

شواهد حضور پی سنگ پرکامبرین در منطقه گل گهر سیرجان (جنوب ایران)

الهام صفرزاده^۱، فریبرز مسعودی^{۱*}، جمشید حسن زاده^۲ و سید محمد پورمعافی^۱

^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ بخش زمین شناسی، مؤسسه فناوری کالیفرنیا، پاسادنا، کالیفرنیا، آمریکا

چکیده

گرانیتوئیدهای میلونیتی گل گهر، جنوب خاور سیرجان، یکی از مناطق مهم برای بررسی پیشینه پی سنگ پهنه سنندج-سیرجان و بررسی روند دگرگونی و ماگماتیسم در طی فرورانش نئوتتیس است. مطالعات صحرایی نشان می دهد که این گرانیتوئیدها در زیر سنگ های دگرگونی مانند متاپلیت، کالکشیست و آمفیبولیت ها قرار گرفته اند. در این پژوهش توده های نفوذی گرانیتوئیدی منطقه بر اساس سنگ شناسی و ویژگی های ژئوشیمیایی در دو گروه طبقه بندی شده اند. گروه اول از نوع گارنت-بیوتیت گرانیتوئید و گروه دوم از نوع هاستینگزیت گرانیتوئید است. شواهدی از فابریک میلونیتی در هر دو گروه، به ویژه در گارنت-بیوتیت گرانیتوئیدها دیده می شود. هر دو توده از نوع متالومین بوده، از لحاظ ماهیت ماگمایی از نوع گرانیتوئیدهای نوع I و کالک آلکانل پتاسیم بالا هستند. بر اساس سن سنجی اورانیم-سرب زیرکن، سن این توده های گرانیتوئیدی ۵۳۸/۶ تا ۵۸۰/۷ میلیون سال پیش (پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین) است. بر اساس نتایج به دست آمده از این مطالعه می توان گفت که با وجود تفاوت کانی شناسی و ژئوشیمیایی، این دو توده هم زمان در یک رویداد زمین ساختی و در طی فاز کوهزایی پان آفریکن تشکیل شده اند. تطابق نتایج سن سنجی به دست آمده با نتایج مطالعات انجام گرفته پیشین در بخش های مختلف پهنه سنندج-سیرجان می تواند بیانگر این باشد که حضور پی سنگ پرکامبرین تقریباً در همه پهنه سنندج-سیرجان دارد.

واژه های کلیدی: سن سنجی زیرکن، پی سنگ پرکامبرین، گرانیتوئیدهای میلونیتی گل گهر، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

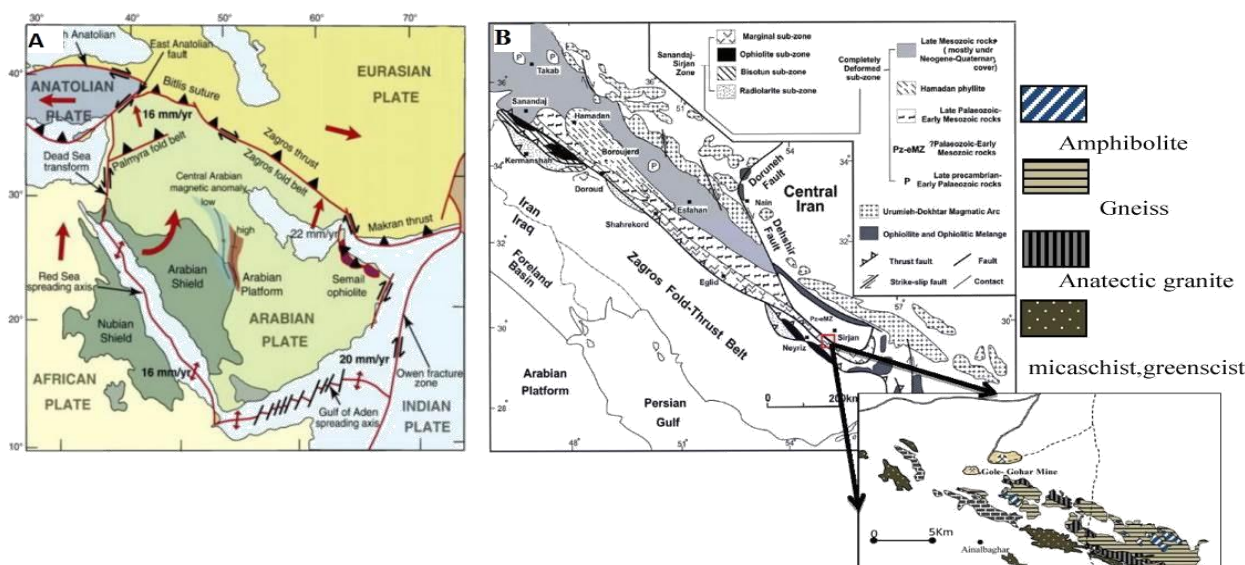
واقعیت هایی که در زمین های پروتروزوییک پسین و کامبرین پیشین در ایران و عربستان دیده می شود، گویای ویژگی های گندوانایی سرزمین ایران است (Ghorbani, 2002) و ایران در اصل بخشی از حاشیه شمالی گندواناست که در طی سنوزوییک به بخش

با توجه به شواهد زمین شناسی ایران و خاورمیانه و به ویژه مقایسه ایران با عربستان، چنین به نظر می رسد که پایدارسازی و تثبیت پی سنگ ایران در پروتروزوییک پسین تا کامبرین پیشین صورت گرفته است.

* f_masoudi@sbu.ac.ir

صفحه ایران از آغاز تریاس پسین و بسته شدن نئوتتیس در پایان مزوزویک. این پهنه شامل کمپلکس‌های دگرگونی و سنگ‌های دگرریخت‌شده همراه با توده‌های آذرین درونی با ساختارهای دگرگونی و یا بدون آن، و مجموعه وسیعی از سنگ‌های آذرین بیرونی مزوزویک است (Mohajjel and Fergusson, 2003). درباره پی‌سنگ پرکامبرین این پهنه اطلاعات روشنی در دست نیست، از این رو، در سال‌های اخیر مطالعات بسیاری درباره پی‌سنگ پهنه سنندج-سیرجان در بخش‌های مختلفی از آن انجام شده و یا در حال انجام است (Jamshidi Badr *et al.*, 2013; Asadpour *et al.*, 2008; Hassanzadeh *et al.*, 2013). با توجه به قرارگیری گرانیتوئید سیرجان در جایگاه جغرافیایی ویژه (در بخش انتهایی پهنه سنندج-سیرجان)، مطالعه آن می‌تواند کمک شایانی به آشکارسازی پیشینه ژئودینامیکی این بخش از پهنه سنندج-سیرجان و همچنین، یافتن شواهد دیگری از پی‌سنگ پرکامبرین در پهنه سنندج-سیرجان نماید.

جنوبی حاشیه فعال اوراسیا ملحق شده است (شکل ۱- Robertson and Dixon, 1984; Şengör *et al.*, 2009) (یکی از مهم‌ترین پهنه‌های زمین‌شناسی ایران، پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان است. این پهنه، باریکه‌ای از جنوب‌باختر ایران میانی است که در کناره شمال‌خاوری راندگی زاگرس قرار دارد (شکل ۱-B). در این پهنه پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی در پی و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده فراوانی در مقیاس جهانی روی داده است. از همین رو، ناآرام‌ترین و به گفته‌ای دیگر، پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران است (Aghanabati, 2004). از دیدگاه ژئودینامیکی، Sheikholeslami (۲۰۰۲) تاثیرگذارترین فازهای زمین‌ساختی بر این پهنه را به ترتیب عبارتند از: بازشدگی درون‌قاره‌ای به سن پالئوزویک در حاشیه شمالی گندوانا، جدا شدن صفحه ایران از گندوانا در حاشیه جنوب خود، به دنبال باز شدن نئوتتیس پس از پرمین میانی، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر



شکل ۱- نقشه ساده شده جایگاه صفحه عربی و اوراسیا و صفحه‌های دیگر حاشیه شمالی گندوانا، مولفه‌های جابه‌جایی و میزان تقریبی جابه‌جایی آن‌ها (Stern and Johnson, 2010)؛ (B) جایگاه منطقه مورد مطالعه در پهنه سنندج-سیرجان در ایران (برگرفته از Mohajjel و Fergusson (۲۰۰۳)) و نقشه زمین‌شناسی ساده شده سیرجان و گل‌گهر.

