

پترولوژی و سن‌سنجی توده‌های نفوذی نقده: نگرشی جدید به زمین‌شناسی ناحیه‌ای شمال

زون سنندج - سیرجان

سید علی مظهري^{۱*}، صدرالدین امینی^۲، جلیل قلمقاش^۳ و فرناندو به^۴

^۱ دانشگاه پیام نور، گروه علمی زمین‌شناسی، تهران، ایران

^۲ دانشگاه تربیت معلم، گروه زمین‌شناسی - تهران، ایران

^۳ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ایران

^۴ دانشگاه گرانادا، گروه کانی‌شناسی و پترولوژی اسپانیا

چکیده

در جنوب شهر نقده دو مجموعه توده نفوذی وجود دارد که آن‌ها را به کرتاسه پسین نسبت داده‌اند. داده‌های دقیق سن سنجی رادیومترى نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی این منطقه حداقل مربوط به سه زمان متفاوت می‌باشند. توده خلیفان به عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های نفوذی از آلکالی فلدسپار گرانیت‌هایی با سن 315 ± 2 Ma تشکیل شده و نشان دهنده فعالیت کوهزایی واریسکن (هرسی نین) در این منطقه می‌باشد که ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی شبیه به گرانیت‌های نوع A مناطق جنوب اورال و تین شان دارد. دومین مرحله ماگماتیزم نفوذی به تشکیل دیوریت-گابروهای توده نقده در 96 ± 2.3 Ma منجر شده است. این سنگ‌ها در یک په‌نه فرورانش و از گوشته لیتوسفری غنی شده بالای ورقه فرورانده شده، منشأ گرفته‌اند. جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در توده‌های نقده، تشکیل گرانیتوئیدها در حدود 40Ma می‌باشد. براساس داده‌های ژئوشیمیایی این گرانیتوئیدها را می‌توان به دو گروه گرانیتوئیدهای مافیک-تر (MMG) و مونزوگرانیت‌ها تقسیم کرد. ذوب سنگ‌های مختلف پوسته، ماگمای اولیه گرانیتوئیدهای نقده را شکل داده است. تحولات ماگمایی در MMG شامل برهم کنش ماگمای فلسیک و مافیک به همراه تفریق ماگمایی می‌باشد، در حالی که هضم سنگ‌های قدیمی در ترکیب مونزوگرانیت‌ها مؤثر بوده است.

کلید واژه‌ها: نقده، خلیفان، گرانیت، دیوریت، پترولوژی

ali54894@yahoo.com

*نویسنده مسئول: سید علی مظهري

۲- زمین‌شناسی و روابط صحرایی

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی شهر نقده، استان آذربایجان غربی، واقع شده است و شامل دو توده نفوذی می‌باشد (شکل ۱). توده اول در جنوب شرقی نقده و نزدیک روستای خلیفان قرار گرفته است که از آن به عنوان "توده خلیفان" یاد می‌شود (شکل ۲- a). توده دیگر در جنوب غربی شهر ظاهر می‌شود و تحت عنوان "توده نقده" بررسی می‌شود (شکل ۲b).

توده خلیفان به صورت یک استوک با رخمنونی محدود بین طول‌های جغرافیایی $29^{\circ} 45' - 24^{\circ} 45'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 52' - 36^{\circ} 58'$ شمالی با روندی NW/W-SE/E قرار می‌گیرد (شکل ۲- a). نیمه شمالی توده بوسیله رسوبات جوان پوشیده شده است، اما در نیمه جنوبی رخمنون سنگ‌های دربرگیرنده مشخص است و توده به درون توالی سنگ‌های رسوبی و پیروکلاستیک نفوذ کرده است. هاله دگرگونی مجاورتی، به ویژه در حاشیه شرقی و غربی توده، قابل مشاهده است. سن سنگ‌های رسوبی به خوبی تعیین نشده است. افتخارنژاد (۱۹۷۳) و خداپنده و سلطانی (۱۳۸۳) به علت شباهت با رسوبات نواحی مجاور آن‌ها را به کرتاسه نسبت داده‌اند ([۱۰] و [۱۱]) اما شواهد مستدل دیرینه‌شناسی در این مورد ارائه نشده است. مطالعات سن سنجی نشان می‌دهد سن کرتاسه برای این رسوبات نمی‌تواند قابل قبول باشد (بخش‌های بعدی را ببینید).

گرانیت‌های خلیفان متراکم و بسیار یکنواخت هستند. در رخمنون برخی از این گرانیت‌ها فولیاسیون موضعی یا جهت‌یافتگی کانی‌ها را نشان می‌دهند و برخی

۱- مقدمه

په‌نه سنندج - سیرجان یکی از پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی ایران می‌باشد که دارای توده‌های نفوذی فراوان به ویژه در نیمه شمالی خود می‌باشد. مطالعه دقیق و شناخت پتروژنتیکی این توده‌های نفوذی می‌تواند کمک فراوانی به درک تحولات زمین‌شناسی ناحیه‌ای نماید. در بررسی‌های اولیه و با توجه به برخی روابط صحرایی و تفسیرهای ساختاری، بیشتر این توده‌های نفوذی را به عنوان توده‌های کالک آلکالن حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران در نظر گرفته‌اند و سن آن‌ها کرتاسه پسین برآورد شده است ([۱]، [۲]، [۳]). با این حال، تعیین سن رادیومترى و داده‌های ژئوشیمیایی در سال‌های اخیر نشان می‌دهد که گستره زمانی تشکیل این توده‌های نفوذی بسیار وسیع‌تر از آن بوده و تنوع ژئوشیمیایی آن‌ها نیز بسیار متنوع است (به عنوان مثال [۴]، [۵]، [۶]، [۷]، [۸]، [۹]). بنابراین، لزوم بررسی کامل و تعیین سن دقیق توده‌های نفوذی سنندج - سیرجان بدیهی به نظر می‌رسد. در همین راستا، طی این مقاله نتایج حاصل از بررسی‌های سن سنجی و ژئوشیمی بخشی از توده‌های نفوذی په‌نه سنندج - سیرجان، یعنی توده‌های اطراف شهر نقده، مرور می‌گردد. این داده‌ها نشان می‌دهد تفاوت زمانی و ترکیبی فراوانی در سنگ‌های نفوذی این منطقه وجود دارد.

۴- سنگ نگاری

۴-۱- توده خلیفان

گرانیت خلیفان از نظر پتروگرافی متوسط تا درشت دانه ($\phi=1-5\text{ mm}$) است و شامل $90\% >$ آلکالی فلدسپار و کوارتز می‌شود. پلاژیوکلاز به صورت کانی فرعی ($10\text{ vol}\%$) ظاهر می‌شود. در دیاگرام طبقه بندی سنگ‌های نفوذی (اشترایکزن، ۱۹۷۶) تمام سنگ‌ها در محدوده سینوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت قرار می‌گیرند. نمونه‌های دستی به واسطه رنگ فلدسپار موجود در آن ظاهری متفاوت از سفید-کرم تا صورتی به خود می‌گیرند. آلکالی فلدسپار فراوان‌ترین کانی در گرانیت خلیفان است که به شکل بلورهای لوحی شکل پرتیتی، ارتوکلاز یا میکروکلین دیده می‌شوند. گاهی هم به صورت هم رشدی گرانوفیری با کوارتز دیده می‌شوند. آن‌ها در ابعاد مختلف ($\phi=0.5-2\text{ cm}$) و بیشتر به شکل پورفیری دیده می‌شوند. کوارتز به شکل گروه‌های ریز دانه بین فلدسپارها یا به شکل بلورهای خلیجی شکل دیده می‌شود. بلورهای کوارتز دوباره متبلور شده نیز شکاف‌ها و درزه‌ها را پر کرده یا در نتیجه نیروهای تکتونیکی حاصل آمده است. آلپیت بلورهایی شکل دار منفرد تشکیل می‌دهد، یا به شکل بلورهای ریزی ظاهر می‌شود که توسط فلدسپار پتاسیم محاط شده‌اند. بیوتیت تنها کانی مافیک اولیه قابل تشخیص در گرانیت خلیفان می‌باشد که در تمام نمونه‌ها دیده می‌شود. بیوتیت معمولاً به صورت بین دانه‌ای نسبت به فلدسپار پتاسیم قرار می‌گیرد اما ممکن است به شکل دانه‌های نیمه شکل دار نیز در برخی قسمت‌های سنگ دیده شود. بیوتیت چند رنگی متنوع از زرد-قهوه‌ای تا سبز-قرمز در مقاطع مختلف نشان می‌دهد. در برخی از نمونه‌ها قالب‌های شکل دار از کانی‌های مافیک وجود دارد که با کانی‌های ثانویه کلریت، مگنتیت، هماتیت و ترکیبات مخلوط جانشین شده‌اند به طوری که تعیین کانی اولیه مقدور نیست، با این وجود به نظر می‌رسد آن‌ها بازمانده‌هایی از آمفیبول یا پروکسن باشند. کانی‌های کدر در کل گرانیت‌های خلیفان مشاهده می‌شوند و بیشتر شامل بلورهای مگنتیت و هماتیت پر کننده قالب کانی‌های مافیک هستند اما کمی بلورهای شکل دار مگنتیت و تیتانومگنتیت (با اکسولوشن ایلمنیت) نیز وجود دارد. فلونوریت فراوان‌ترین کانی فرعی می‌باشد که در تمام نمونه‌ها وجود دارد. این کانی به حالت صورتی یا بی رنگ و بلورهای نسبتاً درشت ظاهر می‌شود که نشان دهنده منشأ ماگمایی آن می‌باشد. علاوه بر آن، فلونوریت در شکاف‌ها و درزه‌ها نیز دیده می‌شود که بر اثر فرایندهای ثانویه حاصل شده‌اند. زیرکن، آلانیت، آپاتیت و موناژیت کانی‌های فرعی گرانیت خلیفان می‌باشند. علاوه بر این، برخی از کانیهای غنی از REE مثل زنونایم (نوعی فسفات غنی از REE، U، Th و ...)، یک کانی REE و Nb دار (احتمالاً فرگوسونیت) و یک کانی ریز کربناته غنی از REE (باستاسیت یا پاراسیت) در مطالعه با SEM تشخیص داده شدند. کمی دگرسانی دوتریک که در سنگ‌های نفوذی فراوان دیده می‌شود بر روی گرانیت‌های خلیفان به ویژه در طول شکاف‌ها و درزه‌ها موجب تشکیل کانی‌های ثانویه شامل کلریت، مسکوویت، اپیدوت، تیتانیت، سیدریت، مگنتیت، هماتیت، استیلپنولان و کانی‌های کدر بدون شکل شده است.

