

# شواهدی جدید از فعالیت ماگمایی پرکامبرین و پالتوزویک در توده قره‌باغ، شمال باختر ایران

منیژه اسدپور<sup>۱</sup>، نریا هویس<sup>۲</sup> و سید محمد پورمعافی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه LM، مونیخ، آلمان

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۱/۲۶

## چکیده

مجموعه نفوذی قره‌باغ شامل سنگ‌های مافیکی، دیوریتی و اسیدی، بخشی از پایانی‌ترین پهنه سنندج - سیرجان در شمال باختر ایران و بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است. این مجموعه درون سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین نفوذ کرده است. سن سنجی به روش U-Pb در زیرکن‌های یک نمونه لویکوگرانیته سن  $558/6 \pm 3/8$  Ma را مشخص کرده است. در هسته برخی دانه‌های زیرکن این نمونه، سن‌های خیلی کهن تا حد  $240 \pm 0.0$  Ma اندازه‌گیری شده‌اند. این هسته‌های خیلی کهن، بخش‌های باقی‌مانده از سنگ‌های اولیه هستند. می‌توان چنین دریافت کرد که پی‌سنگ منطقه، کهن‌تر از فعالیت درونی (پلوتونیزم) پرکامبرین است و شاید بتوان آن را همانند پی‌سنگ پان آفریقا در ایران مرکزی دانست. سن‌های به‌دست آمده روی ۵ نمونه گابروی  $300/0 \pm 1/3$  Ma تا  $300/0 \pm 1/3$  Ma، ۲ نمونه دیوریتی  $300/7 \pm 1/5$  Ma و ۱ نمونه مونزوگرانیته  $300/7 \pm 1/7$  Ma است. سن ۱ نمونه آلکالی‌گرانیته که به صورت آپوفیز درون گابروها وجود دارد  $22/2 \pm 303/4$  Ma است. این سن‌ها یکسان است و می‌توان چنین دریافت کرد حاصل یک رویداد زمین‌شناسی در اواخر پالتوزویک بوده‌اند. از بررسی داده‌های ژئوشیمی، منشأ گوشته‌ای برای سنگ‌های مافیکی قابل استنباط است. ماگمای مافیکی حرارت بسیار بالایی داشته است، به گونه‌ای که گرمای ناشی از آن سبب ذوب پوسته زیرین و تشکیل ماگمای اسیدی آلکالی‌گرانیته همزمان با نفوذ آن شده است. این سن‌ها، حضور فعالیت درونی پالتوزویک بالایی را در شمالی‌ترین بخش پهنه سنندج - سیرجان اثبات می‌کند. می‌توان چنین استنباط کرد که این همان زمان شروع باز شدن نئوتیس در ایران است.

**کلیدواژه‌ها:** آلکالی‌گرانیته، پالتوزویک، قره‌باغ، سن سنجی U-Pb، سنندج - سیرجان، مافیک، فعالیت ماگمایی پرکامبرین، لویکوگرانیته

E-mail: masadpour17@yahoo.com

\*نویسنده مسئول: منیژه اسدپور

## ۱- پیش‌گفتار

دگرگونی سنندج - سیرجان گزارش شده است که می‌توان به مناطق تکاب، مهاباد و گلپایگان اشاره کرد. توده‌های آذرین نفوذی زیادی به طور پراکنده در شمال باختر پهنه سنندج - سیرجان برونزد دارند که مطالعات کمی روی آنها صورت گرفته است. در طی مطالعه در پایانی‌ترین بخش پهنه سنندج - سیرجان، توده‌های اولترامافیکی دیده شد که تاکنون شناسایی نشده‌اند، در این نوشتار تنها به نتایج به‌دست آمده از منطقه قره‌باغ پرداخته شده است. تعیین سن این توده‌ها می‌تواند اهمیت زیادی در روشن شدن زمان تشکیل، جایگیری و ارتباط آنها با رخداد‌های زمین‌شناسی، موقعیت ژئودینامیکی، خاستگاه توده‌ها و در پایان ارتباط آنها با یکدیگر در بخش شمالی پهنه سنندج - سیرجان داشته باشد.

در منطقه قره‌باغ توالی از سنگ‌های دگرگونی شامل گنایس، شیست و آمفیبولیت وجود دارد که به عنوان پی‌سنگ منطقه در نظر گرفته شده است. سنگ‌های توده نفوذی قره‌باغ با ترکیب گابرو، دیوریت و گرانیته به درون این مجموعه دگرگونی نفوذ کرده است. به علت گوناگونی سنگی در توده قره‌باغ، مطالعه این سنگ‌ها می‌تواند روند تکون پهنه سنندج - سیرجان، دست‌کم در بخش شمال باختری آن را بیشتر مشخص کند. تا زمان انتشار این پژوهش، سن‌یابی روی سنگ‌های منطقه قره‌باغ و مناطق کناری آن انجام نشده است. در این پژوهش یک مطالعه هدفمند با استفاده از سن سنجی U-Pb به روش Laser-Ablation و تعیین عناصر اصلی و فرعی سنگ کل (whole-rock) به روش XRF انجام شده است تا سن مجموعه قره‌باغ و نیز ماهیت ماگمایی آنها مورد بررسی قرار گیرد.

## ۲- موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه توده نفوذی قره‌باغ در شمال باختری ایران و به فاصله ۶۰ کیلومتری شمال خاوری ارومیه قرار گرفته است. این مجموعه بخشی از پهنه زمین‌ساختی ایران

توده نفوذی قره‌باغ با گسترشی برابر با ۲۰۰ کیلومتر مربع بخشی از مجموعه آذرینی را تشکیل می‌دهد که بر پایه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در محل برخورد دو پهنه ساختاری مهم ایران یعنی پهنه سنندج - سیرجان و ایران مرکزی قرار گرفته است. پهنه سنندج - سیرجان باریکه‌ای است به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر که از باختر دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا گسل میناب ادامه می‌یابد (شکل ۱). ویژگی‌های سنگی و ساختاری پهنه سنندج - سیرجان نشان‌دهنده یک گودی ژرف (Trough) و یا کافت درون قاره‌ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. از این رو ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های کناری تفاوت‌های آشکار دارد. گودال درون قاره‌ای سنندج - سیرجان تا جنوب خاوری ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می‌یابد (Stocklin, 1968). بنابراین می‌توان پذیرفت که پهنه سنندج - سیرجان یک زمینه ساختاری اصلی دارد که از پرکامبرین پسین با کافت‌شدگی آغاز شده و در کوهزایی سیمیرین پیشین با وارونگی زمین‌ساختی پایان یافته است (Stocklin, 1968). پهنه سنندج - سیرجان یک کمربند دگرگونی عمومی در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت است. این پهنه شامل مجموعه‌های نفوذی چند فاز (multiple) است که سن سنجی‌های کمی به‌ویژه در بخش شمالی آن انجام شده است. توده‌های نفوذی شمال باختر این پهنه سنگ‌های کالک آلکالی می‌باشند و نشان‌دهنده زمان مزوزویک هستند، زیرا در این زمان نئوتیس در سوی شمال باختر به زیر صفحه ایران فرورانده شده است (قلمقاش، ۱۳۸۱ و Ahmadi Khalaji et al., 2007). محل فرورانش مربوطه، توسط نفوذی‌های کالک آلکالی و گدازه مشخص شده است (Agard et al., 2011). بخش قابل توجهی از سنگ‌های دگرگونی، آتشفشانی و درونی پهنه سنندج - سیرجان، دگرشکل شده‌اند (Mohajjel & Fergusson, 2000). شمار کمی برونزد با پی‌سنگ پرکامبرین در پهنه

برای سن سنجی، ۱۰ نمونه از سنگ‌های مختلف منطقه مورد مطالعه انتخاب شدند (۵ نمونه از انواع گابروها، ۲ نمونه از دیوریت‌ها، ۱ نمونه لویکوگرانیت، ۱ نمونه مونزوگرانیت و ۱ نمونه آلکالی‌گرانیت). به دلیل کم بودن مقدار نمونه‌ها برای جدا کردن زیرکن‌ها به جای استفاده از روش Shaking table از روش Gold Pan استفاده شد. بدین ترتیب که پس از خردایش نمونه‌ها و جدا کردن آنها در اندازه‌های  $500 < 250 < 63 \mu m$ ، پودرهای با اندازه میان ۶۳ تا ۵۰۰ مش به صورت جداگانه با روش Gold pan شستشو شدند، سپس با استفاده از دستگاه Franz magnetic separator ابتدا مگنتیت‌ها جدا و در ادامه با افزایش درجه مغناطیس، پیروکسن و هورنبلندها جدا شدند. در مرحله بعدی از سیال‌های سنگین (Heavy Liquids) برای جدایش عناصر سنگین استفاده شد. در پایان با استفاده از میکروسکوپ دو چشمی، زیرکن‌ها به صورت دستی جدا و مناسب‌ترین دانه‌های زیرکن برای مطالعه و تجزیه انتخاب شد. دانه‌های زیرکن به روش کاتدولومینسانس (CL) مطالعه و عکس‌برداری شدند و در پایان سن سنجی به روش Laser Ablation روی دانه‌های زیرکن انتخاب شده، در دانشگاه گوته فرانکفورت انجام شد.

#### ۴- سنگ‌نگاری

##### ۴-۱. سنگ‌های مافیک

سنگ‌های مافیک در چندین نقطه در منطقه رخنمون دارند که بزرگ‌ترین آنها ۱۵ کیلومتر مربع مساحت دارد (شکل ۱). این سنگ‌ها درون سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین نفوذ کرده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها از ملاگابرو، گابرو، الیون گابرو، نوری و گابرو نوری است. بافت این سنگ‌ها به ترتیب از دید فراوانی عبارت است از گرانولار، اینترگرانولار، پویی کلیتیک، ساب‌افیتیک، افیتیک و گرانوفیر. فازهای کانیایی اصلی سنگ‌های گابرویی نیز عبارتند از الیون، ارتوپیرکسن، کلینوپیرکسن و پلاژیوکلاز. از کانی‌های همراه می‌توان به هورنبلند و بیوتیت اشاره کرد. فازهای کانیایی فرعی عبارتند از: آپاتیت، کانی‌های کدر، زیرکن، کوارتز و اسفن. در برخی نمونه‌های مافیکی، مقدار کانی‌های مافیک زیادتر است. بررسی مقاطع صیقلی تهیه‌شده از این سنگ‌ها نشان می‌دهد که افزون‌بر هماتیت کانی‌های پیریت، ایلمنیت، کالکوپیریت، اسفالریت و منیت نیز وجود دارد.

گابروهای گرانولار دانه‌ریز تا دانه‌متوسط، بیشترین حجم سنگ‌های مافیک را به خود اختصاص داده‌اند. در برخی از سنگ‌های گابرویی مقداری کوارتز و فلدسپارهای قلبی دانه‌درشت دیده می‌شود که از این رو به آنها نام کوارتز گابرو و مونزوگابرو پورفیری داده شده است (شکل‌های ۲-D و ۲-E). این سنگ‌ها بیشتر در بخش‌های حاشیه‌ای سنگ‌های مافیک و یا در همسایگی گرانیت‌های آلکالن دیده می‌شوند.

در گابروهای الیون دار، الیون اولین کانی متبلور شده است. این کانی توسط کانی‌هایی که در تیرت بلور یافته‌اند در میان گرفته شده‌اند. از این رو این کانی بیشتر به صورت ادخال در کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز وجود دارد، به گونه‌ای که سیمایی از بافت پویی کلیتیک را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-E). کانی‌های الیون به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کوچک در نمونه‌ها دیده می‌شوند. الیون‌های موجود در سنگ‌های مافیک از نوع غنی از منیزیم (Fo 70, Fa 30) تا انواع سرشار از آهن (Fo 30, Fa 70) هستند.

