

ژئوشیمی، پتروولوژی و تعیین سن توده مافیک-اولترامافیک غازان، شمال غرب ایران

منیژه اسدپور^{۱*}، سید محمد پورمعافی^۱ و ثریا هویس^۲

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

^۲ گروه علوم زمین و محیط زیست، بخش کانی شناسی، پتروولوژی و ژئوشیمی، دانشگاه لودویگ ماکسی میلیانز، مونیخ، آلمان

چکیده

توده نفوذی مافیک-اولترامافیک غازان، توده آذرین کوچکی در منتهی‌الیه شمال غرب پهنه سنندج-سیرجان در شمال غرب ایران، که در داخل سنگ های رسوبی پالئوزوئیک زیرین نفوذ کرده است. این توده شامل بخش مافیکی بدون کانه زایی و بخش اولترامافیک کانه‌زایی شده (حاوی اکسیدهای Fe-Ti) است. سنگ‌های مافیک شامل: پگماتیت گابرو تا میکروگابرو، متاگابرو و آنورتوزیت با مجموعه کانیایی ساده (پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و ایلمنیت) است. سنگ‌های اولترامافیک شامل: پیروکسنیت و ورلیت (با نسبت بالایی از ایلمنیت و تیتانومگنتیت) به همراه بلوک های بزرگ و کوچک اکسید Fe-Ti خالص پراکنده شده در منطقه هستند. بخش اولترامافیکی در داخل بخش مافیکی قرار گرفته است. نتایج آزمایش‌های شیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای اولیه سنگ‌های مافیک-اولترامافیک از یک منشأ گوشته‌ای مشتق شده و روند تفریق و تبلور ماگمایی را طی کرده است. بررسی‌ها روند آکالان تا ساب‌آکالان را برای ماگمای اولیه نشان می‌دهد. سن سنجی بر پایه U-Pb، بر روی زیرکن اولیه و ماگمایی یک نمونه گابرویی، سن ۲۹۹ Ma و بر روی زیرکن‌های دگرگونی و بیگانه، سن حداکثر ۵۴۱ Ma نشان می‌دهد. سن جوان‌تر، گویای حضور پلوتونیسیم پالئوزوئیک فوقانی در شمالی‌ترین بخش پهنه سنندج-سیرجان است. سن‌های قدیمی‌تر، سن پی‌سنگ پرکامبرین منطقه و یا سن سنگ‌های قدیمی‌تر مسیر صعود ماگما را نشان می‌دهد که به صورت بیگانه در داخل ماگما وارد شده‌اند. دگرگونی در حد رخساره شیست سبز، دگرشکلی دما بالا و اولتراسیون به طور گسترده‌ای در منطقه دیده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: ماگماتیسیم پالئوزوئیک، سن‌سنجی U-Pb، اکسید Fe-Ti، مافیک-اولترامافیک، غازان، سنندج-سیرجان، شمال غرب ایران

مقدمه

تلاقی دو پهنه ساختاری مهم ایران، یعنی پهنه سنندج-سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است. این پهنه، باریکه‌ای است به طول ۱۵۰۰ و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر که از غرب دریاچه ارومیه

توده نفوذی غازان با وسعتی برابر ۱۶ کیلومتر مربع، بخشی از مجموعه آذرینی است که بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، در محل

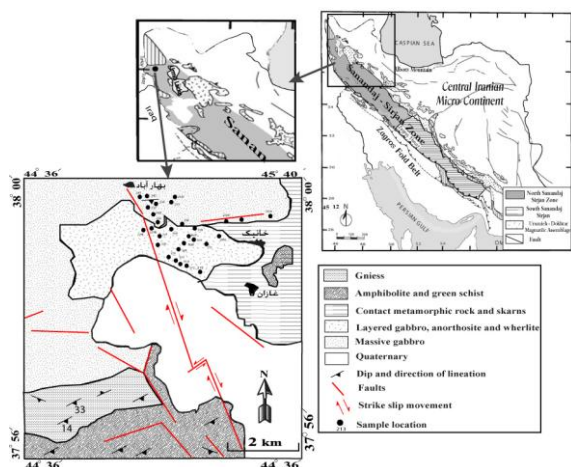
توده نفوذی غازان با ترکیب مافییک-اولترامافییک، در درون سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین نفوذ کرده است. بخش مافییک به دو بخش توده‌ای و بخش لایه‌ای قابل تقسیم است. بخش لایه‌ای ترکیبی از گابرو تا آنورتوزیت و دایک‌های بازیک است. اندازه دانه‌های بخش لایه‌ای از دانه متوسط تا خیلی دانه درشت (پگماتیستی) متغیرند، در حالی که بخش توده‌ای دانه ریز (میکروگرانولار) و دانه‌ها تقریباً هم بعد هستند. بخش اولترامافیکی شامل پیروکسنیت و ورلیت و کانه‌زایی ایلمنیت و مگنتیت، فقط در بخش اولترامافیکی رخ داده است. علاوه بر این، در منطقه، بلوک‌های بزرگ و کوچک پراکنده‌ای تا حداکثر یک متر و قطعات خیلی ریز (پلاسر مانند) از اکسیدهای آهن و تیتان خالص مشاهده می‌شود. مطالعه این سنگ‌ها می‌تواند روند تکوین پهنه سنندج-سیرجان، حداقل در بخش شمال‌غربی آن را بیشتر مشخص کند. تا زمان انتشار این تحقیق، سن یابی بر روی سنگ‌های منطقه غازان و مناطق مجاور آن انجام نشده است. در این تحقیق، مطالعه‌ای هدفمند با استفاده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، سن‌سنجی U-Pb با روش laser-ablation و تعیین عناصر اصلی و فرعی سنگ کل (whole-rock) با روش XRF انجام شده تا سن مجموعه غازان، ماهیت ماگمایی و ماهیت لایه‌بندی در سنگ‌های مافیکی بررسی شود.

زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی غازان، بخشی از پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی در شمال غرب پهنه سنندج-سیرجان (Stocklin, 1968) و یا بخشی از پهنه خوی-ماکو (Nabavi, 1977) را تشکیل می‌دهد. برخی از محققان معتقدند که در طول پالئوزوئیک، پهنه سنندج-سیرجان آرام و ماگماتیسم قابل

آغاز و در یک راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی تا گسل میناب ادامه می‌یابد (شکل ۱). همچنین، این پهنه بخشی از سیستم کوهزایی زاگرس است که بین کمان ماگمایی ارومیه-دختر و زاگرس چین‌خورده قرار گرفته (Alavi, 1994) که از باز و بسته شدن نئوتتیس بین پلیت اوراسیا و عربی نتیجه شده است (e.g., Berberian and King, 1981). بیشتر محققان، اعتقاد دارند که پهنه سنندج-سیرجان بخش جدا شده‌ای از گندوانا در طول پرمین-تریاس است (Stocklin, 1968). e.g. Von Raumer, Stampfli and Borel, 2002). *et al.*, 2003). ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج-سیرجان معرف یک گودی ژرف (trough) و یا ریف‌ت درون قاره‌ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است، به همین جهت ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های مجاور تفاوت‌های آشکار دارد. گودال درون قاره‌ای سنندج-سیرجان تا جنوب شرقی ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می‌یابد، بنابراین، می‌توان پذیرفت که پهنه سنندج-سیرجان دارای یک روند تکتونیکی اصلی است که از پرکامبرین پسین با ریفتینگ آغاز شده و در کوهزایی سیمبرین پیشین با وارونگی زمین‌ساختی پایان یافته است (Stocklin, 1968). در طی بررسی‌ها در این قسمت از پهنه سنندج-سیرجان، توده‌های اولترامافیکی مشاهده شد، که تاکنون شناسایی نشده‌اند، در پژوهش حاضر، تنها به نتایج به دست آمده از منطقه غازان پرداخته شده است. تعیین سن این توده می‌تواند اهمیت فراوانی در روشن شدن زمان تشکیل، جایگیری و ارتباط آن با رخدادهای زمین‌شناسی، موقعیت ژئودینامیکی، خاستگاه توده و در نهایت، ارتباط آن با مناطق مجاور و توده‌های دیگر از بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان داشته باشد.

دگرگونی از نوع فشار پایین و حرارت متوسط تا بالا استنباط می‌شود. در اطراف توده غازان، سنگ‌های دگرگونی و میلونیتی شده‌ای متشکل از آمفیبولیت، گرین‌شیست و گنیس دیده می‌شود، که پروتولیت آنها حاصل میلونیتی شدن واحدهای سنگی مافیک و اسیدی به سن احتمالی کامبرین بالایی تا پرمین است (Aghanabati and Haghypour, 1993).