فولیاسیون تکتونیکی ظاهر می‌سازند. به طور کلی انکلاو در گرانیت‌های خلیفان دیده نمی‌شود به جز کمی انکلاوهای رسوبات دگرگون شده که از سنگ میزبان وارد گرانیت‌ها شده‌اند. دایک‌های پگماتیتی و کوارتزی و رگه‌های کوارتزی در گرانیت خلیفان به وفور مشاهده می‌شوند به طوری که گاهی دایک‌های کوارتزی چندین متر ضخامت دارند و تورمالین درشت دانه در پگماتیت‌ها مشاهده می‌گردد. توده نقره به صورت استوک‌های کوچک در منطقه‌ای به وسعت حدود ۲۰ کیلومتر مربع رخنمون یافته است (شکل ۲- b). توپوگرافی ناحیه دشت مانند است، سنگ‌های نفوذی در ارتفاع پایین ظاهر شده‌اند و دسترسی به آن‌ها کار دشواری نیست. این سنگ‌های درونی به توسط سنگ‌های رسوبی کامبرین، پرمین و کرتاسه احاطه شده‌اند ([۱۰] و [۱۱]). در بیشتر نقاط محدوده بین نفوذی‌ها و سنگ میزبان با نهشته‌های کوارتزی پوشیده شده و ارتباط صحرایی بین این دو مشخص نیست. البته سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در برخی مناطق رخنمون دارند و ضخامت هورنفلس‌ها در حاشیه‌های شرقی و غربی توده به چند صد متر می‌رسند (شکل ۲- b). در مرکز توده سنگ‌های گرانیتی به وسیله کنگلومرا و سنگ آهک‌های میوسن پوشیده شده‌اند که آن‌ها را به سازند قم نسبت داده‌اند [۱۰]. قطعاتی از گرانیت‌ها در آهک‌های میوسن قابل مشاهده است و هیچ گونه دگرگونی در مرز آهک‌ها با توده نفوذی مشاهده نمی‌گردد. این شواهد نشان دهنده جوان‌تر بودن آهک‌ها نسبت به سنگ‌های نفوذی می‌باشد.

توده نقره از دو بخش سنگ‌های مافیک و فلسیک تشکیل شده است. سنگ‌های مافیک منطقه محدودی ($20\% <$ حجم توده) را اشغال نموده‌اند و تنها در بخش‌های شرقی ظاهر می‌شوند (شکل ۲- b). آن‌ها دیوریت و گابرو-دیوریت متراکم بدون هیچ گونه جهت یافتگی ماگمایی یا دگرشکلی ساختاری هستند. در بیشتر موارد هوازدگی و آلتراسیون بر آن‌ها اثر گذاشته اما نمونه‌های سالم نیز قابل دسترسی است. بخش‌های دیگر توده از سنگ‌های گرانیتوئیدی با ظاهر و رنگ‌های مختلف تشکیل شده‌اند. آن‌ها از مونوزوگرانیت‌های سفید رنگ تا کوارتز-دیوریت‌های خاکستری رنگ تغییر می‌کنند. لوکوگرانیت‌ها بدون انکلاو هستند در حالی که گرانیتوئیدهای مافیک‌تر دارای انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) فراوان می‌باشند. MME در اندازه‌های متفاوت (به طور معمول $30\text{ cm} <$) در اشکال زاویه-دار تا بیضوی و مدور قابل مشاهده هستند. آخرین مرحله از فعالیت ماگمایی در توده نقره با آلپیت‌ها و دایک‌های هولولوکوگرانیتی بروز می‌یابد.

۳- انتخاب نمونه و روش‌های آزمایشگاهی

۳۱ نمونه برای مطالعه توده‌های اطراف نقره انتخاب گردید. این نمونه‌ها شامل ۱۱ نمونه از توده خلیفان و ۲۰ نمونه از توده نقره می‌باشد. در توده نقره ۱۵ نمونه از سنگ‌های فلسیک [که ۲ نمونه آن‌ها از دایک‌ها (نمونه‌های M39 و N96) و یک MME (نمونه N81) هستند] و ۵ نمونه از دیوریت-گابروها می‌باشند. تجزیه‌های ICP-MS و XRF بر روی تمام نمونه‌ها صورت گرفت. مطالعات SEM و EPMA بر روی ۴ نمونه گرانیتوئیدی شامل یک MME در توده نقره و دو نمونه از گرانیت‌های خلیفان انجام گرفت. کانی‌های زیرکن از یک نمونه دیوریتی و یک گرانیت از توده نقره و یک نمونه گرانیتی توده خلیفان جدا گردید و برای آنالیز U-Pb با استفاده از میکروپروپ SHRIMP IIe در استرالیا مورد استفاده قرار گرفت. آنالیزهای Rb-Sr و Sm-Nd بر روی سه نمونه شامل یک MME و دو گرانیت صورت گرفت. جزئیات روش‌های آزمایشگاهی در [۶] آورده شده است.

۴-۲- توده نقره
۴-۲-۱- سنگ‌های مافیک

سنگ‌های مافیک نقره تیره رنگ و متوسط دانه ($\phi=1-3\text{mm}$) می‌باشند که در منطقه محدودی در شرق توده واقع شده‌اند. پلاژیوکلاز (% ۵۰-۳۵)، هورنبلند (۴۰-۲۴) و بیوتیت (۲۰-۶) اجزای اصلی این واحد محسوب می‌شوند. آلکالی فلدسپار (۱۵-۵)، کوارتز (۷-۱) و اکسیدهای Fe-Ti (<۲٪) سایر سازنده‌ها را در بر می‌گیرند. آپاتیت، تیتانیت و زیرکن کانی‌های فرعی متداول در این سنگ‌ها هستند و کلریت، سریسیت، اپیدوت و تیتانیت ثانویه به وسیله فرایندهای آلتراسیون و هوازدگی در نمونه‌های تحت تأثیر قرار گرفته، شکل گرفته‌اند. در طبقه بندی مدال سنگ‌های نفوذی، سنگ‌های مافیک در محدوده موزودپوریت (موزوگابرو)، دیوریت (گابرو) و کوارتز موزودپوریت قرار می‌گیرند. ظهور هورنبلند، پلاژیوکلاز، بیوتیت و اکسیدهای Fe-Ti به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار نشان دهنده تبلور این کانی‌ها در مراحل ابتدایی است. البته مثال‌هایی نیز دیده می‌شود که پلاژیوکلاز به وسیله هورنبلند احاطه شده است که مشخص می‌سازد شروع تبلور پلاژیوکلاز قبل از آن بوده است. کوارتز، فلدسپار پتاسیم و تیتانیت به صورت بین دانه‌ای هستند که حاکی از تشکیل آن‌ها در انتهای روند تبلور دارد. آپاتیت هم به صورت شکل‌دار و هم به شکل سوزنی دیده می‌شود اما بیشتر به صورت بین دانه‌ای ظاهر می‌گردد.

۴-۲-۲- سنگ‌های فلیسک

سنگ‌های فلیسک نقره را می‌توان به دو گروه بر اساس کانی شناسی و ترکیب کانی‌ها تقسیم کرد: گروه اول دارای آمفیبول و MME فراوان است که پس از این به نام گرانیتوئیدهای مافیک‌تر (MMG) از آن‌ها یاد می‌شود و گروه دوم موزوگرانیت‌های بدون MME می‌باشد.

ترکیب پتروگرافی سنگ‌های MMG شامل کوارتز موزودپوریت و گرانودپوریت می‌باشد. همان گونه که در فوق ذکر شد، این سنگ‌ها دارای MME فراوان با بافت ریزدانه ($\phi=0.1-0.5\text{mm}$) می‌باشند، در حالی که سنگ‌های میزبان متوسط تا درشت دانه ($\phi=0.5-3\text{mm}$) با فلدسپارهای پورفیری پراکنده هستند که اندازه آن‌ها گاه به یک سانتی متر نیز می‌رسد. کانی‌های اصلی عبارتند از پلاژیوکلاز (% ۷۳-۳۹)، آمفیبول (۳۳-۱۴)، بیوتیت (۲۰-۸)، کوارتز (۲۲-۱۱) و فلدسپار پتاسیم (۱۶-۸)، ایلمنیت، مگنتیت، آپاتیت و تیتانیت کانی‌های فرعی رایج هستند و زیرکن، آلانیت، مونازیت و پیریت گاهی مشاهده می‌شوند. آپاتیت هم به صورت ادخال در کانی‌های دیگر و هم به صورت سوزنی شکل دیده می‌شود. فرایندهای ثانویه بر برخی نمونه‌ها تأثیر گذاشته و کانی‌هایی چون اپیدوت، تیتانیت، کلریت و سریسیت را به وجود آورده است. MME اغلب ترکیب مشابه سنگ میزبان دارد اما ریز دانه بوده و میزان کانی‌های مافیک آن تا ۸۰٪ نیز ممکن است برسد. فلدسپار پتاسیم در واحد MMG به صورت اوئیکو کریست‌های در بر گیرنده خرده‌های پلاژیوکلاز یا دانه‌های آمفیبول نیز دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر اختلاط ماگمایی باشد (به عنوان مثال [۱۱][۱۲]). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی واحد MMG است که تنوع ترکیبی وسیع ($\text{Ab}_{49-81}\text{An}_{18-50}$) و روابط بافتی متنوع دارد. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار ماکل‌دار دیده می‌شود که بافت‌های منطقه بندی از منطقه بندی نرمال تا منطقه بندی تکه‌ای پیچیده شامل بافت‌های جعبه- سلولی و

اسفنجی- سلولی تغییر می‌یابد. این بافت‌های غیر تعادلی به اختلاط ماگمایی نسبت داده می‌شود (به عنوان مثال [۱۳]). باید این نکته را در نظر گرفت که این روابط هم در سنگ میزبان و هم در MME دیده می‌شوند و بر هم کنش ماگمایی محدود به MME نمی‌باشد. آپاتیت به صورت منشوری یا بی‌شکل تا اندازه‌هایی به بزرگی ۰.۵mm ظاهر می‌گردد؛ البته، آپاتیت سوزنی شکل احاطه شده در اوئیکو کریست فلدسپار پتاسیم نیز در کوارتز- موزودپوریت و MME دیده می‌شود. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک کانی‌هایی مشابه سنگ میزبان در سنگ‌های MMG دارند و تنها تفاوت‌ها در اندازه و فراوانی مدال کانی‌ها می‌باشد. حجم کانی‌های مافیک (شامل آمفیبول و بیوتیت‌های ریز دانه) به ۷۰-۸۰٪ در برخی انکلاوهای میکروگرانولار می‌رسد. ترکیب شیمیایی MME شبیه به سنگ میزبان است و شرایط غیر تعادلی مثل پلاژیوکلازهای با منطقه بندی ترکیبی پیچیده، اوئیکو کریست‌های آلکالی فلدسپار و آپاتیت‌های سوزنی در MME فراوان‌تر از سنگ میزبان است.

