند. پلاژیوکلاز با a.p.f.u .Si =۲٫۵۷-۲٫۷، Ca =۰٫۱-۰٫۲۴ و An =۱۲٫۶ - ۰٫۴ شامل آلبیت و الیگوکلاز است. بیوتیت با a.p.f.u Si =۴٫۳۰-۶٫۲۲، X_{Mg} = ۰٫۰۲۵-۰٫۱۸۸، غنی از آهن بوده و از نوع سیدروفیلیت است. کلریت با a.p.f.u Si = ۴-۵٫۵۳ دارای X_{Fe} = ۰٫۸۴-۰/۹۱ بوده و از نوع دافنیت و پسودوتورینجیت است. بر اساس شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی این گرانیت‌ها از نوع S هستند و به نظر می‌رسد که از ذوب سنگ‌های دگرگون متاگری‌وکی- متاپلیتی در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای ریشه گرفته‌اند. این سنگ‌ها احتمالاً در یک جایگاه قوس‌قاره‌ای و در نتیجه‌ی فرورانش مورب لیتوسفر اقیانوسی پروتتیس به زیر حاشیه‌ی شمالی ابرقاره‌ی گندوانا در ادیکاران-کامبرین زیرین تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *شیمی‌کانی؛ گرانیتوئید بند هزارچاه؛ جایگاه زمین‌ساختی؛ سنگ‌زایی؛ شاهرود.*

مقدمه

در شرق و جنوب‌شرق شاهرود و به عبارت دقیق‌تر در فاصله‌ی حدود ۳۰ کیلومتری جنوب‌غربی بیارجمند، توده‌ی گرانیتوئیدی‌بندهزارچاه رخنمون‌دارد (شکل ۱). این توده-گرانیتوئیدی در حدفاصل نقشه‌های زمین‌شناسی ۱ : ۲۵۰۰۰۰ طرود [۱]، خارتوران [۲]، گرگان [۳] و جاجرم [۴] و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱: ۱۰۰۰۰۰ میامی [۵]، دره دایی [۶]، بسطام [۷] و رزوه [۸] واقع شده است. حسینی [۹] در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد با عنوان سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌ی‌گرانیتوئیدی بندهزارچاه به بررسی ویژگی‌های سنگ-نگاری و ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه پرداخته است. حسن زاده [۱۰] دو نمونه از سنگ‌های توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه را سال‌سنجی کرده است. کاظمی [۱۱] و ابتهاج [۱۲] نیز در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد به بررسی ویژگی‌های سنگ نگاشت‌ها و ژئوشیمیایی این توده پرداخته‌اند، ولی از آنجا که تاکنون هیچ گونه بررسی شیمی‌کانی و سنگ-زایی روی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه صورت نپذیرفته بود، این مقاله با هدف ارائه‌ی یک تصویر شفاف از شیمی‌کانی و سنگ‌زایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه ارائه شده‌است. ما داده‌های جدید صحرایی، زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر، کمیاب و اصلی سنگ کل را برای شناخت و آگاهی بهتر از چگونگی تشکیل توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه ارائه می‌دهیم.

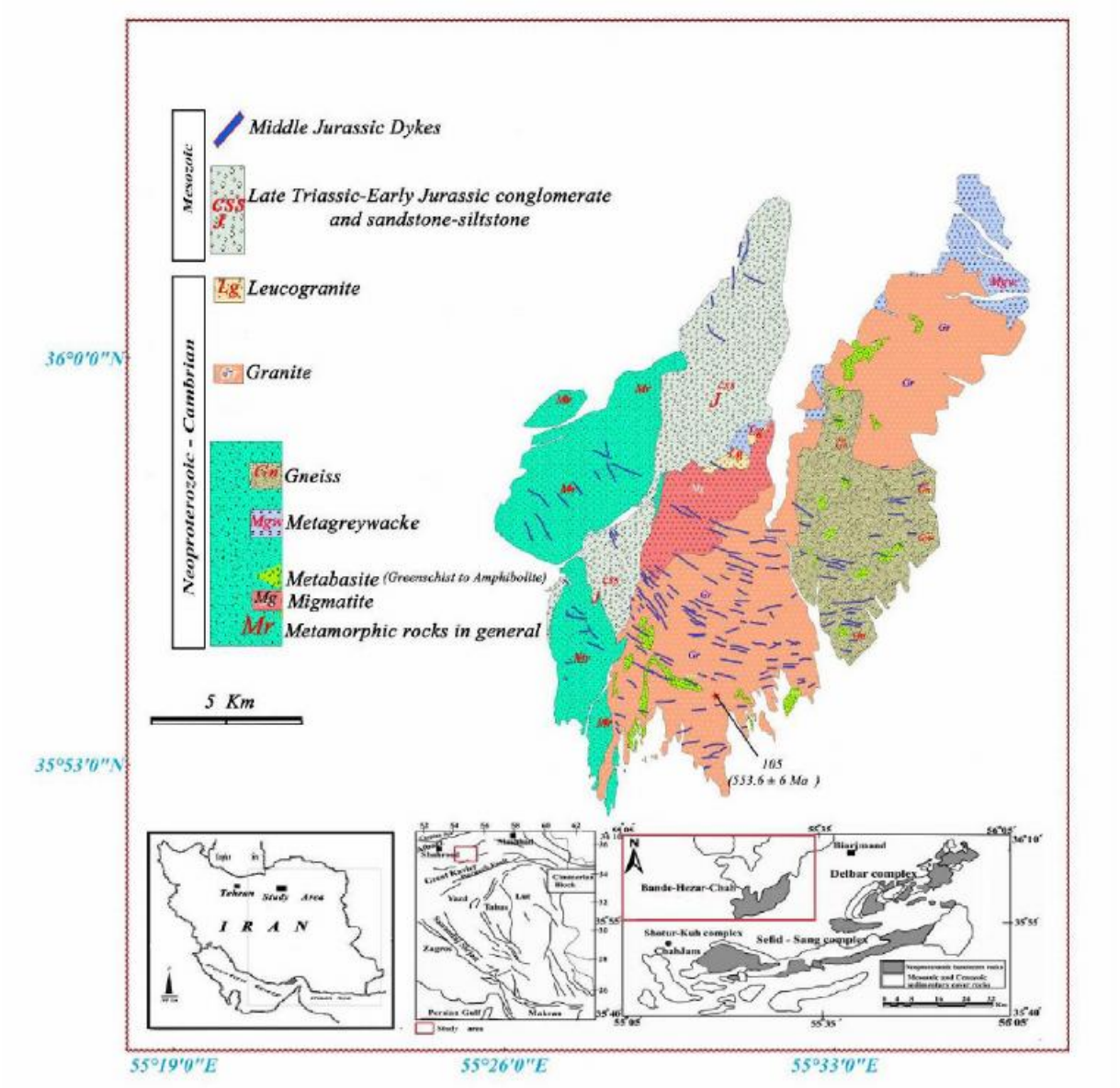
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۷۳۵۱۵۴، نمابر۰۲۳۳۲۳۴۴۹۶۴، پست الکترونیکی: h.hoseini54@yahoo.com

www.SID.ir

Archive of SID

زمین‌شناسی

ایران مرکزی سرزمینی مرکب از کمربندهای چین‌خورده و گسلیده، همراه با پی‌سنگی پوشیده بادنباله‌های ضخیم رسوبی است که اولین بار در نقشه‌ی زمین‌شناسی ایران (تهیه شده در سال ۱۹۵۹ ازسوی شرکت ملی نفت ایران) به تکه‌هایی از پی‌سنگ گرانیتی و ارتوگنیسی در بسیاری از نقاط شمالی (ازجمله منطقه‌ی مورد بررسی)، مرکزی و شرق ایران مرکزی اشاره شد و سن آن‌ها به‌طور کلی به پرکامبرین نسبت‌داده‌شده است. با این حال در هیچ یک از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱ : ۲۵۰۰۰۰ و ۱ : ۱۰۰۰۰۰ که بعداً تهیه شدند، سن این توده‌ی فوق به پرکامبرین نسبت داده نشد بلکه یک بازه سنی، از قبل از تریاس تا بعد از ژوراسیک، برای آن پیشنهاد شده است. توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه در حاشیه‌ی شمالی منطقه‌ی ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است. نتایج تعیین سن به روش U-Pb روی زیرکن‌های موجود در این گرانیت‌ها، سن ۵۵۳.۶ میلیون سال را نشان‌داده است [۱۳]. توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه، با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی و با طول حدود ۲۰ کیلومتر و عرض حدود ۶ کیلومتر در میان سنگ‌های دگرگون نئوپروتروزوئیک پسین نفوذکرده و با



شکل۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه.