شکل ۱- نقشه پهنه‌بندی ساختمانی ایران، برگرفته از Ghasemi و Talbot (۲۰۰۶) و نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه غازان با محل نمونه‌ها

در توده مافیک- اولترامافیک غازان، سنگ‌های مافیکی در پهنه‌های برشی که دارای روند شرقی- غربی تا شمال غربی- جنوب شرقی هستند، تشکیل گابروهای با ظاهر لایه‌لایه داده‌اند. در کلیه سنگ‌های مافیکی، دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و دگرریختی تا حد اولترامیلونیت به خوبی دیده می‌شود. در برخی رخنمون‌ها، مرز بین انواع گابروهای گرانولار، تدریجی و اغلب نامنظم ولی در برخی قسمت‌ها تند و مشخص است (شکل ۲- C). دایک‌های بازیک موجود در توده غازان، با کنتاکت تیز و موازی با سنگ‌های مافیکی، روند شمال غرب- جنوب شرق دارند. گابروها و آنورتوزیت‌های پگماتیتی، بخش بالایی توده غازان را تشکیل

توجهی در آن رخ نداده است. به طوری که، توده‌های نفوذی موجود در این پهنه، در اثر فرورانش نئوتیس به زیر صفحه ایران در مزوزوئیک و برخورد صفحه ایران با صفحه عربی در سنوزوئیک به وجود آمده‌اند (Mazhari *et al.*, 2009).

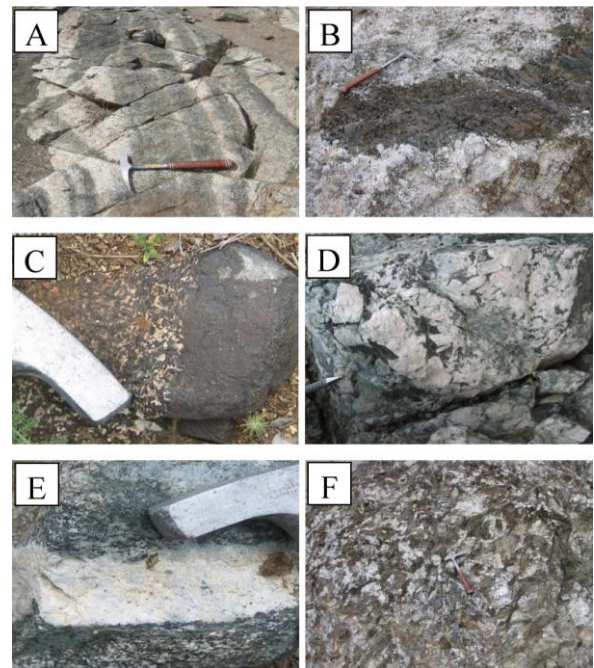
توده نفوذی غازان در شمال غربی ارومیه به فاصله ۵۶ کیلومتر واقع شده است. این توده، تماس مستقیمی با سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین ندارد ولی در بین سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک زیرین (کامبرین- اوردویسین) نفوذ کرده است که ترکیبی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی‌های درجه پایین هستند. سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین در توده‌های همجوار، رخنمون گسترده‌ای دارند. کل مجموعه به وسیله رسوبات جوان‌تر تا عهد حاضر پوشیده یا احاطه شده‌اند. بین مجموعه پالئوزوئیک زیرین و پرمین بالایی یک نبود چینه‌ای وجود دارد که با نبود رسوب‌گذاری اردویسین، سیلورین، دونین، کربونیفر و پرمین زیرین و میانی مشخص است. پرمین بالایی با قاعده کنگلومرا و ماسه سنگی، مستقیماً و به صورت دگر شیب و همبری گسله، بر روی سازندهای قدیمی‌تر دیده می‌شود. رسوبات تریاس و ژوراسیک در منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارند. در حالی که، سنگ‌های مربوط به کرتاسه برون‌زد خوبی دارند. تمام واحدهای سنگی قبل از پرمین، میلونیتی شده‌اند. سن حادثه میلونیتی دقیقاً معلوم نیست. طبق شواهد صحرائی، در اثر نفوذ ماگمای بازیک به درون آهک و دولومیت‌های پالئوزوئیک زیرین، مجموعه‌ای از اسکارن‌های پرمایه از گرونا، مرمرهای پریکلزدار، مرمرهای ولاستونیت‌دار، مرمرهای ولاستونیت + دیوپسیددار در شرق و شمال شرقی توده غازان ایجاد شده است. با توجه به نوع کانی‌ها، درجه

روش انجام پژوهش

نمونه‌برداری از توده نفوذی غازان به صورت سیستماتیک از برون‌زدهای مختلف انجام پذیرفت. با استفاده از دستگاه برش سنگ از تمام نمونه‌های جمع‌آوری شده، مغزه تازه تهیه و سپس، ۱۰۰ مقطع نازک و ۵ مقطع صیقلی تهیه شد. پس از مطالعه مقاطع نازک، از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک ۳۷ نمونه برای تعیین عناصر اصلی و فرعی با روش XRF و سن‌سنجی انتخاب و این نمونه‌ها، به ترتیب به دانشگاه لودویگ ماکسی میلیان و دانشگاه گوتته در کشور آلمان فرستاده شدند (جدول ۱). مقادیر LOI بعد از نگهداری پودر نمونه‌ها به مدت ۱۲ ساعت در ۱۰۵۰ درجه سانتیگراد اندازه‌گیری شد.

برای سن‌سنجی، از گابروهای بخش توده‌ای که دارای زیرکن‌های مناسبی بودند، استفاده شد. به علت اندک بودن مقدار نمونه‌ها برای جدا کردن زیرکن، از روش gold pan استفاده شده است. بدین ترتیب که بعد از خرد کردن نمونه‌ها و جدا کردن آنها در اندازه‌های $۵۰۰ < ۲۵۰ < ۶۳$ ، پودرهای با اندازه بین ۶۳ تا ۵۰۰ مش به صورت جداگانه با روش gold pan شستشو سپس با دستگاه franz magnetic separator، ابتدا مگنتیت و با افزایش درجه مغناطیس دستگاه، پیروکسن و هورنبلند جدا شدند. در مرحله بعد، از سیالات سنگین (heavy liquids)، برای جدایش عناصر سنگین استفاده شد. در نهایت، با خرد کردن دستی (handpicking) در زیر میکروسکوپ بینوکولار، زیرکن‌ها جدا و مناسب‌ترین دانه‌های زیرکن برای مطالعه و آنالیز انتخاب شدند. دانه‌های زیرکن با روش کاتدولومینسانس (CL) مطالعه و عکس‌برداری و در نهایت، سن‌سنجی با روش ablation laser بر روی دانه‌های زیرکن انتخاب شده در دانشگاه گوتته فرانکفورت انجام شد.

می‌دهند. بخش اولترامافیکی در قسمت‌های داخلی توده تمرکز دارد. بنابراین، همبری آنها تنها با بخش ظاهراً لایه‌ای است. کانه‌زایی فقط در بخش اولترامافیک صورت گرفته، که مشابه بخش کانه‌زایی شده بدون آپاتیت توده قره آجاست (Mirmohammadi *et al.*, 2007). این بخش به لحاظ حجمی در مقایسه با کل توده غازان کوچک است. روند عمومی آنها از روند کلی سنگ‌های مافیک تبعیت می‌کند. همبری آنها با سنگ‌های مافیک بخش لایه‌ای در اکثر جاها تیز، موازی و هم‌شیب است. در حالی که، همبری بخش لایه‌ای با بخش توده‌ای (میکروگابروها)، در برون‌زدهای سطحی به خاطر پوشش گیاهی و واریزه‌ها قابل تشخیص نیست.



شکل ۲- (A) گابروهای لایه‌ای، (B) بخش مافیک در داخل بخش آنورتوزیتی، (C) مرز بین گابروهای دانه ریز و دانه درشت، (D) آنورتوزیت گابرو با بلورهای درشت و شکل‌دار پلاژیوکلاز. بخش مافیک متشکل از بلورهای بی‌شکل پیروکسن و اکسیدهای Fe-Ti به صورت بین بلوری، (E) رگه آنورتوزیت در داخل بخش مافیک، (F) پگماتیت گابرو.

پتروگرافی

سنگ‌های مافیک: بخش اعظم برون زدهای توده نفوذی غازان را سنگ‌های مافیک تشکیل می‌دهد که بر اساس بررسی‌های صحرایی و مطالعات پتروگرافی، به دو بخش لایه‌ای و بخش توده‌ای (میکروگرانولار) قابل تفکیک هستند (شکل ۱). گابروهای لایه‌ای بیشترین حجم برون زدها را دارند. اندازه دانه‌ها، از دانه متوسط تا پگماتیتهی متغیر است. میزان کانی‌های مافیک باعث شده که در این قسمت، تنوعی از سنگ‌های ملاگابرو تا آنورتوزیت دیده شود. گابروهای دانه متوسط این بخش، دارای ترکیب کانی‌شناسی ساده‌ای شامل: پلاژیوکلاز (۳۵-۶۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰-۵۰ درصد)، مقدار اندکی ارتوپیروکسن (حداکثر ۱۰ درصد) و ایلمنیت (۱-۵ درصد) هستند. پلاژیوکلازها، فاقد پهنه‌بندی بوده، دارای ماکل آلبیتی و پریکلینی و ترکیب پلاژیوکلاز در حد آندزین تا بیتونیت است. فرآیند اپیدوتی، سرسیتی و در مواردی کلریتی شدن در این سنگ‌ها به مقدار زیادی وجود دارد. در برخی نمونه‌ها، کلسیت، هم به صورت دانه‌های پراکنده و هم به صورت رگچه‌ای دیده می‌شود. کلینوپیروکسن، در گابروهای گرانولار از نوع دیوپسید-اوژیت است. اکثراً اورالیتی شده و به ترمولیت-آکتینولیت تبدیل شده‌اند. در برخی نمونه‌ها سوزن‌های ریزی از ایلمنیت را می‌توان در سطوح کلیواژ پیروکسن‌ها دید که دارای نظم خاصی هستند. حاشیه واکنشی حاوی هورنبلند به صورت بافت کرونا، در محل تماس اکسیدهای آهن و تیتان با پلاژیوکلاز و پیروکسن‌ها در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-F). از کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت، اسفن، زیرکن اشاره کرد. اثرات دگرشکلی به صورت **خرد شدگی**، **برشی شدن**، خاموشی موجی، از بین رفتن

ماکل‌ها، خمیدگی و شکستگی در پلاژیوکلازها را به خوبی می‌توان دید. دگرشکلی در برخی پهنه‌ها تا حد اولترامیلونیت (شکل ۳-G) دیده می‌شود.