موزوگرانیت‌ها به نسبت سنگ‌های MMG ریزدانه‌تر هستند ($\phi=0.5-1.5\text{mm}$) و کوارتز کانی اصلی است (% ۴۵-۳۰). آلکالی فلدسپار (۳۰-۲۰) و پلاژیوکلاز (۴۰-۳۰) کانی‌های اصلی دیگر هستند. فراوان‌ترین و در حقیقت تنها کانی مافیک اصلی به جز کانی‌های کدر، بیوتیت می‌باشد که فراوانی مدال آن حداکثر به ۱۰ درصد می‌رسد. بیوتیت چند رنگی شدید زرد- قهوه‌ای دارد و به صورت نیمه شکل‌دار یا به شکل تیغه‌های باریک ظاهر می‌شود. این بیوتیت‌ها نسبت به سنگ‌های MMG آهن بیشتری دارند. پلاژیوکلاز ترکیب الیگوکلاز- آندزین داشته و منطقه بندی آن از نوع نرمال است. فلدسپار پتاسیم در موزوگرانیت‌ها فراوان‌تر است و شامل میکروکلین، ارتوکلاز و پرتیت می‌شود. سری کامل ایلمنیت- مگنتیت اکسیدهای Fe-Ti در موزوگرانیت وجود دارد. تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و مونازیت کانی‌های فرعی رایج هستند و کلریت، هماتیت، اپیدوت و کلسیت کانی‌های ثانویه ایجاد شده توسط فرایندهای متاسوماتیسم هستند. یکی از ویژگی‌های بارز موزوگرانیت‌ها در توده نقره نبود MME و حضور انکلاوهای کوارتز آمفیبولیت در برخی رخنمون‌ها است. کوارتز و آمفیبول تنها کانی‌های این انکلاوها هستند و بافت آن‌ها نشان می‌دهد که نمی‌توانند سنگ‌های ماگمایی باشند.

۵- سن سنجی
۵-۱- توده خلیفان

پنج نمونه گرانیتی توده خلیفان دارای نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ بین ۷.۴ تا ۳۲ بوده و در یک ایزوکرون با تطابق خوب قرار می‌گیرند (شکل ۳a). این ایزوکرون سن 277 ± 5 Ma با نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70860 \pm 0.00089$ و MSWD=1.71 را نشان می‌دهد. از یک هیستوگرام آماری که حاصل محاسبه ۳۰۰۰ بار شیب و تقاطع γ با استفاده از خطوط رگرسیون می‌باشد، نیز برای آزمایش صحت این ایزوکرون استفاده شده است. همانطور که در شکل ۳ مشخص است، این هیستوگرام نیز میانگین 277.2 ± 0.05 Ma را با توزیع گوسی (Gaussian distribution) کامل نشان می‌دهد. این پارامتر نشان می‌دهد که ایزوکرون توده خلیفان از نظر آماری معتبر است.

سن سنجی به روش تبخیر گام به گام Pb-Pb بر روی پنج زیرکن بدون ادخال، سن 315 ± 4 Ma را نشان می‌دهد و داده‌های SHRIMP به ترتیب سن 1.4

۶-۲- توده نقده

۶-۲-۱- واحد مافیک

نمونه‌های مافیک دامنه تغییر ترکیب شیمیایی محدود (wt%) SiO_2 (۵۱.۰۳-۵۹.۳۶) و Al_2O_3 (۱۳.۶۲-۱۴.۷۹) دارند، اما سایر عناصر اصلی نوسان بیشتری را نشان می‌دهد: $Na_2O=۱.۸۸-۲.۷۰$ ، $MgO=۵.۸۴-۹.۶۴$ ، $CaO=۵.۲۱-۷.۳۱$ ، $FeO=۵.۹۸-۸.۷۲$ و $K_2O=۲.۲۷-۲.۸۳$ (جدول ۱). تمام نمونه‌های مافیک ساب آلکان هستند و به عنوان سری پتاسیم بالای کالک آلکان تا شوشونیتی تقسیم بندی می‌شوند. در طبقه بندی TAS سنگ‌های نفوذی، ترکیب شیمیایی سنگ‌های مافیک در محدوده گابرو و دیوریت قرار می‌گیرند. دیاگرام‌های هارکر تطابق منفی بین CaO ، MgO و FeO با سلیس نشان می‌دهند (شکل ۶). سایر اکسیدهای اصلی رابطه مشخصی با SiO_2 ندارند البته Al_2O_3 ، K_2O و Na_2O کمی افزایش و TiO_2 و P_2O_5 کاهش ناچیز را نشان می‌دهد. تغییرات شیمیایی در سنگ‌های مافیک کمی تفریق کانی‌های آمفیبول، مگنتیت و آپاتیت را در این واحد پیشنهاد می‌دهد.

الگوی REE نرمال شده با کندریت، دیوریت‌ها غنی شدگی LREE (۶.۷۸-۳.۶۷) (La_N/Lu_N) و کمی آنومالی منفی Eu ($Eu/Eu^* \sim 0.8$) را نشان می‌دهد. نسبت پایین $Sm_N/Lu_N = (1.8-2.3)$ حضور گارنت را در ماگمای مادر به عنوان یک فاز تفریق یافته رد می‌کند (شکل ۵- b). در دیاگرام عنکبوتی (شکل Va)، سنگ‌های مافیک تهی شدگی در Nb ، Ti و P ، و آنومالی مثبت Th ، Pb و K ظاهر می‌سازند. ویژگی‌های دیاگرام عنکبوتی دیوریت‌های نقده شبیه ماگما‌های قوسی است [۱۵].

۶-۲-۲- واحد فلسیک

داده‌های شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و جزئی سنگ‌های فلسیک در جدول ۱ ارائه شده و در دیاگرام‌های مختلف ترسیم شده‌اند (شکل‌های ۷-۵). این دیاگرام‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های فلسیک مختلف در توده نقده روندهای ژئوشیمیایی متمایز داشته و سری پیوسته‌ای تشکیل نمی‌دهند. در دیاگرام‌های هارکر سنگ‌های MMG مدهای کاملاً متفاوت با مونوزوگرانیت‌ها نشان می‌دهند (به عنوان مثال دیاگرام‌های هارکر Al_2O_3 ، Na_2O ، LILE و HFSE را ببینید). علاوه بر این دیاگرام‌ها، داده‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد که واحدهای MMG و مونوزوگرانیت منشأ مشترک ندارند. بنابراین، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های فلسیک به صورت مجزا بررسی می‌گردد.

۶-۲-۲-۱- واحد MMG

واحد MMG شامل سنگ‌های سری کالک آلکان متالومین ($ASI=0.97-0.90$) می‌باشد که ترکیب دیوریت-گرانودیوریت دارند. در دیاگرام‌های هارکر عناصر اصلی (شکل ۶) با افزایش سلیس بیشتر عناصر کاهش می‌یابند، اما K_2O افزایش یافته و Na_2O ثابت باقی می‌ماند. در عناصر فرعی و جزئی، Rb و Ba افزایش ولی Sr ، Zr و REE کاهش می‌یابند (شکل ۸).

دیاگرام REE نرمالیزه شده با کندریت در MMG (شکل ۵- c) غنی شدگی قابل ملاحظه در LREE ($La_N/Lu_N=7/18-14/60$) و کمی آنومالی منفی Eu ($Eu/Eu^* \sim 0.8$)، تنها استثناء نمونه $N2$ با $Eu/Eu^*=1.03$ است که غنی شدگی Eu در آن به انباشت فلدسپار در این سنگ نسبت داده می‌شود (نشان می‌دهد). تهی شدگی قابل ملاحظه در HREE دیده نمی‌شود ($Sm_N/Lu_N=1.09-2.19$) که نشان می‌دهد

$^{207}Pb/^{235}U = 314 \pm 4$ Ma و سن قطع شدگی 315 ± 0.9 Ma را نشان می‌دهد (شکل ۳- b). از آنجا که سن روش تبخیر گام به گام و داده‌های SHRIMP یکسان می‌باشد، سن 315 ± 2 Ma برای توده خلیفان در نظر گرفته می‌شود. دلایل تفاوت این سن با ایزوکرون Rb-Sr در بخش‌های بعدی بحث می‌شود.

۵-۲- توده نقده

داده‌های SHRIMP نمونه‌های انتخاب شده توده نقده نشان می‌دهد که سن قطع شدگی دیسکوردا در نمونه دیوریتی برابر 96 ± 2.3 Ma با $MSWD=3.5$ است. سن $207-204$ تصحیح شده و $204-207$ تصحیح شده $^{206}Pb/^{238}U$ برای دیوریت به ترتیب 97 ± 2.2 و 96 ± 2.4 Ma را نشان می‌دهد (شکل ۳- c).