www.SID.ir

Archive of SID

دنباله‌ی رسوبی ژوراسیک زیرین- تریاس بالایی پوشیده شده - است (شکل ۱). این دنباله‌ی رسوبی بیشتر شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک و شیل است. توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه شامل گرانیت و لوکوگرانیت است. سنگ‌های دگرگون نئوپروتروزوئیک میزبان، عبارتند از: اسلیت، فیلیت، شبه‌گریوک، متاچرت، شبه‌بازی، میکاشیست، مرمر، گنیس و گارنت‌گنیس. دنباله‌ی رسوبی پوشاننده بیشتر شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون، آهک و شیل. کنگلومرای قاعده‌ای این دنباله عبارتند از تخته سنگ‌ها، قلوه‌سنگ‌ها و ریگ‌هایی از میگماتیت، گرانیت، لوکوگرانیت، گنیس، میکاشیست و شبه‌بازی بوده و هر چقدر از قاعده‌ی کنگلومرا دورتر می‌شویم اندازه‌ی این قطعات کوچکتر می‌شود. سنگ‌های دگرگون میزبان، توده‌ی گرانیتوئیدی و دنباله‌ی رسوبی پوشاننده به وسیله دسته‌های دایک بازیک قطع می‌شوند. دسته‌های دایک بازی با چندصد متر طول و عرض بین چند سانتیمتر تا چند ده متر، روندی شرقی- غربی دارند. این دایک‌ها، سنگ‌های جوان‌تر از قبیل آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) جوانتر را قطع نمی‌کنند. نتایج سال‌سنجی به روش U-Pb روی آپاتیت در این دایک‌ها، سن ۱۵۲ میلیون سال را نشان‌داده‌اند [۱۴]. دایک‌های بازی و دیگر سنگ‌های قدیم‌تر نیز به وسیله‌ی سنگ‌های رسوبی – آتشفشانی ائوسن، کنگلومرا و ماسه سنگ-های نئوژن و رسوب‌های آبرفتی کواترنری پوشانده می‌شوند.

روش بررسی

برای دست‌یابی به هدف‌های مورد بررسی، پس از بازدید از منطقه و بررسی شواهد صحرایی، از رخنمون‌های سنگی نمونه-برداری شد و تعداد ۴۵۰ مقطع نازک تهیه شدند. پس از بررسی‌های سنگ نگاری و بر اساس تنوع کانی‌شناسی و سنگ-شناسی، تعداد ۱۸ مقطع نازک صیقلی برای بررسی نقطه‌ای (ریزپردازش الکترونی) انتخاب شدند و پس از آنکه سطح آن‌ها با لایه‌ای از کربن پوشیده‌شد، مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفتند. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی موجود در کانی‌ها به روش (Electron probe micro-analysis) یا به اختصار EPMA در آزمایشگاه دانشگاه شیان (State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University (Xian چین انجام گرفت. ریزپردازنده‌ی از نوع ابرکاونده‌ی ساخته شده‌ی شرکت GEOL و شرایط آزمایش شامل ولتاژ ۱۵Kv، جریان ریزکاو $(A)^{-8}$ ۱۰×۱، دمای ۲۵°C و رطوبت ۳۰% بوده و از نمونه‌ی استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت چین استفاده شد. قطر نقاط بررسی شده ۱ تا ۵ میکرون بوده است.

از بین نمونه‌های کمتر دگرسان‌شده و سالم، تعداد ۱۴ نمونه سنگی انتخاب گردید و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP بسته ترکیبی 4A4B تجزیه شد. فراوانی عناصر اصلی سنگ با روش طیف‌سنجی‌گسیل پلاسمای جفتیده (ICP-AES) با دقت ۰/۰۱ درصد تعیین شده و فراوانی عناصر کمیاب و خاکی نادر با روش طیف‌سنجی‌جرمی پلاسمای - جفتیده القایی (ICP-MS) با دقت ۰/۰۱ تا ۰/۱ppm تعیین شده‌است. برای اطلاعات بیشتر می‌توان به سایت WWW.ACMELABS مراجعه نمود. نتایج حاصل از تجزیه-ی شیمیایی نمونه‌ها با هدف بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی با نرم‌افزارهای سنگ‌شناسی مختلف مورد پردازش قرار گرفتند.

برای بررسی‌های سال‌سنجی با روش پرتوسنجی، مراحل جدایش کانی زیرکن با استفاده از روش‌های آبشویی، جدایش دستی در زیر میکروسکوپ دوچشمی و نصب زیرکن‌های جدا شده بر روی لام و رزین (Mounting) در موسسه‌ی آکادمی علوم چین در پکن انجام شد ودر ادامه به منظور شناسایی ساختار داخلی زیرکن‌ها و انتخاب نقاط مناسب برای تعیین سن U–Pb، از تصاویر کاتدلومینسانس (CL) استفاده شد. برای تهیه تصاویر CL، از یک میکروسکوپ الکترونی پوینده از نوع MonoCL، ساخته شده توسط شرکت لئو آلمانی، در دانشگاه شیان استفاده شد (شکل ۲- ب). سال سنجی به روش LA-ICPMS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) نیز در دانشگاه شیان کشور چین انجام گرفت.

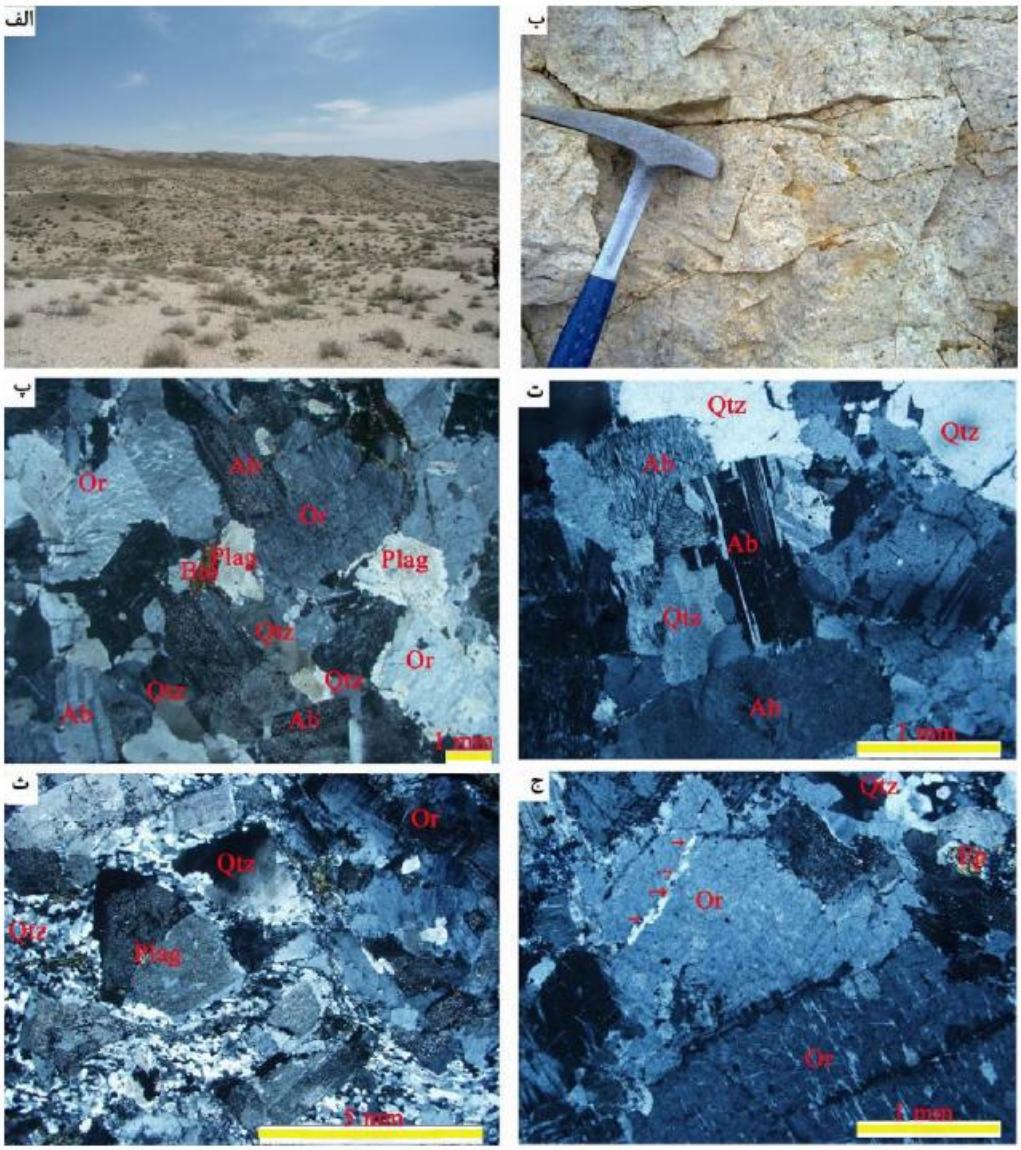
سنگ نگاری

توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه به‌صورت یک توده‌ی اصلی بزرگ در بخش میانی گستره‌ی مورد بررسی (شکل ۲- الف)، یک توده‌ی کوچکتر در بخش شمال‌شرقی و نیز به شکل رگه-های آپلیتی- پگماتیتی رخنمون دارد. با توجه به بررسی‌های

www.SID.ir

Archive of SID

صحرایی و سنگ‌نگاری صورت گرفته، این سنگ‌ها طیف ترکیبی از فلدسپار قلیایی گرانیت و گرانیت را در بر می‌گیرند. این سنگ‌ها به رنگ روشن تا صورتی و درشت دانه (شکل ۲- ب) بوده و دارای بافت نیمه شکلدار دانه‌دار موزائیکی و ریزدانه‌ای هستند (شکل۲- پ تا ج). فلدسپار قلیایی گرانیت‌ها لوکوکراتیک بوده و بیشتر لوکوگرانیت‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها عبارتند از فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز و گاهی بیوتیت. کوارتز دارای حاشیه بریده و خاموشی موجی بوده و در بخش‌های میلونیتی‌شده، تقریباً سبز و گاهی به‌صورت مجموعه‌های چندبلوری و نوارهای کشیده دیده می‌شود (شکل ۲- ث). مجوعه‌های چندبلوری کوارتز، بلورهای فلدسپار قلیایی گاهی با اندازه‌ای تا سه سانتیمتر دیده می‌شوند که پلاژیوکلازها را احاطه کرده و در بعضی موارد رگه‌های کوارتز، فلدسپارها را نیز قطع کرده‌اند (شکل ۲- ج).