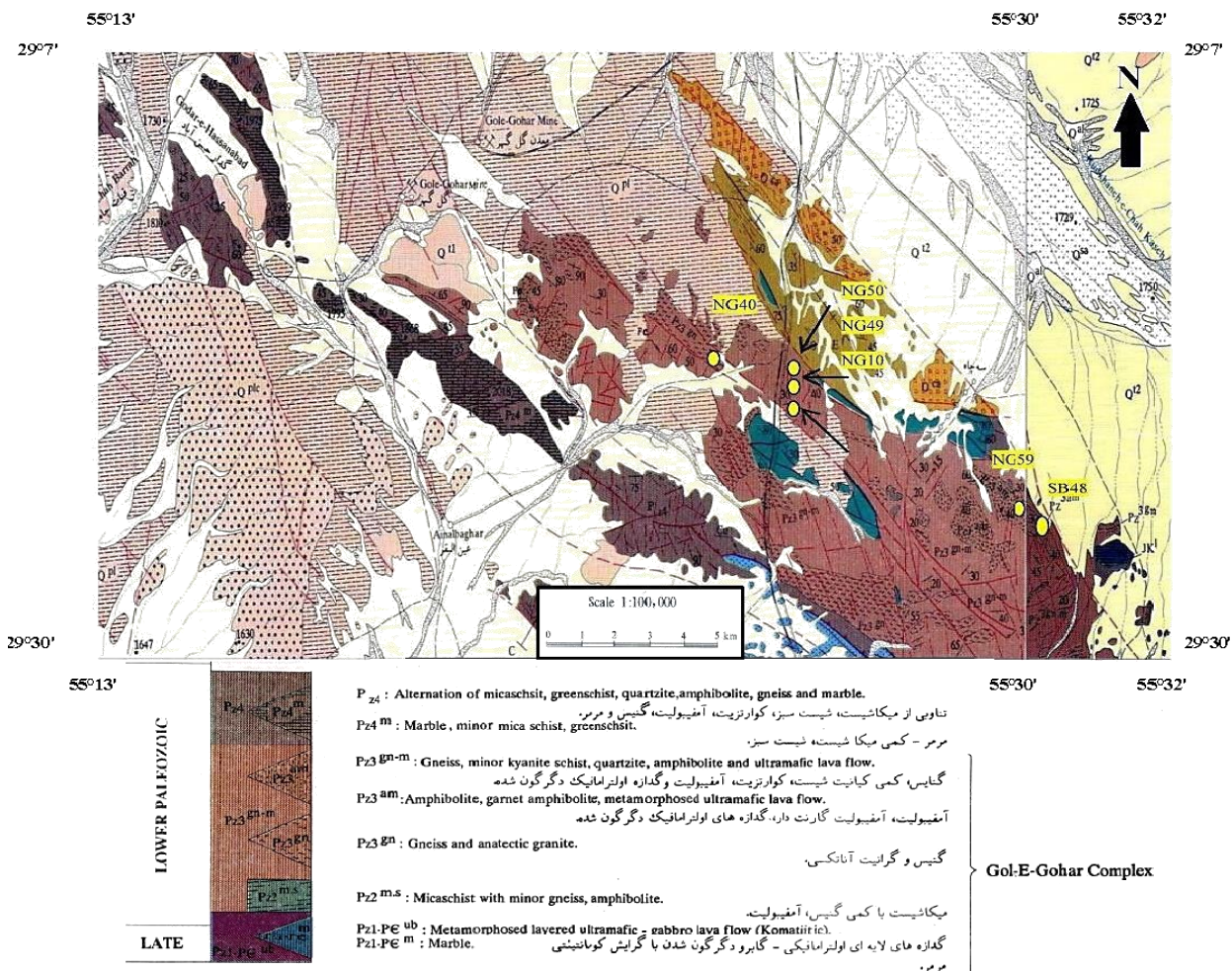
جنوب‌خاور هستند و تقریباً در کرانه جنوبی پهنه سنندج- سیرجان، در محدوده طول‌های جغرافیایی ۲۱' تا ۵۵° تا ۳۱' ۵۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۰۳' تا ۲۹° تا ۰۵' ۲۹° شمالی قرار دارند (شکل ۲). این توده‌ها به صورت دو توده جداگانه با برونزد محدود بوده و در درون سنگ‌های دگرگونی کمپلکس گل‌گهر نفوذ کرده‌اند.

Valeh (۱۹۸۴) و Sabzehei و همکاران (۱۹۹۳)، سنگ‌های دگرگونی کمپلکس گل‌گهر را منسوب به پرکامبرین می‌دانند. Kamali (۲۰۱۱) به علت قرارگیری این سنگ‌ها در زیر کمپلکس کرسفید (به سن احتمالی دونین)، آن‌ها را منسوب به اردویسین می‌داند.

در این پژوهش با ارائه داده‌های جدید سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و سن‌سنجی زیرکن به روش اورانیم-سرب بر روی گرانیتوئیدهای سیرجان، ترکیب سنگ‌شناسی، ماهیت ماگمایی و زمان تشکیل و ارتباط آن‌ها با پی‌سنگ پرکامبرین سنندج- سیرجان بررسی شده‌است.

زمین‌شناسی منطقه

در پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان واقع در جنوب‌باختر سیرجان و جنوب‌خاوری معدن سنگ آهن گل‌گهر، توده‌های نفوذی به نام گرانیتوئیدهای سیرجان رخمون دارد (شکل ۱- B). گرانیتوئید میلونیتی سیرجان توده‌های نفوذی کوچک با روند شمال‌باختر-



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کمپلکس گل‌گهر و جایگاه توده‌های گرانیت میلونیتی گل‌گهر و سنگ‌های دگرگونی دربرگیرنده آنها (دایره زرد: موقعیت نمونه سن‌سنجی شده)، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیرجان و ۱:۱۰۰۰۰۰ گل‌گهر (Sabzehei et al., 1993).

Probe در دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه میلان ایتالیا انجام شد (جدول ۱). ولتاژ شتاب‌دهنده مورد استفاده برای آنالیز ریزکاو الکترونی ۱۵KV و قطر پرتو تابشی ۹A-۱۰×۵ است، با توجه به قطر پرتو تابشی بلورهایی با قطر بزرگتر از ۱۰μm برای آنالیز برگزیده شدند. برای سن‌سنجی، نمونه‌هایی با ابعاد مناسب (بیش از ۲ کیلوگرم) از منطقه مورد مطالعه برداشته شد و از میان آنها ۳ نمونه از گارنت- بیوتیت گرانیتوئید و ۲ نمونه از هاستینگزیت گرانیتوئیدها برگزیده شدند. سپس کانی‌های شکل‌دار زیرکن آنها پس از خردایش نمونه‌ها و جدایش ثقلی کانی‌ها با استفاده از میز لرزان، غوطه‌وری در محلول‌های سنگین و روش‌های جدایش مغناطیسی، به‌طور دستی و در زیر میکروسکوپ بینوکولار در سازمان زمین‌شناسی ایران جدا شدند.

زیرکن‌های جدا شده با اپوکسی قالب‌گیری شده و سطح نمونه‌ها با حدود ۱۰۰A° طلا پوشیده شد. سن‌های U-Pb، با استفاده از دستگاه Cameca IMS 1270 Ion Microprobe در دانشگاه ایالتی کالیفرنیا، لس‌آنجلس (UCLA)، بر اساس تجزیه ریزکاو الکترونی بر روی حاشیه زیرکن‌ها و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U-Pb-Th به‌دست آمده است (جدول ۲). برای آنالیز U-Pb زیرکن اندازه پرتو ۳۰ میکرون و بازه انرژی ۵۰eV (Energy window) بود.

از میان نمونه‌های برگزیده برای سن‌سنجی، ۶ نمونه پودر سنگ برای آنالیز XRF برگزیده شدند (جدول ۳). آنالیز XRF با استفاده از دستگاه Philips X'Unique Fluorescence Spectrometer بر روی نمونه سنگ‌کل (whole rock) در دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه میلان ایتالیا انجام شده است.

از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی، سنگ‌های دگرگونی در برگرنده گرانیتوئیدهای میلونیتی گل‌گهر شامل کالک‌شیست، آمفیبولیت، گارنت‌آمفیبولیت و متاپلیت بوده، درجه دگرگونی آن‌ها در حد شیست‌سبز تا آمفیبولیت است. این گرانیتوئیدها ترکیب سنگ‌شناسی متفاوتی داشته و در دو گروه سنگی قرار می‌گیرند.