نمونه مونوزوگرانیتی یک سن قطع شدگی اصلی 41.85 ± 0.8 Ma با $MSWD=1.9$ و سن‌های 207 و $204-207$ تصحیح شده $^{206}Pb/^{238}U$ به ترتیب 40.2 ± 0.8 Ma و 40.8 ± 0.8 Ma را نشان می‌دهد (شکل ۳- d). نمونه گرانیتی دو سن زیرکن برجای مانده متفاوت نیز دارد. دیاگرام هماهنگی U-Pb سن قطع شدگی 98.5 ± 1.7 Ma با $MSWD=1.8$ برای زیرکن بر جای مانده جوان‌تر را مشخص می‌سازد که سن‌های 207 و $204-207$ تصحیح شده $^{206}Pb/^{238}U$ به ترتیب 98.9 ± 1.4 و 99.0 ± 1.6 Ma برای آن‌ها محاسبه شده است. قدیمی‌ترین سن مربوط می‌شود به زیرکن بر جای مانده در مونوزوگرانیت نقده که سن $204-207$ تصحیح شده $^{206}Pb/^{238}U$ 586.6 ± 13.1 Ma را نشان می‌دهد.

۶- ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی

۶-۱- توده خلیفان

گرانیت‌های خلیفان دارای سلیسیم بالا، کلسیم پایین ($Ca=0.31-0.86$) و غنی از پتاسیم ($K_2O/Na_2O=1.4-1.9$) بوده و ترکیب پرآلومین ($ASI=1.04-1.14$) دارند. عناصر اصلی این گرانیت‌ها شبیه به گرانیت‌های نوع A می‌باشند و ترکیب عناصر جزئی نیز این امر را تأیید می‌کند (شکل ۴)؛ به طوری که عناصر HFS همچون Be ، Zr ، Nd ، Ga و Th غنی شدگی نشان می‌دهند در حالی که Ba و Zr تا حدودی تهی شده هستند. دمای اشباع زیرکن بالاست (میانگین $856^\circ C$). دیاگرام REE یک تفکیک نسبی در میزان LREE/HREE ($3-6$) (La_N/Lu_N) و تهی شدگی شدید یوروپوم ($Eu/Eu^*=0.04-0.6$) را نشان می‌دهد (شکل ۵- a).

سیستم Rb-Sr گرانیت‌های خلیفان در 277 Ma تجدید آرایش یافته (reset) است، بنابراین تعیین ترکیب ایزوتوپی ماگمای اولیه تشکیل دهنده این گرانیت‌ها در 315 Ma با داده‌های موجود امکان پذیر نیست.

امکان تأثیر فرایندهای ثانویه بر روی ایزوتوپ‌های Nd به نسبت Sr کمتر است. بنابراین می‌توان مقادیر ایزوتوپی 315 Ma را برای آن محاسبه کرد. مقادیر ϵNd_{315Ma} در توده خلیفان بین 0 تا -0.7 تغییر می‌کند. این مقادیر با نسبت‌های ایزوتوپی گرانیت‌های تیپ A مشتق شده از منابع گوشته‌ای مطابقت دارد [۱۴]. مدل سنی Nd (دی پائولو، ۱۹۸۱) از 1.0 تا 1.4 Ga با میانگین 1.2 Ga تغییر می‌کند.

سنجی به روش‌های U-Pb و Rb-Sr، یک پدیده رایج در آلکالی-فلدسپار گرانیت-های هایدروکالوس می‌باشد [۱۴] که علت اصلی آن افزایش ضریب انتشار Rb و Sr در فلدسپار پتاسیم و Sr در پلاژیوکلاز [۱۶] می‌باشد. عامل اصلی تحول و تجدید آرایش سیستم Rb-Sr در گرانیت خلیفان با داده‌های موجود قابل تعیین نیست، اما تحول مزوپرتیت‌ها به ویژه در حضور یک فاز سیال می‌تواند موجب این امر شده باشد. حضور بلورهای فلونوریت تأخیری در گرانیت‌های خلیفان تقویت کننده این فرضیه است، هرچند وسعت این پدیده قابل تشخیص نیست و نمی‌توان گفت که تجدید آرایش سیستم Rb-Sr یک حادثه ناحیه‌ای بوده یا یک پدیده محلی.

گرانیت خلیفان از گرانیت‌های نوع A آلومین می‌باشند که مشابه آن در بسیاری از نقاط جهان گزارش شده است. به عنوان مثال، در جنوب شرقی استرالیا کینگ و همکاران (۱۹۹۷) نتیجه گرفتند که این گرانیت‌ها نشانگر جایگاه خاص تکنونیک می‌باشند و در هر محیط تکنونوماگمایی قابل تشکیل هستند [۱۷]. بنابراین می‌توان پیشنهاد داد که گرانیت‌های خلیفان ماگمای دما بالایی هستند که از ذوب بخشی درجه پایین یک منشأ فلسیک درون پوسته‌ای به وسیله جریان‌های گرمایی گوشته-ای حاصل شده‌اند.

اشتوکلین (۱۹۶۸) پهنه سنندج-سیرجان را به عنوان بخشی از قلمرو مرکزی (Central domain) در نظر گرفته که خود آن متعلق به ابر ناحیه سیمیرین (Cimmerian superterrane) می‌باشد [۱۸]. بلوک سیمیرین در کربونیفر جزئی از گندوانا بوده است و یکی از ویژگی‌های گندوانا نبود کوهزایی واریسکن در نظر گرفته شده است [۱۹]. گرانیت خلیفان با سن واریسکن و با هاله دگرگونی مشخص، در مورد ارتباط این منطقه با بلوک سیمیرین تردید ایجاد می‌کند. در مقابل این پیشنهاد را مطرح می‌سازد که این منطقه ممکن است از نواحی واریسکن یعنی صفحات قفقاز، توران، جنوب اورال و تین شان، مشتق شده باشند، مناطقی که گرانیت‌های تیپ A به سن کربونیفر پسین در آن‌ها رایج هستند [۲۰]، [۲۱]. هرچند توده خلیفان تنها توده‌ای است که در این ناحیه به عنوان کربونیفر تعیین سن شده است، شواهد زمین شناسی نشان می‌دهد که احتمال حضور موارد مشابه در مناطق همجوار وجود دارد. در مناطق جلفا، جنوب غربی تبریز و جنوب مرند استوک‌هایی وجود دارند که به واریسکن نسبت داده شده‌اند [۴]. افتخارنژاد (۱۹۷۳) یک توده گرانیتوئیدی کوچک در بین شهرهای مهاباد و میاندوآب را به سن قبل از پرمین گزارش داده است [۱]. حتی پور (۱۹۸۱) یک ناپیوستگی زاویه‌دار و دگرگونی درجه پایین در غرب دریاچه ارومیه را مربوط به کوهزایی واریسکن معرفی کرده است [۲۲]. با وجود این که کمبود داده‌های رادیومتری امکان اظهار نظر قاطع را فراهم نمی‌کند، اما مسئله مشخص این است که تاریخ تکنونیک و مرزهای مفروض برای واحدهای تکنونیک ایران براساس ژئوکرونولوژی دقیق توده‌های مختلف، نیاز به بازنگری خواهد داشت.

۲-۲-۲-۲-۲ توده نقده

۱-۲-۲-۲-۲ سنگ‌های مافیک

سنگ‌های دیوریتی قدیمی‌ترین سنگ‌ها در توده نقده محسوب می‌شوند. تفاوت سنی بین آن‌ها و سایر سنگ‌های نفوذی حدود ۶۰ Ma است و بالطبع ماگماهای فلسیک جوان‌تر نمی‌تواند بر روی ترکیب دیوریت‌ها تأثیر به‌سزایی داشته باشند. بنابراین ویژگی‌های شیمیایی این سنگ‌ها باید به عنوان خواص اولیه بازگوکننده

گارت در بازمانده وجود ندارد. با بررسی میزان REE در سنگ‌های MMG مشخص است که نمونه مافیک‌تر (نمونه N82) بالاترین فراوانی REE در این واحد را دارا می‌باشد. بررسی کانی شناسی نشان می‌دهد که این نمونه دارای بیشترین آمفیبول، تیتانیت و آپاتیت می‌باشد و محتوای بالای REE در این نمونه می‌تواند از طریق تجمع این کانی‌ها حاصل شده باشد.

در دیاگرام عنکبوتی نرمالیزه شده با N-MORB، سنگ‌های MMG آنومالی منفی P و Ti، Nb، K، Th، Pb نشان می‌دهند که شبیه به ماگماهای نوع قوسی می‌باشند (شکل ۷-ب).

یک نمونه از سنگ‌های اصلی MMG برای تعیین نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd تجزیه شد. داده‌ها $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}}=0.70681$ و $\epsilon\text{Nd}_{40\text{Ma}}=-1.00$ را نشان می‌دهد. سن مدل $[\text{T}(\text{DM})]\text{Nd}$ برابر ۱.۱۱۱ Ga می‌باشد.

همان‌طور که قبلاً اشاره شد، واحد MMG دارای MME فراوان می‌باشد که در تمام سنگ‌های این واحد پراکنده هستند. یکی از این انکلاوها برای آنالیز شیمیایی انتخاب گردید (نمونه N81 در جدول ۱). ترکیب شیمیایی این نمونه با سنگ‌های اصلی MMG سازگار نیست و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}}=0.70495$ و $\epsilon\text{Nd}_{40\text{Ma}}=-0.74$ منشأ تپی شده‌تری را برای آن پیشنهاد می‌کند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بخش‌هایی از ماگمای مافیک بوده‌اند که با ماگمای فلسیک واکنش داده‌اند (بخش بعدی را ببینید).