شکل۲ الف- یک چشم انداز کلی از توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزار چاه همراه با دسته‌های دایک دیابازی قطع کننده‌ی آن. ب- نمای نزدیکی از گرانیت بندهزارچاه. پ و ت- تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک به ترتیب از گرانیت‌ها و فلدسپار قلیایی گرانیت‌ها در نور قطبیده متقاطع. ث- تصویر میکروسکوپی از گرانیت میلونیتی شده. ج- تصویر میکروسکوپی از قطع شدگی بلور ارتوز به وسیله‌ی رگه کوارتز در گرانیت در نور قطبیده متقاطع.

www.SID.ir

Archive of SID

شیمی کانی

فلدسپار پتاسیم با Si=۲٫۵۶-۲٫۷۳ a.p.f.u و K=۲٫۶-۲٫۸ شامل ارتوز و میکروکلین است (جدول ۱) (شکل۳- ب). ارتوز حاوی پرتیت بوده و در بعضی موارد به میکروکلین تبدیل شده است. پلاژیوکلاز با Si =۲٫۵۷-۲٫۷ a.p.f.u، Ca = ۰٫۱-۰٫۲۴ و An= ۰٫۴-۱۲٫۶ از نوع آلبیت و الیگوکلاز است. در فلدسپار قلیایی گرانیت‌ها، پلاژیوکلاز از نوع آلبیت و در گرانیت‌ها از نوع آلبیت – الیگوکلاز است (شکل ۳- الف و ۴- الف) [۱۵]. ارتوز و میکروکلین در برخی موارد به سرسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها با X_{Mg} =۰٫۰۲۵-۰٫۱۸۸ و Si = ۴٫۳۰-۶٫۲۲ a.p.f.u غنی از آهن‌اند و نزدیک به سیدروفیلیت هستند (شکل ۳- پ و ۴- ب) [۱۵]. بیوتیت‌ها بیشتر به کلریت، اسفن و کانی‌های کدر و در مواردی نیز به مسکویت تبدیل شده‌اند. کلریت با Si=۴-۵٫۵۳ a.p.f.u دارای XFe =۰٫۸۴-۰٫۹۱ بوده و از نوع دافنیت و پسودوتورینجیت است (شکل ۳- ت و ۴- پ)[۱۵]. اپیدوت با Si = ۶٫۲۸-۶٫۴۶ ، Ca=۳٫۸۵-۴٫۲۴ و Al=۴٫۸۲-۵٫۱۸ دارای Fe^{+3} = ۰٫۴۸-۰٫۶۸ a.p.f.u است (شکل ۴- ج). مسکویت با Al= ۴٫۰۵-۴٫۱۲، Si=۵٫۳۲-۵٫۳۹ و K =۱٫۱۷-۱٫۳۵ a.p.f.u دارای Na=۰٫۰۲-۰٫۰۵ است. زیرکن نیز از کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده‌ی گرانیت‌ها بوده و از این برای تعیین سن از روش LA-ICPMS (laser ablation inductively coupledplasma mass spectrometry) استفاده شد (شکل ۴- ث).

زمین‌شیمی

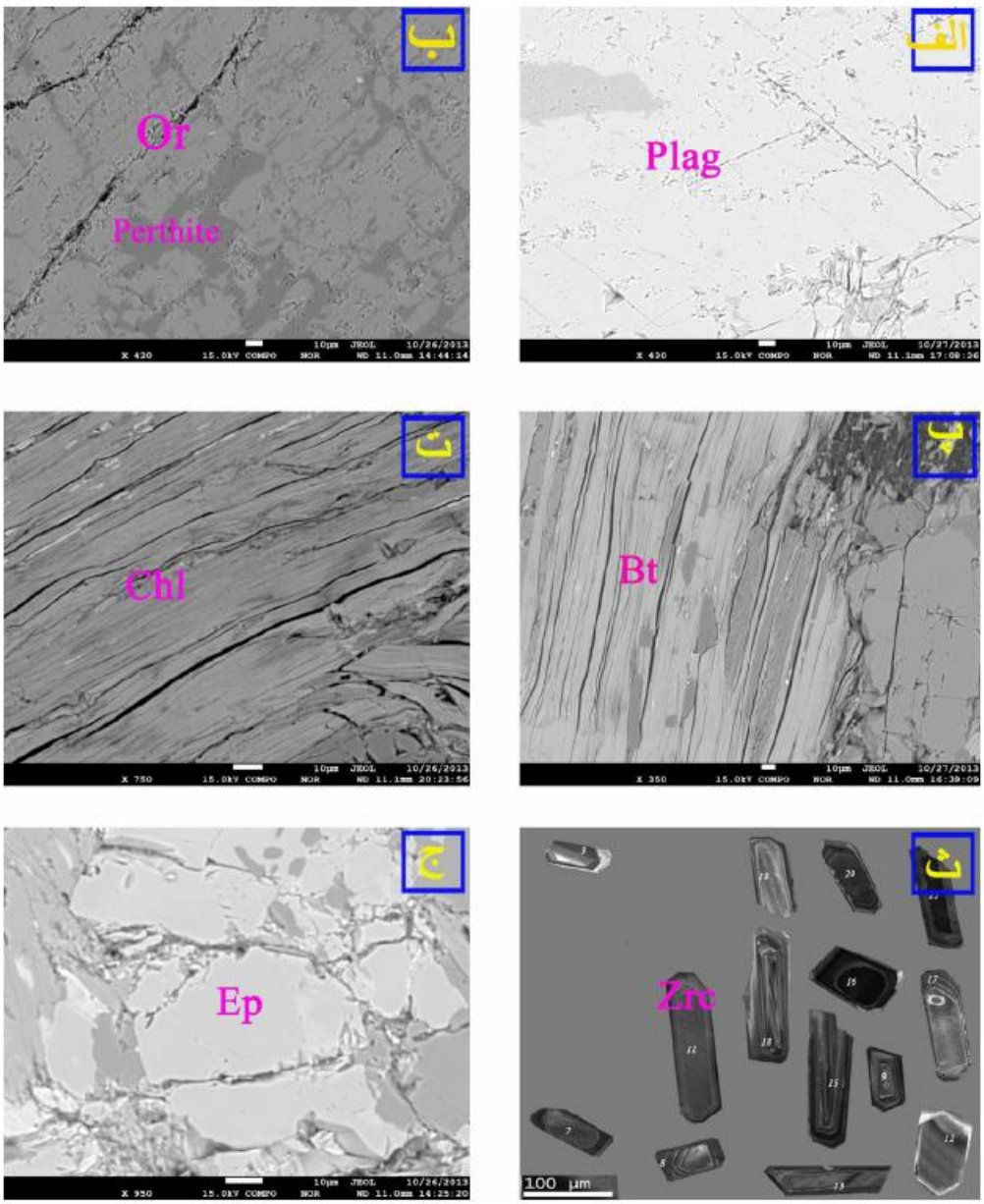
برای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه، ۱۴ نمونه برای بررسی سنگ کل انتخاب شدند (جدول ۲). این سنگ‌ها به‌طورکلی دارای مقادیر بالای SiO_2 (٪۷۹٫۴۹-۷۴٫۱۸)، Na_2O (٪۷٫۲۸-۳٫۵۴) و مقادیر متوسط تا اندک K_2O (٪۵٫۲۹ – ۰٫۰۸)، CaO (٪۲٫۰۹-۰٫۱)، FeOtotal (٪۲٫۴۶-۰٫۳۶) و مقادیر بسیار کم MgO (٪۰٫۹۴-۰٫۰۴) هستند. این سنگ‌ها روی نمودارهای مجموع قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2، [۱۷،۱۶] در گستره‌های گرانیتی با ماهیت نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل۵ الف و ب).