گابروهای پگماتیتهی دارای بلورهای درشت پیروکسن (۲۸-۴۲ درصد)، آمفیبول (۱-۳ درصد) و پلاژیوکلاز (۴۲-۷۸ درصد) هستند. اندازه این بلورها گاهی به چندین سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲-D). در این سنگ‌ها، پیروکسن‌ها اکثراً بر اثر دگرگونی پس‌رونده به آمفیبول تبدیل شده‌اند. گاهی شدت تبدیل شدگی به حدی است که اثری از کانی اولیه باقی نمانده است. کانی‌های فرعی، تیتانومنیتیت، اسفن و کانی‌های ثانویه زوئیزیت، کلریت و اپیدوت هستند. اکسیدهای آهن و تیتان، به صورت بلورهای بی‌شکل و تا ابعاد چند سانتی‌متر در بین بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به صورت اختلاط ناپذیر وجود دارند.

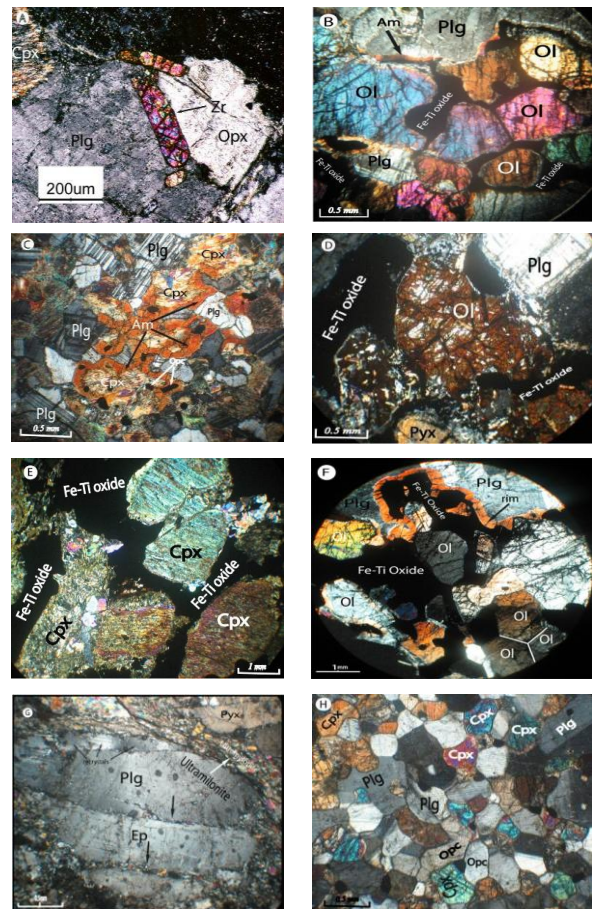
آنورتوزیت‌ها به صورت لایه‌های روشن منظم و گاهی غیر منظم، فقط در بخش گابروهای لایه‌ای دیده می‌شوند. لایه‌های آنورتوزیتی از چند سانتی‌متر تا چند ده متر ضخامت دارند. ترکیب پلاژیوکلاز در محدوده ترکیبی لابرادوریت تا آندزین قرار می‌گیرد. در مقطع نازک، بلورهای پلاژیوکلاز تا حدی سوسوریتیزه شده و به کانی‌های کلسیت، اپیدوت، زوئیزیت و کلریت تجزیه شده و ترکیب آنها به طرف آلبیت تغییر یافته است. علاوه بر پلاژیوکلاز، مقدار اندکی آمفیبول نیز دیده می‌شود. با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی بیشتر آمفیبول‌ها از تجزیه پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند. در برخی از مقاطع نازک، رشد بلورهای پلاژیوکلاز به گونه‌ای است که فضای میان بلورها را نیز پر کرده، تبلور دوباره در آنها به خوبی مشاهده می‌شود.

سایر سنگ‌ها، تیز و واضح است و معمولاً آنها را قطع کرده‌اند.

گابروهای دانه ریز در توده غازان حجم قابل توجهی را به خود اختصاص داده‌اند و به صورت بخش جداگانه‌ای، تحت عنوان گابروهای توده‌ای در شمال، غرب و جنوب‌غربی گابروهای لایه‌ای قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها عموماً دانه ریز، بافت چیره آنها گرانولار هیپ ایدئومورفیک ریز تا متوسط دانه است. عمدتاً از پلاژیوکلاز (۳۷-۵۹ درصد)، کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید و اوژیست (۱۵-۴۵ درصد)، مقادیر اندکی ارتوپیروکسن (۵-۱۰ درصد) و ایلمنیت (حدود ۱ درصد) به همراه کانی‌های سولفیدی تشکیل شده‌اند. گاهی بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای چند وجهی تا نیمه شکل دار و تا حدی به هم فشرده با یکدیگر تشکیل اتصال سه گانه، با زاویه ۱۲۰ درجه می‌دهند. پلاژیوکلازها بدون پهنه‌بندی و اکثراً دارای ماکل آلپیتی و بر اساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی، ترکیب آندزین-بیتونیت دارند (شکل ۳-۳H). برخی نمونه‌ها، تا حدی سوسوریتی و کلریتی شده‌اند. در حالی که، پیروکسن‌ها به مقدار زیادی به آمفیبول تبدیل و کانی‌های اپاک در این گابروها اندک است.

سنگ‌های اولترامافیک

این سنگ‌ها در حدود ۱۵-۲۰ درصد حجمی توده نفوذی غازان را تشکیل می‌دهند و عمدتاً در داخل بخش مافیکی قرار گرفته‌اند. اغلب دانه متوسط و بافت ارتوکومولایی دارند (شکل ۳-۳B) و شامل ورلیت و پیروکسنیت هستند. کانه زایی Fe-Ti در این بخش رخ داده است. پیروکسنیت‌ها دارای بلورهای کلینوپیروکسن، آمفیبول‌های اولیه، اندکی پلاژیوکلاز و مقدار فراوانی کانی‌های تیره تیتانومنییت هستند. از کانی‌های فرعی به



شکل ۳-۳ (A) زیرکن داخل گابروی گرانولار، (B) ورلیت کانه‌زایی شده، (C) گابرو با هورنبلند حاشیه‌ای، (D) اولترامافیک کانه‌زایی شده با الیوین‌های آتره شده، (E) پیروکسنیت کانه‌زایی شده، (F) ملاگابروی کانه‌زایی شده با حاشیه واکنشی، (G) گابروی دگر شکل شده، (H) میکروگابرو با بلورهای هم بعد و با زاویه ۱۲۰ درجه.

تعدادی دایک دلریتی، در داخل توده نفوذی دیده می‌شوند. ضخامت این دایک‌ها از ۳۰ تا حداکثر ۱۰۰ سانتی متر متغیر است. این دایک‌ها دارای بافت چیره دلریتی هستند. در مقاطع نازک، گاهی کانی اوژیست، پلاژیوکلازها را در بر گرفته و بافت افیتیک را که ویژگی دیگر این نوع سنگ‌ها است، نشان می‌دهند. علاوه بر پلاژیوکلاز و پیروکسن، کانی‌های ثانویه ترمولیت، آکتینولیت، کلریت، کلسیت، زونیزیت و اکسیدهای آهن نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. تماس این دایک‌ها با

بیشتر نمونه‌های مافیک در محدوده گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱). همان طور که در این نمودار دیده می‌شود، اکثر نمونه‌های توده نفوذی غازان در اطراف مرز جدا کننده محدوده آلکالن- سبب آلکالن قرار دارند. در حالی که تعدادی از نمونه‌ها که عمدتاً آنورتوزیت، لویکوگابرو و اولترامافیک هستند، در محدوده آلکالن قرار گرفته‌اند. در این نمودار، سنگ‌های اولترامافیک به دلیل فقیر بودن از SiO_2 و عناصر آلکالن در خارج از محدوده افتاده‌اند. تمام نمونه‌های توده غازان در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شکل ۴-۲) در محدوده متآلومین قرار دارند. در نمودارهای شکل ۵ بسیاری از اکسیدها تطابق خوبی با MgO نشان می‌دهند. Al_2O_3 ، Na_2O ، K_2O و SiO_2 دارای تطابق منفی و Fe_2O_3 ، MnO و TiO_2 دارای تطابق مثبت با MgO هستند. سنگ‌های اولترامافیک در مقادیر Fe_2O_3 ، MnO و TiO_2 غنی شده‌اند، که نشان‌دهنده غنی‌شدگی از ایلمنیت و مگنتیت است. این سنگ‌ها دارای مقادیر پایینی از SiO_2 ، K_2O و Na_2O هستند. Na_2O و Al_2O_3 در سنگ‌های اولترامافیک به علت مقادیر اندک فلدسپار، پایین است. با این وجود، نمونه‌های اولترامافیکی که در مجاورت سنگ‌های مافیک هستند، مقدار بیشتری پلاژیوکلاز دارند. بنابراین، مقادیر Al_2O_3 و Na_2O آنها بیشتر از انواع دیگر است. Sr سنگ‌های آنورتوزیتی و لویکوگابرویی بخش لایه‌ای، بسیار بیشتر از اولترامافیکی‌ها و گابروهای بخش توده‌ای است. در سنگ‌های اولترامافیک، غلظت کروم پایین‌تر از سنگ‌های مافیک است. در حالی که غلظت وانادیم آنها بیشتر از سنگ‌های مافیک و تطابق خوبی با TiO_2 دارد (شکل ۶). در برخی از این نمودارها، انفصال مشخصی بین سنگ‌های

