

بررسی شیمی سنگ کل و محیط تکتونیکی گنیس‌های شرق سلماس (غرب دریاچه ارومیه)، شمال غرب ایران

ثریاسادات سعیدی، رباب حاجی علی‌اوجلی^{*}، محسن مؤذن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱/۹، نسخه نهایی: ۹۹/۳/۲۷)

چکیده: گنیس‌های شرق سلماس در شمالی‌ترین بخش پهنه سندج - سیرجان به دو صورت نواری و دگرگشک در شش گروه با ترکیب‌های سنگ‌شناسی مختلف دیده می‌شوند که سنگ مادر آنها از نوع پاراگنیس، با نوع سنگ مادر رسوبی آركوز و از نظر بافتی نابالغ هستند. براساس بررسی‌های انجام شده، سنگ مادر گنیس‌های مورد بررسی از نظر روند بلوغ شیمیایی در گستره آب و هوایی مرز خشک به نیمه خشک، با ترکیب گرانیتی متوسط و شاخص شیمیایی دگرسانی حدود ۵۵ درصد تعیین شده است. روند خطی در نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی سنگ خاستگاه مادر گنیس‌های منطقه، بیانگر پدیده‌ی ذوب‌بخشی و گرانیتی‌شدن در تشکیل این سنگ‌هاست که الگوی نمودارهای بهنجارشده این سنگ‌ها همخوانی خوبی با نمودارهای پاراگنیس‌های نوعی دنیا نشان می‌دهند. براساس بررسی نمودارهای مختلف، محیط تشکیل زمین‌ساختی گنیس‌ها بیشتر از نوع کرانه قاره‌ای با روند رسوب‌های فعال است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، شیمی سنگ کل، گنیس، پاراگنیس، شرق سلماس، غرب دریاچه ارومیه، پهنه سندج - سیرجان

عرض ۱۵۰ کیلومتر است که از غرب دریاچه ارومیه تا گسل میناب با روند شمال غرب - جنوب شرق ادامه دارد. پهنه سندج - سیرجان، بویژه شمال غرب آن، دارای انواع سنگ‌های دگرگونی و توده‌های آذرین چند فازی با گستره‌های سنی متفاوت است. با توجه به قرار گرفتن پهنه سندج - سیرجان در سامانه کوه‌زایی زاگرس که بین کمان ماقمایی ارومیه - دختر و زاگرس چین خورده قرار دارد [۶]، مجموعه سنگ‌های آذرین و دگرگونی این پهنه می‌تواند دستخوش فرآیند باز و بسته‌شدن اقیانوس نتوتیس نیز قرار گرفته باشد. براساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ساختاری، پهنه سندج - سیرجان بیانگر یک کافت درون قاره‌ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان بوده که این گودال تا جنوب شرق ترکیه ادامه داشته است [۱]. این پهنه یک کمربند دگرگونی عمومی با رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است که بخش عمده‌ی آن از

مقدمه

مجموعه دگرگونی شرق سلماس (غرب دریاچه ارومیه) در دورترین بخش شمال غرب ایران و در برخوردهای دو پهنه مهم ساختاری سندج - سیرجان و ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه براساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و نیز ساختارهای زمین‌شناسی متنوع توسط پژوهشگران مختلف به پهنه‌های متفاوتی چون پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی [۳-۱] زیر پهنه خوی - مهاباد [۴]، بخش شمالی پهنه سندج - سیرجان [۵]، بخشی از پهنه آمیزه رنگین و افولیتی [۶]، بخشی از گودال مولاس آتش‌شانی ایران مرکزی [۷] و پهنه سندج - سیرجان [۸، ۹] نسبت داده شده است. با توجه به پیمایش‌های صحرایی و بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، مجموعه دگرگونی شرق سلماس ارتباط تنگاتنگی با واحدهای پهنه سندج - سیرجان دارد. پهنه سندج - سیرجان پهنه‌ای به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۱۳۳۹۲۷۰۳، نامبر: ۰۴۱۳۳۵۶۰۲۹، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