۲-۲-۲-۲-۲ موزوگرانیت

این واحد از سنگ‌های فلسیک‌تر در یک بازه شیمیایی محدود (۷۴.۰۷-۷۰.۵۲ SiO_2) تشکیل شده است. این سنگ‌ها گرانیت‌های کالک آلکالن پتاسیم بالای پرآلمین ($1.17-1.12 \text{ASI}$) می‌باشند. با افزایش میزان سیلیس تمام عناصر اصلی کاهش می‌یابد به جز K_2O که روند معکوس نشان می‌دهد (شکل ۶). در مورد عناصر فرعی و جزئی، Y و Pb با SiO_2 رابطه مستقیم دارند اما سایر عناصر LILE و HFSE رابطه منفی نشان می‌دهند (شکل ۸). ویژگی‌های شیمیایی موزوگرانیت‌ها مقدار کمی تفریق بیوتیت، اکسیدهای Fe-Ti، آپاتیت و زیرکن را نشان می‌دهد. الگوی REE نرمال شده با کندریت روندهای پر شیب‌تری (۲۱.۱۳-۱۱.۵۸ La_N/Lu_N) با آنومالی منفی Eu ($0.90-0.67 \text{Eu}/\text{Eu}^*$) ظاهر می‌سازد (شکل ۵-ج). آنومالی منفی Nb، Ti و P و آنومالی مثبت Th، K و Pb ویژگی‌های بارز موزوگرانیت‌ها در دیاگرام عنکبوتی نرمال شده با N-MORB می‌باشد (شکل ۷-ب). نمونه انتخاب شده برای آنالیز ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{40\text{Ma}}=0.708638$ ، $\epsilon\text{Nd}_{40\text{Ma}}=-4.26$ و 1.293 Ga را نشان می‌دهد.

۲-۲-۲-۲-۲ بحث

۱-۲-۲-۲-۲ توده خلیفان

نتایج سن سنجی به روش‌های U-Pb زیرکن و Pb-Pb هیچ شکی باقی نمی‌گذارد که سن گرانیت خلیفان در حدود $315 \pm 2 \text{ Ma}$ ، یعنی واریسکن (هرسی نین)، است و فرضیات قبلی که این ناحیه را به عنوان کرتاسه پسین در نظر می‌گرفت، نادرست می‌باشد. ایزوکرون Rb-Sr یک سن جوان‌تر ($277 \pm 5 \text{ Ma}$) ارائه می‌دهد که البته همچنان در محدوده واریسکن قرار می‌گیرد و نشان می‌دهد که سیستم Rb-Sr در حدود 38Ma پس از تبلور، آرایش مجدد پیدا کرده است. اختلاف بین نتایج سن

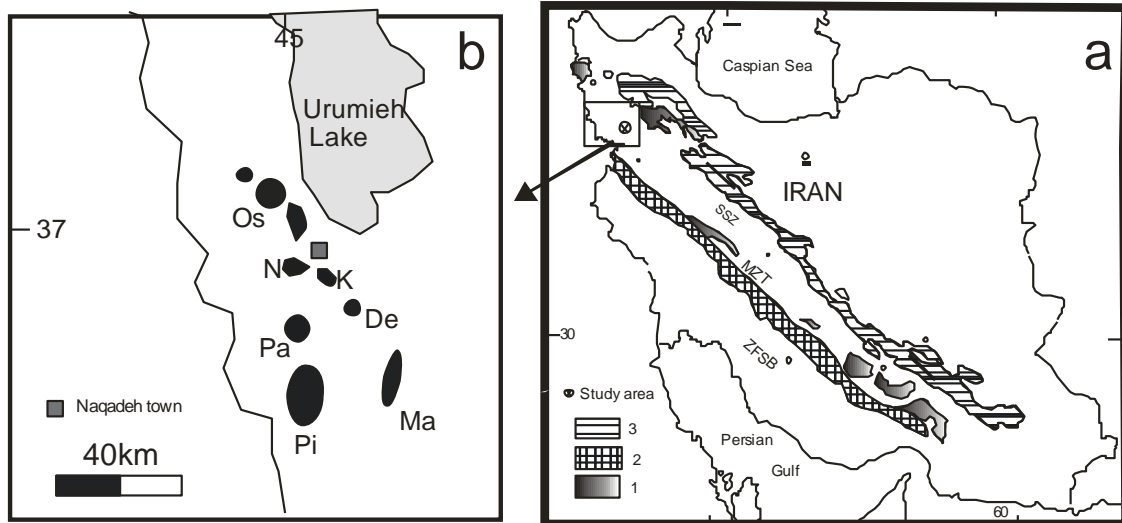
ایزوتوپی توده خلیفان با گرانیت‌های جنوب اورال و تین شان، پیشنهاد می‌شود که این ناحیه در زمان کربونیفر به آسیای میانه متصل بوده است. دیوریت- گابروهای توده نقده در حدود 96Ma و در یک محیط تکتونیک فرورانشی حاصل شده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد آن‌ها از گوشته غنی شده بالای ورقه در حال فرورانش مشتق شده‌اند. سنگ‌های فلسیک در حدود 40Ma تشکیل شده‌اند و از نظر ژئوشیمیایی به دو گروه گرانیتوئیدهای مافیک‌تر (MMG) و مونزوگرانیت‌ها تقسیم می‌شوند. صعود بازالتهای عمیق از گوشته گرمای لازم برای ذوب پوسته آمفیبولیتی را فراهم آورده و موجب تشکیل ماگمای اولیه شده است. پس از آن، برهم کنش بین ماگماهای فلسیک و مافیک سنگ‌های مختلف واحد MMG را به وجود آورده است. ذوب سنگ‌های مافیک نقده به همراه هضم برخی از سنگ‌های قدیمی‌تر پوسته نیز مونزوگرانیت‌ها را پدید آورده است.

مذاب حاصل نیز برخی مواد پوسته‌ای قدیمی را هضم کرده و مونزوگرانیت‌های نقده شکل گرفته‌اند.

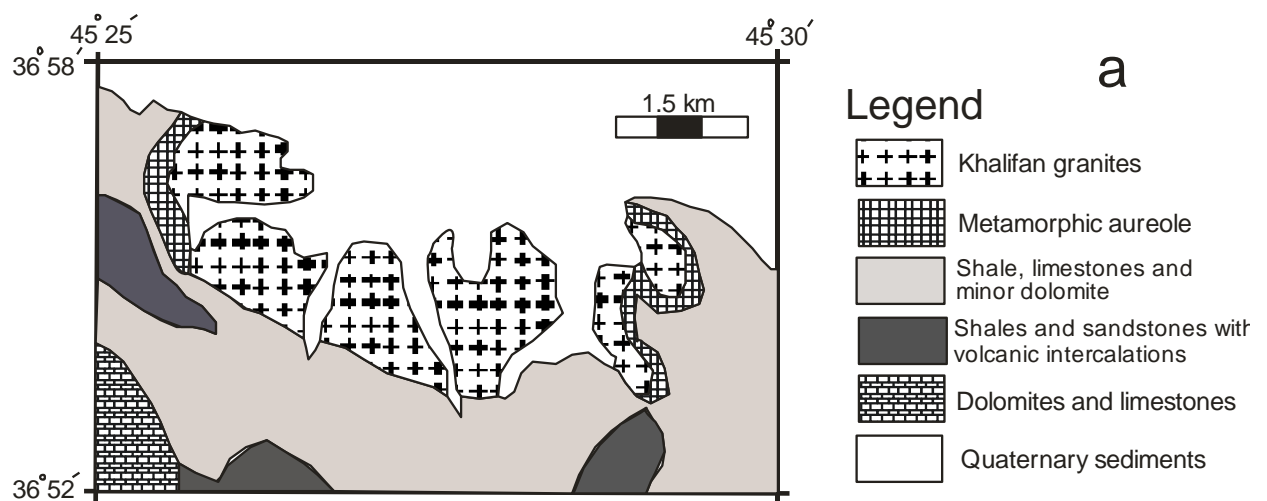
۸- نتیجه گیری

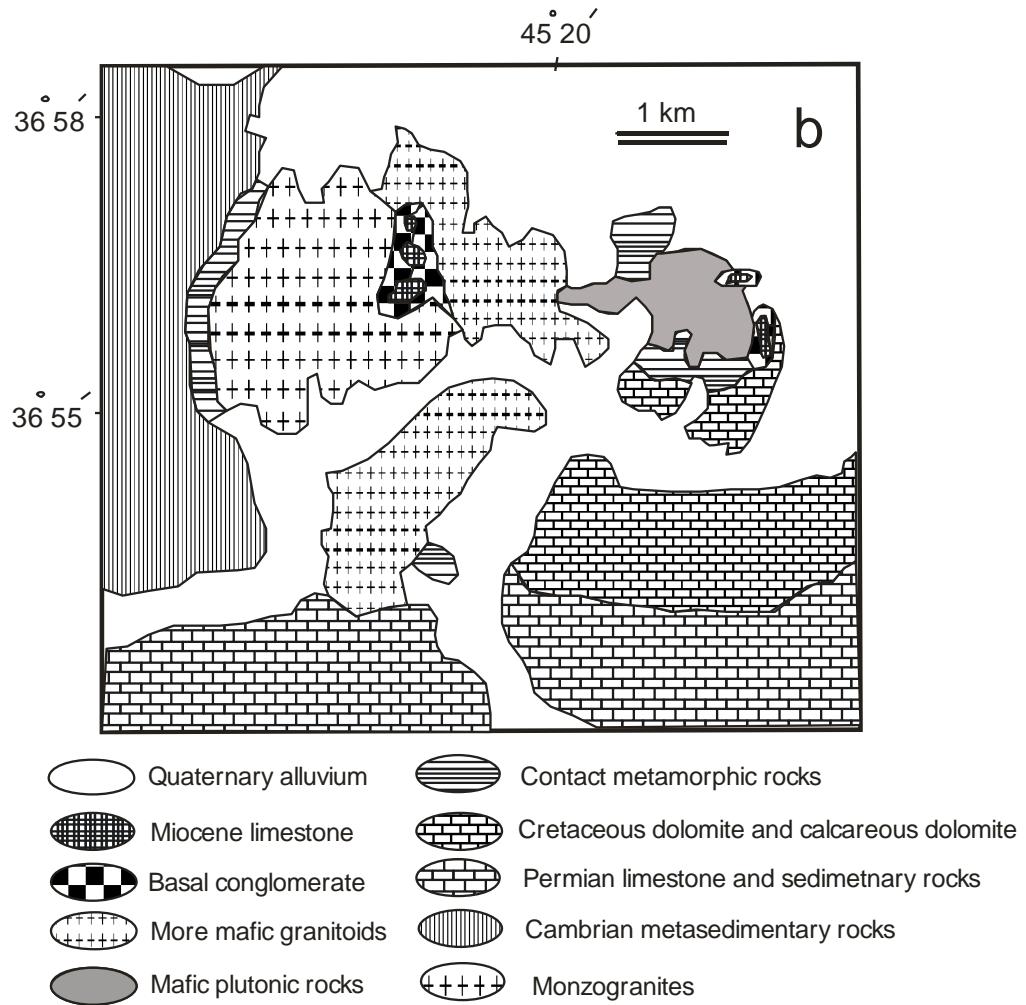
داده‌های رادیومتری نشان می‌دهد که توده خلیفان در کربونیفر متبلور شده است و سن قبلی در نظر گرفته شده (کرتاسه پسین) صحیح نمی‌باشد. این توده متشکل از گرانیت‌های آلومین نوع A با سن مدل Nd نزدیک به 1.2Ga می‌باشد. این داده‌ها اولین سن قابل اطمینان واریسکن است که برای سنگ‌های این منطقه گزارش شده است. با این حال، شواهد زمین شناسی نشان می‌دهد که توده خلیفان منحصر به فرد نیست.