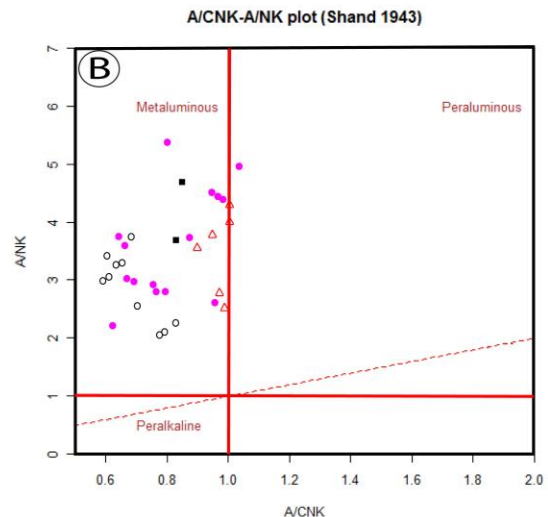
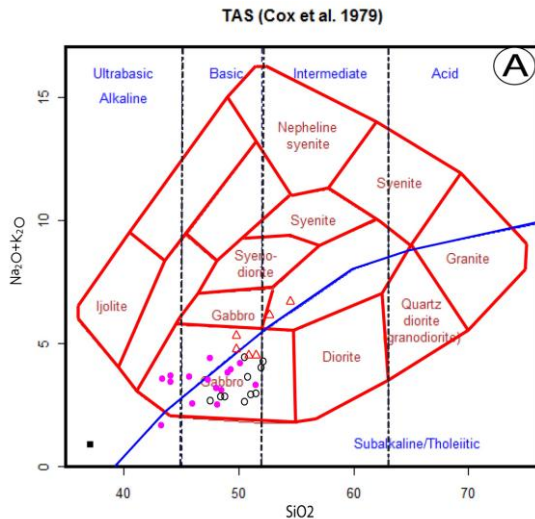
ترمولیت-اکتینولیت، اسپینل هرسینیتی می‌توان اشاره کرد. در برخی مقاطع، هورنبلند قهوه‌ای به صورت حاشیه واکنشی، در اطراف کانی‌های سیلیکاته و اکسیدها دیده می‌شود. الیون به صورت کانی‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و معمولاً به صورت بلورهای هم اندازه دیده می‌شود، که اکثراً سرپانتینیزه شده‌اند، به طوری که، گاهی فقط اثر اندکی از کانی اولیه باقی مانده است. در مواردی بین بلورهای الیون اتصال سه‌گانه با زاویه ۱۲۰ درجه را می‌توان دید، که بیانگر حالت تعادل بافتی درجه بالا است (شکل ۳-۲). کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت است. در برخی نمونه‌ها، کانی‌های سیلیکاته مثل الیون و پیروکسن جهت یابی ترجیحی نشان می‌دهد (شکل ۳-۲ و ۳-۲) که ممکن است در نتیجه دگرشکلی، فشرده شدن و یا جریان ماگمایی باشد (e.g., Reynolds, 1985; Hunter, 1987; Nicolas, 1992). در توده غازان، کانه‌های اکسیدهای آهن و تیتان علاوه بر این که در سنگ‌های اولترامافیک رخ داده، به صورت بخش‌های خالص از اکسید آهن و تیتان نیز دیده می‌شود. این بخش‌های خالص، به صورت رخنمون‌های رگه‌ای و یا به صورت بلوک‌های کوچک و بزرگ تا یک متر طول و گاهی به صورت پلاسر در آبراهه‌ها دیده می‌شود.

ژئوشیمی

ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی سنگ کل: نتایج آنالیز عناصر اصلی و فرعی ۳۷ نمونه از سنگ‌های مافیک- اولترامافیک غازان در جدول ۱ نشان داده شده است. درصد SiO_2 در سنگ‌های مافیکی ۴۳/۴۴-۵۴/۱۱ و در سنگ‌های اولترامافیکی ۱۵/۱۷-۳۴/۷ است. طبق نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس،

مافیک-اولترامافیک از نظر رفتار برخی عناصر کمیاب اختلافاتی دارند، اما در کل، الگوی توزیع عناصر کمیاب و کمیاب خاکی کم و بیش مشابهی دارند. این سنگ‌ها در کل، کاهش نسبی در عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) و عناصر لیتوفیل (LILE) نشان می‌دهند.

مافیک و اولترامافیک وجود دارد، این انفصال را تا حدی بین گابروهای لایه‌ای و گابروهای توده‌ای نیز می‌توان مشاهده کرد. این موضوع با توجه به تفاوت‌های کانی‌شناسی و شیمیایی، طبیعی است. در نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده با گوشته (شکل ۷) هر چند، انواع سنگ‌های



شکل ۴- A) نمودار Na_2O+K_2O/SiO_2 برای نامگذاری سنگ‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی، اکثر نمونه‌ها در محدوده گابرو قرار گرفته‌اند. B) نمودار A/NK-A/CNK، نمونه‌ها در محدوده متالومینوس واقع شده‌اند. Δ گابروی لایه‌ای، \bullet میکروگابروی توده‌ای، \circ آنورتوزیت، \blacksquare اولترامافیک.

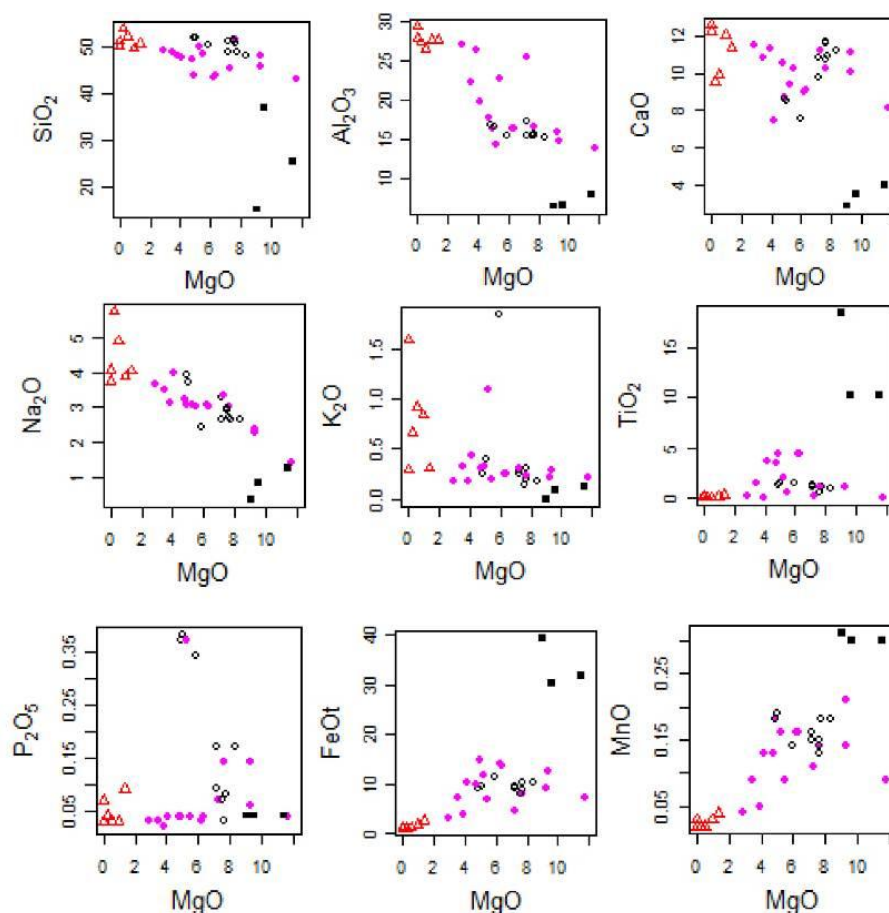
جدول ۱- جدول عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های مافیک-اولترامافیک توده نفوذی غازان. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر

حسب ppm

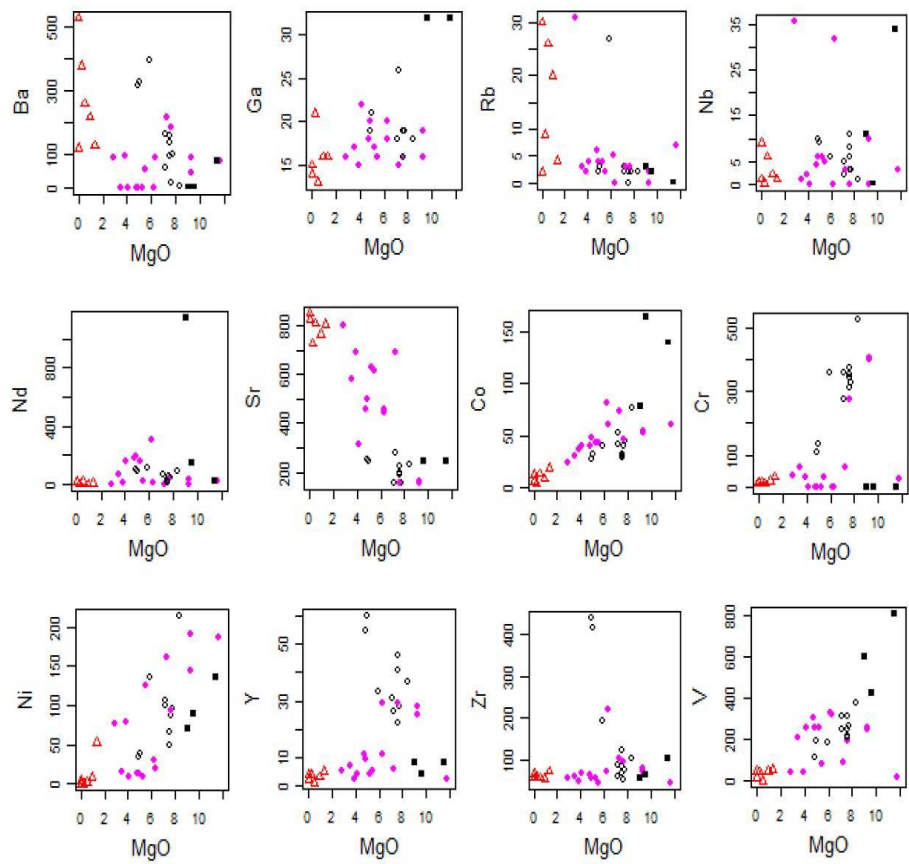
Rock type	Gabbro							Microgabbro							Leucogabbro				
Sample no.	236	206	228	208	208-f	209	233	233-f	241	239	240	232	234	230	230-f	241-f	231	369	227
SiO ₂	48.97	50.94	44.1	54.11	54.21	48.58	52.1	52.16	50.93	51.83	48.27	52.02	48.86	51.74	51.45	51.18	48.05	43.44	49.26
TiO ₂	1.17	1.24	4.47	0.11	0.11	0.57	1.3	1.36	1.29	1.11	1.11	1.47	1.16	0.58	0.58	1.27	1.06	4.52	0.2
Al ₂ O ₃	15.44	15.63	16.35	27.31	27.48	22.76	16.87	16.81	15.33	16.52	15.84	16.56	17.19	15.5	15.52	15.47	15.32	16.27	27
Fe ₂ O ₃	11.46	9.64	16.32	1.3	1.49	7.47	10.18	10.26	10.4	8.92	9.94	10.66	9.95	8.79	8.72	10.33	11.29	15.37	3.44
MnO	0.19	0.15	0.18	0.02	0.02	0.09	0.17	0.18	0.16	0.14	0.14	0.19	0.15	0.14	0.13	0.16	0.18	0.16	0.04
MgO	7.64	7.64	4.91	0.24	0.14	5.48	4.79	4.87	6.99	7.64	9.29	5.02	7.18	7.56	7.16	8.37	6.23	2.89	2.89
CaO	10.92	10.75	8.77	9.59	9.55	10.23	8.64	8.64	9.7	10.24	11.16	8.48	10.85	11.68	11.61	9.8	11.27	9.01	11.56
Na ₂ O	2.65	2.71	3.06	5.76	5.42	3.03	3.92	3.96	3.26	3.03	2.39	3.73	2.62	2.96	2.93	3.29	2.63	3.06	3.69
K ₂ O	0.31	0.2	0.33	0.67	0.66	0.19	0.26	0.26	0.26	0.23	0.22	0.39	0.28	0.15	0.15	0.26	0.17	0.25	0.18
P ₂ O ₅	0.08	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.38	0.37	0.17	0.14	0.06	0.38	0.09	0.07	0.07	0.17	0.17	0.03	0.03
Total	98.83	98.93	98.53	99.15	99.13	98.44	98.61	98.87	98.49	99.8	98.42	98.52	98.33	99.17	98.74	99.09	98.51	98.34	98.29
LOI	0.97	0.773	0.106	0.031	0.031	0.641	1.009	0.99	0.912	0.772	0.789	0.925	0.814	0.777	0.761	0.897	1.003	1.39	0.262
Ba	199	128	40	355	340	92	475	428	267	218	118	370	169	139	159	283	105	0	116
Co	46	34	48	0	8	35	31	31	40	48	54	32	37	28	30	42	48	70	15
Cr	256	269	0	44	0	16	129	131	242	350	431	134	294	374	352	299	322	0	12
Pb	0	0	0	0	17	2	1	15	0	2	0	15	2	1	6	0	0	0	719
Sr	159	226	498	728	707	619	171	255	158	157	157	245	191	188	194	160	230	447	801
Th	0	0	1	0	13	2	0	5	0	0	0	1	0	0	8	0	2	0	0
Zr	72	49	64	57	20	163	471	453	88	108	87	477	132	123	85	169	64	59	63
V	210	240	223	7	1	46	116	126	221	193	224	176	202	209	216	210	197	308	14
La	0	0	0	13	12	0	10	27	7	17	0	26	0	10	0	0	0	0	0
Ce	4	1	0	6	7	34	84	63	9	34	12	66	16	13	14	15	36	29	3
Nd	5	3	2	4	2	10	39	22	3	25	11	24	14	15	11	22	19	8	3
Ni	68	64	6	22	47	103	33	34	95	44	163	37	54	50	49	77	104	17	99
Zn	100	68	103	14	19	62	105	95	91	75	87	114	81	64	64	93	100	88	48
Ga	19	19	20	21	18	16	19	19	18	16	16	21	17	16	16	17	18	20	16
Rb	10	23	7	43	0	0	0	0	29	0	0	0	0	0	0	0	0	19	24
Y	20	18	15	16	17	35	5	31	24	41	33	31	34	46	41	47	38	11	18
Nb	7	0	11	0	0	19	21	21	7	10	10	26	18	11	8	18	6	11	1
U	0	0	8	4	3	19	10	3	0	4	6	3	14	7	11	9	2	2	11

ادامه جدول ۱- ...

Rock type	Leucogabbro						Anorthosite						dolerite dyke		Ultramafic			
Sample no.	225	368-f	360UNG	358	360	227-f	368	213	374	370	229-B	226	229-f	363	363-f	211	372-w	372-g
SiO ₂	48.08	47.76	47.01	49.06	47.32	49.62	49.99	49.83	50.21	52.26	50.79	51.31	50.41	45.91	44.07	15.17	34.7	25.44
TiO ₂	0.14	3.63	3.59	1.57	3.55	0.19	2.11	0.15	0.13	0.1	0.36	0.26	0.37	1.17	4.46	18.45	10.3	10.34
Al ₂ O ₃	26.36	19.66	17.65	22.28	17.67	27.35	14.28	27.72	27.91	26.58	27.65	29.4	27.53	14.79	16.39	6.46	6.57	7.9
Fe ₂ O ₃	4.24	11.19	11.22	8.11	11.01	3.31	13	2.05	1.41	1.4	2.77	1.26	2.78	14.04	15.21	43.51	33.52	35.26
MnO	0.05	0.13	0.12	0.09	0.13	0.04	0.16	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.21	0.16	0.31	0.3	0.3
MgO	3.88	4.11	4.49	3.49	4.76	2.49	5.22	0.93	0	0.51	1.33	0	1.73	9.3	6.33	9.04	9.58	11.5
CaO	11.32	7.51	10.6	10.82	10.59	11.31	9.41	12.08	12.63	9.97	11.4	12.29	11.38	10.09	9.13	2.86	3.48	4.02
Na ₂ O	3.12	4	3.35	3.49	3.24	3.72	3.07	3.9	3.77	4.91	4.06	4.09	4.09	2.25	3.01	0.35	0.8	1.26
K ₂ O	0.17	0.44	0.3	0.33	0.3	0.17	1.09	0.84	1.59	0.92	0.31	0.29	0.3	0.29	0.26	0	0.08	0.12
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.37	0.03	0.03	0.03	0.09	0.07	0.09	0.14	0.04	0.04	0.04	0.04
Total	97.38	98.47	98.36	99.27	98.61	98.24	98.7	97.56	97.71	96.7	98.8	98.99	98.72	98.19	99.06	96.19	99.37	96.18
LOI	0.373	0.854	0.808	0.691	0.808	0.262	0.801	0.089	0.058	0.077	0.198	0.063	0.198	1.13	0.89	3.180	0.688	0.701
Ba	99	223	195	159	169	66	284	194	487	229	141	105	171	90	90	0	0	84
Co	28	41	43	35	39	19	38	4	3	13	17	8	12	54	61	78	165	140
Cr	14	0	0	39	0	39	36	13	9	0	20	28	0	406	0	0	0	0
Pb	0	0	5	5	0	709	9	0	2	0	15	0	26	10	4	32	79	4
Sr	691	630	453	585	458	775	314	767	828	810	807	850	780	166	458	-	246	246
Th	0	0	0	0	0	0	26	5	0	0	0	0	21	0	0	6	0	12
Zr	46	237	71	169	141	205	296	61	183	144	213	226	36	80	222	59	65	104
V	13	128	285	172	234	16	248	30	17	19	24	19	5	252	322	603	430	810
La	0	0	0	0	0	8	2	0	0	0	0	9	24	9	0	0	0	0
Ce	16	0	0	0	16	33	50	1	21	12	25	20	0	47	7	1953	283	42
Nd	9	5	0	5	12	14	31	0	12	9	15	15	0	0	6	1144	145	22
Ni	50	11	21	26	19	75	22	8	27	33	38	19	49	191	20	71	90	136
Zn	24	67	67	58	69	49	110	12	8	11	33	15	33	100	94	299	216	230
Ga	15	17	21	17	18	16	22	16	14	13	16	15	17	19	18	-	32	32
Rb	27	0	0	0	0	0	0	51	37	33	0	0	0	0	0	3	2	0
Y	14	29	29	33	31	38	26	23	36	38	44	46	20	28	29	8	4	8
Nb	0	35	4	17	17	23	28	0	17	11	22	23	0	10	32	11	0	34
U	3	13	1	10	9	12	10	7	7	0	12	16	3	0	22	5	11	16