جدول ۱ نتایج بررسی نقطه‌ای برخی از کانی‌های توده گرانیتوئیدی‌بندهزارچاه

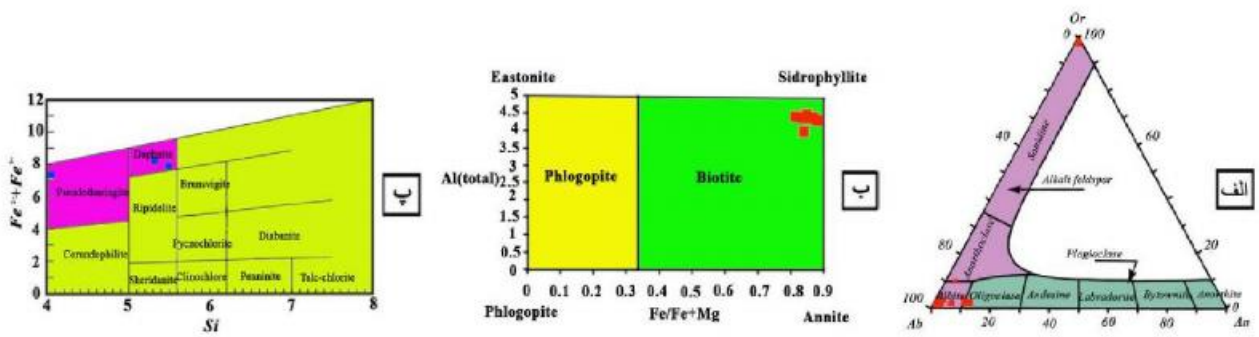
Mineral Sample Number	Plagioclase ۱۰۵-۱-۲	Orthoclase ۱۰۵-۱-۳	Plagioclase ۱۰۵-۱-۴	Biotite ۱۰۵-۱-b	Chlorite ۷۶-۵-۳	Muscovite ۷۰-۱-۲	Epidote ۷۹-۱-۳
SiO_2	۶۹٫۱۵۵	۶۵٫۰۲۴	۲۹۵٫۶۶	۴۳٫۶۱۵	۲۳٫۹۶۲	۴۷٫۷۸۵	۳۸٫۴۵۵
TiO_2	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۶	۰٫۰۴۵	۰٫۳۶۳	۰٫۲۱۳	۰٫۰۶۹	۰٫۰۲۴
Al_2O_3	۲۰٫۱۴۵	۱۸٫۴۰۱	۲۲٫۰۴۶	۲۶٫۴۴	۱۷٫۸۹۸	۳۰٫۷۸۷	۲۶٫۸۷۷
FeO	۰٫۰۳۴	۰	۰٫۰۵۳	۱۰٫۵۱۲	۴۰٫۱۰۵	۰٫۷۰۶	۷٫۷۵۷
MnO	۰	۰٫۰۳۱	۰٫۰۴۱	۰٫۰۶	۰٫۶۳۲	۰	۰٫۳۳۴
MgO	۰	۰	۰	۱٫۳۶۱	۴٫۲۳۲	۲٫۶۴۴	۰
CaO	۰٫۳۴۲	۰٫۰۲۴	۲٫۴۶۳	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۵	۰٫۲۱۴	۲۳٫۴۶
Na_2O	۱۱٫۸۷۷	۰٫۳۶۳	۱۰٫۱۵۷	۰٫۰۷	۰٫۰۲۴	۰٫۱۵۸	۰
K_2O	۰٫۱۲۸	۱۷٫۲۴۵	۰٫۰۶۶	۹٫۰۲۶	۰٫۰۳۵	۹٫۴۸۳	۰٫۰۵۱
P_2O_5	۰	۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲
total	۱۰۱٫۷۰۵	۱۰۱٫۱۴۴	۱۰۱٫۱۸	۹۱٫۵	۸۷٫۱۵۵	۹۹٫۸۵۱	۹۶٫۹۶
Si	۲٫۷۱۹	۲٫۵۷۲	۲٫۶۲۱	۶٫۱۰۳	۳٫۴۰۲	۵٫۳۲۵	۶٫۲۹
Al	۱٫۰۵۶	۰٫۹۷۱	۱٫۱۶۲	۴٫۳۶۱	۴٫۳۲۰	۴٫۰۵۱	۵٫۱۸
Ti	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۳۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰
Fe^{3+}	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۴۸
Fe^{2+}	۰	۰	۰	۱٫۲۳۰	۵٫۰۴۲	۰٫۰۶۶	۰
Mn	۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰	۰٫۰۵
Mg	۰	۰	۰	۰٫۲۸۴	۴٫۷۱۲	۰٫۴۴۰	۰
Ca	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۲	۰٫۱۹۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۲۶	۴٫۱۱
Na	۱٫۸۶۸	۰٫۰۵۷	۱٫۶۰۶	۰٫۰۱۹	۰	۰٫۰۳۴	۰٫۰۲
K	۰٫۰۲	۲٫۷۲۹	۰٫۰۱	۱٫۶۱۱	۰	۱٫۳۵۰	۰
Or	۱٫۰۵۱	۹۷٫۸۷۲	۰٫۵۷۶	-	-	-	-
Ab	۹۷٫۵۴۴	۲٫۰۶	۸۸٫۶۷۳	-	-	-	-
An	۱٫۴۰۴	۰٫۰۶۸	۱۰٫۷۵۱	-	-	-	-

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۳ الف تا ج– تصاویرمیکروسکوپ الکترونی (Back-Scattered Electrons)(BSE) تهیه شده به ترتیب از کانی‌های ارتوز، پلاژیوکلاز، کلریت، بیوتیت و اپیدوت در گرانیت‌ها. ث- تصاویر رخشانی کاتدی از دانه‌های زیرکن جداشده از گرانیت‌ها.



شکل۴ الف، ب و ج – به ترتیب ترکیب‌شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌ها و کلریت‌های توده گرانیتوئیدی پندهزارچاه براساس رده‌بندی دی ار و همکاران [۱۵].

www.SID.ir

Archive of SID

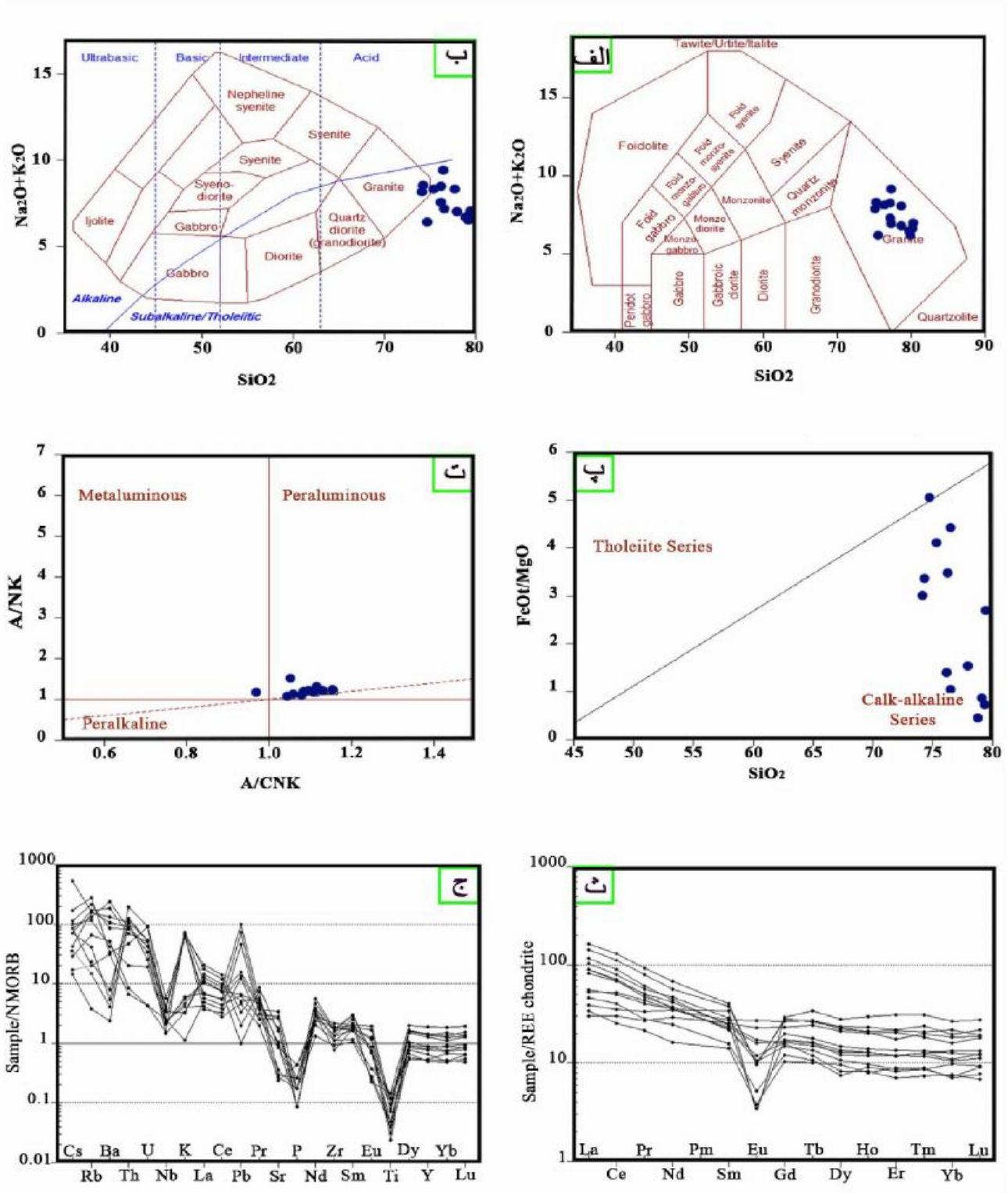
جدول ۲ نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب درگرانیت‌ها