پیروکسن در ردیف دوم کانی‌های تشکیل‌دهنده در سنگ‌های مافیک قرار دارد و به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و در اندازه‌های درشت تا متوسط دیده می‌شوند. افزون بر کلینوپیرکسن، مقداری ارتوپیرکسن در شماری از گابروها دیده می‌شود، به گونه‌ای که با توجه به مقدار ارتوپیرکسن نام گابرونوریت یا گابرو به آنها داده می‌شود. اندازه‌گیری با میز فلدروف نشان می‌دهد که کلینوپیرکسن‌ها از نوع اوژیت تیتان‌دار و ارتوپیرکسن‌ها از نوع هیپرستن هستند که تا حدی

مرکزی در پایانی‌ترین بخش شمال باختری پهنه زمین‌ساختی سندج- سیرجان (Stocklin, 1968) و بخشی از زیر پهنه خوی- مهاباد (نوی، ۱۳۵۵) را تشکیل می‌دهد. با توجه به نظرات مختلف، منطقه مورد مطالعه را می‌توان محل برخورد سه پهنه ساختاری اصلی ایران یعنی البرز- آذربایجان، ایران مرکزی و سندج- سیرجان دانست (شکل ۱). بیشتر پژوهشگران توده‌های نفوذی پهنه سندج- سیرجان را مرتبط با فرورانش نئوتیس به زیر صفحه ایران می‌دانند که در مزوزویک شروع شده و در سنوزویک با برخورد صفحه ایران با صفحه عربی ادامه داشته است (Mazhari et al., 2009 و Ahmadi Khalaji et al., 2007).

منطقه قره‌باغ در شمال خاوری ارومیه و شمال باختری‌ترین بخش پهنه سندج- سیرجان قرار گرفته است، از دید زمانی سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می‌شود. کهن‌ترین برونزدها منسوب به پرکامبرین و از آمفیبولیت، گنیس و آمفیبولیت شیست است که توسط رسوبات جوان‌تر از پرکامبرین تا عهد حاضر پوشیده یا دربرگرفته شده است (خداپنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲). نهشته‌های پرمین بالای با قاعده کنگلومرا و ماسه‌سنگ و به صورت دگرشیب با همبری گسلی به طور مستقیم روی سنگ‌های آذرین دیده می‌شوند. رسوبات تریاس میانی و بالایی به صورت سنگ‌آهک و دولومیت‌های معادل سازند الیکا و سازند نایبند در جنوب باختری توده قره‌باغ رخنمون دارند. رخنمون‌های مربوط به ژوراسیک از شیل و ماسه‌سنگ‌های معادل سازند شمشک به صورت برونزد خلی کوچکی در جنوب باختری منطقه و روی سازندهای پرمین قرار گرفته است. نهشته‌های تشریری رخنمون قابل توجهی در بخش جنوب و جنوب باختری منطقه دارند که بیشتر با شیب ملایم روی واحدهای کهن‌تر قرار دارند.

بیشتر منطقه قره‌باغ را توده‌های نفوذی تشکیل می‌دهند که سنگ‌های مافیکی تا متوسط و اسیدی را در بر می‌گیرند و درون سنگ‌های دگرگونی نسبت داده شده به پرکامبرین نفوذ کرده‌اند. ۲ توده کوچک گرانیت گنیسی در بخش جنوب خاوری و شمال باختری قره‌باغ در میان سنگ‌های پرکامبرین نفوذ کرده‌اند که با توجه به شواهد صحرایی، پرکامبرین فرض شده است (خداپنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲). بر پایه بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش، این توده یک استوک کوچک و از نوع لویکوگرانیت است نه گرانیت گنیس. سنگ‌های با ترکیب مافیک تا دیوریت که تا حدودی نیز دگرگون شده‌اند در بخش‌های شمال، شمال باختر و جنوب خاوری منطقه دیده می‌شوند. گرانیت قوشچی، بزرگ‌ترین توده نفوذی منطقه قره‌باغ است که ماهیت آلکالی‌گرانیت دارد و سن آن بر پایه شواهد موجود در نواحی پیرامون به اواخر کرتاسه نسبت داده شده است (خداپنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲). در میان بخش گابرویی و دیوریتی برونزدهای کوچک و آپوفیزمانندی از بخش‌های گرانیتی دیده می‌شود (شکل ۲-A). در جنوب باختری روستای قره‌باغ، برونزد کوچکی از سنگ‌های آپلیتی وجود دارد که اگر چه درون سنگ‌های نسبت داده شده به پرکامبرین جای گرفته و به وسیله رسوبات میوسن زیرین به طور دگرشیب پوشیده شده‌اند، ولی سن جایگزینی آنها با توجه به شواهد موجود در نواحی همسایه توسط خداپنده و امینی‌فضل (۱۳۷۲) به اوایل پالئوژن نسبت داده شده است.

#### ۴-۳ نمونه‌برداری و روش‌های آزمایشگاهی

نمونه‌برداری از سنگ‌های توده نفوذی قره‌باغ به صورت سامان‌مند از برونزدهای مختلف انجام گرفت. نمونه‌های انتخاب‌شده برای تجزیه و تعیین سن به دانشگاه LMU کشور آلمان فرستاده شدند. برای تعیین شیمی کل سنگ و عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های مافیکی، دیوریتی و اسیدی ۳۲ نمونه انتخاب شد (جدول ۱). مقادیر عناصر اصلی و فرعی به روش XRF در دانشگاه LMU مونیخ و به روش استاندارد انجام شد. مقادیر LOI پس از نگهداری پودر نمونه‌ها به مدت ۱۲ ساعت در ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد.

صورت رشته‌های ظریف و گاه درشتی نمایان هستند که بیشتر در جهت‌های تقریباً موازی هم رشد کرده‌اند. در برخی از بلورها تیغه‌های آلپیت درون ارتوز، ماکل آلپیتی ظرفی از خود نشان می‌دهند. کوارتز معمولاً به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و در ابعاد مختلف دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها کوارتز دارای هم‌رشدی گرانوفیری و یا گرافیکی با فلدسپار قلیایی است. گاه در یک کانی فلدسپار قلیایی، بافت پرتیتی و بافت گرافیکی یا گرانوفیری با هم در یک نمونه مشاهده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل اولیه آلپیت هستند.

## ۵- نتایج

### ۵-۱. ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی سنگ کل

نتایج تجزیه‌های شیمیایی انواع سنگ‌های آذرین توده نفوذی قره‌باغ، در جدول ۱ آورده شده است. درصد  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های مافیک ۴۴/۷۷ تا ۵۰/۲۹، در دیوریت‌ها ۵۱/۸۶ تا ۶۳/۳۹، در آلکالی‌گرانیت ۷۳/۷۳ تا ۷۶/۵۴ و در لویکوگرانیت ۷۶/۱۶ تا ۸۶/۱۶ است. سنگ‌های مافیک و دیوریت‌ها مقادیر بالایی از  $\text{Rb}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Cr}$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Sr}$ ،  $\text{Nb}$ ،  $\text{Zr}$  و  $\text{V}$  دارند. در حالی که آلکالی‌گرانیت و لویکوگرانیت مقادیر بالایی از  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در مقایسه با سنگ‌های مافیک و دیوریتی دارند.

بر پایه نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (شکل ۴- A)، سنگ‌های مافیک و دیوریتی وابسته به سری آلکان تا ساب‌آلکان هستند. همه مافیک‌ها و دیوریت‌ها، در نمودار  $A/\text{CNK} - A/\text{NK}$  (شکل ۴- C) متا‌آلمین هستند، در حالی که لویکوگرانیت در محدوده پرا‌آلمین و آلکالی‌گرانیت در محدوده پرا‌آلکان تا پرا‌آلمین قرار می‌گیرند. در نمودار TAS (شکل ۴- B) همه نمونه‌های مافیک تا دیوریت در محدوده گابرو تا دیوریت و نمونه‌های لویکوگرانیت و آلکالی‌گرانیت در محدوده گرانیتی قرار گرفته‌اند. در نمودارهای هارکر (شکل ۵) ارتباط روشنی میان  $\text{SiO}_2$  و دیگر اکسیدها در سنگ‌های مافیک و دیوریتی وجود دارد. در این سنگ‌ها یک روند کاهشی در  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{MnO}$  یک روند افزایشی در مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  دیده می‌شود. مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  روند ویژه‌ای با افزایش  $\text{SiO}_2$  نشان نمی‌دهند. به هر حال روند مثبتی از عناصر  $\text{Cr}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Ni}$  و همچنین  $\text{mg}\#$  با  $\text{MgO}$  با توجه به میزان یوین، پیروکسن و کانی‌های کدر دیده می‌شود (شکل ۶).

لویکوگرانیت و آلکالی‌گرانیت‌ها نسبت به سنگ‌های مافیک و دیوریتی، روند کاهشی در مقادیر  $\text{CaO}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{MnO}$  و  $\text{MgO}$  با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  دارند که این می‌تواند حاصل از تفریق پلاژیوکلاز، پیروکسن، آپاتیت، کانی‌های کدر و زیرکن در طول تبلور باشد. در لویکوگرانیت و آلکالی‌گرانیت، افزایش  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{Rb}$  و کاهش مقادیر  $\text{FeO}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{MnO}$  با افزایش سیلیس، با تفریق بیوتیت و هورنبلند در طول فرایندهای ماگمایی سازگار است. در این نمودارها آلکالی‌گرانیت در مقایسه با لویکوگرانیت، مقادیر بیشتری از  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{CaO}$  دارند، برخلاف مقادیر  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  آلکالی‌گرانیت بیشتر از لویکوگرانیت است. در نمودارهای عناصر در برابر  $\text{SiO}_2$ ، عناصر  $\text{Ni}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{V}$ ،  $\text{Nd}$ ،  $\text{Zn}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{Sr}$  در لویکوگرانیت بیشتر و عناصر  $\text{Ce}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{Zr}$ ،  $\text{Th}$ ،  $\text{Cr}$ ،  $\text{U}$ ،  $\text{Ga}$  کمتر از آلکالی‌گرانیت‌هاست. در نمودارهای عناصر فرعی بهنجار شده با گوشته اولیه (Primitive Mantle-Normalized)، سنگ‌های مافیک و دیوریتی، کاهش نسبی در عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) و عناصر سنگ‌دوست (LILE) نشان می‌دهند (شکل ۸). در این نمودارها آلکالی‌گرانیت تهی‌شدگی بیشتری در  $\text{Ba}$  و  $\text{Sr}$ ،  $\text{p}$ ،  $\text{Y}$  نسبت به لویکوگرانیت دارد.

### ۵-۲. سن‌سنجی U-Pb

با توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری انواع سنگ‌ها، زیرکن‌ها از ۵ نمونه گابرویی، ۲ نمونه دیوریتی، ۱ نمونه لویکوگرانیتی، ۱ نمونه آلکالی‌گرانیتی و ۱ نمونه مونزوگرانیتی برای سن‌سنجی U-Pb به روش Laser-Ablation انتخاب شد.

منطقه‌بندی دارند. درون پیروکسن‌ها تیغه‌های کوتاه و بسیار ریز قهوه‌ای رنگ (احتمالاً روتیل) وجود دارد که به طور منظم و معمولاً در راستای عمود بر امتداد رخ‌ها قرار گرفته‌اند. پیروکسن‌ها از پیرامون در اثر اورالیتی شدن به آمفیبول سبز تبدیل شده‌اند. بقایای از اثرات کلینوپیروکسن درون ارتوپیروکسن به صورت بافت مخمط (Exsolution Lamella) مشاهده می‌شود.