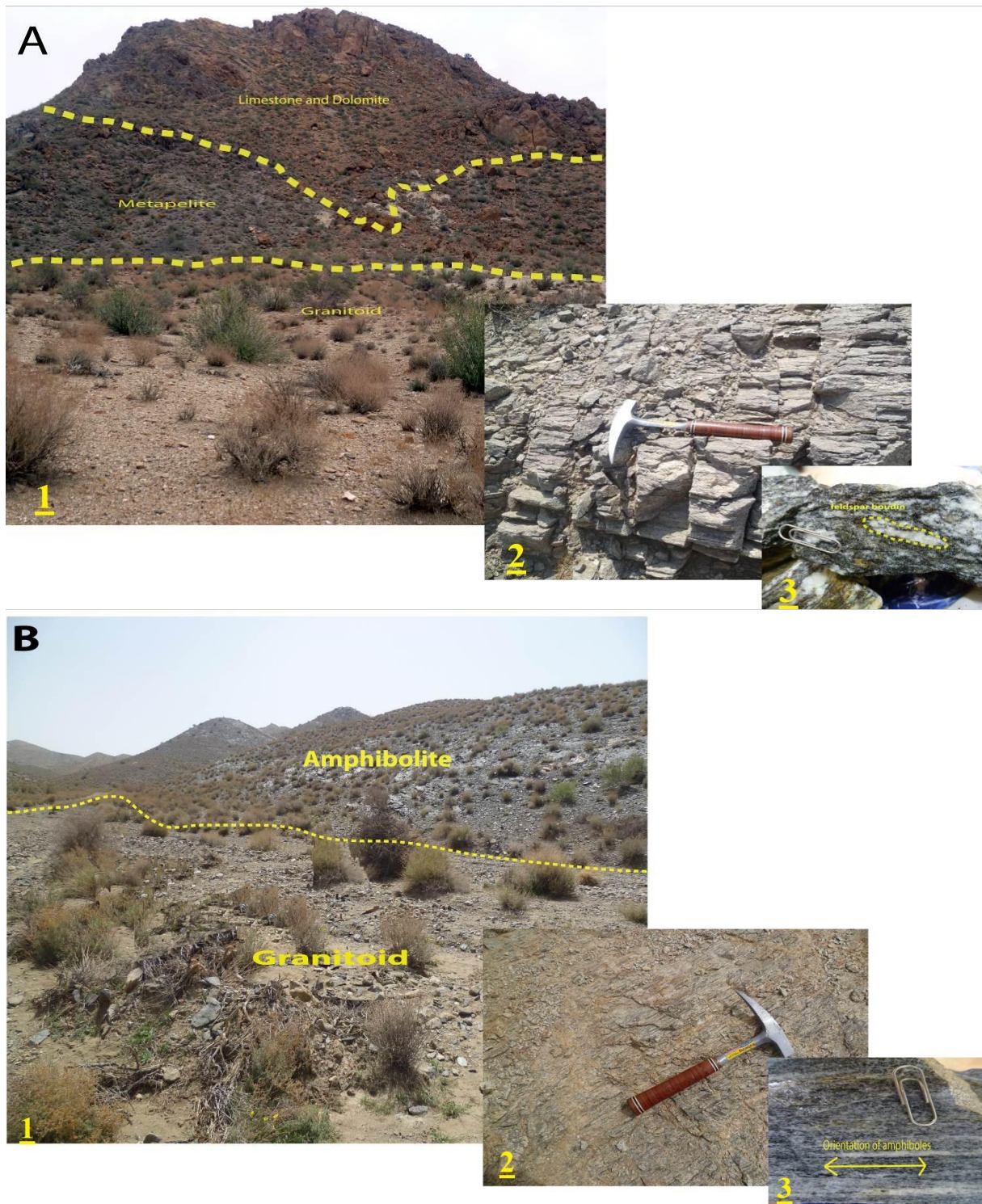
گرانیتوئیدهای گروه یک (نوع I) که در درون کالک‌شیست و متاپلیت‌ها نفوذ کرده‌اند بیشتر از نوع گارنت- بیوتیت گرانیتوئید بوده و بدون آمفیبول هستند. این گروه از گرانیتوئیدهای گل‌گهر فابریک‌های میلونیتی آشکارتری نسبت به گرانیتوئیدهای گروه دوم (نوع II) نشان می‌دهند.

گرانیتوئیدهای گروه دوم (نوع II) گل‌گهر که با توده‌های گسترده آمفیبولیت‌ها دربرگرفته شده‌اند هاستینگزیت گرانیتوئید بوده، بدون گارنت و بیوتیت هستند. شواهد فابریکی میلونیتی شدن در این گروه از گرانیتوئیدها فقط محدود به حضور خطوارگی اندک در آمفیبول‌هاست (شکل‌های A-۳ و B-۳).

در سنگ‌های دگرگونی دربرگیرنده هر دو گروه گرانیتوئیدها شواهد دگرگونی مجاورتی دیده نمی‌شود. توده‌های گرانیتوئیدی منطقه دارای برونزد محدودی بوده و در بیشتر بخش‌ها به‌علت توپوگرافی هموار این توده‌ها و قرارگیری آن‌ها در زیر سنگ‌های دگرگونی و رسوبات جوان‌تر دیگر، برونزدی ندارند.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرائی دقیق بر روی توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه و برداشت نمونه‌های سالم، ۲۳ مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری، و ۱۵ مقطع صیقلی برای بررسی‌های ژئوشیمیایی با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی تهیه شد. تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها با استفاده از دستگاه JEOL 8200 Super



شکل ۳- تصویرهای صحرایی از گرانیتوئیدهای منطقه گل‌گهر (سیرجان، جنوب ایران). (A) تصویر ۱، نمایی از کنتاکت گرانیتوئیدهای نوع I با متاپلیت‌ها (دید به سوی خاور)، تصویر ۲، برونزد گارنت- بیوتیت گرانیتوئید (نوع I)، و تصویر ۳، تصویر نمونه دستی آن (بیضوی خط‌چین نمایانگر بودین شدن فلدسپار بر اثر تنش است)؛ (B) نمایی از کنتاکت توده هاستینگزیت گرانیتوئید با آمفیبولیت‌ها (دید به سمت جنوب)، تصویر ۲، برونزد هاستینگزیت گرانیتوئید (نوع II)، تصویر ۳، تصویر نمونه دستی آن (فلش زرد رنگ، جهت‌یافتگی بلورهای آمفیبول بر اثر تنش را نشان می‌دهد).

جدول ۲- نتایج آنالیز سن‌سنجی به روش U-Pb زیرکن درون نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه گل‌گهر (سیرجان، جنوب ایران).

| Name | Age (Ma) | | Age (Ma) | | % Radiogenic | Age (Ma) | | Age (Ma) | |
|-------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|--------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | 206Pb/ 238U | 207Pb/ 235U | 207Pb/ 206Pb | 207Pb/ 206Pb | | 206Pb/ 235U | 207Pb*/ 235U | 207Pb*/ 235U | 206Pb*/ 238U |
| | 208/6Pb corr | | | | | | | | |
| | | | | 1 s.e. | | | 1 s.e. | | 1 s.e. |
| Sample NG10 | | | | | | | | | |
| NG10_3 | 557.4 | 574.9 | 644.7 | 114 | 100 | 7.62E-01 | 5.64E-02 | 9.03E-02 | 5.60E-03 |
| NG10_4 | 580.7 | 572.2 | 538.2 | 48 | 99.79 | 7.57E-01 | 4.84E-02 | 9.43E-02 | 5.85E-03 |
| Sample NG49 | | | | | | | | | |
| NG49_2 | 540.8 | 543.9 | 557 | 50.4 | 99.9 | 7.09E-01 | 4.41E-02 | 8.75E-02 | 5.08E-03 |
| NG49_3 | 546.7 | 554.9 | 588.3 | 71.4 | 98.87 | 7.27E-01 | 6.65E-02 | 8.85E-02 | 7.63E-03 |
| Sample NG50 | | | | | | | | | |
| NG50_2 | 540 | 551.9 | 601.1 | 43.3 | 100.1 | 7.22E-01 | 4.31E-02 | 8.74E-02 | 4.94E-03 |
| NG50_6 | 552.2 | 566.3 | 623.3 | 40.2 | 100.3 | 7.47E-01 | 4.19E-02 | 8.94E-02 | 4.73E-03 |
| NG50_13 | 564.3 | 594.3 | 710.7 | 30.6 | 100.6 | 7.96E-01 | 4.49E-02 | 9.15E-02 | 5.01E-03 |
| Sample NG48 | | | | | | | | | |
| SB48_1 | 538.6 | 546.7 | 580.6 | 40.9 | 100 | 7.13E-01 | 4.16E-02 | 8.71E-02 | 5.23E-03 |
| SB48_2 | 551.5 | 569.8 | 643.6 | 40.7 | 100.3 | 7.53E-01 | 3.97E-02 | 8.93E-02 | 4.80E-03 |
| Sample NG40 | | | | | | | | | |
| NG40_3 | 555.3 | 577.1 | 663.8 | 42.4 | 100.4 | 7.65E-01 | 4.60E-02 | 9.00E-02 | 5.19E-03 |
| NG40_5 | 563.5 | 571.4 | 602.9 | 51.8 | 100.2 | 7.56E-01 | 5.04E-02 | 9.14E-02 | 6.02E-03 |
| NG40_1 | 573.2 | 587.7 | 644.1 | 57.7 | 100.2 | 7.84E-01 | 4.96E-02 | 9.30E-02 | 5.41E-03 |

| Name | Correlation of Concordia Ellipses | 207Pb*/ 206Pb* | | U | Th | U/Th |
|-------------|---|-------------------|-------------------|------|------|----------|
| | | 207Pb*/ 206Pb* | 207Pb*/ 206Pb* | | | |
| | | | 1 s.e. | | | |
| Sample NG10 | | | | | | |
| NG10_3 | 7.10E-01 | 6.12E-02 | 3.24E-03 | 176 | 101 | 1.751809 |
| NG10_4 | 9.40E-01 | 5.82E-02 | 1.28E-03 | 1351 | 532 | 2.538615 |
| Sample NG49 | | | | | | |
| NG49_2 | 9.28E-01 | 5.87E-02 | 1.36E-03 | 629 | 167 | 3.765787 |
| NG49_3 | 9.33E-01 | 5.96E-02 | 1.96E-03 | 1211 | 446 | 2.715662 |
| Sample NG50 | | | | | | |
| NG50_2 | 9.42E-01 | 5.99E-02 | 1.20E-03 | 1116 | 406 | 2.748543 |
| NG50_6 | 9.43E-01 | 6.06E-02 | 1.13E-03 | 1338 | 388 | 3.451777 |
| NG50_13 | 9.67E-01 | 6.31E-02 | 9.07E-04 | 6105 | 1920 | 3.179405 |
| Sample NG48 | | | | | | |
| SB48_1 | 9.50E-01 | 5.94E-02 | 1.12E-03 | 1610 | 353 | 4.556556 |
| SB48_2 | 9.37E-01 | 6.11E-02 | 1.16E-03 | 1785 | 529 | 3.371236 |
| Sample NG40 | | | | | | |
| NG40_3 | 9.44E-01 | 6.17E-02 | 1.22E-03 | 846 | 258 | 3.276664 |
| NG40_5 | 9.35E-01 | 6.00E-02 | 1.44E-03 | 1270 | 497 | 2.55511 |
| NG40_1 | 9.06E-01 | 6.11E-02 | 1.64E-03 | 460 | 130 | 3.527803 |