حضور گرانیت‌های واریسکن در منطقه نقده، تعلق این ناحیه به عنوان بخشی از ابرناحیه سیمیرین را مورد تردید قرار می‌دهد. به علت شباهت ویژگی‌های شیمیایی و

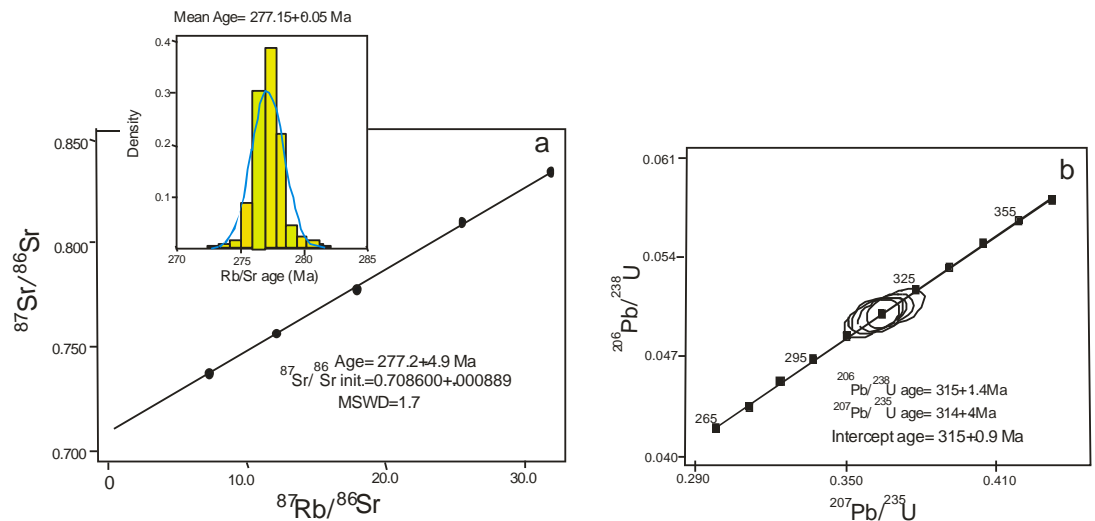


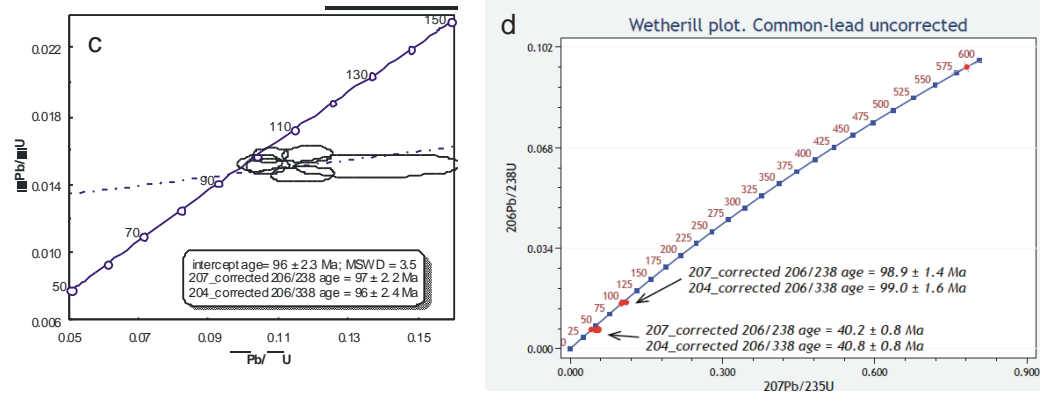
شکل ۱- a- موقعیت توده‌های جنوب نقده در واحدهای زمین شناسی ایران (تصحیح شده از [۴]). ZFSB= کمربند چین خورده ساده زاگرس، MTZ= تراست اصلی زاگرس، SSZ= پهنه سندج- سیرجان، ۱= نواحی پرکامبرین، ۲= پهنه تراست زاگرس، ۳= مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر. b- موقعیت نسبی توده‌های جنوب نقده در ارتباط با سایر توده‌های نفوذی شمال غربی پهنه سندج- سیرجان. Os= توده‌های اشنویه، N= توده نقده، K= توده خلیفان، De= توده دلکه، Ma= توده مهاباد، Pa= توده پسوه، Pi= توده پیرانشهر.



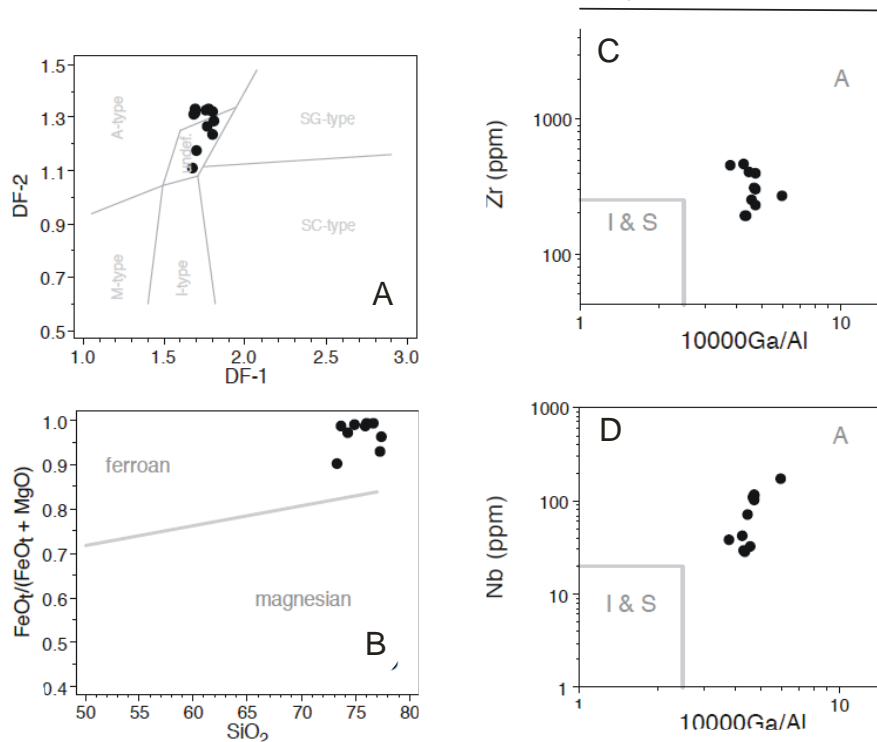


شکل ۲- نقشه‌های ساده زمین شناسی توده‌های جنوب نقره. a- توده خلیفان، b- توده نقره.





شکل ۳- (a) ایزوکرون Rb-Sr برای گرانیت‌های خلیفان. ترسیم نمودار هماهنگی و دریل برای داده‌های SHRIMP توده خلیفان (b)، دیوریت‌های نقده (c) و گرانیت‌های نقده (d).

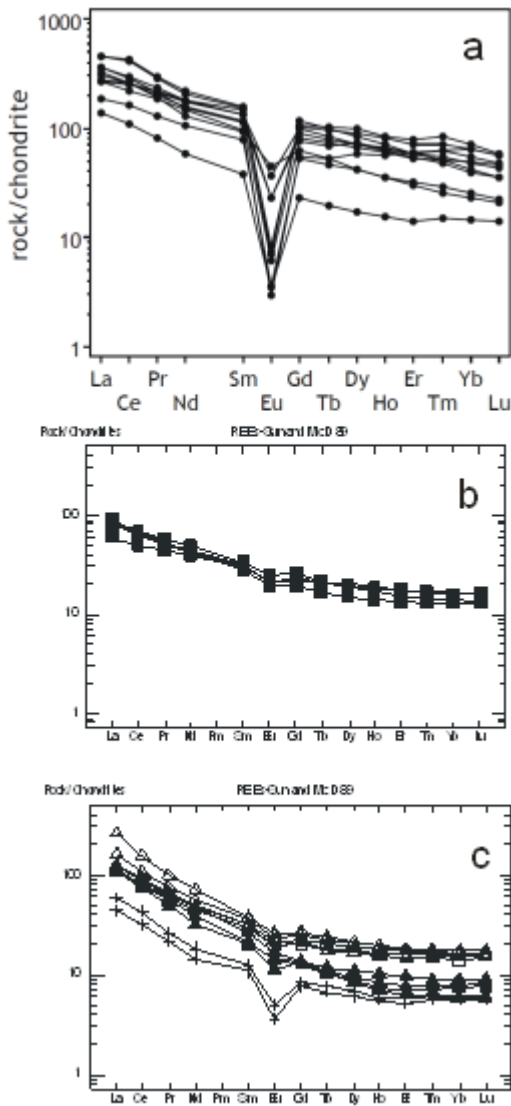


شکل ۴- (A) ترسیم گرانیت‌های خلیفان بر روی دیاگرام متمایز کننده انواع گرانیت‌ها [۳۲].