شمال غرب روستای قره باغ و شمال شرق روستای قلقانچی رخمنون دارند. سنگ‌های دگرگونی منطقه بصورت مجموعه درهمی از گنیس، آمفیبولیت، شیست، سنگ‌های آذرین آتشفسانی و نفوذی دگرگون شده (چون متاولکانیت، متابازالت، متادیوریت، متاگرانیت، متا دیوریتیک- گابر)، مرمر و آهک‌های بلوری هستند. اعتقاد بر این است که سازند کهر با دگرگونی بسیار ضعیف و همبrijی گسله روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارد که اغلب سن این سازند را پرکامبرین پسین در نظر می‌گیرند [۱۵، ۱۲]. گنیس‌ها از جمله سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند که از نظر فراوانی بیشترین حجم را پس از آمفیبولیت‌ها تشکیل می‌دهند. براساس مشاهدات صحرایی، گنیس‌ها بیشتر بصورت متناوب با دیگر واحدهای متبازنی و آهک‌های بلوری دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ الف و پ و ۳ الف و ب). گنیس‌های منطقه در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری روشن تا تیره و با بافت‌های ریز تا درشت دانه هستند رخمنون گنیس‌ها در منطقه هم بصورت نواری با لایه‌بندی گنیسی و هم به حالت دگرشكل با مقیاس‌های ریز تا درشت دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ پ و ت).

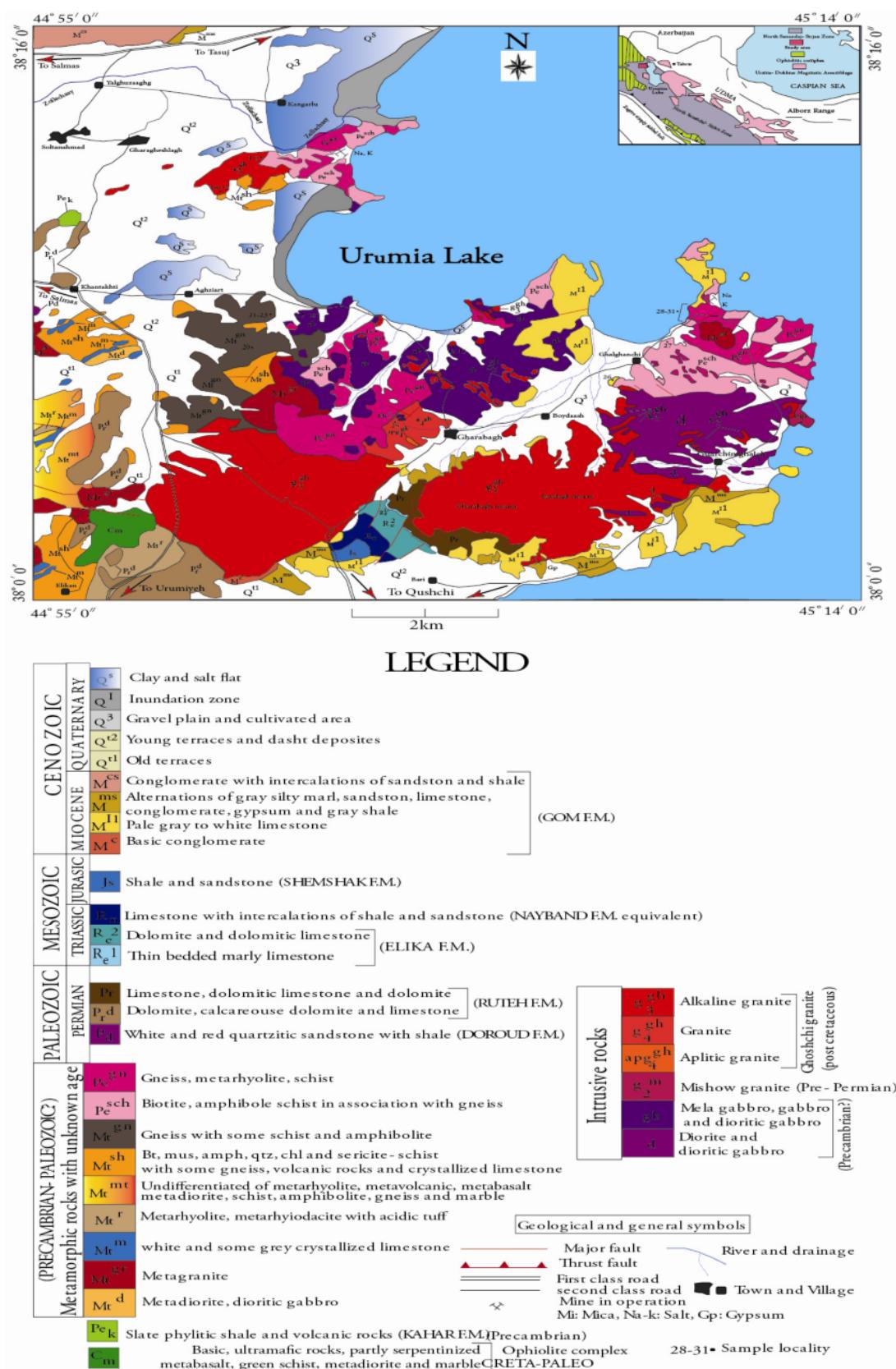
گنیس‌های نواری دارای نوارهای جهت یافته و مشخص از کانی‌های تیره (آمفیبول و بیوتیت) و روشن (کوارتز و فلدسپات) هستند (شکل ۳ الف). گنیس‌های منطقه دارای رگه‌های سیلیسی بودین شده‌ای هستند که به احتمال بسیار در معرض محلول‌های گرمابی و کشش‌های وارده بوده‌اند. سنگ‌های گنیسی منطقه بیشتر دارای قطعه‌هایی از سنگ‌های متبازنی هستند که در مراحل بعدی با هم در اثر زمین‌ساخت منطقه دگرگون شده‌اند (شکل ۲ ت).