جدول ۳- داده‌های اکسید عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی) و عناصر فرعی (بر اساس ppm) در ترکیب سنگ کل گرانیتوئیدهای میلونیتی گل‌گهر بر اساس تجزیه XRF و نتایج محاسبه مقدار نورماتیو کانی‌ها.

| Granite Type | Type I | | | Type II | | |
|------------------------------------|---------------------------|-------|--------|-----------------------|-------|-------|
| | garnet- biotite granitoid | | | hastingsite Granitoid | | |
| Sample No. | NG10 | NG49 | NG50 | NG40 | NG59 | SB48 |
| SiO ₂ | 73.72 | 70.01 | 74.14 | 72.28 | 72.16 | 70.34 |
| TiO ₂ | 0.41 | 0.42 | 0.19 | 0.17 | 0.16 | 0.48 |
| Al ₂ O ₃ | 12.27 | 14.57 | 13.42 | 12.93 | 13.70 | 13.38 |
| Fe ₂ O ₃ * | 3.53 | 3.31 | 2.12 | 2.44 | 3.00 | 3.17 |
| MnO | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.07 |
| MgO | 0.99 | 0.62 | 0.35 | 1.45 | 0.18 | 1.26 |
| CaO | 2.55 | 2.41 | 1.29 | 2.88 | 0.73 | 2.03 |
| Na ₂ O | 4.26 | 4.75 | 3.35 | 4.19 | 5.38 | 5.02 |
| K ₂ O | 1.91 | 3.76 | 5.13 | 3.36 | 4.55 | 4.09 |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.03 | 0.07 |
| Sum | 99.86 | 99.97 | 100.10 | 99.80 | 99.92 | 99.89 |
| LOI | 0.43 | 0.35 | 0.38 | 0.64 | 0.57 | 0.58 |
| Sc | 8 | 8 | 6 | 7 | 4 | 7 |
| V | 32 | 51 | 20 | 24 | 12 | 14 |
| Cr | 8 | 57 | 3 | 45 | 2 | 1 |
| Ni | 12 | 12 | 6 | 6 | 6 | 10 |
| Co | 10 | 13 | 6 | 11 | 5 | 6 |
| Cu | 4 | 9 | 2 | 12 | 3 | 1 |
| Zn | 63 | 68 | 33 | 27 | 20 | 26 |
| Rb | 91 | 116 | 166 | 100 | 92 | 83 |
| Sr | 204 | 186 | 126 | 210 | 133 | 176 |
| Zr | 287 | 159 | 151 | 150 | 360 | 195 |
| Nb | 14 | 9 | 18 | 16 | 84 | 44 |
| Ba | 393 | 1309 | 928 | 1435 | 944 | 362 |
| Pb | 23 | 41 | 33 | 12 | 16 | 4 |
| Th | 16 | 2 | 13 | 2 | 11 | 3 |
| U | 6 | 1 | 1 | 2 | 3 | 2 |
| La | 46 | 31 | 26 | 30 | 38 | 36 |
| Ce | 78 | 21 | 26 | 11 | 36 | 72 |
| Y | 34 | 24 | 50 | 38 | 43 | 24 |
| FeO* | 3.17 | 2.98 | 1.91 | 2.19 | 2.70 | 2.85 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 6.18 | 8.51 | 8.49 | 7.55 | 9.94 | 9.11 |
| A/NK | 1.35 | 1.23 | 1.21 | 1.22 | 0.99 | 1.05 |
| A/CNK | 0.89 | 0.90 | 1 | 0.82 | 0.91 | 0.82 |
| Sample | NG10 | NG49 | NG50 | NG40 | NG59 | SB48 |
| Q | 37.14 | 23.80 | 32.59 | 29.25 | 23.39 | 21.84 |
| Or | 11.72 | 22.99 | 30.94 | 20.40 | 27.74 | 24.99 |
| Ab | 37.43 | 41.58 | 28.93 | 36.42 | 46.57 | 43.91 |
| An | 9.05 | 7.58 | 6.07 | 6.73 | 0.00 | 1.96 |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |

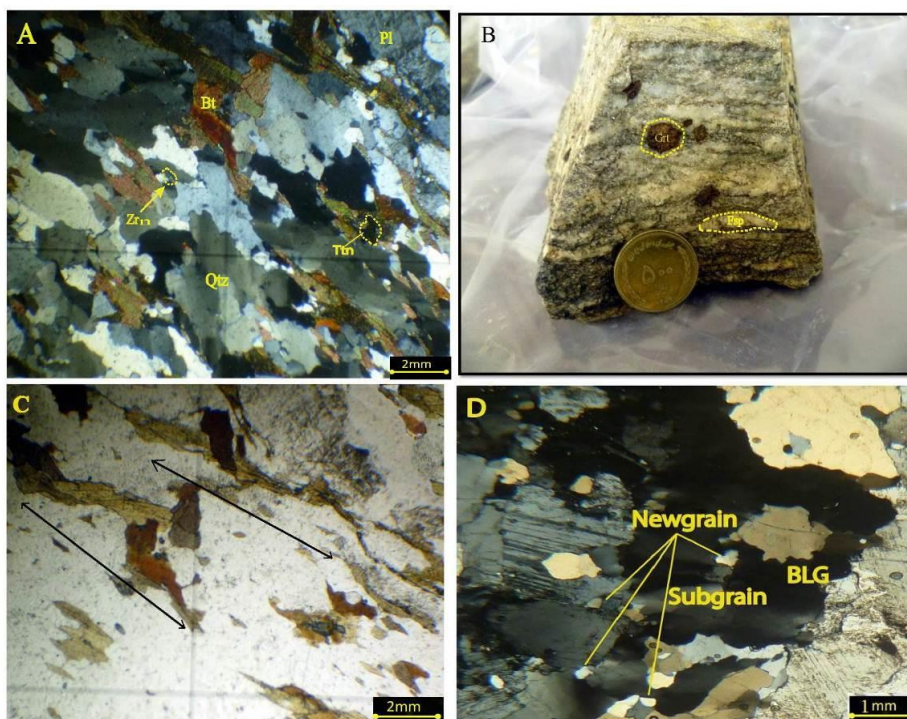
سنگ‌نگاری

گرانیتوئیدهای میلونیتی گل‌گهر سنگ‌نگاری متفاوتی داشته (شکل‌های ۴ و ۵)، به دو گروه گارنت-بیوتیت‌گرانیتوئید (نوع I) و هاستینگزیت‌گرانیتوئید (نوع II) تقسیم می‌شوند:

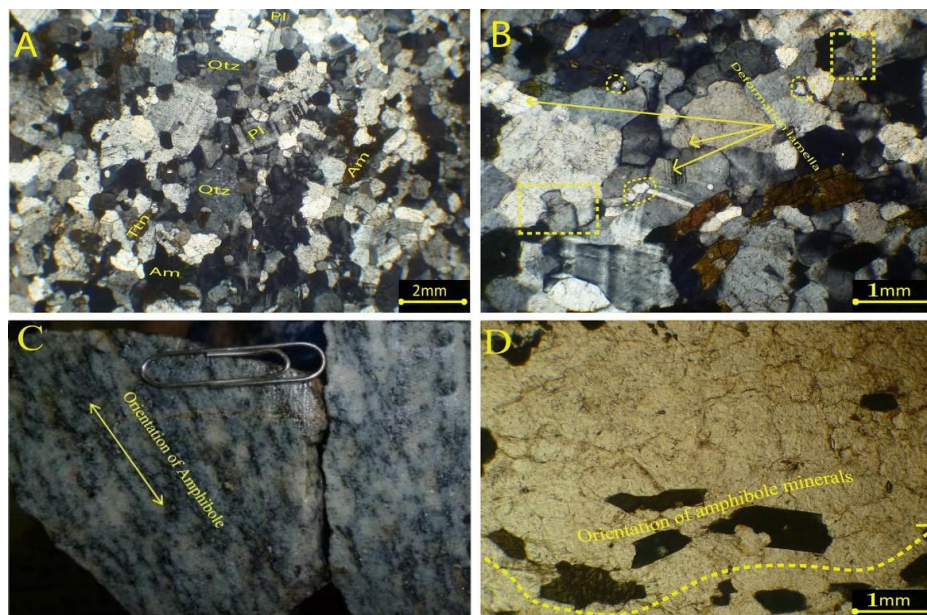
گارنت-بیوتیت‌گرانیتوئید (نوع I): این گرانیتوئیدها بافت گرانولار دانه‌متوسط تا دانه‌درشت داشته، اندازه بیشتر بلورها ۱ تا ۵ میلی‌متر است (شکل ۴- A). در برخی بخش‌ها به‌طور موضعی بافت میرمکیتی، مگاگریست‌های گارنت و بودین‌های کشیده و درشت فلدسپار دیده می‌شود. اندازه بلورهای فلدسپار تا ۲/۵ سانتیمتر و بلورهای گارنت نیز گاهی تا ۱/۵ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۴- B). کانی‌شناسی آنها شامل کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار الیگوکلاز (جدول ۱، شکل ۶- A)، پتاسیم فلدسپار (ارتوز)، کانی‌های مافیک بیوتیت و گارنت (غنی از آلماندن) (جدول ۱، شکل ۶- B) است. گارنت‌ها در نمودار Miller و Stoddard (۱۹۸۱) در محدوده گارنت‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۶- C). تیتانیت (اسفن)، ایلمنیت، آلانیت، زیرکن و آپاتیت نیز کانی‌های فرعی هستند. همچنین، در نمونه‌های مورد مطالعه، کانی‌های کلریت، کربنات و نیز مقدار کمی کانی‌های رسی به‌صورت ثانویه (به ترتیب حاصل دگرسانی بیوتیت و فلدسپارها) دیده می‌شوند. در مقیاس صحرایی، بر اثر دگرریختی، جدایش در کانی‌های تیره و روشن روی داده است، به‌گونه‌ای که این گرانیتوئیدها تا حدی بافت یا فابریک نواری نشان می‌دهند. روبان‌های کشیده کوارتز و بودین‌های کشیده فلدسپار و خطوارگی کانی‌های بیوتیت نیز از دیگر شواهد دگرریختی در این سنگ‌هاست. در مقیاس میکروسکوپی نیز خطوارگی کانی‌های بیوتیت و جدایش باندهای تیره و روشن کانی‌ها از هم قابل تشخیص است (شکل ۴- C). در مرز کانی‌های کوارتز در نمونه‌های مورد مطالعه دو نوع باز تبلور دینامیکی تشخیص داده می‌شود: (۱) باز تبلور بلورهای کوارتز، تشکیل مرزهای برآمدگی (BLG=Bulging) و تشکیل دانه‌های جدید