شکل ۵- نمودارهای Fenner (۱۹۱۳)، اکسیدهای عناصر اصلی در SiO₂ و Al₂O₃، Na₂O، K₂O و مقابل MgO، روند کاهش، MnO و FeO_t روند افزایش و TiO₂، P₂O₅ و CaO تقریباً روند ثابتی را نشان می‌دهند، علایم مانند شکل ۴ است.

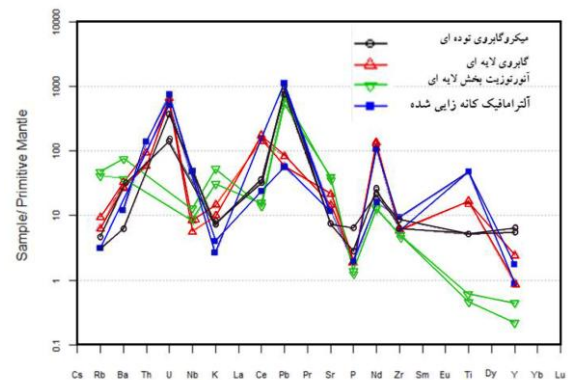


شکل ۶- نمودارهای Fenner (۱۹۱۳)، اکسیدهای عناصر کمیاب در مقابل MgO. همان طور که در نمودارها دیده می‌شود، نمونه‌های مافیک-اولترامافیک در محدوده جدا از هم قرار گرفته‌اند. علایم مانند شکل ۴ است.

بخش برای سن‌سنجی U-Pb با روش laser-ablation استفاده شد. با توجه به تقسیم‌بندی Hanchar و همکاران (۲۰۰۳) در این بخش انواع متعددی از زیرکن‌ها وجود دارد. زیرکن‌های اولیه یا ماگمایی، زیرکن‌های دگرگونی و زیرکن‌های بیگانه. بنابراین، سن‌های متفاوتی به دست آمد. داده‌های آنالیزهای U-Pb در جدول ۲، تصاویر کاتدولومینسانس (CL) زیرکن‌ها در شکل ۸ و نمودار مربوط در شکل ۹ نشان داده شده است. در مجموع، ۱۶ نقطه از دانه‌های زیرکن آنالیز شدند.

زیرکن

نمونه انتخابی برای سن‌سنجی، میکروگابرویی از بخش توده‌ای، که متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های اپاک است. انواع متنوعی از زیرکن‌های اولیه و ثانویه در این نمونه



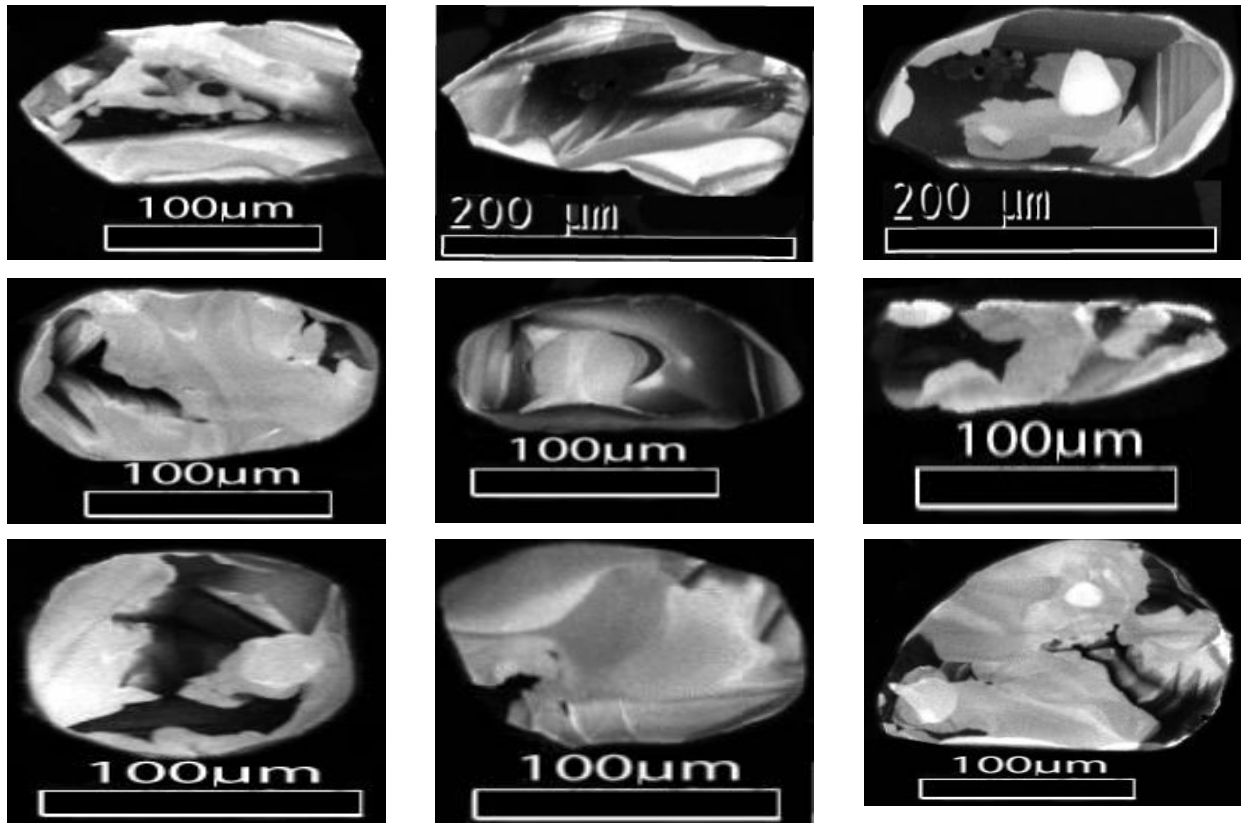
شکل ۷- نمودار عنکبوتی برای نمونه‌های منطقه‌های غازان، بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

سن‌سنجی U-Pb

با توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی در سنگ‌های مافیک-اولترامافیک بخش لایه‌ای، زیرکن مناسبی برای سن‌سنجی پیدا نشد، ولی در بخش گابروهای توده‌ای زیرکن‌های مناسبی وجود داشت. بنابراین، از زیرکن‌های موجود در این

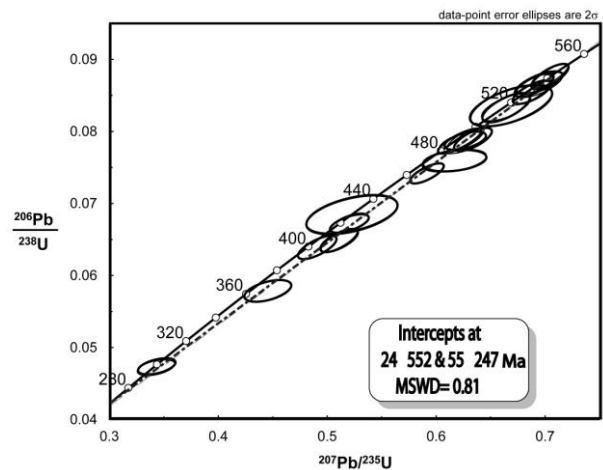
نوسانی هستند. در تصاویر CL همه زیرکن‌ها تقریباً بدون شکستگی و یا با شکستگی اندک هستند. سن‌های به دست آمده برای زیرکن‌های اولیه، حدود ۲۹۷Ma و برای زیرکن‌های دگرگونی و بیگانه حدود ۵۴۱Ma است (شکل ۹ و جدول ۲).