	گرانیت‌ها												
شماره	۲۵ ۱	۲ ۳	۳ ۱	۱۰۵	۷۷ ۲	۸۰ ۱	۷۹ ۱	۱۰۳	۷۶ ۵	۷۰ ۱	۳۹ ۴	۳۲ ۱	۸۸ ۸	۸۸ ۷
SiO_2	۷۴٫۱۸	۷۴٫۳	۷۴٫۷۲	۷۵٫۳۳	۷۶٫۲۵	۷۶٫۵۰	۷۷٫۸	۷۷٫۹۸	۷۸٫۸۵	۷۹٫۴۹	۷۶٫۵۲	۷۶٫۲	۷۹٫۳۱	۷۹٫۱۸
Al_2O_3	۱۳٫۸۱	۱۳٫۲۵	۱۳٫۶	۱۳٫۶۵	۱۳٫۱۵	۱۳٫۲۲	۱۲٫۶۴	۱۳٫۱۴	۱۲٫۷۹	۱۲٫۶۸	۱۳٫۹۲	۱۳٫۸۲	۱۲٫۳۰	۱۲٫۳۳
FeO	۰٫۹۹	۰٫۸۸	۱٫۱۱	۰٫۶۶	۰٫۵۳	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۴۳	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۳۹	۰٫۶۳	۰٫۲۷	۰٫۳۹
Fe_2O_3	۱٫۲۱	۱٫۰۸	۱٫۳۵	۰٫۸۱	۰٫۶۴	۰٫۳۵	۰٫۴۳	۰٫۵۲	۰٫۲۶	۰٫۲۰	۰٫۴۸	۰٫۷۷	۰٫۳۳	۰٫۴۸
MgO	۰٫۶۶	۰٫۵۳	۰٫۴۳	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۵۶	۰٫۹۴	۰٫۱۲	۰٫۷۵	۰٫۸۹	۰٫۷۴	۰٫۹۲
CaO	۰٫۸۱	۱٫۱۶	۲٫۰۹	۰٫۸۰	۰٫۵۹	۰٫۱۰	۰٫۴۲	۰٫۳۳	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۶۶	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۱
Na_2O	۳٫۶۰	۴٫۲۰	۳٫۸۹	۳٫۷۹	۳٫۵۴	۴٫۰۷	۳٫۴۳	۶٫۵۷	۶٫۴۲	۶٫۸۴	۶٫۷۸	۷٫۲۸	۶٫۷۴	۶٫۰۶
K_2O	۴٫۵۰	۴٫۳۱	۲٫۵۱	۴٫۵۴	۴٫۸۸	۵٫۲۹	۴٫۸۵	۰٫۴۰	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۳۳	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۰٫۴۳
TiO_2	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۱۲
P_2O_5	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Cr_2O_3	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Sum	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۹۶	۱۰۰	۱۰۰٫۰۴	۱۰۰	۱۰۰٫۰۴	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۳	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۵
NK	۸٫۱۰	۸٫۵۰	۶٫۴۰	۸٫۳۲	۸٫۴۱	۹٫۳۶	۸٫۲۸	۶٫۹۸	۶٫۷۱	۷٫۰۸	۷٫۱۱	۷٫۵۱	۶٫۸۲	۶٫۴۹
A/CNK	۱٫۵۵	۱٫۳۷	۱٫۶۰	۱٫۵۰	۱٫۴۶	۱٫۴۰	۱٫۴۵	۱٫۸۰	۱٫۸۶	۱٫۷۴	۱٫۷۹	۱٫۸۲	۱٫۷۸	۱٫۸۷
LOI.	۰٫۷	۱٫۲	۱	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۲	۰٫۷	۰٫۹	۱٫۱	۰٫۶
Rb	۱۱۹٫۳	۲۳٫۱	۷٫۳	۱۳	۱۱٫۴	۲٫۱	۹۱٫۵	۸٫۲	۱۵۵٫۴	۷۴٫۲	۹۶	۷٫۸۷	۳۷٫۲	۶۴٫۱
Sr	۷۶٫۲	۲۱٫۲	۳۵٫۸	۱۴۴٫۷	۲۳۵٫۶	۲۶٫۸	۱۶۲	۳۱٫۹	۲۴	۸۰٫۸	۹۳٫۶	۸۴٫۴	۲۴۹٫۳	۳۰۸
Ba	۵۳۲	۳۴	۲۷	۵۰	۱۹۶	۱۵	۶۶۸	۲۶	۲۱۰	۱۵۰۶	۱۱۵۰	۸۲۵	۳۲۴	۲۶۶
Y	۱۴٫۹	۵۲٫۸	۲۱٫۴	۳۸٫۶	۳۵٫۹	۳۸٫۵	۲۲٫۲	۲۴٫۱	۱۴	۱۴٫۴	۱۸٫۳	۲۵٫۲	۳۹٫۶	۲۱٫۴
Zr	۸۲٫۸	۹۸٫۷	۶۶٫۸	۱۲۷٫۸	۱۳۸٫۴	۱۲۳٫۳	۱۳۴	۸۰٫۴	۶۷	۱۲۳٫۵	۹۷٫۴	۱۱۶	۱۵۷	57
Nb	۵٫۴	۱۳٫۳	۶٫۷	۸٫۶	۳٫۶	۹٫۵	۵٫۴	۵٫۱	۵٫۵	۳٫۴	۵٫۲	۷٫۹	۵٫۸	۴٫۹
Hf	۲٫۹	۴٫۹	۳	۴٫۵	۴٫۳	۳٫۳	۳٫۹	۲٫۵	۲٫۲	۳٫۷	۳٫۶	۳٫۸	۴٫۶	۱٫۹
Ta	۰٫۵	۱٫۲	۱	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۹	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳
Th	۹٫۹	۲۳٫۵	۱۲٫۴	۱۴	۰٫۸	۱۵	۱۰٫۷	۱۲٫۴	۵٫۷	۱۰٫۱	۸٫۳	۱۲٫۹	۱	۲٫۴
La	۱۴٫۴	۱۶٫۶	۰٫۸	۵۱	۹٫۳	۴۴٫۶	۲۷٫۹	۲۵٫۶	۱۰٫۶	۳۶٫۱	۲۷٫۸	۳۲	۱۲٫۲	۱۷٫۳
Ce	۳۲٫۷	۴۲٫۲	۸٫۹	۱۰۵٫۶	۲۴٫۴	۹۱	۵۵٫۷	۵۵٫۶	۲۰٫۷	۷۳٫۱	۵۷٫۴	۶۴٫۸	۲۸٫۵	۴۰٫۷
Nd	۱۴٫۷	۲۱	۱٫۸	۴۱	۱۷٫۵	۴۳٫۳	۲۲٫۶	۲۴٫۹	۹٫۷	۲۶٫۵	۲۱٫۳	۲۸٫۴	۲۰٫۷	۲۱٫۵
Sm	۳٫۰۷	۶٫۶	۰٫۸۶	۷٫۹۱	۴٫۹۴	۷٫۴۳	۴٫۲۲	۴٫۹۲	۲٫۷۵	۴٫۷۷	۴٫۴۱	۵٫۶۱	۵٫۳۶	۴٫۵۴
Eu	۰٫۳۸	۰٫۲۳	۰٫۱۵	۰٫۷۱	۱٫۶۷	۰٫۷۲	۰٫۸۸	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۱٫۲۷	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۱٫۹۹	۱٫۱۸
Yb	۲٫۰۴	۲٫۵۶	۲٫۴۱	۳٫۸۴	۳٫۳۴	۴٫۵۴	۲٫۷۸	۲٫۲۹	۱٫۴۷	۱٫۵۹	۱٫۵۲	۲٫۶۵	۴٫۰۶	۲٫۲۱

همچنین در نمودارهای Al_2O_3/Na_2O+K_2O(A/NK) در برابر Al_2O_3/ CaO+ Na_2O+K_2O(A/CNK) [۱۸] و FeOt/MgO در برابر SiO_2 [۱۹] درگستره‌های آهکی- قلیایی و پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل۵- پ و ت). علاوه بر این، ترکیب بیوتیت‌ها در نمودارهای Al_2O_3 در برابر Fe_{total} و Al_2O_3 در برابر MgO [۲۰] نیز در گستره‌ی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۶) و پرآلومین بودن این سنگ‌ها را تایید می‌کند. این سنگ‌ها دارای الگوهای غنی شده از عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) با (La /Yb = 3-22.7) هستند (شکل ۵- ث) و بی‌هنجاری منفی Ti, P, Nb, Sr و بی‌هنجاری مثبت Th, Cs, U, Rb Ba در آن‌ها آشکار است (شکل ۵- ج). این سنگ‌ها از عناصر با پتانسیل یونی پایین (LILEs) غنی‌شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSEs) تهی‌شدگی نشان- می‌دهند.