(newgrain) در مرز دو کانی؛ (۲) باز تبلور و چرخش مرز زیردانه‌ها (Subgrain Rotation یا SGR) (شکل ۴- D). بر اساس بررسی ریزساختار سنگ‌های دگرریخت شده توسط Passchier و همکاران (۲۰۰۵)، بر اثر تنش، انرژی داخلی بلور از حالت تعادل خارج شده و در پاسخ به تنش جابه‌جایی‌هایی در شبکه بلور روی می‌دهد. اگر این جابه‌جایی در شبکه صفحه‌ای منظم روی دهد باعث چرخش و جدایش مرز زیردانه‌ها می‌شود. همچنین، در مرز دو بلور مجاور، تفاوت انرژی درون بلوری باعث تحرک مرز دانه و تشکیل مرزهای برآمدگی می‌شود که جابه‌جایی مرز دانه‌ها گاه به تشکیل دانه جدید منجر می‌شود (Passchier et al., 2005). شواهد دگرریختی گفته شده نشان‌دهنده اعمال تنش بر این سنگ‌ها در شرایط دمای پایین تا متوسط است (Passchier et al., 2005).

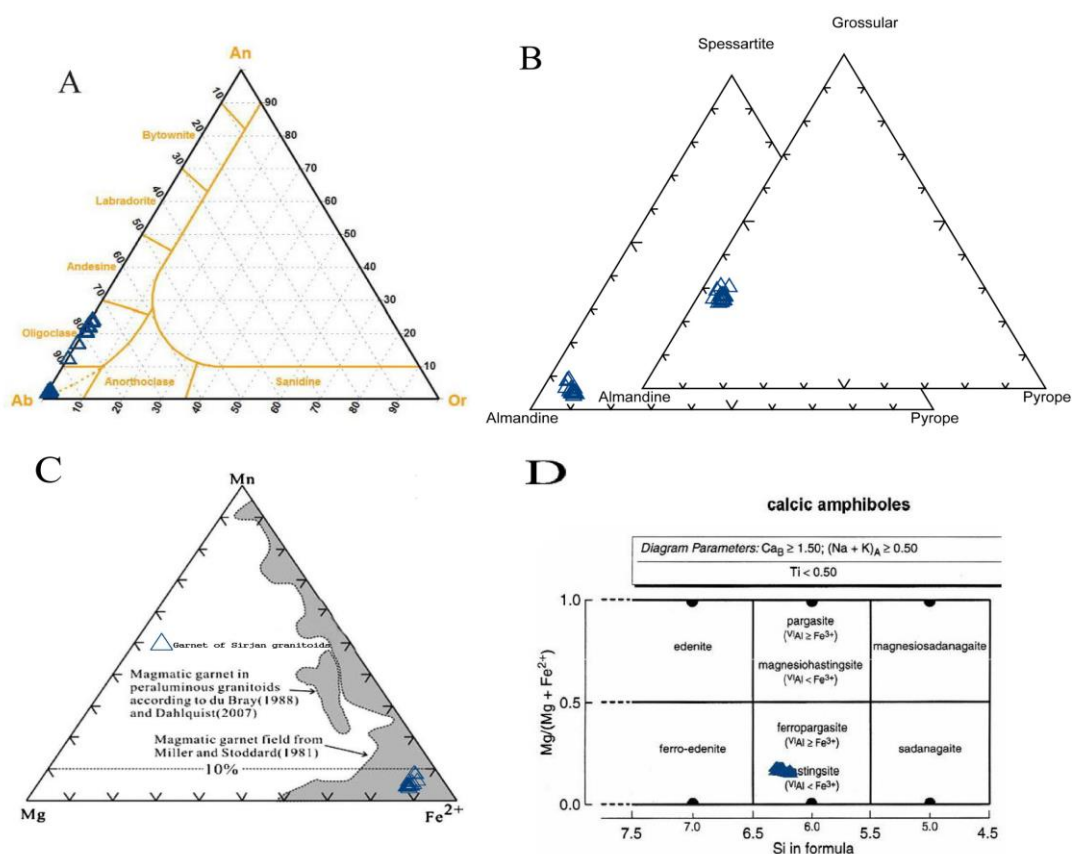
هاستینگزیت‌گرانیتوئید (نوع II): این گرانیتوئیدها فابریک میکروگرانولار داشته، دانه‌متوسط بوده و به‌ندرت کانی‌هایی با ابعاد بزرگ‌تر از ۵ میلی‌متر در آنها دیده می‌شود (شکل ۵- A). ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و پتاسیم‌فلدسپار، کانی‌های فرعی آلانیت، زیرکن، تیتانیت (اسفن) و ایلمنیت، و کانی‌های ثانویه اپیدوت، کانی‌های رسی، اکسید آهن و کلریت است. این کانی‌ها حاصل دگرسانی کانی‌هایی مانند فلدسپار و آمفیبول هستند. شواهدی مانند خاموشی موجی در کانی‌های کوارتز و تیغه‌ها و ماکل‌های دگرریختی در کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلازها نشان‌دهنده تبلور یا بارتبلور این کانی‌ها بر اثر تنش است (شکل ۵- B). همچنین، اعمال تنش در شرایط دما پایین تا متوسط به‌صورت موضعی در برخی بخش‌ها موجب باز تبلور بلورهای کوارتز، تشکیل مرزهای برآمدگی، جابه‌جایی در شبکه بلور کوارتز و چرخش مرز ریزدانه‌ها و تشکیل دانه‌های جدید کوارتز شده‌است. در این گروه از گرانیتوئیدها نسبت به گارنت-بیوتیت‌گرانیتوئیدها مرز بین کوارتزها عمدتاً صاف بوده، مرزهای برآمدگی کمتر دیده می‌شوند.



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از گارنت- بیوتیت گرانیتوئیدهای میلونیتی گل گهر (سیرجان، جنوب ایران). (A) بافت گرانولار (در نور XPL یا Cross Polarized Light؛ (B) فلدسپار بودین شده بر اثر تنش و درشت بلور گارنت (محدوده خط چین)؛ (C) جدایش کانی‌های تیره و روشن و خطوارگی بیوتیت‌ها بر اثر تنش (در نور PPL یا Plane Polarized Light؛ (D) تحرک مرز دانه‌ها و تشکیل مرزهای برآمدگی (Bulging= BLG)، چرخش مرز زیردانه‌ها (subgrain) و تشکیل نودانه (newgrain) در بلور کوارتز در پاسخ به تنش (در نور XPL) (نام اختصاری کانی‌ها بر اساس IUGS (Siivola, 2007): Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Grt= گارنت، Qtz= کوارتز، Zrn= زیرکن، Ttn= تیتانیت).



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی از هاستینگزیت گرانیتوئیدهای گل گهر (سیرجان، جنوب ایران). (A) بافت میکروگرانولار (در نور XPL؛ (B) تیغه‌های دگرریختی در کوارتز (فلش‌های زرد رنگ)، تحرک مرز دانه‌ها و تشکیل مرزهای برآمدگی (چهارگوش‌های خط چین) و تشکیل نودانه در بلور کوارتز در پاسخ به تنش (دوایر خط چین) (در نور XPL؛ (C) جهت‌یافتگی ترجیحی بلورهای آمفیبول بر اثر تنش در نمونه دستی؛ (D) جهت‌یافتگی ترجیحی آمفیبول (در نور PPL) (نام اختصاری کانی‌ها مانند شکل ۴).