وجود دارد. زیرکن‌ها دارای ابعاد ۲۰ تا ۶۰۰ میکرون هستند. زیرکن‌های اولیه و ماگمایی دارای رنگ صورتی، بدون پهنه‌بندی و یا با پهنه‌بندی اندک و مورفولوژی یکنواختی هستند. در حالی که زیرکن‌های ثانویه و دگرگون شده، معمولاً گرد شده یا بی‌شکل و دارای زون‌بندی



شکل ۸- تصاویر کاندولومینسانس از زیرکن‌های سن‌سنجی شده

شکل ۹- نمودار concordia از داده‌های به دست آمده از سن‌سنجی با روش U-Pb



جدول ۲- نقاط سن‌سنجی شده با روش laser-ablation زیرکن‌های بخش مافیکی توده نفوذی غازان

grain	$^{206}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^d$	$\pm 2\sigma$	^{206}Pb	$\pm 2\sigma$	^{207}Pb	$\pm 2\sigma$	^{207}Pb	$\pm 2\sigma$
	^{238}U	(%)	^{235}U	(%)	^{206}Pb	(%)	^{238}U	(Ma)	^{235}U	(Ma)	^{206}Pb	(Ma)
A202	0.08334	1.8	0.6642	2.8	0.0578	2.1	516	9	517	11	522	46
A203	0.06728	1.7	0.5203	2.8	0.05609	2.2	420	7	425	10	456	48
A204	0.05792	2.1	0.4456	3.9	0.0558	3.3	363	8	374	12	444	73
A205	0.04721	1.9	0.3428	4.1	0.05267	3.6	297	6	299	11	314	83
A206	0.06391	2.1	0.4905	3.0	0.05566	2.1	399	8	405	10	439	47
A207	0.07593	1.7	0.6167	3.9	0.0589	3.5	472	8	488	15	564	77
A208	0.07884	1.7	0.6338	2.3	0.0583	1.6	489	8	498	9	541	34
A209	0.08364	2.8	0.6692	4.5	0.05803	3.6	518	14	520	19	531	78
A210	0.07414	1.5	0.5916	2.1	0.05788	1.4	461	7	472	8	525	31
A211	0.06857	3.2	0.5227	6.5	0.05528	5.7	428	13	427	23	424	127
A212	0.07847	1.6	0.6242	2.8	0.05769	2.3	487	8	492	11	518	51
A213	0.08656	1.8	0.6939	2.6	0.05815	2.0	535	9	535	11	535	43
A214	0.06490	2.0	0.5111	2.6	0.05711	1.7	405	8	419	9	496	37
A215	0.07890	1.7	0.6268	2.2	0.05761	1.4	490	8	494	9	515	32
A216	0.08545	1.7	0.6875	2.2	0.05835	1.3	529	9	531	9	543	29
A217	0.08770	1.6	0.7044	2.0	0.05825	1.1	542	8	541	8	539	24

بحث

سن توده غازان

تا زمان انجام این تحقیق، سن‌سنجی بر روی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه صورت نگرفته بود. تنها بر اساس مشاهدات صحرایی و مقایسه با توده‌های مشابه در منطقه و پهنه سنندج-سیرجان، سن‌های احتمالی به این توده‌ها نسبت داده می‌شد و بر اساس آنها، فرضیه‌هایی در مورد تکوین این بخش از پهنه سنندج-سیرجان ارائه شده است. بر اساس جوان‌ترین سن به دست آمده در منطقه غازان با روش U-Pb زیرکن، شکی باقی نمی‌ماند که سن تبلور گابروها، حدود ۳۰۰ Ma است، که بیانگر ماگماتیسم پالئوزوئیک فوقانی است. در حالی که قدیمی‌ترین سن به دست آمده از زیرکن‌های بیگانه این نمونه ۵۴۱ Ma است. سن‌سنجی انجام شده توسط Asadpour و همکاران (زیر چاپ) در منطقه قره‌باغ واقع در ۳۷ کیلومتری جنوب‌شرقی غازان، برای انواع مختلف سنگ‌های آلیکالی گرانیت، مونوزوگرانیت و مافیک-دیوریت با روش U-Pb زیرکن‌ها، به ترتیب سن‌های $303/4 \pm 2/2$ Ma و $300/3 \pm 1/5$ Ma و $300/3 \pm 1/5$ Ma به دست آورده‌اند که آن را به ماگماتیسم اواخر پالئوزوئیک و بازشدگی نئوتتیس نسبت داده‌اند. همین‌طور، این گروه بر روی استوک کوچک لویکوگرانیته در منطقه قره‌باغ سن $3/8$ Ma $\pm 558/6$ به دست آورده‌اند و استنباط کرده‌اند که اولین ماگماتیسم منطقه در زمان پرکامبرین است. با توجه به نزدیکی توده غازان به منطقه قره‌باغ و سن‌های مشابه دست آمده، می‌توان استنباط کرد که برخلاف تصورات قبلی: ۱- پی سنگ کل منطقه، پرکامبرین است. ۲- توده‌های مافیک-اولترامافیک غازان و توده‌های مافیک-دیوریت و آلیکالی گرانیت قره‌باغ در یک حادثه ماگمایی در اواخر پالئوزوئیک حاصل شده‌اند. ۳- این سن‌ها با سن‌های جدید به دست آمده از مناطق دیگر پهنه سنندج-سیرجان مطابقت دارد که به مواردی از آن اشاره می‌شود. Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۸) در بخش شمال‌غربی پهنه سنندج-سیرجان و غرب سقز، با روش U-Pb، سن‌های $25 \pm$ Ma و 551 و 544 ± 19 Ma را به ترتیب برای گرانیت شیخ‌چوپان و بیوتیت گرانیت تغییر شکل یافته و

تا زمان انجام این تحقیق، سن‌سنجی بر روی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه صورت نگرفته بود. تنها بر اساس مشاهدات صحرایی و مقایسه با توده‌های مشابه در منطقه و پهنه سنندج-سیرجان، سن‌های احتمالی به این توده‌ها نسبت داده می‌شد و بر اساس آنها، فرضیه‌هایی در مورد تکوین این بخش از پهنه سنندج-سیرجان ارائه شده است. بر اساس جوان‌ترین سن به دست آمده در منطقه غازان با روش U-Pb زیرکن، شکی باقی نمی‌ماند که سن تبلور گابروها، حدود ۳۰۰ Ma است، که بیانگر ماگماتیسم پالئوزوئیک فوقانی است. در حالی که قدیمی‌ترین سن به دست آمده از زیرکن‌های بیگانه این نمونه ۵۴۱ Ma است. سن‌سنجی انجام شده توسط Asadpour و همکاران (زیر چاپ) در منطقه قره‌باغ واقع در ۳۷ کیلومتری جنوب‌شرقی غازان، برای انواع مختلف سنگ‌های آلیکالی گرانیت، مونوزوگرانیت و مافیک-دیوریت با روش U-Pb زیرکن‌ها، به ترتیب سن‌های $303/4 \pm 2/2$ Ma و $300/3 \pm 1/5$ Ma و $300/3 \pm 1/5$ Ma به دست آورده‌اند که آن را به ماگماتیسم اواخر پالئوزوئیک و بازشدگی نئوتتیس نسبت داده‌اند. همین‌طور، این گروه بر روی استوک کوچک لویکوگرانیته در منطقه قره‌باغ سن $3/8$ Ma $\pm 558/6$ به دست آورده‌اند و استنباط کرده‌اند که اولین ماگماتیسم منطقه در زمان پرکامبرین است. با توجه به نزدیکی توده غازان به منطقه قره‌باغ و سن‌های مشابه دست آمده، می‌توان استنباط کرد که برخلاف تصورات قبلی: ۱- پی سنگ کل منطقه، پرکامبرین است. ۲- توده‌های مافیک-اولترامافیک غازان و توده‌های مافیک-دیوریت و آلیکالی گرانیت قره‌باغ در یک حادثه ماگمایی در اواخر پالئوزوئیک حاصل شده‌اند. ۳- این سن‌ها با سن‌های جدید به دست آمده از مناطق دیگر پهنه سنندج-سیرجان مطابقت دارد که به مواردی از آن اشاره می‌شود. Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۸) در بخش شمال‌غربی پهنه سنندج-سیرجان و غرب سقز، با روش U-Pb، سن‌های $25 \pm$ Ma و 551 و 544 ± 19 Ma را به ترتیب برای گرانیت شیخ‌چوپان و بیوتیت گرانیت تغییر شکل یافته و

پتروژنز

حجم سنگ‌های اولترامافیکی منطقه بسیار کمتر از حجم بخش مافیک است و این منطقی است که سنگ‌های اولترامافیکی، بخش کومولایی توده نفوذی باشد. طبق بررسی‌های میکروسکوپی، حضور مقادیر قابل توجهی هورنبلند در همه نمونه‌های مافیک و اولترامافیک هم به صورت کانی‌های بین بلوری و هم به صورت حاشیه واکنشی، نشان می‌دهد که ذوب شدگی در حضور آب یا سیالات اشباع شده صورت گرفته است. شواهد کانی‌شناسی، حاکی از این است که توده غازان تحت تأثیر دگرگونی معادل رخساره شایست سبز قرار گرفته و در نتیجه کانی‌های ثانویه ترمولیت، آکتینولیت، زوئیزیت، کلسیت، اپیدوت، آلبیت و کلریت در آن به وجود آمده است. بیشتر سنگ‌های توده نفوذی غازان، طبق نمودار مجموع آلکان در مقابل SiO_2 (شکل ۴-A) در محدوده گابرو قرار می‌گیرند، طبق این نمودار، سنگ‌ها به سری ماگمایی ساب آلکان تا آلکان تعلق دارند. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه، پیک نسبتاً مثبت Ba با توجه به عدم وجود فلدسپار پتاسیم و میکاها و تمرکز احتمالی آن در پلاژیوکلاز قابل توجه است. در حالی که، پیک منفی K را همسو با تمرکز Rb و نبود کانی‌های پتاسیک می‌توان مرتبط دانست. تهی شدگی نسبی Nb احتمالاً در اثر آرایش پوسته ای است. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، مانند: نمودارهای رسم شده، عناصر نادر غیر متحرکی مانند Y و Nb در مقابل MgO (شکل‌های ۵ و ۶)، مقدار بالای V و Ti، ترکیب بازیکی، محتوای سیلیس و پتاسیم پایین، محتوای بالای عناصر REEs، غنی شدگی LREEs نسبت به HREEs و شواهد کانی‌شناسی مثل وجود منیتیت اولیه و وجود تیتان اوژیت در اطراف کانی‌های تیتانومنییت می‌توان فرض کرد که،