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در گابروها است. اندازه آنها از بلورهای ریز تا درشت متغیر است. محدوده ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها از لابرادوریت تا بیوتونیت در انواع گابروها متغیر است. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل آلپیتی و پریکلینی و بدون منطقه‌بندی هستند. گاه شکستگی‌های ریزی درون پلاژیوکلازها دیده می‌شود که سوی مشخصی دارند. در پلاژیوکلازها آثار محوشدگی، خاموشی موجی و خم شدن ماکل دیده می‌شود که دلالت بر تأثیر فازهای زمین‌ساختی در منطقه است. در بیشتر سنگ‌های مافیکی آثار دگرگونی ضعیف قابل تشخیص است. در برخی از نمونه‌های گابرویی اثرات آلاش با سنگ‌های پوسته‌ای، ذوب بخشی و تبلور دوباره بلورهای پلاژیوکلاز به خوبی دیده می‌شود.

### ۴-۲. دیوریت‌ها

در بخش جنوب توده مافیک اصلی، توده به نسبت بزرگی به صورت یک رخنمون جداگانه قرار دارد که ترکیب حدواسط بازی و اسیدی دارد (شکل ۱). این توده اگر چه به ظاهر یکنواخت به نظر می‌رسد، ولی بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دیوریت، سینودیوریت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتزیدیوریت است. سنگ‌های مونزودیوریتی و گرانودیوریتی بیشتر در محل تماس با آلکالی‌گرانیت‌ها دیده می‌شوند. دیوریت‌ها هولوکریستالین هستند و دانه‌بندی متوسط دارند. ضریب رنگینی این سنگ‌ها در محدوده ملانوکرات تا مزوکرات قرار دارد. بافت چیره گرانولار متمایل به اینترگرانولار و به مقدار کمتر پورفیریک با خمیره میکروگرانولر است. کانی‌های اصلی بیشتر پیروکسن و پلاژیوکلاز و کانی‌های همراه آنها آمفیبول، بیوتیت و گاه کمی کوارتز است. از کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر اشاره کرد. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها ماکل آلپیت دارد و محدوده ترکیب شیمیایی این بلورها آندزین-الیگوکلاز است. هورنبلندها معمولاً درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز را دربر گرفته‌اند. در کوارتز دیوریت‌ها، در کنار کانی‌های یادشده مقداری کوارتز دیده می‌شود. دگرسانی در این سنگ‌ها شدت بیشتری نسبت به سنگ‌های مافیک دارد و کانی‌های سالم کمتر دیده می‌شوند. این سنگ‌ها تا حد متادیوریت دگرگون شده‌اند.

### ۴-۳. لویکوگرانیت

کهن‌ترین توده نفوذی موجود در منطقه، توده گرانیتی به شکل استوک کوچک است که بر پایه سن‌سنجی انجام شده در این پژوهش در زمان پرکامبرین درون سنگ‌های کهن‌تر جای گرفته است. این گرانیت در نمونه دستی روشن و دانه درشت است و بر خلاف نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰ منطقه که آن را گرانیت گنیس و دگرگون‌شده معرفی کرده، هیچ‌گونه آثار دگرگونی و دگرسانی در نمونه دستی و زیر میکروسکوپ دیده نشد. این سنگ کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و اکسیدهای آهن دارد. برنزد این توده در دو بخش از منطقه دیده می‌شود (شکل ۱).

### ۴-۴. آلکالی‌گرانیت

این گرانیت به صورت آپوفیز و دایک‌های اسیدی درون بخش گابرویی و دیوریتی دیده می‌شود. بررسی سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی این گرانیت همانند گرانیت قوشچی است که بزرگ‌ترین توده نفوذی منطقه قره‌باغ است (شکل ۱). بافت این گرانیت، گرانولار تا پورفیریک گرانوفیری و گرافیکی است. کانی‌های سازنده اصلی آن عبارتند از فلدسپار قلیایی، کوارتز و پلاژیوکلاز. کانی‌های فرعی آن بیوتیت، زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر است. فلدسپار قلیایی بیشتر از نوع ارتوز پرتیتی است و میکروکلین بسیار کمیاب است. در کانی‌های ارتوز تیغه‌های آلپیتی به

پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های کدر است. نمونه زیرکن‌های گوناگون، بیشتر شکل‌دار و با منطقه‌بندی نوسانی ماگمایی دارد (شکل ۹). اندازه دانه‌های زیرکن این نمونه میان ۵۰ تا ۳۵۰ میکرون است. سن‌ها از هسته به سوی کناره به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. در هسته برخی دانه‌ها، بخش‌های خیلی کهن تا حد ۲۴۰۰ میلیون سال هم اندازه‌گیری شده است. می‌توان گمان برد که هسته‌های خیلی کهن، بخش‌های باقیمانده از سنگ‌های اولیه باشند. سن میانگین بیشتر دانه‌های زیرکن این نمونه  $558/6 \pm 3/8$  Ma است (شکل ۱۰).

## ۶-۶ بحث

داده‌های نوین ژئوشیمی و سن‌سنجی از منطقه قره‌باغ منشأ و تکامل زمین‌ساختی پهنه سنندج-سیرجان را به خوبی بیان می‌کند. این داده‌ها نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی در پهنه سنندج-سیرجان از پرکامبرین شروع شده، در کرنیفر ادامه یافته (بر پایه این پژوهش) و تا ائوسن (Mazhari et al., 2009) پیش رفته است. در اینجا ابتدا در مورد سن‌های به دست آمده در این منطقه و مقایسه آنها با سن‌های به دست آمده از نواحی دیگر پهنه سنندج-سیرجان سخن گفته شده و در ادامه به منشأ و تحولات ماگمایی انواع سنگ‌های توده‌های نفوذی قره‌باغ اشاره و در پایان در مورد مدل تکاملی بحث شده است.

## ۶-۱ سن توده‌ها

– **فعالیت ماگمایی پرکامبرین:** سن‌سنجی انجام شده در این پژوهش، بر روی یک استوک لویکوگرنیتی در منطقه قره‌باغ، سن  $558/6 \pm 3/8$  Ma را نشان می‌دهد. کهن‌ترین سنی که از زیرکن‌های توده مافیک-اولترامافیکی غازان (در ۳۷ کیلومتری شمال باختری قره‌باغ) به دست آمده،  $541$  Ma است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲) که با نتایج به دست آمده از منطقه قره‌باغ همخوانی خوبی نشان می‌دهد. افزون بر این Crawford (1977)، حتی‌پور و آقانباتی (۱۳۶۷)، به روش Rb-St برای متاریولیت‌های سازند کهر و کمپلکس سیلوانا در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری قره‌باغ، به ترتیب سن‌های  $663$  Ma و  $1/56$  Ga را به دست آورده‌اند.

در سال‌های اخیر سن‌های یکسانی در بخش‌های دیگری از پهنه سنندج-سیرجان توسط پژوهشگران مختلف گزارش شده است که با یافته‌های به دست آمده در این پژوهش همخوانی دارند، به گونه‌ای که Hassanzadeh et al. (2008) در بخش شمال باختری زون سنندج-سیرجان و باختر سقر، به روش U-Pb، سن‌های  $551 \pm 25$  Ma و  $544 \pm 19$  Ma را به ترتیب برای گرانیت شیخ‌چوپان و بیوتیت گرانیت تغییرشکل یافته و متورق شده بوباکتا به دست آورده‌اند. همچنین این گروه سن‌یابی‌های به روش U-Pb روی گرانیت مونه، بیوتیت گرانیت و ارتوگنایس وارانزه در منطقه گلپایگان انجام داده‌اند و به ترتیب سن‌های  $578 \pm 22$  Ma،  $596 \pm 24$  Ma و  $588 \pm 23$  Ma به دست آورده‌اند. در منطقه گلپایگان Thiele et al. (1968) سنگ‌های گرانیتی را به عنوان فعالیت درونی پرکامبرین توصیف کرده و آن را به عنوان گرانیت دوران معرفی کرده‌اند.

سن‌های بالا، فعالیت ماگمایی پرکامبرین را در پهنه سنندج-سیرجان نشان می‌دهد و با سن به دست آمده از منطقه قره‌باغ همخوانی دارد. افزون بر این، با توجه به این که لویکوگرنیت پرکامبرین (۵۵۸ Ma) منطقه قره‌باغ، در پی سنگ دگرگونی نفوذ کرده است، می‌توان سن سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگ را کهن‌تر از سن لویکوگرنیت پنداشت. بر پایه هسته‌های کهن موجود در زیرکن‌های لویکوگرنیت (سن‌هایی تا  $2400$  Ma)، می‌توان پی‌سنگی یکسان با پی‌سنگ پان‌آفریقا در ایران مرکزی برای این بخش از پهنه سنندج-سیرجان در نظر گرفت. گرانیت‌های پان‌آفریقا در پی سنگ دگرگونی ایران مرکزی گسترش بیشتری دارند (Ramezani & Tucker, 2003)؛ ولی در منطقه مورد مطالعه تاکنون معرفی نشده‌اند.

– **فعالیت ماگمایی پالنوزویک بالایی:** با استفاده از سن‌سنجی‌های انجام شده روی

دانه‌های زیرکن بدون ادخال، شکل‌دار و سالم انتخاب شدند. در نمونه‌هایی که اندازه دانه‌های زیرکن اختلاف زیادی با هم داشتند (مانند نمونه‌های ۱۶، ۹۵ و ۱۶)، نمونه‌ها با نام ریزدانه (fig) و درشت‌دانه (cg) جدا و سپس سن‌سنجی شدند (جدول ۲). محل نمونه‌های انتخاب شده برای سن‌سنجی در شکل ۱ نشان داده شده است. داده‌های تعدادی از نقاط سن‌سنجی شده در جدول ۲، تصاویر کاتدولومینسانس (CL) برخی از زیرکن‌ها در شکل ۹ و نمودارهای آنها در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

## ۵-۳ زیرکن‌ها

زیرکن‌های موجود در نمونه‌های گابرویی (نمونه‌های ۸، ۱۶، ۲۴، ۲۸-۲، ۹۵) و ابعاد ۲۰ میکرون تا یک میلی‌متر (شکل ۳-A) دارند. این زیرکن‌ها شکل‌های چندوجهی منظم و رنگ صورتی دارند و بدون منطقه‌بندی و یا با منطقه‌بندی کمتر هستند. بر پایه بررسی‌های انجام شده بیشتر دانه‌های زیرکن سنگ‌های گابرویی تنها یک یا دو مرحله از رشد و تبلور را نشان می‌دهند و از نوع زیرکن‌های اولیه و ماگمایی هستند. در این نمونه‌ها دانه زیرکن دگرگونی و یا بیگانه یافت نشد. بیشتر دانه‌ها در تصاویر CL تقریباً بدون شکستگی و یا با شکستگی کم هستند (شکل ۹). از هر نمونه سنگی مقدار زیادی زیرکن به دست آمد، به گونه‌ای که این مسئله گاه انتخاب آنها را برای تجزیه دشوار می‌کرد. نمودار Intercepts Concordia (شکل ۱۰)، برای نمونه شماره ۸ سن  $301/5 \pm 1/3$  Ma، نمونه شماره ۱۶ سن  $300/7 \pm 1/5$  Ma، نمونه شماره ۹۵ سن  $300 \pm 1/3$  Ma، نمونه شماره ۲۴،  $300/6 \pm 1/3$  Ma و در پایان برای نمونه شماره ۲۸-۲، سن  $300/7 \pm 1/7$  Ma نشان می‌دهد. اختلاف سنی کمی بین هسته و حاشیه دانه‌ها وجود دارد، به گونه‌ای که در زیرکن‌ها سن هسته کمی بیشتر از حاشیه است (جدول ۲).