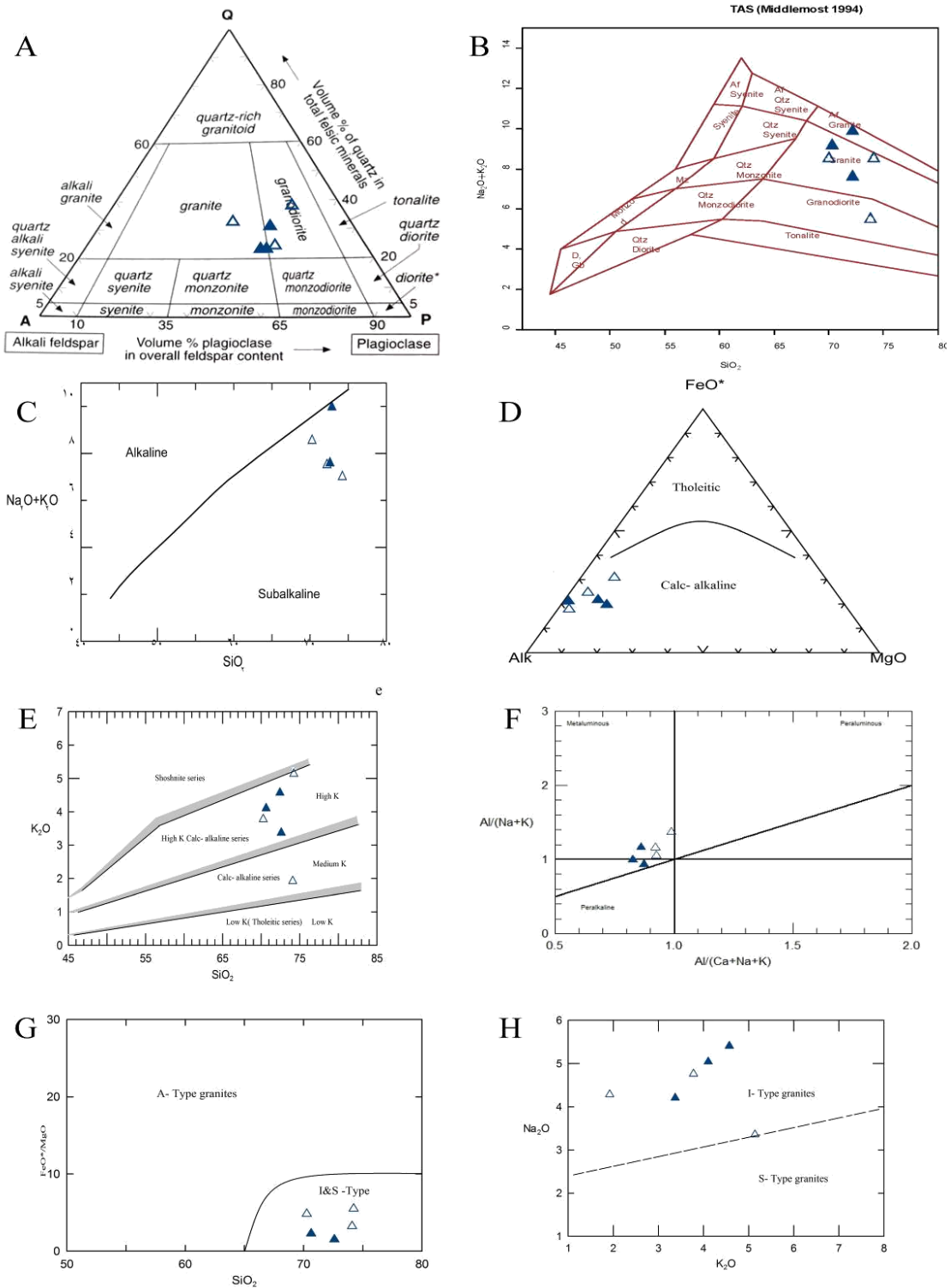
شکل ۶- ترکیب شیمیایی و طبقه‌بندی کنی‌ها در گرانیتوئیدهای گل‌گهر (سیرجان، جنوب ایران). (A) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در نمودار (B) ترکیب شیمیایی گارنت در نمودار سه تایی؛ (C) موقعیت گارنت‌ها در نمودار سه تایی Miller و Stoddard (1981)؛ (D) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در نمودار Hawthorne و همکاران (2006).

آمفیبول به‌عنوان تنها کنی مافیک در گرانیتوئیدهای نوع II باعث شده است که این گرانیتوئیدها در برابر تنش و میلیونیتی‌شدن مقاومت بیشتری نسبت به گرانیتوئیدهای نوع I نشان بدهند.

ژئوشیمی

نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی سنگ کل (جدول ۳) گرانیتوئیدهای میلیونیتی گل‌گهر نشان می‌دهد که: درصد وزنی SiO₂ در گرانیتوئیدهای نوع I، ۷۰-۷۴ درصد وزنی و در گرانیتوئیدهای نوع II، ۷۰-۷۲ درصد وزنی است. در نمودار QAP هر دو گروه گرانیتوئیدها بر اساس محاسبات فرمول ساختاری و روش اصلاحی مولر و براون در محدوده گرانیت-گرانودیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۷- A).

پلاژیوکلازها بیشتر دارای ترکیب آلبیتی بوده (جدول ۱، شکل ۶- A)، دارای ماکل‌های دگرریختی هستند. آمفیبول‌ها دانه‌متوسط تا دانه‌ریز و دارای ترکیب پتاسیم‌هاستینگزیت بوده و عمدتاً نیمه‌شکل‌دار هستند (جدول ۱، شکل ۶- D). بر اثر تنش آمفیبول‌ها دارای جهت‌یافتگی ترجیحی شده‌اند و آنها را می‌توان در نمونه‌دستی و در زیر مقطع میکروسکوپی دید (شکل‌های ۵- C و ۵- D). با توجه به جدا بودن موقعیت قرارگیری توده‌های گرانیتوئیدی گل‌گهر و تفاوت ترکیب ماگماهایی با ترکیب شیمیایی متفاوت هستند. تفاوت شدت میلیونیتی‌شدن این دو توده نیز می‌تواند ناشی از تفاوت ترکیب کنی‌شناسی آنها باشد. نبود فیلسیلیکات‌هایی مانند بیوتیت و همچنین، حضور کنی



شکل ۷- ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدهای گل گهر (سیرجان، جنوب ایران) در: (A) نمودار LeMaitre (۲۰۰۰) که در آن مقادیر A و P با روش اصلاحی مولر و براون محاسبه شده‌اند؛ (B) نمودار TAS (۱۹۹۴)؛ (C) نمودار مجموع آلکالن در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971)؛ (D) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ (E) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989)؛ (F) نمودار A/NK در برابر A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989)؛ (G) نمودار FeO^*/MgO در برابر SiO_2 (Frost et al., 2001)؛ (H) نمودار Na_2O در برابر K_2O (White and Chappell, 2001)؛ (▲) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نوع I قرار گرفته‌اند (گرانیت نوع I: ▲؛ گرانیت نوع II: ▲).

دانشگاه ایالتی کالیفرنیا، لوس‌آنجلس با دستگاه Cameca IMS 1270 ion microprobe و به روش U-Pb سن‌سنجی شدند. ابعاد زیرکن‌ها در گرانیتویدهای سیرجان از ۵ تا ۳۰۰ میکرون متغیر است (شکل ۸). نتایج آنالیز سن‌سنجی (1σ error) در جدول ۲ ارائه شده است. تصاویر کاتودولومینسانس همراه با موقعیت نقاط سن‌سنجی شده و نمودار سن میانگین تعیین شده آن‌ها نیز به ترتیب در شکل‌های ۷ و ۸ نشان داده شده است.

گارنت- بیوتیت گرانیتوید: زیرکن‌های گرانیتویدهای گارنت بیوتیت‌دار عمدتاً به رنگ صورتی روشن و گاهی بی‌رنگ مشاهده می‌شوند. نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و درازای آن‌ها از ۸ تا ۳۰۰ میکرون و نسبت درازا به پهنای آن‌ها از ۱:۱ تا ۱۰:۱ متغیر است. در تصاویر کاتودولومینسانس بیشتر زیرکن‌های موجود در این گروه از گرانیتویدها دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند و بلورهای زیرکن با منطقه‌بندی بهتر، عمدتاً خاکستری رنگ مشاهده می‌شوند و هسته تیره‌تری دارند در برابر زیرکن‌های دارای هسته‌ای درشت‌تر به رنگ روشن بوده و منطقه‌بندی ضعیف‌تری نشان می‌دهند (شکل ۸- A و ۸- D).

بر اساس آنالیزهای انجام شده بر روی ۶ نقطه در حاشیه زیرکن نمونه‌های NG10، NG49، NG50 و یک نقطه در مرکز زیرکن نمونه NG10، سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ بین ۵۴۰ تا ۵۸۰/۷، سن $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ بین ۵۵۱/۹ تا ۵۹۴/۳ و سن $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ بین ۵۳۸/۲ تا ۷۱۰/۷ متغیر است و میانگین سنی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ آن‌ها برابر ۵۵۳ میلیون سال پیش ($\text{MSWD} = 0.0053$) است (شکل ۹). مقدار U از ۱۷۶ تا ۶۱۰۵ ppm و مقدار Th از ۱۰۱ تا ۱۹۲۰ ppm و نسبت U/Th نیز از ۱/۷۵ تا ۳/۷۷ متغیر است (جدول ۲).