در مسیر جاده سلماس - ارومیه، نهشته‌های کربناتی پرمن با همبrijی گسله روراندگی بر مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار گرفته‌اند. از آنجا که این همبrijی در کل شمال غرب ایران مشهود است و همچنین با مقایسه‌ی این واحدهای با واحدهای مشابه در کشور همسایه ترکیه، شاید بتوان گفت که سن سنگ‌های دگرگونی به احتمال بسیار پرکامبرین - پالئوزوئیک (پیش از پرمن) است [۱۵-۱۲]. در برخی نقاط از منطقه مورد بررسی، مجموعه سنگ‌های دگرگونی با شکل‌های مختلف توسط توده‌های نفوذی قطع شده و سپس بطور دگرشیب با نهشته‌های الیگو-میوسن پوشیده شده‌اند [۱۳، ۱۴].

سنگ‌های دگرگونی، آتشفسانی و آذرین درونی دگرشكل یافته تشکیل شده است [۱۰]. اعتقاد بر این است که شمال غرب ایران و نواحی کنار آن شامل شمال شرق ترکیه و رشته کوه قفقاز کوچک منطقه‌ای پیچیده با هسته نئوپروتزوئیک پسین - کامبرین پیشین است که این قطعه‌های کادومی همراه با ساختارهای پالغوزوئیک - مزوژوئیک جوش خورده‌اند و سپس با گستره‌های پهناوری از سنگ‌های آتشفسانی سنوژوئیک پوشیده شده‌اند [۱۱]. همچنین حضور سنگ‌های آذرین دگرگون شده کادومی (اوتوگنیس) و رسوب‌های دگرگون شده (پاراگنیس) در شمال غرب ایران تأیید شده‌اند [۱۲]. گنیس‌های شرق سلماس در شمال غرب پهنه سنتنچ - سیرجان در تناب و با دیگر سنگ‌های دگرگونی چون آمفیبولیت، شیست و متاریولیت هستند که توسط سنگ‌های رسوی پرمن - ژوراسیک پوشیده شده و سپس توسط سنگ‌های نفوذی قطع شده‌اند و منسوب به پرکامبرین هستند [۱۳، ۱۴]. بررسی گنیس‌های شرق سلماس می‌تواند اهمیت بسیاری در روشن شدن ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، شیمی سنگ کل و تعیین شرایط زمین دینامیکی تشکیل این سنگ‌ها در بخش پایانی پهنه سنتنچ - سیرجان داشته باشد. سه نمونه از گنیس‌های مورد بررسی (SS22D, SS22G, SS16) به روش ذوب قلیایی و خوانش با طیفسنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP/MS) به آزمایشگاه شرکت MS Analytical کانادا فرستاده شدند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در مرز بین استان‌های آذربایجان شرقی و غربی، در جنوب غرب، شهرستان تسوج، شرق سلماس و شمال ارومیه واقع است (شکل ۱). این منطقه دارای مختصات جغرافیایی $38^{\circ}14'0''$ تا $40^{\circ}55'0''$ طول شرقی و $38^{\circ}0'0''$ تا $40^{\circ}5'0''$ عرض شمالی است (شکل ۱). براساس زمان زمین-شناسی رخمنون انواع سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می‌شود. کهن‌ترین سنگ‌های منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی بوده که شامل سنگ‌های آتشفسانی - رسوی (آركوزی و آذرآواری نوع اسیدی)، تخریبی - تخریبی آتشفسانی و توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت - دیوریت دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است (شکل ۱). این سنگ‌ها بطور عمده در شرق مسیر جاده سلماس - ارومیه، شرق روستای قره قشلاق، جنوب روستای آق زیارت،