دانه‌های زیرکن سنگ‌های دیوریتی (نمونه‌های ۷۷ و ۸۰) همانند زیرکن گابروها، در بیشتر موارد شکل‌دار، کشیده، بزرگ، روشن و صورتی‌رنگ با ریخت‌شناسی یکنواخت هستند. همه آنها تقریباً سن‌های یکسانی را نشان می‌دهند. اندازه دانه‌های زیرکن نمونه ۷۷ بین ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون است ولی دامنه تغییرات اندازه نمونه ۸۰ از ۵۰ میکرون تا یک میلی‌متر متغیر است (شکل ۹). سن متوسط زیرکن‌ها برای نمونه ۸۰،  $298/8 \pm 1/5$  Ma و برای نمونه ۷۷،  $301 \pm 1/8$  Ma است (شکل ۱۰).

نمونه ۲۹، یک مونزوگرنیت با کانی‌های فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، اسفن و کانی‌های کدر است. این نمونه از بخشی برداشت شده است که در همسایگی قطعات مافیک قرار دارد (شکل ۲-F و ۲-G). نمونه دارای زیرکن‌های گوناگون و ناهمگنی است که بیشتر منطقه‌بندی نوسانی ماگمایی دارند. از نظر شکلی بیشتر شکل‌دار و به صورت بلورهای کشیده با رنگ روشن هستند (شکل ۹). اندازه دانه‌های زیرکن این نمونه، میان ۲۰ تا ۶۰۰ میکرون است. ریخت‌شناسی زیرکن‌ها بیانگر منشأ ماگمایی آنهاست. دانه‌های زیرکن زیادی از این نمونه به دست آمد. سن متوسط بیشتر دانه‌ها  $300/3 \pm 1/5$  Ma است (شکل ۱۰).

نمونه ۵۵ یک آلکالی‌گرنیت با کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های کدر است. کانی‌های مافیک آن به صورت بخش‌های تجمعی دیده می‌شود و چنین به نظر می‌رسد که این تجمعات مافیک، انکلوژیون‌هایی از سنگ‌های مسیر باشند. این نمونه زیرکن‌های گوناگون، ناهمگن، بیشتر شکل‌دار و بیشتر با منطقه‌بندی نوسانی ماگمایی دارد (شکل ۹). گوناگونی دانه‌های زیرکن در این نمونه بی‌همتاب است. اندازه دانه‌های زیرکن میان ۲۰ تا ۵۰۰ میکرون است و بیشتر رنگ قهوه‌ای و تیره‌ای دارند که بیانگر پرتوافکنی اورانیم و بیرون آمدن آن از دانه‌هاست. زیرکن‌های مات، تیره و قهوه‌ای رنگ، احتمالاً کهن‌تر از زیرکن‌های رنگ روشن هستند. در این نمونه سن‌ها از هسته به کناره کمتر می‌شوند. سن متوسط بیشتر دانه‌ها  $303/4 \pm 2/2$  Ma است (شکل ۱۰). ولی زیرکن‌هایی با هسته‌های تا سن ۶۰۰ میلیون سال هم در میان آنها دیده می‌شود.

نمونه ۷۱ یک لویکوگرنیت بسیار سالم با کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی،



دیوریتی نیز باید توسط تبلور جدایشی از ماگماهای مافیک همراه تولید شده باشند. در بررسی سنگ‌نگاری، مجموعه کانیایی اولیه ماگمایی در بیشتر نمونه‌های مافیکی به خوبی حفظ شده است. سنگ‌های مافیک تر مقادیر بیشتری از کانی‌های الومین، پیروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیمی دارند ولی در نمونه‌های تفریق‌یافته مقادیر آنها کم می‌شود و یا اثری از آنها دیده نمی‌شود. در نمودارهای هارکر روند تفریق ماگمایی به خوبی قابل مشاهده است؛ تفریق‌یافتگی آپاتیت و اکسیدهای Fe-Ti باید ناچیز باشد زیرا مقادیر  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در نمونه‌ها تقریباً ثابت است.  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های مافیک تا دیوریت در طی مراحل تفریق روندی صعودی دارد. روی هم‌رفته تغییرات  $\text{SiO}_2$  نسبت به MgO یک روند منفی را نشان می‌دهد که با اصل تفریق میزان  $\text{SiO}_2$  در ماگما همخوانی دارد. روند کاهش در  $\text{MgO}$ ،  $\text{FeO}$ ، و عناصر سازگار (مانند Co، Cr و V، Ni) با افزایش  $\text{SiO}_2$  به خوبی دیده می‌شود. همچنین با افزایش مقادیر MgO مقادیر اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ، Sr کاهش می‌یابد. غنی‌شدگی نسبی LILEs و LREEs همراه با تهی‌شدگی در Zr و Nb، Ti، Y، HREEs نیز دیده می‌شود. این پدیده‌ها در روند تفریق ماگمای اولیه متداول است، مقادیر بالای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در نمونه‌های مافیک تر نشان از فراوانی کانی پلاژیوکلاز کلسیمی در آنها دارد. کمترین میزان  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در نمونه‌های دیوریتی دیده می‌شود. پیوستگی در رسم عناصر فرعی نشان می‌دهد که روندهای پیوسته عناصر اصلی در نمودارهای هارکر، برای عناصر فرعی نیز وجود دارد. افزون بر موارد بالا، مقادیر  $\text{MgO}$  و  $\text{TiO}_2$  در نمونه‌های منطقه همانند ماگمای مشتق‌شده از گوشته است. بنابراین منشأ گوشته‌ای سنگ‌های مافیکی و دیوریتی مشهود است، البته همه تغییرات بالا را نمی‌توان تنها توسط تبلور جزء به جزء و تفریق ماگمایی توضیح داد. در این مسئله آرایش گوشته‌ای، آرایش پوسته‌ای، دگرگونی، دگرسانی سطحی و آمیختگی ماگمایی نیز می‌توانند دخالت داشته باشند. چنین به نظر می‌رسد که این تغییرات سبب تغییر روند ماگمای اولیه از آلکالن به ساب‌آلکالن شده است.

آلکالی‌گرانیته‌ها مقادیر بالایی از  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{SiO}_2$ ، Zr، Y، Th دارند. روندهای غیرعادی اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و عناصر کمیاب Y و Rb برابر  $\text{SiO}_2$  بیانگر این است که سنگ‌های بالا باید از ذوب یک منشأ پوسته‌ای تشکیل شده باشند. در نمودارهای هارکر، این سنگ‌ها یک روند کاهشی مشخص را از Rb تا Y نشان می‌دهند. ترکیب گرانیته، محتوای سیلیس و پتاسیم بالا، مقادیر بالایی REEs، غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs، غنی‌شدگی نسبی عناصر Rb، Ce و LILEs و تهی‌شدگی نسبی از عناصر Nb، Sr، Ba، Ti نشانگر منشأ پوسته‌ای این گرانیته‌هاست (Zhao & Zhou, 2007). مطالعات اخیر (Patino Douce 1997) نشان می‌دهد که ماگماهای نوع آلکالن در نتیجه ذوب سنگ مادر تونالیتی - گرانودیوریتی در فشار کم به وجود آمده‌اند. مشاهده بافت گرانوفیری و میکروگرافیکی در آلکالی‌گرانیته‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در ژرفای کم جایگیر شده‌اند. حضور گسترده بافت میکروپریتی در این سنگ‌ها نشانگر پایین بودن فشار بخار آب در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست. موارد بالا و بی‌هنجاری‌های منفی Sr و Ba و نسبت‌های بالای  $\text{FeO/MgO}$  در آلکالی‌گرانیته‌ها با مدل ذوب سنگ‌های تونالیتی تا گرانودیوریتی در فشار ۴ کیلو بار قابل توجیه است (Malvin & Drake, 1987).

### ۳-۶. محیط زمین‌ساختی و ژئودینامیکی

در مورد زمان باز و بسته شدن نئوتتیس دیدگاه یکسانی وجود ندارد، برخی از پژوهشگران زمان باز شدن آن را به پس از پرمین (Stampfli & Borel, 2002) و برخی دیگر آن را به پیش از پرمین نسبت می‌دهند (Alirezaei & Hassanzadeh, 2011). Sabzehei (1974) و Houshmandzadeh (1977) بر این باورند که در پالئوزویک پایانی و در طول مزوزویک یک رژیم کششی بر ایران حاکم بوده که به پیدایش یک مجموعه فرازمین (هورست) و فروزمین (گرابن) انجامیده است. نیروی کششی حاصل از کافت‌شدگی موجب شد تا فازهای سیمیرین پیشین و پسین بر ایران

انواع مختلف سنگ‌های آلکالی‌گرانیته، مونوزوگرانیته و مافیک - دیوریت منطقه قره‌باغ در این پژوهش به ترتیب سن‌های  $2/2 \text{ Ma} \pm 3/4$ ،  $1/5 \text{ Ma} \pm 3/3$  و  $300 \text{ Ma}$  به دست آمده است. چند نقطه در اینجا اهمیت دارد: ۱- همه انواع سنگ‌های بالا در منطقه قره‌باغ برخلاف تصورات پیشین کم و بیش هم‌سن هستند ۲- می‌توان چنین دریافت که همگی مربوط به یک رخداد ماگمایی هستند که در اواخر پالئوزویک رخ داده است؛ ۳- با سن‌های به دست آمده از مناطق دیگر پهنه سندج - سیرجان همخوانی دارد. جوان‌ترین سن به دست آمده از یک نمونه گابرو در توده مافیک - اولترامافیک غازان  $299 \text{ Ma}$  است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲) که گواه دیگری از رخداد بالا در منطقه است. در بخش‌های دیگری از پهنه سندج - سیرجان، سن‌های یکسانی توسط گروهی از پژوهشگران به دست آمده است که به طور خلاصه به آنها اشاره می‌شود.

(Bea et al. 2011) روی توده گرانیته نوع A خلیفان، در شمال باختری زون سندج - سیرجان (حدود ۲۰۰ کیلومتری جنوب توده قره‌باغ) به روش U-Pb و Rb-Sr سنگ کل، به ترتیب سن‌های  $2 \text{ Ma} \pm 315$  و  $277/2 \pm 0/5 \text{ Ma}$  را به دست آورده‌اند. این گروه حدس زده‌اند که این سن‌ها اولین سن واریسکن به دست آمده در این ناحیه است. این سن‌ها همانند سن سنگ‌های منطقه قره‌باغ است؛ بنابراین یکی از احتمالات می‌تواند این باشد که توده‌های منطقه قره‌باغ مرتبط به فرورانش واریسکن هستند.

(Alirezaei & Hassanzadeh 2011) زیرکن‌هایی به سن  $3/6 \text{ Ma} \pm 288/3$  را برای گرانیته‌های A-type حسن‌ریاط در پهنه سندج - سیرجان مرکزی گزارش کرده‌اند و آن را به فعالیت ماگمایی هم‌زمان با کافت پرمین در طول کمربند کوهزایی تتیس ارتباط داده‌اند (Chauvet et al., 2008; Garzanti et al., 1999). این گروه استنباط کرده‌اند که این سن به طور مشخص زمان کافت‌شدگی و بازشدگی نئوتتیس را میان سندج - سیرجان و صفحه زاگرس - عربی نشان می‌دهد. این سن‌ها با سن‌های به دست آمده از انواع مختلف سنگ‌های قره‌باغ، همخوانی دارد و می‌توان چنین تفسیر کرد که این داده‌ها رخداد کافت‌شدگی و باز شدن نئوتتیس را در کرینفر بالایی در پهنه سندج - سیرجان نشان می‌دهد.