متورق شده بوباکتان به دست آورده‌اند. همچنین، این گروه سن‌یابی‌هایی با روش U-Pb، بر روی گرانیت ماته، بیوتیت گرانیت و ارتوگنایس وارزانه در منطقه گلپایگان انجام داده‌اند و به ترتیب سن‌های 578 ± 22 Ma، 596 ± 24 Ma و 588 ± 23 Ma را به دست آورده‌اند. در منطقه گلپایگان، Thiele و همکاران (۱۹۶۸) سنگ‌های گرانیتی را به عنوان پولوتونیسیم پرکامبرین توصیف کرده، آن را به عنوان گرانیت دوران معرفی نموده‌اند. سن‌های فوق، ماگماتیسیم پرکامبرین را در پهنه سنندج-سیرجان نشان می‌دهد و تقریباً با سن به دست آمده از منطقه غازان و قره‌باغ مطابقت دارد.

Bea و همکاران (۲۰۱۱) بر روی توده گرانیتی نوع A خلیفان، در شمال غربی پهنه سنندج-سیرجان (حدود ۲۰۰ کیلومتری جنوب توده قره‌باغ) با روش U-Pb و Rb-Sr سنگ کل، به ترتیب سن‌های 315 ± 2 Ma و $277/2 \pm$ Ma به دست آمده در این سن‌ها نخستین سن واریسکن به دست آمده در این ناحیه است. Alirezaei و Hassanzadeh (۲۰۱۲) زیرکن‌هایی به سن $288/3 \pm 3/6$ Ma برای گرانیت‌های A-type حسن رباط در پهنه سنندج-سیرجان مرکزی گزارش کرده‌اند و آن را به ماگماتیسیم همزمان با ریفت پرمین در طول کمربند کوهزایی تتیس ارتباط داده‌اند. این گروه استنباط کرده‌اند که این سن به طور مشخص زمان ریفتینگ و باز شدگی نئوتتیس را بین سنندج-سیرجان و پلیت زاگرس-عربی نشان می‌دهد. این سن‌ها با سن‌های به دست آمده از منطقه غازان و قره‌باغ، مطابقت داشته و می‌توان چنین تفسیر نمود که این داده‌ها وقوع ریفتینگ و باز شدن نئوتتیس در کربونیفر بالایی را در پهنه سنندج-سیرجان نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد، چنین به نظر می‌رسد که سنگ‌های مطالعه شده از ذوب یک منشأ گوشته‌ای نتیجه شده و احتمالاً تحولات بعدی مثل آرایش پوسته‌ای، اولتراسیون و یا اختلاط ماگمایی بر آنها اثر کرده است. سن‌یابی‌های جدید مناطق غازان، قره‌باغ و مناطق دیگری از پهنه سنندج-سیرجان راهنمای جدیدی از منشأ و تکامل تکتونیکی در این پهنه را ارائه می‌دهد. بر پایه سن‌یابی‌هایی که بر روی توده نفوذی غازان و توده‌های مجاور انجام شده، می‌توان عنوان نمود که در مقطع زمانی ۲۹۰ تا ۳۳۰ میلیون سال پیش، فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای در جریان بوده است، که نتیجه آن نفوذ توده‌های مافیک-اولترامافیک و متعاقب آن ماگماتیسیم اسیدی در پهنه سنندج-سیرجان، به ویژه در بخش شمالی آن است. هم‌زمان با این ماگماتیسیم یا اندکی بعد از آن فعالیت‌های تکتونیکی و دگرگونی گسترده‌ای کل منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. اثرات چنین فعالیت‌هایی را می‌توان به صورت دگرگونی و دگرشکلی در منطقه غازان و توده‌های اطراف مشاهده کرد. فعالیت‌های دگرشکلی تا پرمین بالایی ادامه داشته، زیرا در داخل رسوبات پرمین بالایی و زمان‌های بعدی، اثری از آن دیده نمی‌شود. احتمالاً در اواخر کربونیفر یک پهنه کششی در پهنه سنندج-سیرجان، حداقل در بخش شمالی آن شروع شده و این همان زمان شروع باز شدن نئوتتیس در ایران است.

سپاسگزاری

لازم است از کلیه کسانی که نویسندگان مقاله را کمک و یاری کرده اند تشکر و قدردانی کنیم. از دکتر Alexander Rocholl از دانشگاه لودویگ ماکسی میلیانز شهر مونیخ، که در جدا کردن زیرکن‌ها ما را یاری کردند و همچنین از دکتر Axel Gerdes از دانشگاه گوته شهر فرانکفورت که برای انجام آزمایش‌های سن‌سنجی با روش U-Pb همکاری داشتند، صمیمانه قدردانی می‌کنیم.

منابع

- Aghanabati, A. and Haghypour, A. (1993) Explanatory text of Tasuj. Geological Quadrangle Map 1:100000, Series sheet 4965, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Alirezai, S. and Hassanzadeh, J. (2012) 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* 151: 122-134.

- Asadpour, M., Heuss, S. and Pourmafi, S. M. (in press) New evidences of Precambrian and Paleozoic magmatism in the Gharebagh intrusives, NW of Iran. *Journal of Earth Sciences*.
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and 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, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Fenner, C. N. (1913) The stability relations of the silica minerals. *American Journal of Science* 36: 334-384.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003) Atlas of zircon textures. *Mineralogical Society of America* 53: 468-500.
- 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.
- Hunter, R. H. (1987) Textural equilibrium in layered igneous rocks. In: *Origins of igneous layering* (ed. Parsons, I.) 196: 473-504. Reidel, Dordrecht.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, M. P., Scarrow, J. and Williams, I. S. (2009) The Eocene bimodal Piranshahr massif of the SSZ, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society* 166: 53-69.
- Mirmohammadi, M., Kananian, A. and Tarkian, M. (2007) The nature and origin of Fe-Ti-P-rich rocks in the Qareaghaj mafic-ultramafic intrusion, NW Iran. *Mineralogy and Petrology* 91:71-100.
- Nabavi, M. H. (1977) The introduction of the geological of Iran. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Nicolas, A. (1992) Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology* 33: 891-915.
- Reynolds, I. M. (1985) Contrasted mineralogy and textural relationships in the uppermost titaniferous magnetite layers of the Bushveld complex in the Biektaal area north of Rustenburg. *Economic Geology* 80: 1027-1048.
- Stampfli, G. M. and 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. and 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. and Zahedi, M. (1968) Explanatory text of Golpaygan. Geological quadrangle map 1:250 000, No. E7, Geological Survey of Iran, Tehran.

Von Raumer, J. F., Stampfli, G. M. and Bussy, F. (2003) Gondwana-derived microcontinents-the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365: 7-22.

Geochemistry, petrology and U-Pb geochronology of Ghazan mafic-ultramafic intrusion, NW Iran

Manijeh Asadpour ^{1*}, Seyed Mohammad Pourmoafi ¹ and Soraya Heuss ²

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

² Department for Earth and Environmental Sciences, LM-University, Muenchen, Germany

Abstract

Ghazan mafic-ultramafic intrusive is a small igneous body at the extremity of NW of Sanandaj-Sirjan zone in the NW of Iran, intruded into the early Paleozoic sedimentary rocks. This body includes non-mineralized mafic and mineralized ultramafic part (containing Fe-Ti oxides). The mafic rocks are composed mainly of pegmatite gabbro to micro gabbro, metagabbro and anorthosite, with a simple mineral assemblage (plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, ilmenite). The ultramafic rocks include pyroxenite and wherlite (with high proportion of ilmenite and titanomagnetite) in accompany by large to small blocks of pure Fe-Ti oxide are widespread in the area. The ultramafic part is located within the intrusion and enclosed by mafic rocks. Based on the results of chemical analyses, the primary magma of mafic-ultramafic rocks, derived from a mantle source. During magma ascent the composition of magma has been changed from alkaline to sub-alkaline. U-Pb dating, of a primary and magmatic zircon, gives an age of 299 Ma and dating on metamorphic and inherited zircons shows maximum age of 541 Ma. The younger age represents the the Upper Paleozoic plutonism in the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone. The older ages related to the Precambrian basement rocks or older basement rocks on the way of magma, which are incorporated in the magma as exnocryst. The greenschist facies metamorphism, high-temperature deformation as well as altered rocks are widely observed in the area.

Key words: Paleozoic magmatism, Zircon U-Pb dating, Fe-Ti oxide, Mafic-ultramafic, Ghazan, Sanandaj-Sirjan, NW of Iran