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تسویج و سلامان.



شکل ۲ دورنمایی از گنیس‌های منطقه: الف- رخنمون گنیس به همراه آمفیبولیت در ارتفاع‌های معدن میکای قره باغ (دید به سمت شمال)، ب- رخنمون گنیس در ارتفاع‌های روستای قره قشلاق (دید به سمت شرق)، پ- رخنمون گنیس و آمفیبولیت پیرامون روستای آق زیارت (دید به سمت جنوب غرب) و ت- سنگ‌های گنیسی به همراه قطعه‌هایی از آمفیبولیت درون آن پیرامون روستای قره قشلاق (دید به سمت شرق).



شکل ۳ دورنمایی از گنیس‌ها و انواع آن در منطقه: الف- تناوبی از واحدهای گنیس، متاپاریت و آهک بلوری در ارتفاع‌های قره قشلاق (دید به سمت شمال)، ب- رخنمون گنیس و متاپاریت همراه در ارتفاع‌های شمال شرق روستای قلقانچی واقع در غرب دریاچه ارومیه (دید به سمت جنوب شرق)، پ- گنیس نواری با برگوارگی گنیسی در ناحیه آق زیارت (دید به سمت جنوب) و ت- گنیس دگرشکل در ناحیه آق زیارت (دید به سمت شمال شرق).

بررسی، سازند درود شامل ماسه سنگ، ماسه سنگ‌های کوارتزی قرمز و سفید رنگ همراه با لایه‌هایی از شیل به ضخامت ۵۰ متر و سازند روته شامل دولومیت، آهک‌های دولومیتی، دولومیت‌های آهکی و سنگ آهک با چند صد متر ضخامت است که این واحدها با توجه به سنگوارهای یافت

نهشته‌های پرمین در منطقه ضخامت قابل توجهی دارند که بطور عمده توسط گسله‌های رانده و کم شیب روی مجموعه دگرگونی منطقه قرار گرفته‌اند. واحدهای پرمین در منطقه بطور عمده شامل ماسه سنگ‌هایی مشابه سازند در زیر و آهک‌هایی مانند سازند روته در بخش بالایی هستند. در منطقه مورد