### ۴-۶. سنگ‌زایی

مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ‌های مافیکی و دیوریتی در حد متادگرگون و تا حدی هم دچار آرایش و متاسوماتیسم شده‌اند. این موضوع در تفسیر پتروژنتیکی داده‌ها سبب پاره‌ای از مشکلات و رفتارهای غیر معمول برخی اکسیدها و عناصر می‌شود. سنگ‌های با مقادیر متفاوت آلکالی، یک روند انتقالی از ساب‌آلکالن به آلکالن در نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  برابر  $\text{SiO}_2$  نشان می‌دهند. در نمودار A/NK - A/CNK سنگ‌های مافیکی و دیوریتی در محدوده مت‌آلومین، لویکوگرانیته در محدوده پرآلومین و آلکالی‌گرانیته‌ها در محدوده پرآلومین تا پرآلکالین قرار می‌گیرند. حضور مقادیر چشمگیر بیوتیت و هورنبلند در همه نمونه‌های مافیک و دیوریت نشان از حضور آب یا سیال‌های اشباع‌شده در هنگام تحولات ماگمایی دارد. بررسی روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی (شکل‌های ۵، ۶ و ۷) نشان می‌دهد که نمونه‌های مافیکی تا دیوریتی در یک محدوده قرار می‌گیرند که این نشانه نزدیکی ژنتیکی این سنگ‌هاست. در حالی که در همه نمودارها، نمونه‌های گرانیته با نمونه‌های مافیکی - دیوریتی در دو محدوده جداگانه قرار می‌گیرند که روابط ژنتیکی جداگانه‌ای را میان ماگماهای اسیدی و مافیکی نشان می‌دهد. اگر چه مافیکی‌ها و دیوریت‌ها از دید رفتار برخی عناصر کمیاب اختلافاتی دارند که با توجه به مطالب بالا منطقی به نظر می‌رسد، روی هم‌رفته الگوی پراکنش عناصر کمیاب و کمیاب خاکی کم و بیش یکسانی دارند.

با توجه به طیف سنگ‌های مافیکی تا دیوریت و شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی میان آنها می‌توان گفت که ماگمای مادر باید روند تفریق را طی کرده و نمونه‌های

در سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین نفوذ کرده‌اند. بر پایه نتایج ژئوشیمیایی به دست آمده در این پژوهش، سنگ‌های مافیک از یک ماگمای اولیه با منشأ گوشه‌ای مشتق شده‌اند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که ماگمای مافیک روند تفریق و تبلور ماگمایی را طی کرده است و سنگ‌های دیوریتی حاصل از تفریق ماگمای مافیکی هستند. بر پایه این بررسی‌ها نمونه‌های آلکالی‌گرانیته از ذوب پوسته زیرین توسط گرمای ناشی از نفوذ توده مافیک تشکیل شده است.

سن‌سنجی بر پایه Laser-Ablation روی زیرکن‌ها، دو رویداد ماگمایی مختلف در پرکامبرین و اواخر پالئوزویک را در منطقه قره‌باغ نشان می‌دهد. کهن‌ترین سن به دست آمده در این پژوهش مربوط به یک استوک کوچک لویکوگرانیته ( $558/6 \pm 3/8$  Ma) است که اولین فاز ماگمایی منطقه است که در پی سنگ دگرگونی نفوذ کرده است. بر پایه شواهد و سن‌های به دست آمده در این پژوهش، می‌توان پی‌سنگی مشابه پی‌سنگ ایران مرکزی برای این بخش از پهنه سنندج-سیرجان در نظر گرفت. سنگ‌های گابرویی و دیوریتی سنی میان  $298/8 \pm 1/5$  Ma تا  $301/5 \pm 1/3$  Ma داشته و نمونه موزوگرانیته و آلکالی‌گرانیته درون بخش مافیکی، به ترتیب سن‌های  $300/3 \pm 1/5$  Ma و  $303 \pm 1/3$  Ma دارند. این سن‌ها یکسان هستند و می‌توان پذیرفت که همه این سنگ‌ها متأثر از یک رخداد زمین‌شناسی باشند. این سن‌ها با سن‌های تازه به دست آمده از دیگر بخش‌های پهنه سنندج-سیرجان همخوانی خوبی دارد و می‌توان چنین پنداشت که دومین رویداد ماگمایی یا فاز ماگمایی در منطقه قره‌باغ و دیگر بخش‌های پهنه سنندج-سیرجان، همزمان با شروع باز شدن نوتتیس (دست‌کم در بخش شمالی آن) در پالئوزویک بالایی است.

### سپاسگزاری

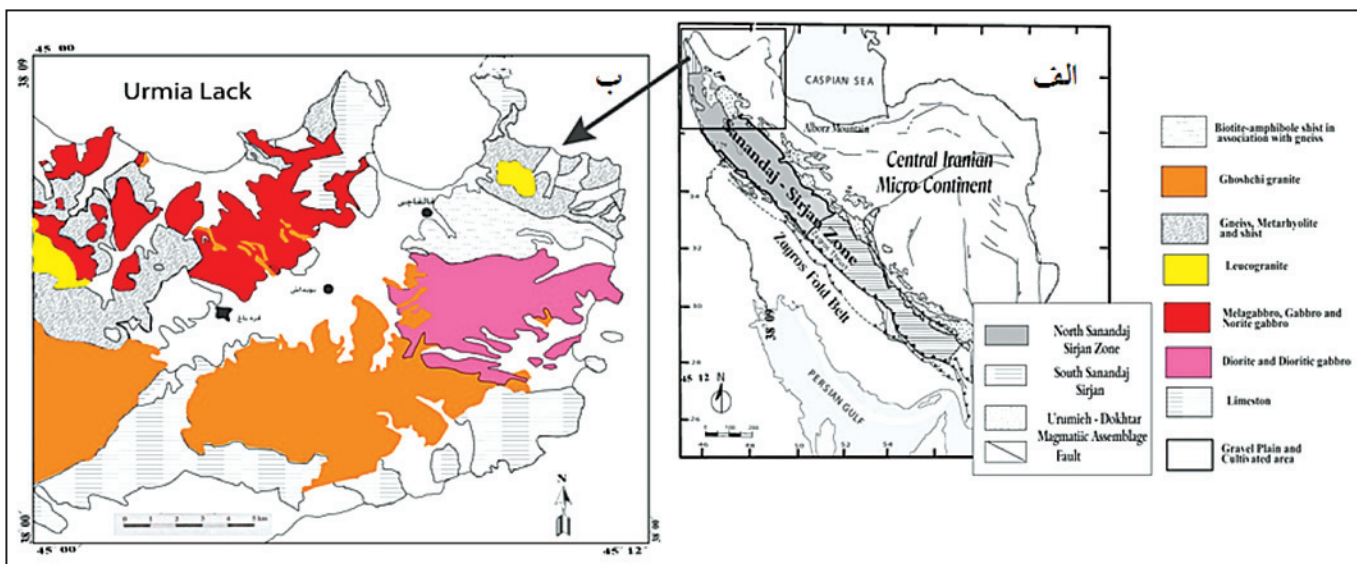
از زحمات و راهنمایی‌های علمی ارزنده استاد گرانقدر آقای دکتر هوشمندزاده سپاسگزاریم. از دکتر Alexander Rocholl از دانشگاه لودویگ ماکسی میلیانز شهر مونیخ که در جداسازی زیرکن‌ها ما را یاری کردند و نیز از دکتر Axel Gerdes از دانشگاه گوتته شهر فرانکفورت که برای انجام آزمایش‌های سن‌سنجی با روش U-Pb همکاری داشتند نیز سپاسگزاری می‌شود.

(به جز زاگرس و کپه‌داغ) تأثیر گذارد. برخی از پژوهشگران بر این باورند که نفوذی‌های گرانیتی پهنه سنندج-سیرجان، سن‌هایی از نئوپروتوزویک (Hassanzadeh et al., 2008) تا ائوسن (Braud, 1987; Mahmoudi et al., 2011) نشان می‌دهند. در حالی که بیشتر نفوذی‌ها سن ژوراسیک-پالئوسن دارند و یک کمان ماگمایی (Magmatic Arc) را نشان می‌دهند (Berberian & King, 1981; Nezaefati et al., 2005; Masoudi et al., 2002; Berberian et al., 1982; Shahbazi et al., 2010). این کمان ماگمایی برای ارتباط دادن فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر کمر بند سنندج-سیرجان مطرح شده است (Agard et al., 2005; Braud, 1987; Berberian & King, 1981) (Shahbazi et al., 2010). (Ghasemi & Talbot (2006) معتقدند که مهم‌ترین فاز کافتی در حوضه زاگرس در طول زمان پرمین شروع شده است.

نتایج به دست آمده از این پژوهش و مطالعات جدید دیگر پژوهشگران، راهنمای خوبی از منشأ و تکامل زمین‌ساختی در پهنه سنندج-سیرجان را ارائه می‌دهد. بر پایه سن‌سنجی و مشاهدات صحرایی انجام شده در این پژوهش سنگ‌های مافیک-دیوریت و آلکالی‌گرانیته‌ها در زمان مشابه و با رویداد یکسانی تشکیل شده‌اند. این داده‌ها نشان می‌دهد که در اواخر پالئوزویک، فعالیت‌های ماگمایی و زمین‌ساختی گسترده‌ای در پهنه سنندج-سیرجان رخ داده است، به گونه‌ای که در اواخر کربنیفر یک پهنه کششی در پهنه سنندج-سیرجان، دست‌کم در بخش شمالی آن شروع شده و این همان زمان شروع باز شدن نوتتیس در ایران است که در ارتباط با کافت شدگی درون صفحات قاره‌ای است. در نتیجه این کافت شدگی توده‌های بزرگ مافیک و الترامافیک در کل منطقه (قره‌باغ و مناطق همجوار) تشکیل شده و در پی آن، فعالیت ماگمایی اسیدی حاصل از ذوب پوسته زیرین توسط گرمای ناشی از نفوذ آنها رخ داده است که اثرات آن را به صورت قطعات و آپوفیزهای آلکالی‌گرانیته درون بخش مافیک در منطقه می‌توان دید.