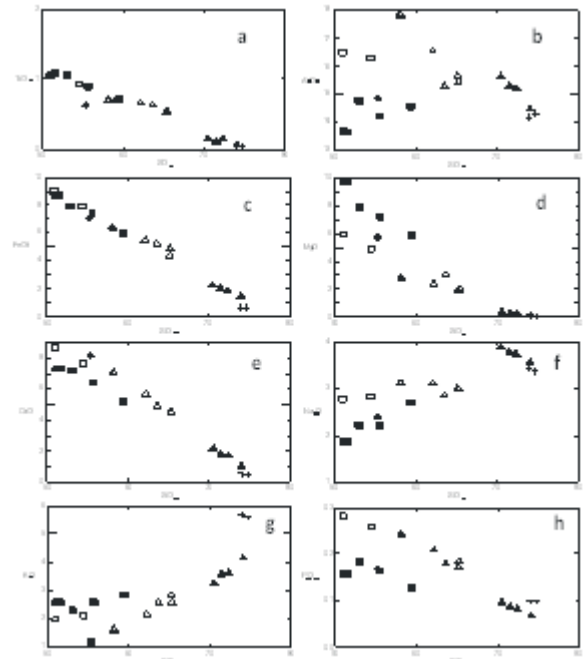
$$DF-1 = 1.601 \times Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) - 0.354 \times CaO / (CaO + Na_2O + K_2O) + 0.48 \times K_2O / (K_2O + Na_2O) - 0.26 \times FeO_t / (FeO_t + MgO).$$

$$DF-2 = 0.061 \times Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) - 0.434 \times CaO / (CaO + Na_2O + K_2O) + 0.145 \times K_2O / (K_2O + Na_2O) + 1.236 \times FeO_t / (FeO_t + MgO).$$

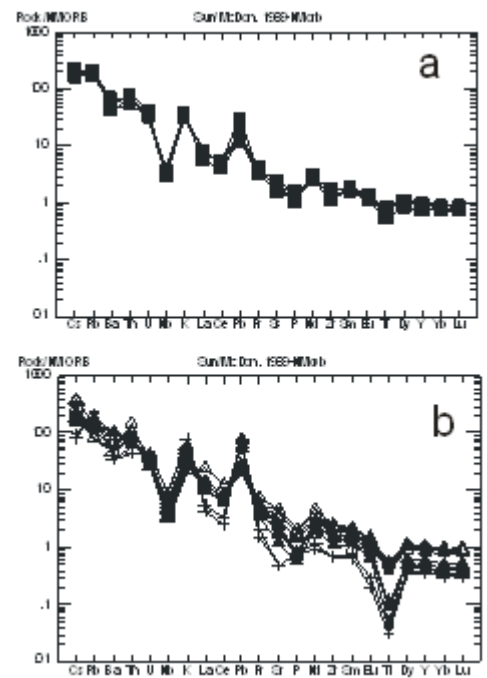
خلیفان بر روی دیاگرام فراست و همکاران (۲۰۰۱؛ [۳۳])، (C) و (D) ترسیم گرانیت‌های خلیفان بر روی دیگرهای والن و همکاران (۱۹۸۷؛ [۳۴]) نیز نشان می‌دهد آن‌ها گرانیت نوع A هستند.



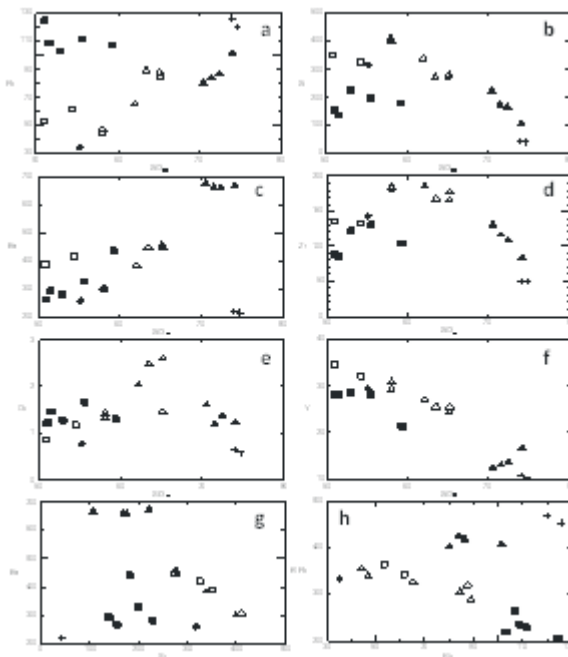
شکل ۵- الگوهای REE نرمال شده با کندریت در (a) گرانیت‌های خلیفان، (b) دیوریت-های نقره و (c) سنگ‌های فلسیک نقره. ▲ = بیوتیت گرانیت، + = دایکهای لوکوگرانیتی، MMG=Δ، سنگ‌های مافیک، □ = انکلاو کوارتز آمفیبولیت.



شکل ۶- دیاگرام‌های هارکر عناصر اصلی برای توده نقره. علائم همانند شکل ۵ است.



شکل ۷- عنکبوتی توده نفوذی پسه نرمال شده با N-MORB برای توده نقره. (a) دیوریت، (b) سنگ‌های فلسیک. علائم همانند شکل ۵ می‌باشد.



شکل ۸- دیاگرام‌های هارکر عناصر فرعی و جزئی برای توده نقده. علائم همانند شکل ۵ است.

جدول ۱- ترکیب عناصر اصلی (به درصد وزنی) و جزئی (بر اساس ppm) نمونه‌های منتخب توده‌های نفوذی جنوب نقده. MMG=گرانیتوئیدهای مافیک تر توده نقده، MG=مونزوگرانیت‌های توده نقده، D=سنگ‌های مافیک توده نقده، LD=دایک لوکوگرانیت توده نقده، MME=انکلاو میکروگرانولار مافیک توده نقده، KG=گرانیت‌های توده خلیفان.

sample ID	N82G	N3G	N41G	N2G	N37G	N38G	N106G	N84G	N1G	N39G
Rock type	MMG	MMG	MMG	MMG	MG	MG	D	D	D	LD
SiO ₂	58.07	62.11	65.15	65.23	70.52	74.07	59.36	51.52	55.58	73.98
TiO ₂	0.7	0.66	0.52	0.56	0.14	0.06	0.71	1.08	0.9	0.05
Al ₂ O ₃	17.87	16.54	15.67	15.46	15.62	14.47	14.56	13.62	14.22	14.16
FeO _t	6.37	5.47	4.38	4.89	2.27	1.44	5.98	8.72	7.42	0.68
MgO	2.89	2.41	1.91	2.08	0.4	0.12	5.84	9.67	7.22	0.14
MnO	0.13	0.12	0.11	0.12	0.03	0.04	0.13	0.2	0.18	0.02
CaO	7.06	5.67	4.5	4.53	2.21	1.07	5.21	7.31	6.4	0.54
Na ₂ O	3.13	3.13	3.01	2.98	3.9	3.57	2.7	1.87	2.22	3.43
K ₂ O	1.6	2.14	2.81	2.58	3.23	4.14	2.83	2.57	2.56	5.71
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.17	0.18	0.1	0.07	0.13	0.16	0.16	0.1
L.OI.	0.8	0.66	0.82	0.59	0.81	0.59	1.55	2.28	1.9	0.28
total	98.86	99.12	99.05	99.2	99.23	99.64	99	99	98.76	99.09
TZr.sat.C	761.6	773.2	773.1	779.6	774.5	744.8	711.7	655	710.8	700.1
Li	11.42	15.43	14.89	20.27	18.96	12.66	28.06	34.86	29.54	5.19
Rb	47	65.49	87.69	84.6	80.24	101.57	107.13	108.81	111.65	126.02
Cs	1.42	2.03	1.46	2.61	1.6	1.22	1.31	1.47	1.66	0.66
Be	0.96	1.34	1.58	1.36	1.63	1.3	1.27	0.84	1.42	4.06
Sr	409.44	337.62	275.28	279.15	221.06	107.04	180.96	138.6	199.21	43.48
Ba	306.58	383.94	457.53	449.35	676.42	668.05	438.89	292.5	329.59	219.46
Sc	17.74	14.53	11.23	11.7	1.46	1.67	21.43	29.96	28.17	1.86
V	156.35	121.66	87.41	100.05	10.05	10.76	140.72	201.4	189.01	8.43
Cr	37.25	32.62	23.43	23.1	11.18	2.99	330.04	535	373.64	4.1
Co	15.6	12	9.88	10.63	2.09	1.01	23.81	40.59	27.15	0.76
Ni	14.53	5.52	10.72	7.71	2.91	2.51	95.93	204.5	111.82	2.62
Cu	16.26	9.86	11.75	8.06	4.26	3.59	19.21	31.17	22.24	3.92
Zn	64.15	57.19	55.21	57.68	32.7	25.13	73.24	67.59	88.29	10.62
Ga	19.65	17.41	16.67	16.81	18.05	16.25	15.87	15.87	15.54	14.98
Y	30.81	26.99	24.34	25.47	12.52	16.6	21.39	28.09	27.98	10.99
Nb	8.36	8.67	11.76	10.78	13.37	15.34	9.33	7.28	8.17	22.29
Ta	0.66	0.86	1.34	0.96	1.32	1.28	1.06	0.64	0.93	3.97
Zr	184	185.4	164.5	176.4	130.3	82.9	104.2	84.7	130.4	49.9
Hf	7.56	12.9	7.27	7.67	3.63	2.9	4.4	3.67	7.6	2.07
Mo	0.38	0.24	0.23	0.23	22.37	0.03	9.54	0.21	0.21	0.12
Sn	1.27	1.73	1.65	1.88	0.78	1.43	1.34	1.66	1.93	0.49
Tl	0.23	0.27	0.38	0.4	0.39	0.38	0.47	0.53	0.49	0.46
Pb	6.46	7.28	8.69	8.54	16.13	23.16	9.57	3.54	5.41	23.79
U	1.39	1.51	1.64	1.91	1.77	1.24	1.83	1.8	2.04	2.06
Th	17.93	8.25	9.43	11.89	9.03	10.39	7.65	6.42	10.06	6.96
La	61.01	26.74	26.33	31.43	30.31	25.41	21.21	19.61	19.14	13.92
Ce	95.69	49.72	49.13	57.97	56.93	45.56	42.27	42.75	38.57	25.92
Pr	9.57	5.77	5.46	6.4	6.25	4.56	4.99	5.48	4.82	2.56