www.SID.ir

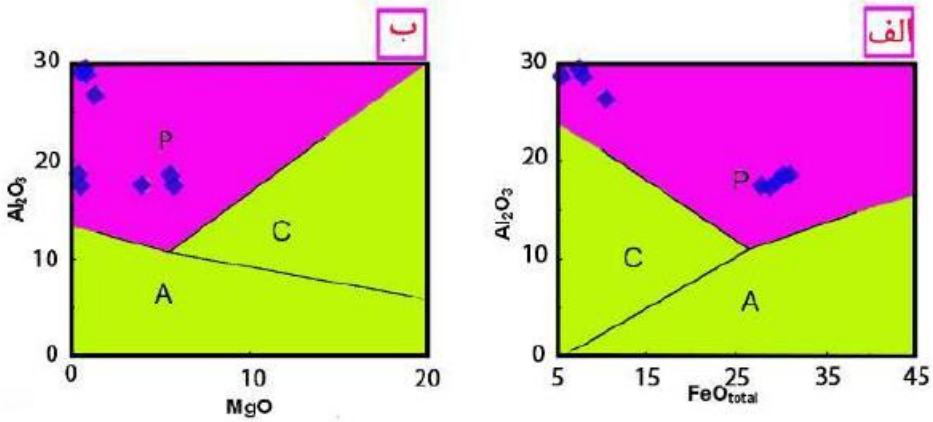
Archive of SID



شکل۵ الف وب- موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به ترتیب در نمودارهای مجموع قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2 [۱۷] و [۱۶]. پ و ت- موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به ترتیب در نمودارهای FeOt/MgO در برابر SiO_2 [۱۹] و Al_2O_3/Na_2O+K_2O(A/NK) در برابر Al_2O_3/ CaO+ Na_2O+K_2O(A/CNK) [۱۸]. ث و ج- به ترتیب نمودارهای پهنجار شده نسبت به REE کندریت[۲۱] و NMORB [۲۲] برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۶ الف وب: به ترتیب ترکیب بیوتیت‌ها در نمودارهای Al_2O_3 در برابر FeOtotal و Al_2O_3 دربرابرMgO [۲۰] برای نمونه های منطقه مورد بررسی. تمام نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های پرآلومین قرار می‌گیرند.

بحث

تعیین نوع گرانیت و سنگ مادر آن‌ها

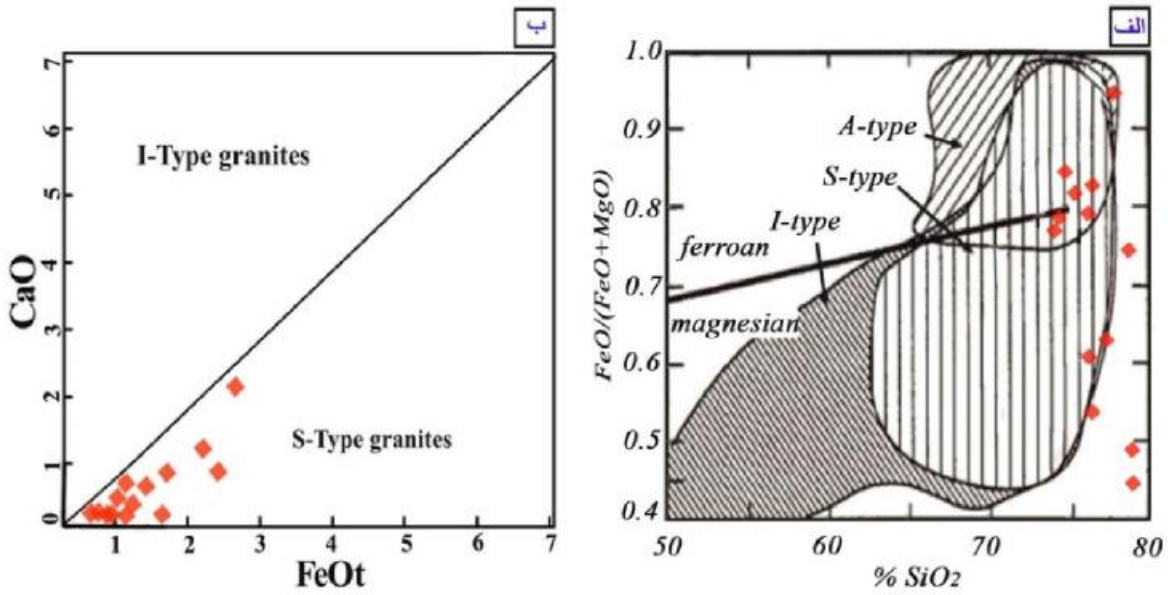
چنانکه پیشتر اشاره شد سنگ‌های میزبان توده‌ی گرانیتوئیدی بند هزارچاه شامل سنگ‌های دگرگون با سن نئوپروتروزوئیک هستند. این سنگ‌های دگرگون بیشتر شامل اسلیت، فیلیت، متاگریوک، متاچرت، متابازیت، میکاشیست، مرمر، گنیس و گارنت‌گنیس هستند. طیف ترکیبی توده‌ی گرانیتوئیدی بند-هزارچاه محدود بوده و شامل گرانیت و گرانیت قلیایی است. تنها کانی مافیک آن‌ها بیوتیت بوده و فاقد پیروکسن و هورنبلندند. اسفن به‌صورت اولیه وجود ندارد بلکه به‌صورت ثانویه یافت می‌شود. آپاتیت به مقدار اندک دیده شد. دامنه‌ی تغییرات SiO_2 بین ۷۴ تا ۷۹ درصد است و به‌طورکلی این گرانیت‌ها سرشار از کوارتز هستند. نسبت مولی A/CNK بیشتر از ۱.۱ بوده و میانگین درصد کروندوم با معیار CIPW بیش از یک درصد است. این ویژگی‌ها شباهت زیادی با گرانیت‌های نوع S دارد. همچنین این سنگ‌ها در نمودارهای FeOt/FeOt+MgO در برابر SiO_2 [۲۳]، (شکل ۷- الف) و CaO در برابر FeOt [۲۴] (شکل ۷- ب) در گستره‌ی گرانیت-های نوع S قرار می‌گیرند، ولی از همه مهمتر آنکه شواهد صحرایی فراوانی از رخداد ذوب بخشی در گنیس‌ها و تبدیل آن‌ها به گرانیت‌ها دیده می‌شود. علاوه بر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز نشأت گرفتن گرانیت-ها از گدازه‌های حاصل از ذوب شیست‌ها و گنیس‌ها را تأیید می‌کنند. در نمودارهای عنکبوتی نیز، گرانیت‌های منطقه‌ی بندهزارچاه همراه با سنگ‌های دگرگون این منطقه، ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی نشان داده و از عناصر Sr, Nb, Ti تهی‌شدگی دارند که از ویژگی‌های گرانیت‌های با خاستگاه پوسته‌ای یا S است. لذا این گرانیت‌ها از ذوب و شکل‌گیری سنگ‌های دگرگون به‌وجود آمده‌اند. این سنگ‌ها در نمودار $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ نسبت به $(Al_2O_3 + FeO^* + MgO + TiO_2)$ [۲۵] (شکل۸- پ)، نمودار تغییرات Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۲۶](شکل ۸- الف) و نمودار molCaO/MgO+FeOt در برابر mol Al_2O_3/ MgO+FeOt [۲۷] (شکل ۸- ب) بیشتر در گستره‌های حاصل از ذوب بخشی شبه‌گریوک و شبه‌پلیت‌ها قرار می‌گیرند. لذا با توجه به رخنمون‌های گسترده از شبه‌گریوک‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس-ها، در سنگ‌های میزبان توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه، احتمالاً این گرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون همین منطقه ریشه گرفته‌اند.

تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌ها

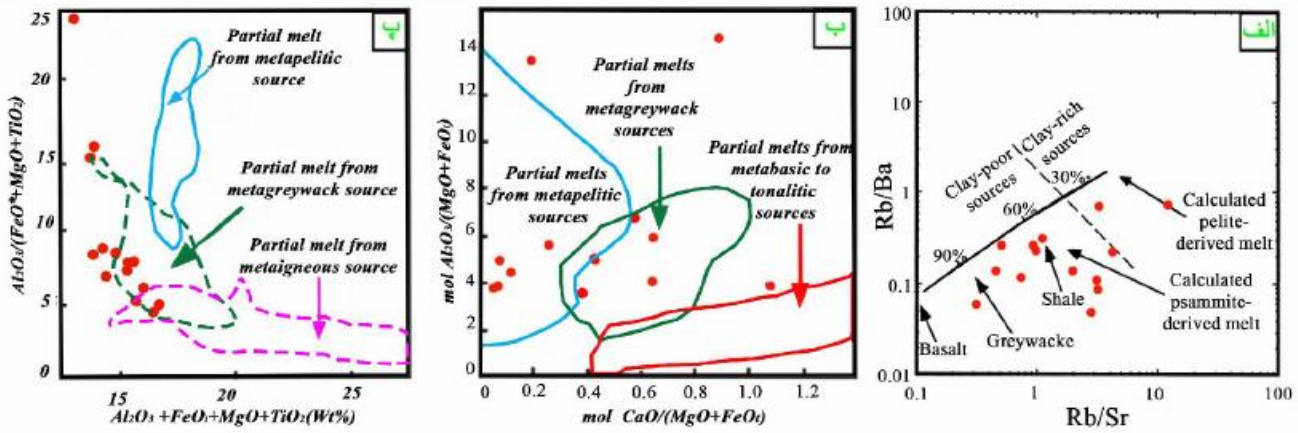
برپایه‌ی رده‌بندی پیرس [۲۸] گرانیتوئیدها براساس محیط زمین‌ساختی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای) (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های مناطق برخوردی (همزمان با برخورد و پسا برخورد) (COLG) که برخورد قاره– قاره و برخورد کمان- قاره را شامل می‌شوند.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۷ الف وب - موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی به ترتیب روی نمودارهای FeOt/FeOt+MgO در برابر SiO_2 [۲۳] و CaO در برابر FeOt [۲۴] که همگی در گستره S قرار می‌گیرند.



شکل۸ الف، ب و پ- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب روی نمودارهای تغییرات Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۲۶]، molCaO/MgO+FeOt در برابر mol Al_2O_3/ MgO+FeOt [۲۷] و (Al_2O_3 +FeO* +MgO + TiO_2) نسبت به +MgO]Al_2O_3/(FeO* ($TiO_2$۲۵]. نمونه‌ها بیشتر در گستره‌های با سنگ‌خاستگاه متاگریوکی و متاپلیت فقیر از رس قرار می‌گیرند.

بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیت‌ها که پیشتر شرح داده شد و مقایسه‌ی آن‌ها با معیارهای رده‌بندی گرانیت‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که گرانیت‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی قاره‌ای هستند. این گرانیت‌ها دارای ماهیت آهکی- قلیایی تا آهکی- قلیایی با پتاسیم بالا هستند و بر اساس الگوهای عناصر کمیاب و REE آن‌ها بر روی نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده، دارای ویژگی‌های وابسته به محیط‌های زمین‌ساختی کمان قاره‌ای هستند. علاوه بر این، نمودارهای ژئوشیمیایی، تعیین محیط زمین‌ساختی نیز شکل‌گیری گرانیت‌های منطقه بندهزارچاه را در محیط‌های وابسته به کمان آتشفشانی قاره‌ای تا برخوردی تأیید می‌کنند. برای تشخیص محیط زمین‌ساختی گرانیت‌های منطقه بندهزارچاه از نمودارهای دیگر، بر پایه تغییرات عناصر Th نسبت به Ta [۲۹] (شکل ۹- الف) و Rb در برابر Ta+Yb [۲۸] (شکل ۹- ب) استفاده شد، و چنانکه در این شکل‌ها مشاهده‌می‌شود، تمامی نمونه‌ها در گستره VAG یا گرانیت

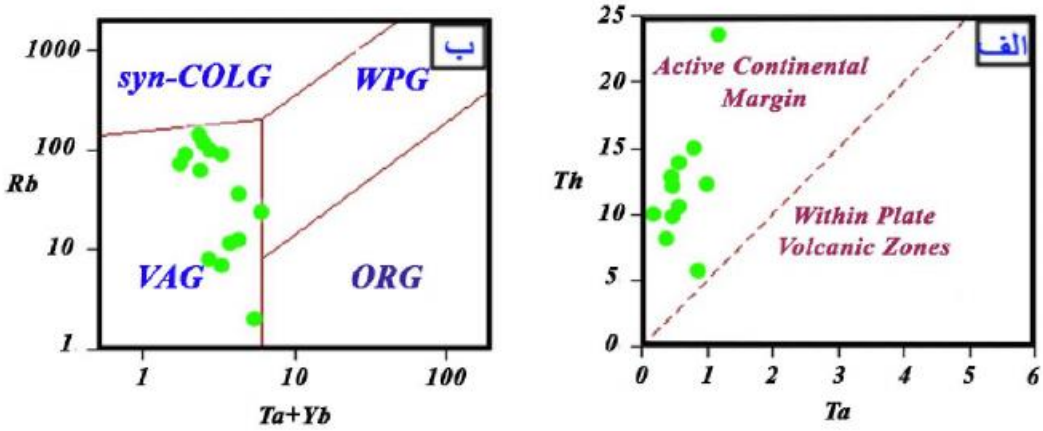
www.SID.ir

Archive of SID

های وابسته به کمان ماگمایی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند که با ویژگی‌های دیگر ژئوشیمیایی این سنگ‌ها همخوانی دارد.

سنگ‌زایی گرانیت‌ها و ارائه الگوی ژئودینامیکی

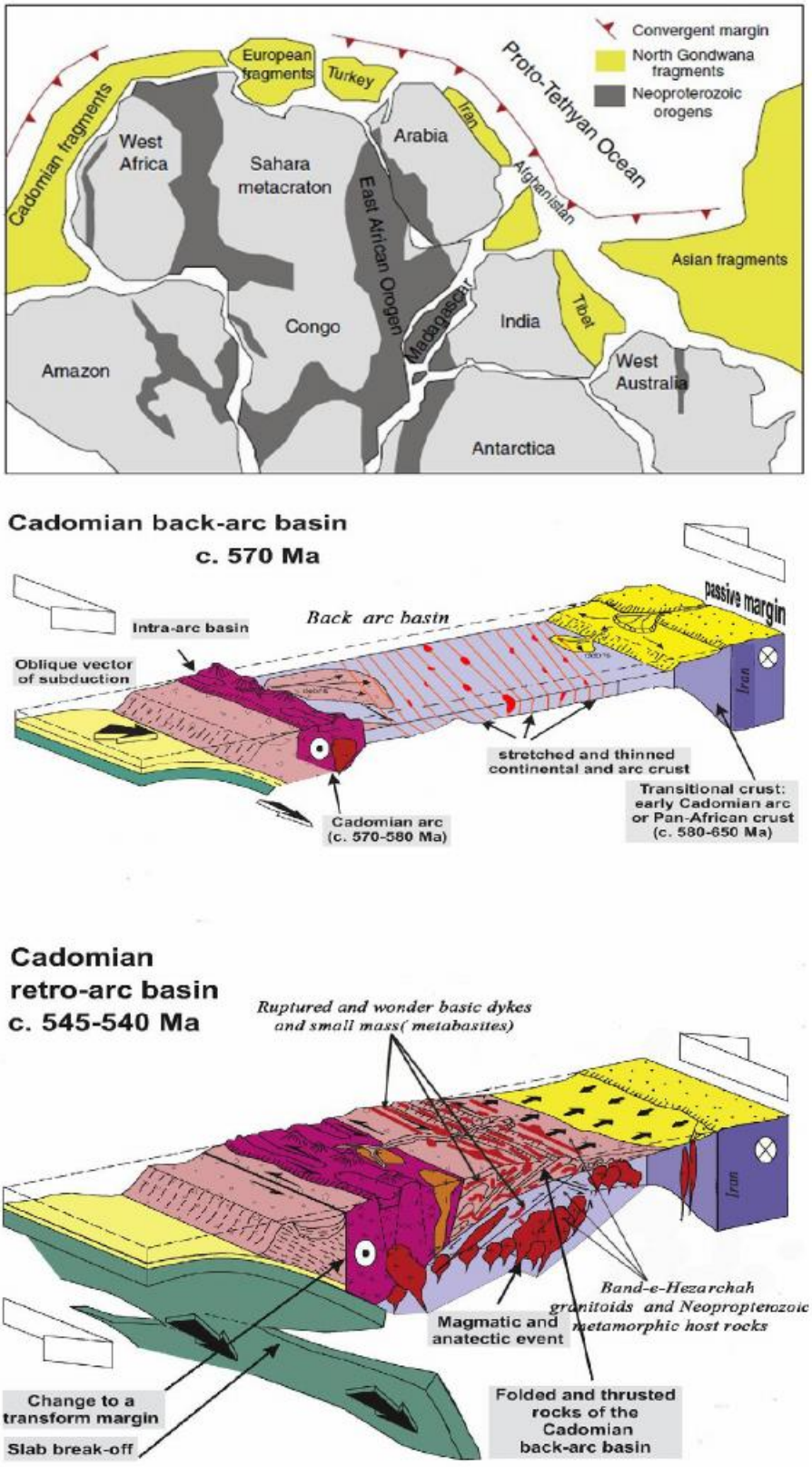
نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتی و نیز شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای که این سنگ‌ها در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای شکل‌گرفته‌اند. بسیاری از ویژگی‌های این سنگ‌ها از جمله ماهیت آهکی- قلیایی آن‌ها با خصوصیات ماگماهای وابسته به منطقه‌های فرورانش همخوانی دارد. لذا در مجموع می‌توان نتیجه گرفت که گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های منطقه‌ی بندهزارچاه از نوع گرانیت‌های وابسته به کوهزایی‌هستند و چنانکه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان‌می‌دهند، دارای ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند. بنابراین گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی که غالباً ترکیب گرانیتی و لوکوگرانیتی دارند، از نوع S بوده و از ذوب سنگ‌های دگرگون شبه‌گری‌وکی- متاپلیتی با سنگ مادررسوبی- تخریبی (در پوسته‌ی قاره‌ای بالایی) ریشه گرفته‌اند. این سنگ‌ها احتمالاً در یک جایگاه قوس قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش مورب لیتوسفر اقیانوسی پروتتیس به زیر حاشیه‌ی شمالی ابرقاره گندوانا در ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌اند. به اعتقاد لفورت و همکاران [۳۰] ذوب سنگ‌های گنیسی می‌تواند ناشی از ورود شاره‌های ریشه گرفته از سنگ‌های آبدار پوسته‌ی بالایی باشد که به کاهش زمین‌گرمای قاره‌ای در این بخش می‌انجامد. فرایند آبزدایی (Dehydration) ورقه فرورونده، شاره‌هایی را آزاد کرد که به سمت بخش‌های بالایی منطقه‌ی فرورانش مهاجرت می‌کند. به علاوه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک موجود در پوسته‌ی غنی از K, U و Th نیز به افزایش دما و رخداد ذوب‌بخشی کمک می‌کند. با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های میزبان دگرگون (که بیشتر شامل شبه‌گریوک، اسلیت، فیلیت، مرمر، میکاشیست، آمفیبولیت و گنیس هستند)، سنگ مادر آن‌ها بیشتر شامل ماسه‌سنگ، شیل، آهک و گابرو بوده و احتمالاً در یک محیط کم عمق شبیه به حوضه‌ی پشت کمان قاره‌ای [۱۳] (شکل ۱۰) در حاشیه‌ی فعال شمالی گندوانا تشکیل شده و سپس در نتیجه‌ی فرورانش مورب ورقه‌ی اقیانوسی پروتوتتیس به زیر حاشیه شمالی گندوانا، این سنگ‌ها دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند و با بالا رفتن درجه‌ی دگرگونی و ذوب بخشی، توده‌گرانیتوئیدی بند هزارچاه در ادیکاران- کامبرین تشکیل شده‌است. از آنجا که فرورانش به صورت مورب بوده، منطقه‌های برشی نیز بسیار گسترده بوده و ضمن تاثیر آن‌ها بر جایگزینی ماگما، در مراحل انتهایی تبلورماگمای تشکیل دهنده تا پس از انجماد آن، فعال بوده‌اند و سبب پیدایش ساختارهای دگرشکلی با دما بالا ازقبیل قطع شدن فلدسپارها به وسیله‌ی رگه‌های کوارتز و میلونیتی شدن این توده در بعضی از بخش‌های آن شده‌اند. توده‌ی گرانیتوئیدی بندهزارچاه با دیگر گرانیت‌ها و گنیس‌های مشابه پی‌سنگ ایران در ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و البرز، هم‌سن است. این سنگ‌ها در نتیجه‌ی ماگماتیسم قوس قاره‌ای نئوپروتروزوئیک- کامبرین پیشین و در حاشیه شمالی گندوانا تشکیل شده‌اند.