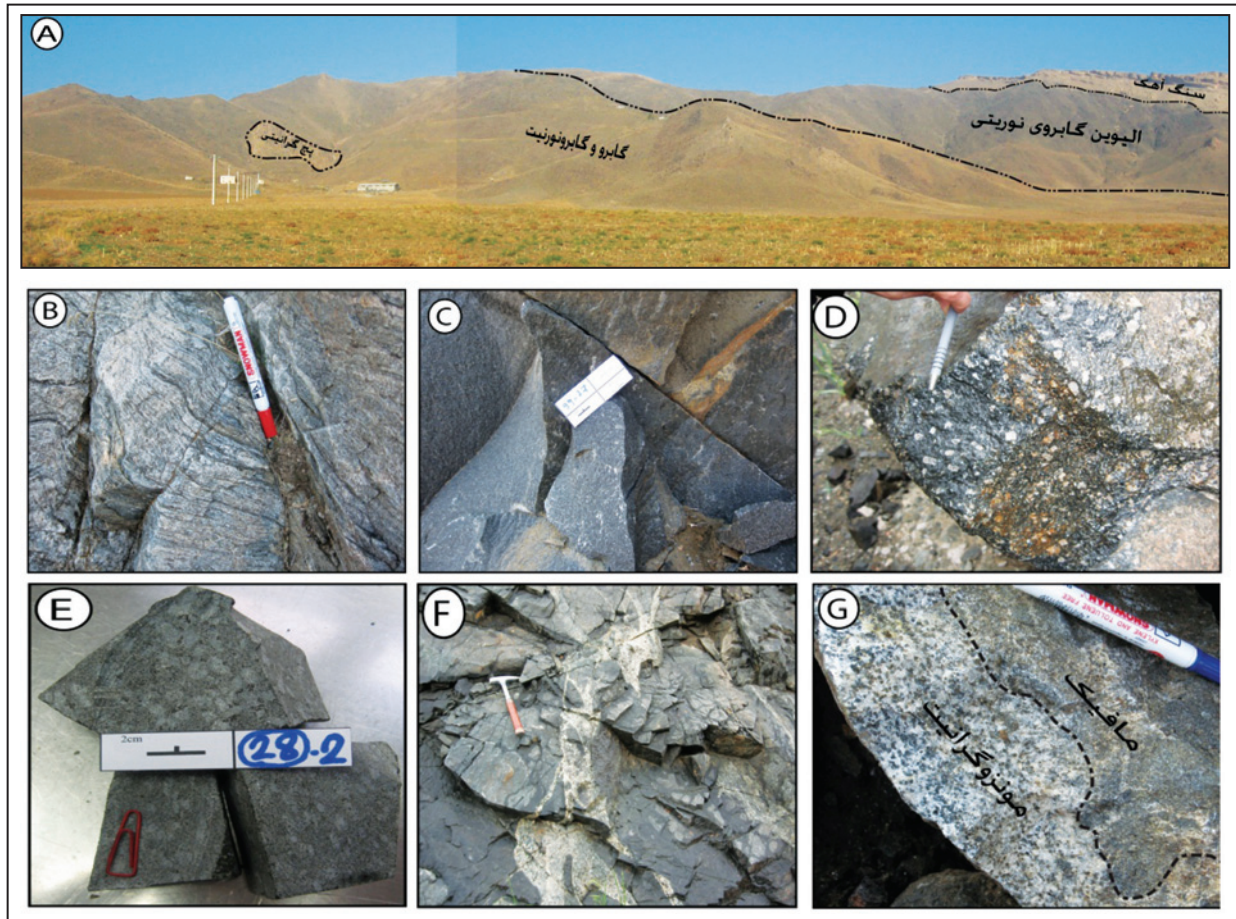
### ۷- نتیجه‌گیری

در منطقه قره‌باغ انواع سنگ‌های نفوذی مافیک-دیوریت و گرانیتی وجود دارد که

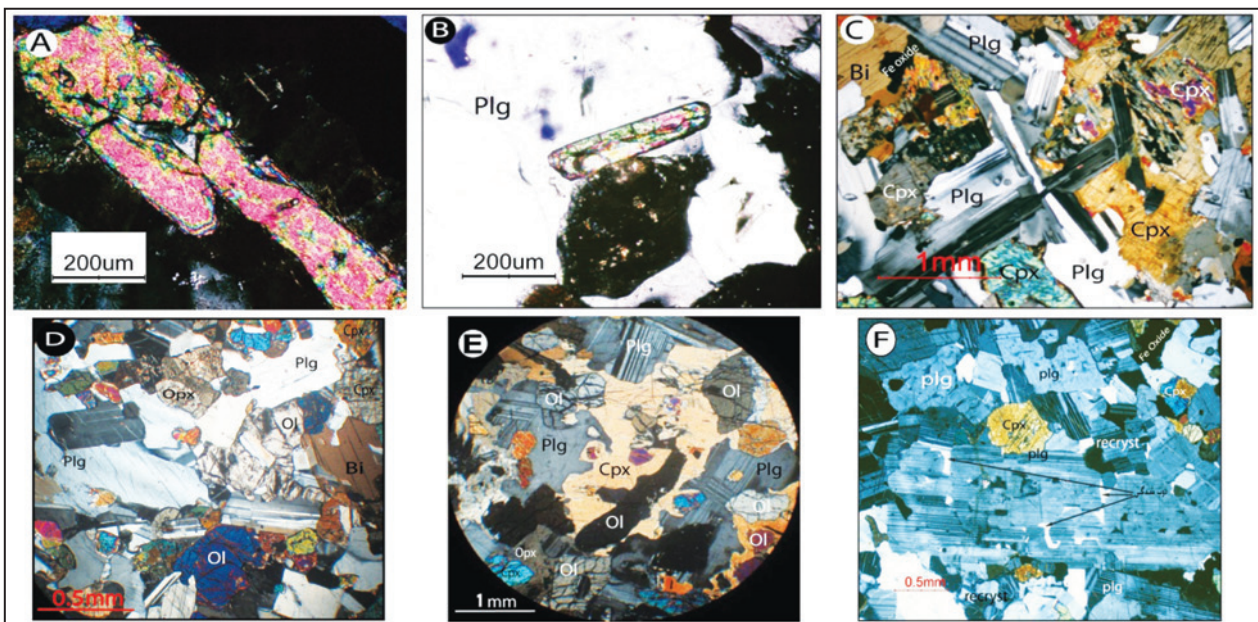


شکل ۱- الف) نقشه پهنه‌بندی ساختمانی ایران، برگرفته از (Ghasemi & Talbot (2006) و ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه قره‌باغ.

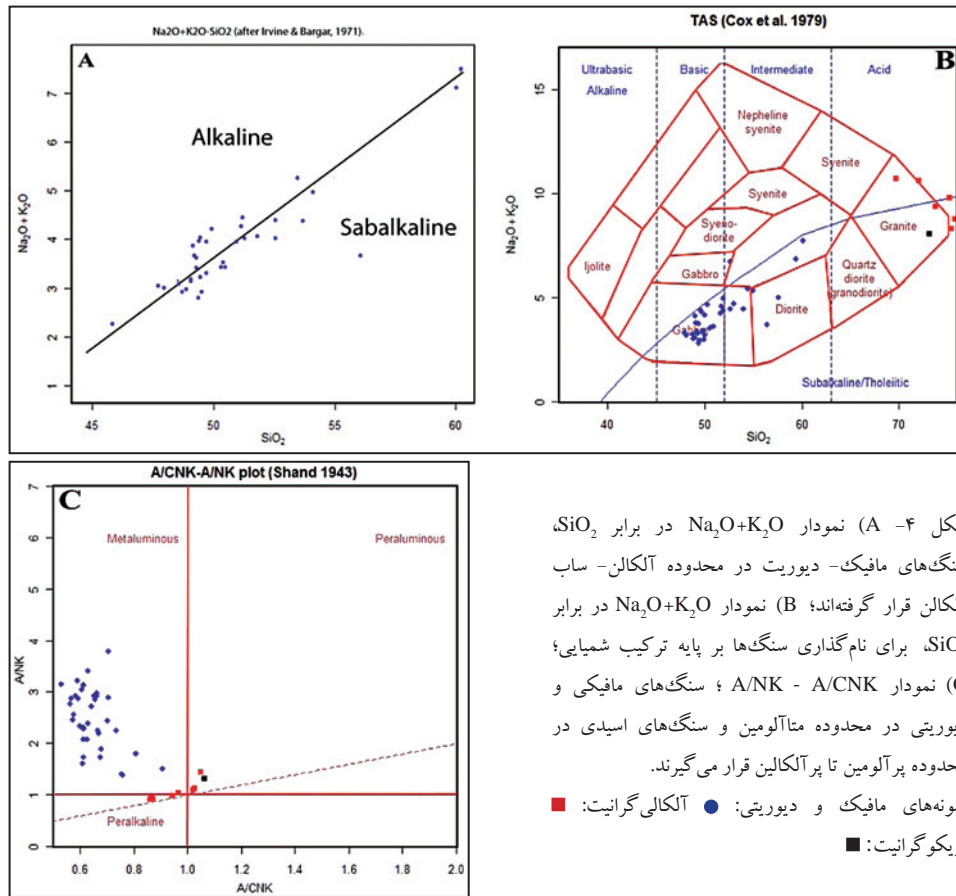




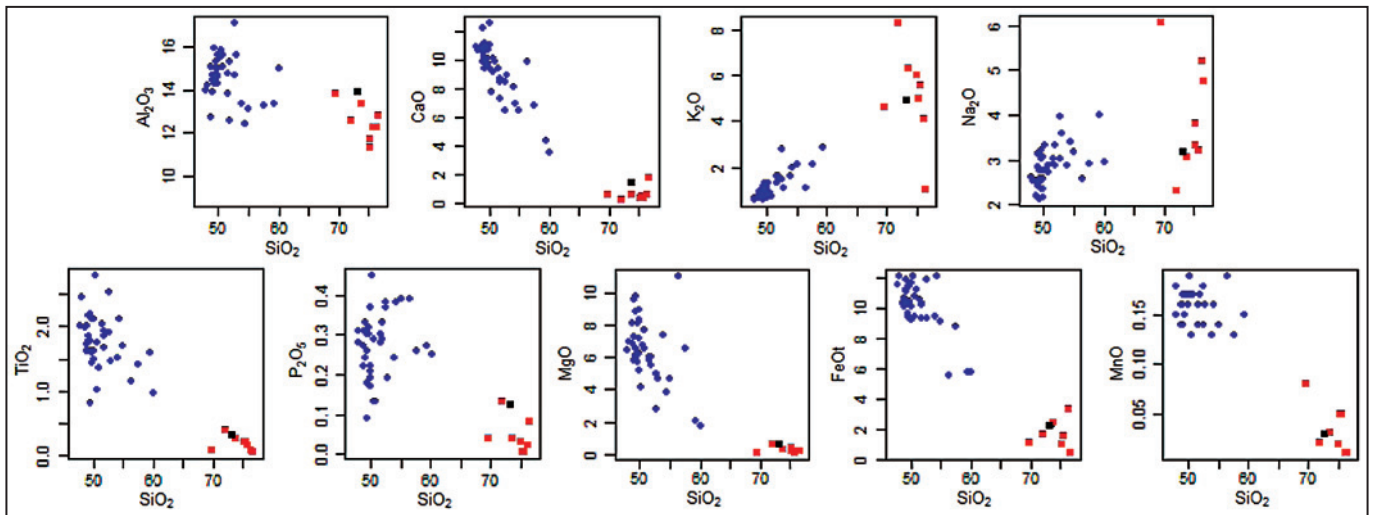
شکل ۲- (A) عکس پانورومایی از توده گابرویی قره‌باغ؛ (B) سنگ دگرگونی پی‌سنگ منطقه؛ (C) بروزد گابروی گرانولار ریزدانه؛ (D و E) سنگ‌های مافییک با درشت بلورهای فلدسپار؛ (F) بخش‌هایی با ترکیب میانه که به درون بخش‌های گابرویی نفوذ یافته‌اند و (G) مرز میان سنگ مافییک با سنگ مونوزوگرانیته.



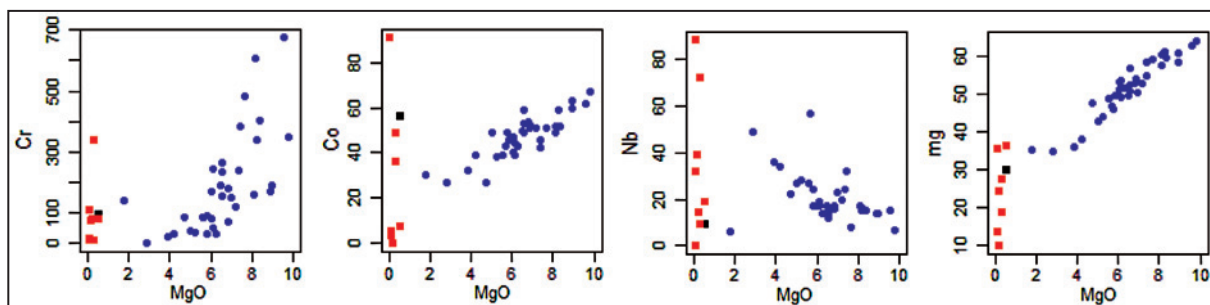
شکل ۳- (A) یک زیرکن ماگمایی به طول یک میلی‌متر (نمونه ۱۶)؛ (B) زیرکن موجود در دیوریت (نمونه ۸۰)؛ (C) یک گابرو، پلاژیوکلاز با ماکل صلیبی و بافت افیتیک؛ (D) نمونه الیون گابرو، پلاژیوکلازهای درشت با خاموشی موجی، الیون به صورت دانه‌های کوچک و اینترکومولا؛ (E) الیون گابرو با بافت پویی کلتیک؛ (F) نمونه مونوزوگرانیته (نمونه ۲۹)، شکستگی و ذوب‌شدگی بلور بزرگ پلاژیوکلاز و پلاژیوکلازها تبلور دوباره یافته (recryst).