Nd	33.23	21.77	20.38	11.52	22.06	14.84	19.58	23.55	20.18	8.63
Sm	5.75	4.75	4.51	2.54	3.92	3.07	4.34	5.13	4.58	1.89
Eu	1.5	1.25	1.13	1.14	0.96	0.65	1.15	1.44	1.23	0.29
Gd	5.48	4.58	4.1	4.4	2.72	2.76	4.02	5.26	4.67	1.7
Tb	0.89	0.76	0.64	0.69	0.39	0.43	0.62	0.82	0.78	0.29
Dy	5.29	4.72	4.19	4.28	2.09	2.76	3.81	4.87	4.97	1.74
Ho	1.11	1.03	0.86	0.91	0.38	0.58	0.79	0.97	1.04	0.33
Er	3.04	2.84	2.42	2.42	1.04	1.58	2.2	2.55	2.79	0.95
Tm	0.46	0.42	0.37	0.39	0.15	0.23	0.33	0.38	0.42	0.15
Yb	2.89	2.73	2.36	2.63	1	1.51	2.17	2.41	2.76	0.99
Lu	0.43	0.41	0.38	0.39	0.15	0.23	0.33	0.34	0.4	0.15
ادامه جدول ۱										
sample ID	N81G	N36G	N9G	N87G	N7G	N8G	N10G	N43G	N85G	N86G
Rock type	MME	QAE	KG	KG	KG	KG	KG	KG	KG	KG
SiO ₂	55.21	50.93	79.06	74.31	76.61	73.57	77.38	77.17	73.26	75.95
TiO ₂	0.64	1.05	0.16	0.22	0.07	0.24	0.1	0.09	0.18	0.11
Al ₂ O ₃	14.88	16.51	11.11	13.23	12.52	13.51	11.69	12.56	12.93	12.66
FeO _t	7.13	9	1.48	2.35	1.33	2.44	1.54	0.66	2.44	1.52
MgO	5.75	5.99	0.02	0.07	0.01	0.03	0.06	0.05	0.26	0.01
MnO	0.21	0.18	0.01	0.04	0.01	0.04	0.02	0	0.01	0.01
CaO	8.18	8.69	0.31	0.38	0.64	0.32	0.39	0.5	0.86	0.42
Na ₂ O	2.42	2.79	2.67	3.12	3.24	3.22	2.66	3.32	2.96	3.22
K ₂ O	1.17	1.95	4.44	5.39	4.64	5.78	5.1	4.96	5.5	5.29
P ₂ O ₅	0.17	0.28	0.02	0.08	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
L.OI.	2.71	1.67	0.42	0.32	0.6	0.38	0.75	0.42	0.64	0.44
total	98.47	99.04	99.71	99.52	99.68	99.57	99.71	99.75	99.07	99.66
TZr.sat.C	710.2	691.3	820.7	900.1	845.2	900.5	841.7	829.3	877.6	855.2
Li	11.64	10.76	4.18	4.62	156.55	6.36	3.25	9.97	15.37	3.83
Rb	34.83	53.49	104.52	109.01	492.29	152.15	123.93	226.28	245.93	259.97
Cs	0.78	0.87	0.82	0.47	6.39	1.38	0.86	0.65	1.71	1.07
Be	1.39	1.2	2.77	4.27	15.19	4.05	4.84	12.28	6.54	10.59
Sr	316.7	350.68	17.18	42.35	8.34	36.07	14.23	30.66	39.96	23.76
Ba	259.15	390.42	82.98	862.52	14.04	582.81	68.78	104.08	364.29	77.75
Sc	25.71	33.39	1.55	2.22	0.82	2.53	1.63	0.94	1.99	0.99
V	177.19	272.63	5.11	7.78	5.62	7.35	5.91	9.42	5.15	7.78
Cr	276.42	91.74	3.89	8.1	1.88	5.66	3.47	3.35	8.4	6.15
Co	25.27	31.52	0.51	0.6	0.24	0.58	0.39	0.51	0.57	0.85
Ni	58.11	36.55	3.49	7.04	2.82	3.37	0.04	3.3	6.32	7.4
Cu	51.66	85.64	4.18	5.08	6.16	5.01	15.86	8.86	10.15	5.86
Zn	87.02	109.9	43.51	94.65	31.08	107.63	59.17	9.93	110.91	13.58
Ga	17.47	19.07	26.68	27.47	41.34	31.61	29.36	32.88	31.68	33.13
Y	29.61	34.59	20.66	44.68	93.08	80.2	87.84	90.86	90.25	133.06
Nb	8.85	11.28	28.41	37.62	170.77	42.4	32.97	102.44	71.25	115.05
Ta	0.49	0.65	1.96	2.65	16.33	2.93	3.47	8.69	4.7	8.08
Zr	144	136.2	191.1	453.5	269.9	470.1	251.4	233.3	403.3	305.9
Hf	6.14	6.47	5.72	12.77	16.34	15.6	10.54	7.92	12.42	15.16
Mo	0.2	0.3	0.39	0.28	0.31	0.62	0.35	0.41	1.73	0.7
Sn	1.72	2.35	3.11	5.19	41.79	7.28	5.62	10.51	19.16	4.91
Tl	0.17	0.26	0.39	0.42	1.52	0.58	0.46	0.59	0.84	0.78
Pb	5.05	5.51	12.45	30.77	8.59	24.68	10.78	11.57	73.1	29.01
U	0.55	0.94	1.38	2.05	6.41	1.85	2.23	4.56	4.19	4.73
Th	2.55	2.88	12.21	17.63	50.44	19.44	22.65	39.2	22.86	44.89
La	19.3	25.55	32.29	64.25	78.22	65.57	63.7	84.09	84.79	108.15
Ce	46.98	57.55	67.53	133.73	159.34	160.47	151.01	175.78	178.35	261.28
Pr	6.16	7.28	7.48	16.94	17.63	19.88	20.42	19.56	21.52	27.68
Nd	25.17	29.18	26.86	68.1	58.53	78.95	83.1	68.55	81.4	98.42
Sm	5.44	6.67	5.61	14.26	13.64	19.42	22.02	16.52	19.67	23.45
Eu	1.55	1.77	0.2	2.48	0.17	2.04	0.39	0.34	1.3	0.42
Gd	5.05	6.35	4.64	12.31	10.95	19.38	22.98	14.85	17.63	20.93
Tb	0.76	0.97	0.7	1.87	1.9	3.01	3.54	2.47	2.86	3.64
Dy	4.72	5.95	4.25	10.22	14.22	17.58	20.85	18.2	17.73	24.35
Ho	1	1.22	0.85	1.9	3.04	3.35	3.86	3.53	3.58	4.64
Er	2.88	3.27	2.27	4.72	9.56	8.6	9.27	9.44	9.4	12.61
Tm	0.47	0.51	0.37	0.62	1.52	1.16	1.24	1.53	1.33	2.04
Yb	3.23	3.42	2.36	3.65	10.38	6.38	6.74	8.88	7.78	11.27
Lu	0.49	0.53	0.34	0.51	1.4	0.88	0.87	1.16	1.06	1.45

کتابنگاری

- [۱۰] خداینده، ع.ا.، سلطانی، غ.، ۱۳۸۳، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نقره، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- [۱۱] مظهری، س.ع.، ۱۳۸۷، پترولوژی توده‌های نفوذی نقره - سردشت، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۱۶ صفحه

References

- [4] 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.
- [31] Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- [9] Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, L.S., Zarrinkoub, M.H., 2011, Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes. *J. Geodyn.* (2011), doi:10.1016/j.jog.2011.03.001.
- [25] Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H., 2000, Highpotassium, calc-alkaline plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50:51-73.
- [32] Bea, F., Corretgé, L.G., Fershtater, G.B., 2000. A systematic typology of granitoid rocks from major element composition. I: The upper silica range. *Boletín Sociedad Española Mineralogía* 23, 121-133.
- [20] Bea, F., Fershtater, G.B., Montero, P.G., 2002. Granitoids of the Uralides: implications for the evolution of the orogen. In: Brown, D., Juhlin, C., Puchkov, V. (Eds.), *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present* (Geophysical Monograph: 132). Washington, American Geophysical Union, pp. 211-232.
- [8] 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*, 40, 172-179.
- [2] Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- [13] Castro, A., 2001, Plagioclase morphologies in assimilation experiments: Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks, *Mineralogy and Petrology*, 71, 31-49.
- [16] Cherniak, D.J., Watson, E.B., 1994. A study of strontium diffusion in plagioclase using Rutherford backscattering spectroscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 5179-5190.
- [13] DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and implications for crust formation and Mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-197
- [1] Eftekharnjad, J., 1973, (1:250000) geological map of Mahabad, Geological Survey of Iran Press.
- [33] Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.
- [22] Haghpor, A., 1981. Precambrian in Central Iran. *Iranian Petroleum Institute Bulletin* 81, 1-17.
- [12] Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 431-444.
- [28] Huppert, H.E., Sparks, R.S., 1988, The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29, 599-624.
- [17] King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38, 371-391.
- [6] Mazhari, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Pillar, M., Scarrow, J.H., Williams, S., 2009, The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. A marker of the end of the collision in the Zagros Orogen, *Journal of Geological Society, London*, 166, 53-69
- [3] 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.
- [29] Montel, J.M., Vielzeuf, D., 2001, Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contribution to mineralogy and Petrology*, 128, 176-196.
- [14] Montero, M.P., Bea, F., Corretgé, L.G., Floor, P., Whitehouse, M.J., 2008. U-Pb ion microprobe dating and Sr-Nd isotope geology of the Galiñeiro igneous complex. A model for the peraluminous/peralkaline duality of the Cambro-Ordovician magmatism of Iberia. *Lithos* 107, 227-238.
- [24] Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- [7] Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Ghorbani, A.A., Shang, C.K., Vousoughi 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*, 39, 668-683.
- [21] Solomovich, L.I., Trifonov, B.A., 2002. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional Belt, Kyrgyzstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 7-21.
- [18] Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52 (7), 1229-1258.
- [29] Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- [27] Sylvester, P.J., 1998. Postcollisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29-44.
- [26] Thompson, A.B., Connolly, A.D., 1995, Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15565-15579.
- [11] Vernon, R.H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 277-291.
- [19] von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 7-22.
- [33] Waight, T.E., Weaver, S.D., Muir, R.J., Maas, R., Eby, G.N., 1998, The Hohonu batholith of north Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130, 225-239.
- [34] Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- [15] Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*, Unwin Hyman, London. 456p.
- [23] Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994, dehydration melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 115-369