در نمودار TAS نیز عمدتاً در محدوده گرانیت تا گراندیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۷- B). از لحاظ ماهیت ماگمایی هر دو گروه گرانیتویدها در نمودار مجموع عناصر آلکالن در برابر SiO_2 در محدوده ساب‌آلکالن، در نمودار مثلثی AFM در محدوده کالک‌آلکالن و در نمودار K_2O در برابر SiO_2 گرانیتویدهای نوع I و گرانیتویدهای نوع II، مگر یک نمونه از گرانیتویدهای گروه I، در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۷- C، ۷- D و ۷- E). بر اساس نمودار A/CNK در برابر A/NK از لحاظ شاخص اشباع از آلومین این سنگ‌ها از نوع متا آلومین هستند و مقدار $A/\text{CNK} < 1.1$ است (شکل ۷- F). برای تعیین نوع گرانیتویدهای گل‌گهر با استفاده از نمودار FeO^*/MgO در برابر SiO_2 مشخص شد که گرانیتویدهای گل‌گهر در محدوده گرانیتویدهای نوع I و S قرار می‌گیرند و از نوع گرانیتویدهای نوع A نیستند (شکل ۷- G). بر اساس نمودار Na_2O در برابر K_2O هر دو گروه گرانیتویدهای میلونیتی در محدوده گرانیتویدهای نوع I قرار گرفته‌اند (شکل ۷- H).

سن‌سنجی U-Pb زیرکن

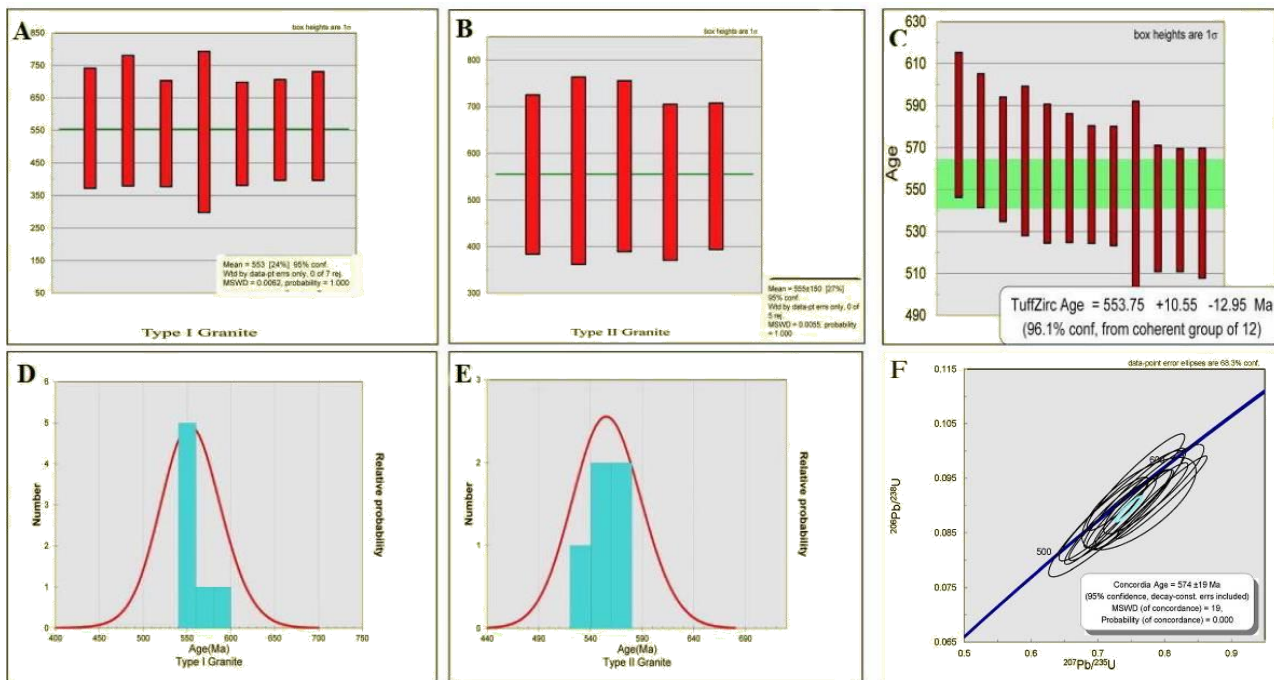
کافی زیرکن کاربرد گسترده‌ای در تعیین سن مطلق گرانیتویدها دارد. تعیین سن زیرکن به روش U-Pb (دمای پایداری ایزوتوپی زیرکن تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد) بهترین روش سن‌سنجی سنگ‌های گرانیتویدی است. همانگونه که در روش انجام پژوهش گفته شد، پس از خردایش تا مرحله ۴۰ میکرون، الک‌کردن، لاوک‌شویی، جدایش مغناطیسی و غوطه‌وری بخش غیرمغناطیس در محلول برموفورم، ۵ نمونه از ۶ نمونه انتخاب شده تا زیرکن‌هایی با ابعاد مناسب آنها در زیر میکروسکوپ بینوکولار در سازمان زمین‌شناسی جدا شوند. زیرکن‌های انتخاب شده پس از قالب‌گیری با رزین، پولیش دادن آن‌ها تا رسیدن به نصف ضخامتشان، شستشو و در نهایت کاور شدن سطح آن‌ها با طلا در



شکل ۸- تصاویر کاتودولومینسانس زیرکن مربوط به نمونه‌های گرانیتوئید میلونیتی گل‌گهر (سیرجان، جنوب ایران) (بخش سن‌سنجی شده: دایره مقطع قرمز، سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).

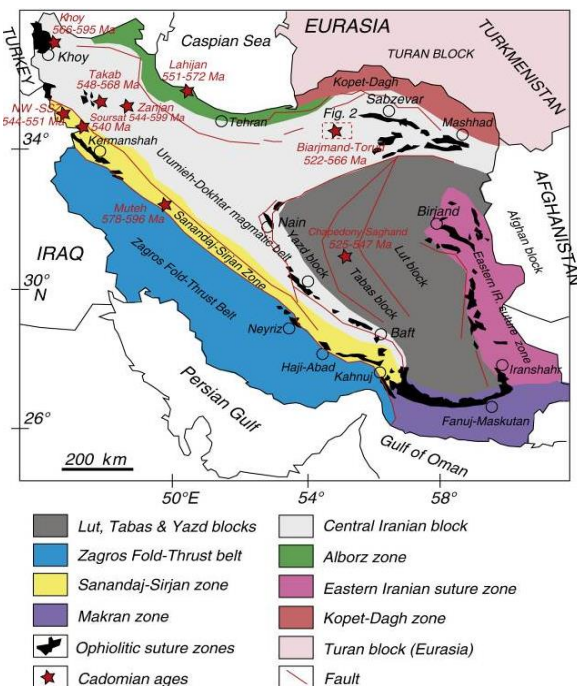
تصویرهای کاتودولومینسانس عمدتاً دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند و تقریباً میزان پراکندگی نوارهای تیره و روشن در آن‌ها یکسان است، این زیرکن‌ها عمدتاً دارای هسته‌های روشن هستند (شکل‌های ۸- E و ۸- F).

هاستینگزیت گرانیتوئید: زیرکن‌های این گروه از گرانیتوئیدها به رنگ صورتی روشن، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. طول آن‌ها در حدود ۵ تا ۲۵۰ میکرون و نسبت طول به عرض‌شان بین ۱:۱ تا ۸:۱ متغیر است. زیرکن‌های مشاهده شده در



شکل ۹- میانگین سن تعیین شده از داده‌های U-Pb. (A) گرانیت نوع I؛ (B) گرانیت نوع II؛ (C) نوع I و نوع II Prob dens؛ (D) نوع I؛ (E) نوع II Prob dens؛ (F) سن کونکوردیای نوع I و II گرانیتوئیدهای گل‌گهر.

در سال‌های اخیر پژوهش‌های بسیاری در بخش‌های مختلف پهنه سنندج-سیرجان برای یافتن شواهدی از پی‌سنگ پرکامبرین انجام شده که نتایج آن‌ها نیز تاییدکننده حضور این پی‌سنگ در پهنه سنندج-سیرجان است. از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به سن‌های ۵۷۸-۵۹۸ میلیون سال پیش در منطقه موه گلیپگان، ۵۴۴-۵۵۱ میلیون سال پیش منطقه بابکتان و شیخ‌چوپان در شمال‌باختر پهنه سنندج-سیرجان و شیخ‌چوپان در شمال‌باختر پهنه سنندج-سیرجان (Hassanzadeh et al., 2008)، ۶۰۵ میلیون سال پیش منطقه سورسات (Jamshidi Badr et al., 2013)، ۵۴۱ میلیون سال پیش توده نفوذی غازان در بخش انتهایی شمال‌باختر سنندج-سیرجان (Asadpour et al., 2013) اشاره کرد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران که مناطق سن‌سنجی شده دارای سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین (۵۲۰-۶۰۰ میلیون سال پیش) با علامت ستاره علامت گذاری شده است و اعداد نشانگر سن سنجی زیرکن به روش U-Pb (سن کمپلکس سورسات Jamshidi Badr و همکاران (۲۰۱۳)، خوی از Azizi و همکاران (۲۰۱۱) و سایر سن‌های ارائه شده از Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۸) است (Shafaii Moghadam et al., 2015).