شکل ۴- A) نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$ ، سنگ‌های مافیک-دیوریت در محدوده آلکالن-ساب آلکالن قرار گرفته‌اند؛ B) نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$ ، برای نام‌گذاری سنگ‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی؛ C) نمودار  $A/NK - A/CNK$ ؛ سنگ‌های مافیکی و دیوریتی در محدوده متآلومین و سنگ‌های اسیدی در محدوده پرالومین تا پرالکالین قرار می‌گیرند.  
 نمونه‌های مافیک و دیوریتی: ● آلکالی‌گرانیت: ■ لویکوگرانیت: ■

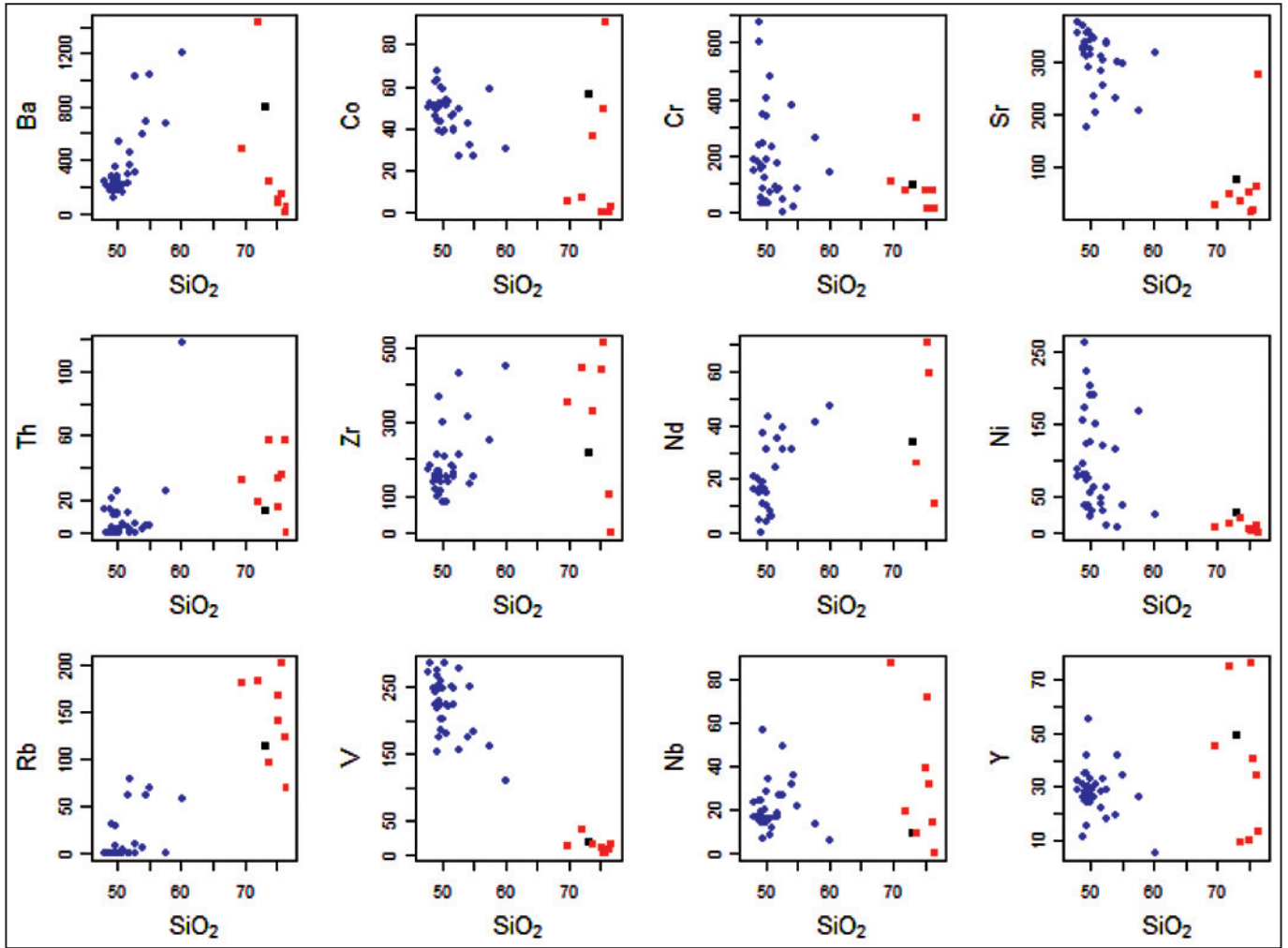


شکل ۵- نمودارهای هارکر مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی در برابر  $SiO_2$  (بر حسب درصد وزنی)

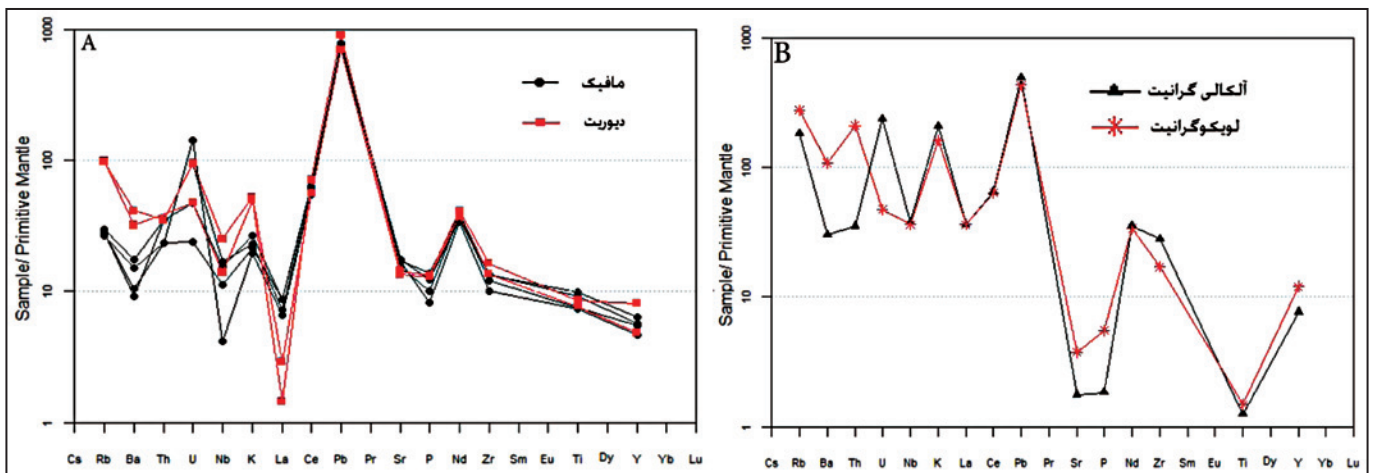


شکل ۶- نمودارهای هارکر مقادیر  $Cr, Ni, Mg^{\#}, Co$  در برابر  $MgO$  (بر حسب درصد وزنی)

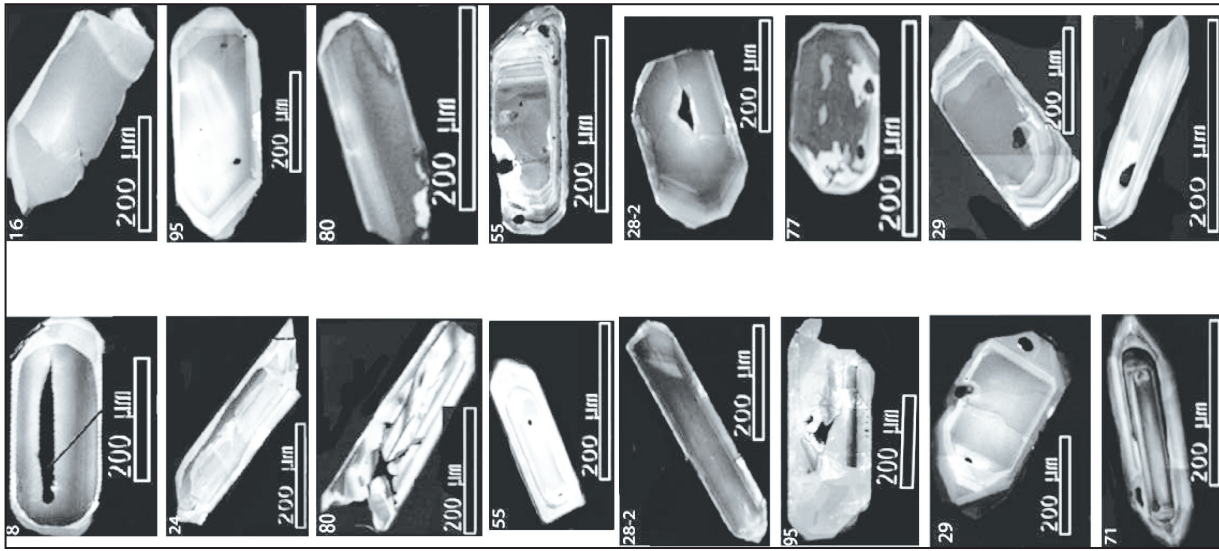




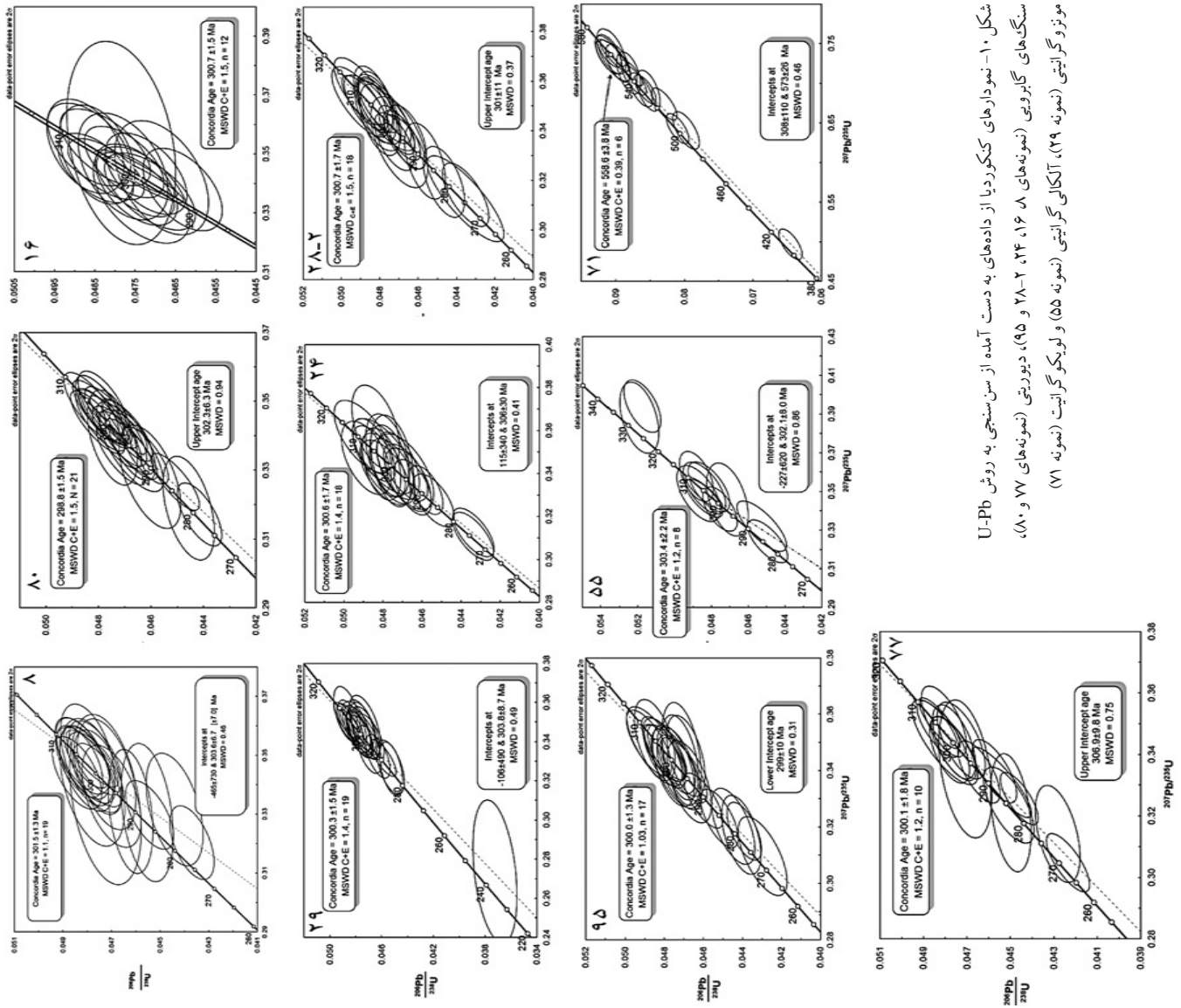
شکل ۷- نمودارهای هارکر، عناصر کمیاب بر حسب ppm و A/CNK و  $K_2O/Na_2O$  در برابر درصد وزنی  $SiO_2$



شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی برای انواع مختلف نمونه‌های قره‌باغ، بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)



شکل ۹- تصاویر کاتدولومینسانس زیر میکروسکوپ الکترونی شده سنگ‌های گابرونی (نمونه‌های ۸، ۱۶، ۲۴، ۲۸، ۲، ۹۵)، دیوریتی (نمونه‌های ۷۷ و ۸۰)، مونوزگرانییتی (نمونه ۲۹)، آکالی گرانیتی (نمونه ۵۵) و لویکو گرانیت (نمونه ۷۱)



شکل ۱۰- نمودارهای کنگوردیا از داده‌های دست آمده از سنسنجی به روش U-Pb سنگ‌های گابرونی (نمونه‌های ۸، ۱۶، ۲۴، ۲۸، ۲، ۹۵)، دیوریتی (نمونه‌های ۷۷ و ۸۰)، مونوزگرانییتی (نمونه ۲۹)، آکالی گرانیتی (نمونه ۵۵) و لویکو گرانیت (نمونه ۷۱)





جدول ۲- نقاط سن‌سنجی شده به روش U-Pb، انواع سنگ‌های توده نفوذی قره‌باغ (R1 و C1 متوالی مربوط به یک دانه زیر کن هستند)

sampl	grain	core/rim	$^{206}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$
			$^{238}\text{U}$	(%)	$^{235}\text{U}$	(%)	206Pb	(%)	$^{238}\text{U}$	(Ma)	$^{235}\text{U}$	(Ma)	$^{206}\text{Pb}$	(Ma)
8	A06	R	0.04857	1.7	0.3451	2.9	0.05152	2.4	306	5	301	8	264	54
8	A12	C	0.04847	1.6	0.349	2.9	0.05221	2.3	305	5	304	8	295	53
8	A13	C	0.04813	1.9	0.3512	4.0	0.05291	3.6	303	6	306	11	325	81
8	A14	C	0.04835	1.9	0.3508	3.0	0.05262	2.4	304	6	305	8	312	55
55cg	A29	C1	0.04870	2.0	0.3488	3.2	0.05195	2.5	307	6	304	9	283	58
55cg	A30	R1	0.04840	1.7	0.3464	2.3	0.05191	1.6	305	5	302	6	281	36
55cg	A31	C	0.05193	1.7	0.3881	3.9	0.0542	3.5	326	5	333	11	379	79
55cg	A32	R	0.04754	1.6	0.3408	2.5	0.052	2.0	299	5	298	7	286	45
55fg	A45	C	0.04864	1.7	0.3532	3.3	0.05266	2.8	306	5	307	9	314	63
55fg	A46	C	0.04745	1.7	0.3435	1.9	0.05251	0.8	299	5	300	5	308	18
55fg	A47	R1	0.04785	2.2	0.3537	6.7	0.05361	6.3	301	6	307	18	355	143
55fg	A48	C1	0.04823	1.6	0.3448	2.5	0.05185	1.9	304	5	301	6	279	43
16cg	A64	C	0.04734	2.1	0.3361	4.0	0.05148	3.4	298	6	294	10	262	78
16cg	A65	R1	0.04713	2.0	0.3372	3.2	0.05189	2.5	297	6	295	8	281	57
16cg	A66	C1	0.04780	1.9	0.3457	4.3	0.05246	3.8	301	6	302	11	305	88
16cg	A72	R	0.04686	2.0	0.342	4.6	0.05293	4.2	295	6	299	12	326	95
16fg	A74	R	0.04733	2.0	0.3396	3.2	0.05205	2.5	298	6	297	8	287	58
16fg	A75	C	0.04923	2.2	0.3575	2.7	0.05266	1.6	310	7	310	7	314	37
16fg	A78	C	0.04830	1.6	0.3551	2.6	0.05331	2.1	304	5	309	7	342	47
16fg	A79	C	0.04888	1.8	0.3542	3.2	0.05256	2.6	308	5	308	9	310	60
29	A93	C	0.04630	1.6	0.3325	2.8	0.05209	2.2	292	5	291	7	289	50
29	A94	R1	0.04697	1.7	0.336	3.0	0.05188	2.5	296	5	294	8	280	56
29	A95	C1	0.04759	1.6	0.3425	2.6	0.0522	2.0	300	5	299	7	294	47
29	A98	C	0.04724	1.9	0.3444	3.2	0.05288	2.6	298	6	301	8	324	58
24	A121	C	0.04901	2.5	0.3572	3.9	0.05285	3.0	308	7	310	10	322	67
24	A122	R	0.04799	1.9	0.3439	3.5	0.05197	3.0	302	6	300	9	284	68
24	A123	C	0.04845	1.8	0.3492	3.0	0.05228	2.4	305	5	304	8	298	55
24	A130	R	0.04752	2.0	0.341	3.6	0.05204	3.0	299	6	298	9	287	70
28-2	A155	C	0.04771	2.6	0.3462	3.4	0.05262	2.1	300	8	302	9	312	48
28-2	A158	R1	0.04699	2.6	0.3354	4.5	0.05177	3.7	296	7	294	11	275	84
28-2	A159	C1	0.04841	2.5	0.3485	3.3	0.05222	2.2	305	7	304	9	295	50
28-2	A164	R	0.04353	2.3	0.3142	3.3	0.05235	2.4	275	6	277	8	301	56
95cg	A173	R1	0.04297	2.4	0.3097	3.7	0.05227	2.8	271	6	274	9	297	64
95cg	A174	C1	0.04801	2.0	0.348	2.6	0.05256	1.7	302	6	303	7	310	40
95cg	A176	R	0.04879	1.9	0.3498	2.7	0.052	1.9	307	6	305	7	285	44
95cg	A180	C1	0.04851	2.4	0.3486	3.3	0.05212	2.3	305	7	304	9	291	52
95fg	A187	R	0.04722	2.0	0.3394	3.2	0.05212	2.5	297	6	297	8	291	57
95fg	A188	C	0.04798	1.9	0.3456	2.6	0.05224	1.7	302	6	301	7	296	39
95fg	A189	C	0.04754	1.8	0.3417	3.5	0.05213	2.9	299	5	298	9	291	67
95fg	A190	R	0.04701	2.1	0.3401	2.8	0.05247	1.8	296	6	297	7	306	42
77	A222	C	0.05050	1.7	0.3679	2.3	0.05284	1.6	318	5	318	6	322	36
77	A223	R	0.04541	2.5	0.3309	2.8	0.05286	1.4	286	7	290	7	323	31
77	A228	C	0.04762	1.8	0.342	2.5	0.05208	1.8	300	5	299	6	289	40
77	A230	C	0.04806	1.8	0.3507	2.7	0.05293	2.0	303	5	305	7	326	46
71	A247	C1	0.08293	1.8	0.6737	2.5	0.05892	1.7	514	9	523	10	564	36
71	A248	R1	0.06454	2.2	0.497	3.2	0.05585	2.3	403	8	410	11	446	51
71	A249	C	0.09102	1.7	0.7357	2.7	0.05862	2.0	562	9	560	12	553	45
71	A252	C	0.09092	1.5	0.7408	2.3	0.05909	1.7	561	8	563	10	571	36
80	A277	C	0.04862	1.8	0.351	2.3	0.05237	1.5	306	5	306	6	301	34
80	A280	R	0.04416	1.6	0.3171	2.4	0.05209	1.8	279	4	280	6	289	40
80	A281	C	0.04713	1.6	0.3344	2.1	0.05146	1.4	297	5	293	5	262	31
80	A294	C	0.04804	1.8	0.3439	2.2	0.05192	1.3	302	5	300	6	282	29

**کتابنگاری**

- اسدپور، م.، هویس، ث. و پورمعافی، س. م.، ۱۳۹۲ ژنوشیمی، پترولوژی و تعیین سن توده مافیک- اولترامافیک غازان، شمال غرب ایران، مجله علمی- پژوهشی دانشگاه اصفهان، زیر چاپ
- حقی پور، ع. و آقاباتی، ع.، ۱۳۶۷- شرح نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ / اسرو، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- خدابنده، آ. آ. و امینی فضل، آ.، ۱۳۷۲- نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- قلمقاش، ج.، ۱۳۸۱- پترولوژی سنگ‌های نفوذی منطقه اورمیه- اشنویه و سازوکار جایگیری آنها، رساله دوره دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه

**References**

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94: 401-419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitchurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Cambridge University Press. Geol. Mag.* 148: 692-725.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V. & Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 859-877.
- Alirezaei, S. & Hassanzadeh, J., 2011- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: a new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, doi, 10.1016.
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. & 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.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society of London* 139: 605-614.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Braud, J., 1987- La suture du zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): Reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale: Unpublished Ph.D thesis, Université de Paris-Sud, 489 p.
- Chauvet, F., Lapierre, H., Bosch, D., Guillot, S., Mascle, G., Vannay, J. C., Cotton, J., Bruent, P. & Keller, F., 2008- Geochemistry of the Panjal Traps basalts (NW Himalaya): records of the Pangea Permian break-up. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 179 (4): 383-395.
- Crawford, A. R., 1977- A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India: *Memoire Hors Serie, Societe Geologique de France* 8: 251-260.
- Garzanti, E., Le Fort, P. & 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.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.
- Houshmand-Zadeh, A., 1977- Ophiolites of south Iran and their genesis problems. Geological Survey. Tehran. Unpublished.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. & Mohajjel, M., 2011- U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238-249.
- Malvin, D. J. & Drake, M. J., 1987- Experimental determination of crystal/melt partitioning of Ga and Ge in the system forsterite-anorthite- diopside. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51:2128-2117 .
- Masoudi, F., Yardeley, B. W. D. & Cliff, R. A., 2002- Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region South-West of Arak, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 13(3): 249-254.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, P., Scarrow, J. H. & Williams, I. S., 2009b- The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society, London* 166: 53-69
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22: 1125-1139.
- Nezafati, N., Herzog, P. M., Pernicka, E. & Momenzadeh, M., 2005- Intrusion-related gold occurrences in the Astaneh-Sarband area, west central Iran. *Mineral Deposit Research Meeting: the Global Challenge*.
- Patino Douce, A. E., 1997- Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25:743-746.

- Ramezani, J. & Tucker, R., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622–665.
- Sabzehei, M., 1974- Les melanges ophiolitiques de la region d’Esfandagheh (Iran Meridional)-etude petrologique et tructurale, interpretation dans le cadre Iranian. Thesis, Grenoble, 306 p.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. & Vosoughi Abedini, M., 2010-Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 9: 668-683.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17–33.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52:1229–1258.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A.D. and Norry, M.J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed-Emami, K. & Zahedi, M., 1968- Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Zhao, J. H. & Zhou, M. F., 2007- Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subductionrelated metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152: 27–47.