شکل۹ الف- ب- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب برروی نمودار تغییرات عناصرTh نسبت به Ta [۲۸] و Rb در برابر Ta +Yb [۲۸].

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۱۰ الف- نقشه‌ی بخشی از گندوانا که نشان‌دهنده موقعیت قاره‌ها و قطعات قاره‌ای در ادیکاران- کامبرین زیرین است. ب و ج- الگوی پیشنهادی در چگونگی تشکیل و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه و سنگ‌های دگرگون میزبان آن در تئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین زیرین [۱۳].

www.SID.ir

Archive of SID

برداشت

توده گرانیتوئیدی‌بندهزارچاه با ترکیب سنگ‌شناسی فلدسپار قلیایی گرانیت تا گرانیتی و سن نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین زیرین از نوع S بوده و از ذوب سنگ‌های متاپلیتی و شبه‌گریوکی در بالای منطقه‌ی فرورانش مورب پوسته‌ی اقیانوسی پروتتیس به زیر حاشیه‌ی فعال شمالی گندوانا تشکیل شده است. این سنگ‌ها در نتیجه‌ی ماگماتیسم قوس قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پسین- کامبرین زیرین در حاشیه‌ی شمالی گندوانا تشکیل شده‌اند و همراه با دیگر گرانیت‌ها و گنیس‌های همسن در ایران مرکزی، البرز و سنندج- سیرجان، پی‌سنگ ایران را تشکیل می‌دهند.

قدردانی

این پژوهش بخشی از نتایج به دست آمده از انجام طرح پژوهشی به شماره ۹۱۰۰۰۵۴۸ صندوق حمایت از پژوهشگران معاونت علمی و فناوری ریاست محترم جمهوری است. لذا برخود لازم می‌دانیم که از حمایت‌های مادی و معنوی مسئولین محترم آن صندوق و همچنین از پشتیبانی ارزنده حوزه معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه شاهرود سپاسگزاری نماییم

مراجع

[۱] هوشمندزاده ع.، علوی نائینی م.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۷).

[۲] نوایی ا.، صالحی راد م.، مجیدی ب.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۶).

[۳] شهرابی م.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۹).

[۴] افتخارنژاد ج.، آقانباتی ا.، خانناظر ن.ه.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۱).

[۵] امین چراغ م.ر.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی"*، سازمان زمین‌شناسی کشور.

[۶] قاسمی ا.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۳).

[۷] حاج حسینی ع.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۲).

[۸] رحمتی ایلخچی م.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"*، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۲).

[۹] حسینی ح.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

[10] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M,. Shmitt A., Walker D., *"U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic – Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism"*, and exhumation history of Iranian basement,.Tectonophysics 451 (2008) p 71- 96.

[۱۱] کاظمی ک.، *"پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کیکی، جنوب غرب بیارجمند"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران (۱۳۹۰).

[۱۲] ابتهاج م.، *"زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).

[13] Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., *"Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. ChemieErde - Geochemistry (2015)"*, http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2015.02.002

[۱۴] بلاغی اینالو ز.، صادقیان م.، ژای م.، قاسمی ح.، محجّل م.، *"کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود درمجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب- شرق شاهرود)"*، مجله بلورشناسی وکانی‌شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص ۴۷۱-۴۸۴.

[15] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longmans 696 p, 2th editions, London (1992).

[16] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., *"The interpretation of igneous rocks"*, London : George Allen and Unwin (1979).

[17] Middlemost E.A.K., *"Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology"*. Longman Group U.K., (1985) pp: 73-86.

www.SID.ir

Archive of SID

[18] **Shand S.J.**, *"Eruptive rocks.Their genesis, composition, classification andtheir relation to deposits"*, **Thomas Murby and co, London (1943) 488P.**

[19] **Miyashiro A.**, *"Metamorphic petrology"*, **Oxford University Press , Oxford, UK (1994).**

[20] **Abdel-Rahman A.M.**, *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline,and peraluminous Magmas"*, **Journal of Petrology.35 (2) (1994) 525–541.**

[21] **Boynton W.V.**, *"Consmochemistry of the rare earth elements meteorite studies.In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry"*, **Elsevier Sciences,Amsterdam, (1984) pp. 63–114.**

[22] **Sun S.S., McDonough W.F.**, *"Chemical and isotopic systematic of oceanicbasalts"*; **implications for mantle composition and processes Geological Society of London,pp. 313–345 (1989) (Special Publication No. 42).**

[23] **Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.**, *"A geochemical classification for Granitic Rocks"*, **J. Petrol. 42 (2001) 2033–2048.**

[24] **Hsieh P.S., Chen C.H., Yang H.J., Lee C.Y.**, *"Petrogenesis of the Nanling Mountainsgranitesfrom South China: constraints from systematic apatite geochemistry andwhole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions"*, **Journal of Asian EarthSciences 33 (2008) 428–451.**

[25] **PatiñoDouce A.E.**, *"What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?"* **Geological Society of London Special Publication 168 (1999) 55–75.**

[26] **Sylvester P.J.**, *"Post collisional strongly peraluminous granites."* **Lithos 45 (1998) 29–44.**

[27] **Altherr R., Holl A., Henger E., Langer C., Kreuzer H.**, *"High potassium, calc alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany)"*. **Lithos, V.50 (2000) pp.51-73.**

[28] **Pearce J.A., Harris B.W., Ttindle A.G.**, *"Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, **Journal of petrology 25, (1984) pp. 956-983.**

[29] **Schandl E.S., Gorton M.P.**, *"Application of high field strengthelements to discriminate tectonic settings in VMS environments"*, **Economic Geology 97 (2002) 629 - 642.**

[30] **LeFort P., Debon F., Pecher A., Sonet J., Vidal P.**, *"The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale"*, **Sciences de la Terre, Memoire 47 (1986) p. 191–209.**

www.SID.ir