بر اساس آنالیزهای انجام شده بر روی ۵ نقطه از حاشیه زیرکن‌های نمونه‌های SB48 و NG40، سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ بین ۵۳۸/۶ تا ۵۷۳/۲، سن $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ بین ۵۴۶/۷ تا ۵۸۰/۶ و سن $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ بین ۵۸۰/۶ تا ۶۴۴/۱ متغیر است و میانگین سنی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ آن‌ها برابر ۵۵۵ میلیون سال پیش (MSWD = ۰/۰۵) است (شکل ۹). مقدار U آنها از ۴۶۰ تا ۱۷۸۵ ppm و مقدار Th آنها از ۱۳۰ تا ۵۲۹ ppm و نسبت U/Th نیز از ۲/۵۶ تا ۴/۵۶ متغیر است (جدول ۲).

بحث

مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که با وجود تفاوت ترکیب کانی‌شناسی، هر دو توده دارای ویژگی‌های مشابه ژئوشیمیایی هستند، هر دو دارای ترکیب گرانودیوریتی تا گرانیتی بوده، ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا داشته و متآلومین هستند. هر دو گروه گرانیتوئیدهای گل‌گهر از نوع گرانیتوئیدهای نوع I هستند. بررسی نسبت U/Th در کانی زیرکن و ریخت‌شناسی آن از لحاظ رنگ، شکل و منطقه‌بندی کاربرد مناسبی در تعیین خاستگاه زیرکن دارد، در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بین ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌هایی با خاستگاه آذرین این نسبت کمتر از ۵ است (Rubatto, 2002). همچنین، بر اساس بررسی ریخت‌شناسی زیرکن، منطقه‌بندی نوسانی (oscillatory zoning) و منطقه‌بندی بخشی (sector zoning) و همچنین، شکل‌دار بودن بلورهای زیرکن از جمله شواهد خاستگاه ماگمایی زیرکن‌هاست (Corfu et al., 2003; Li et al., 2013). با توجه به این که بیشتر زیرکن‌های مورد مطالعه نیز شکل‌دار با منطقه‌بندی تقریباً آشکارایی هستند (شکل ۸)، و نسبت U/Th در همه نمونه‌ها پایین‌تر از ۵ است (جدول ۲)، این زیرکن‌ها خاستگاه ماگمایی داشته و می‌توانیم سن‌های U/Pb به‌دست آمده را سن تبلور این توده‌ها بدانیم. بر این اساس هر دو توده مربوط به پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین هستند.

نتیجه‌گیری

پژوهش تاییدی بر حضور پی‌سنگ پرکامبرین در منطقه گل‌گهر، که تقریباً در کرانه جنوب‌خاوری پهنه سنندج- سیرجان واقع شده است، است. با استفاده از نتایج این پژوهش و پژوهش‌های پیشین در بخش‌های مختلف پهنه سنندج- سیرجان می‌توان گفت که پی‌سنگ پرکامبرین در همه پهنه سنندج- سیرجان ممکن است وجود داشته باشد.

سپاس‌گزاری

از پروفسور Stefano Poli برای انجام آنالیزهای ریزکاو الکترونی و از خانم Elena Ferrari برای انجام آنالیزهای ژئوشیمی از دانشگاه میلان کمال قدردانی و سپاس را داریم.

با توجه به نتایج به‌دست آمده می‌توان گفت که با وجود تفاوت سنگ‌نگاری، توده‌های نفوذی منطقه سیرجان دارای ویژگی‌های مشترک ژئوشیمیایی هستند. همچنین، سن‌های نزدیک به هم به‌دست آمده از زیرکن‌های گرانیتوئیدهای مختلف می‌تواند بیانگر این مسئله باشد که این توده‌ها در یک محدوده زمانی و در یک واقعه زمین‌ساختی مشابه و در طی کوهزایی پان‌آفریکن، هم‌زمان با تبلور و پایداری پی‌سنگ پرکامبرین در ایران تشکیل شده‌اند و تفاوت‌های سنگ‌نگاری به‌علت تفاوت در ویژگی‌های سنگ‌مادر اولیه آن‌هاست. سن‌های U-Pb به‌دست آمده در این

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Asadpour, M., Pourmoafi, M. and Heuss, S. (2013) Geochemistry, petrology and U-Pb geochronology of Ghazan mafic-ultramafic intrusion, NW Iran. *Petrology* 4(14): 1-16 (in Persian)
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. and Asahara, Y. (2011) Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research* 185: 87-94.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 469-500.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1963) Rock forming minerals. John Wiley and Sons, New York.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Ghorbani, M. (2002) The history of economic geology of Iran. Iran Zamin Publication, Tehran, Iran (in Persian).
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic- Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.
- Hawthorne, F. C. and Oberti, R. (2006) On the classification of amphiboles: The Canadian Mineralogist 44: 1-21.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic.

- Canadian Journal of Earth Science 8: 523-545.
- Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A. S. and Cox, G. (2010) Dating of Precambrian Meta sedimentary Rocks and Timing of their Metamorphism in the Soursat Metamorphic Complex (NW IRAN): Using LA-ICP-MS, U-Pb Dating of Zircon and Monazite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 21(4): 311-319.
- Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A. S., Cox, G. and Mohajjel, M. (2013) The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Science* 22(1): 1-31.
- Kamali, A. (2001) Survey No. 4 ore anomalies Gole- Gohar Iron mine Sirjan. 4th Economic Geology Congress, Khorasgan, Iran (in Persian).
- LeMaitre, R. W. (2002) *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS sub commission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd edition*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Li, H., Watanabe, K. and Yonezu, K. (2013) Zircon morphology, geochronology and trace element geochemistry of the granites from the Huangshaping polymetallic deposit, South China: Implications for the magmatic evolution and mineralization processes. *Ore Geology Reviews* 60: 14–35.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397–412.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonics. 2nd edition*, Springer, Verlag, Berlin.
- Robertson, A. H. F. and Dixon, Z. (1984) Introduction: Aspects of geological evolution of the eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 17: 1-74.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123– 138.
- Sabzehei, M., Rowshan Ravan, J., Eshraghi, S. A. and Navazi, M. (1993) Geological map of Gole Gohar, Neyriz, Sirjan and Khabr 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Şengör, A. M. C., Yilmaz, Y, Sungurlu O (1984) Tectonics of the mediterranean Cimmerids: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: *The geological evolution of the eastern Mediterranean* (Eds. Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F.) *Special Publication 17:77-112*. Geological Society, London.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y. (2015) Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 27(1): 439-452.
- Sheikholeslami, M. R. (2002) Evolution structurale et mé tamorphique de lamarge sud de la microplaque de l'Iran central: les complexes mé tamorphiques de la re'gion de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan), The`se, universite´de Brest.
- Siiivola, J. and Schmid, R. (2007) List of Mineral Abbreviations, Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07
- Stern, R. and Johnson, P. (2010) Continental lithosphere of the Arabian Plate: A geologic, petrologic, and geophysical synthesis. *Earth-Science Reviews* 101: 29-67.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Collins, A. S. and Robertson, A. H. F. (2009) Cadomian (Ediacaran-

Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: Magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 99-112.

Valeh, N., Sabzehei, M., Majidi, B., Alavi Tehrani, M., Ricou, L. E., Amidi, S. M., Ghorashi, M., Etminan, H. and Watters, W. A. (1984) Geological map of Neyriz 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.

The presence of Precambrian basement in Gole Gohar of Sirjan (south of Iran)

Elham Safarzadeh ¹, Fariborz Masoudi ^{1*}, Jamshid Hassanzadeh ²
and Seyed Mohammad Pourmoafi ¹

¹ Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Division of Geological, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, United States

Abstract

The mylonitic granitoids of Gole Gohar, south east of Sirjan, are located in a key area which their study is important for understanding the history of Precambrian basement of Sanandaj-Sirjan zone and its metamorphic and magmatic evolution during the subduction of Neo- Tethys. Field studies show that these granitoids are located in the basement of the metamorphic rocks such as metapelite, calc schist and amphibolite. In this Study the granitoidic intrusions are classified in two types based on lithology and their geochemistry. Type I is garnet- biotite granitoid and type II is hastingsite granitoid. Both of these granites show some evidence of mylonitic fabric, which is more clear in garnet- biotite granitoid. These plutons are Meta aluminous, I Type granitoid and have high K calc-alkaline nature. Based on U-Pb dating of zircon, the age of all granitoids is between 538.6–580.7 Ma (Late Precambrian- Early Cambrian). Based on the results of this study, despite the mineralogical and geochemical differences, all granitoidic intrusions formed in the Precambrian during the Pan African orogeny. The old age of the granitoids is similar to those introduced in other parts of Sanandaj-Sirjan zone that may indicate the presence of Precambrian basement in almost the entire Sanandaj-Sirjan zone.

Key words: Zircon dating, Precambrian basement, Gole Gohar mylonitic granitoids, Sanandaj-Sirjan zone

* f_masoudi@sbu.ac.ir