دارند که بطور عمدۀ از کنگلومرای نیمه سخت تشکیل شده‌اند. این پادگانه‌ها بصورت افقی و با دگرشیبی زاویه‌دار روی سازندۀای قدیمی‌تر را پوشانده‌اند. پادگانه‌های جوان نسبت به پادگانه‌های قدیمی در ارتفاع پایین‌تری قرار دارند. پادگانه‌های جوان از نظر سنگ‌شناسی شامل قلوه سنگ، شن، ماسه‌ریز، لای و رس سخت نشده هستند. پهنه‌های نمکی و رسی در کرانه دریاچه ارومیه با تغییر سطح آب، گاه زیر آب رفتند و گاه بیرون از آب قرار می‌گیرند که اغلب بصورت بالاتلاقی نیز دیده می‌شوند. توده‌های نفوذی بیشترین حجم سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند که شامل انواع اسیدی، متوسط، و مافیک هستند. گرانیت قوشچی گسترده‌ترین توده نفوذی منطقه است که بطور عمدۀ در کوه‌های بای داغ، قره باغ، گردنه قوشچی و ارتفاعهای شرق روستای قره قشلاق در بین سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین با سن اواخر پالنزوئیک قرار دارد [۱۲، ۱۵]. این توده از سه واحد جداگانه گرانیت قلیایی، گرانیت و گرانیت آپلیتی تشکیل شده است. واحد گرانیت قلیایی بیش از ۹۰ درصد از حجم کل توده را تشکیل می‌دهد که دارای بافت دانه‌ای، درشت دانه صورتی رنگ و کانی‌هایی چون فلدسپات قلیایی، کوارتز و پلازیوکلاز است. واحد گرانیت قلیایی منطقه مجموعه‌های دگرگونی را قطع کرده و سپس بطور دگرشیب توسط نهشته‌های میوسن پوشیده شده است [۱۳، ۱۴]. در برخی نقاط از منطقه مورد بررسی، واحد گرانیت قلیایی بصورت زائدۀای بسیار فراوان سبب قطع شدن سنگ‌های کهن و در نتیجه باعث کانی‌سازی در لبه رگه‌ها شده است. واحد گرانیت در شمال غرب روستای قره باغ رخمنون کوچکی دارد که با بافت پورفیری معدن میکائی قره باغ را بوجود آورده است. گرانیت آپلیتی در جنوب غربی روستای قره باغ با بروزد کوچک به عنوان رخساره کرانه‌ای گرانیت بیوتیت‌دار محسوب می‌شود. در مورد سن جایگزینی گرانیت قوشچی اختلاف نظر وجود دارد بطوریکه با توجه به شواهد موجود در نواحی کناری منطقه، به اواخر کرتاسه – پالئوسن نسبت داده شده است [۱۳، ۱۴]. گابرو – دیوریت‌ها از دیگر توده‌های نفوذی منطقه هستند که ترکیب شیمیایی آنها از ملاتوگابرو تا دیوریت متغیر است. واحد گابرو – دیوریت بیشتر در ارتفاعهای شمال روستای قره باغ و گوارچین قلعه رخمنون دارند. براساس سن‌سنجی‌های گزارش شده، این توده‌ها با سن اواخر پالنزوئیک درون سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند [۱۲، ۱۵]. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای و مترکم بوده که بطور عمدۀ از کانی‌های پلازیوکلاز،

شده با سن پرمین پسین گزارش شده‌اند [۱۳، ۱۴]. نهشته‌های تریاس – ژوراسیک بطور عمدۀ در گردنه قوشچی رخمنون دارند که شامل آهک مارنی نازک لایه، دولومیت، آهک دولومیتی (معادلهای سازند الیکا)، آهک با تناوبی از شیل و ماسه سنگ (معادلهای سازند شمشک) هستند. در منطقه، رسوب‌های سنگ (معادلهای سازند شمشک) هستند که در آنها هم ارز سازند شمشک قابل مشاهده هستند که در آنها ریزسنگواره‌هایی به سن لیاس شناسایی شده و سپس توسط رسوب‌های الیگو – میوسن بطور دگرشیب پوشیده شده‌اند [۱۳، ۱۴]. واحدهای کرتاسه بیشتر بصورت مجموعه آمیزه رنگین دیده می‌شوند که براساس پژوهش‌های قبلی، از سنگ‌های جداگانه‌ای تشکیل شده‌اند. این مجموعه طی فرآیندهای ویژه زمین‌ساختی متفاوتی کنار هم قرار گرفته‌اند که شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و رسوبی دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز هستند. از دیدگاه رخساره دیرینگی، مجموعه آمیزه رنگین به بخش‌های مختلفی قابل تقسیم است که در پژوهش‌های پیشین، زمان در هم آمیختگی آنها را مانند سایر نقاط ایران به کرتاسه پسین نسبت داده‌اند، اما با توجه به بررسی‌های انجام شده در منطقه، آمیختگی را تا پالئوسن نیز ادامه داده‌اند [۱۳، ۱۴]. در منطقه مورد بررسی، مجموعه آمیزه افیولیتی شامل سنگ‌های فرابازیک (بیشتر سرپانتینیت)، بازی (گابرو، دیاباز، بازالت)، متوسط (دیوریت – آندزیت) و سنگ‌های دگرگونی (شیست سبز، آمفیبولیت با سنگ اولیه دیوریت و گابرو) به همراه سنگ‌های رسوبی نواحی عمیق مانند چرت‌های رادیولاریتی و آهک‌های مناطق عمیق است. نهشته‌های تریاسی منطقه با گستردگی بسیار مربوط به واحدهای میوسن هستند که بطور پیشرونده و با دگرشیبی زاویه‌دار بر سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند [۱۳، ۱۴]. واحدهای میوسن در منطقه (معادلهای سازند قم) از قدیم به جدید شامل کنگلومرای قاعده، آهک خاکستری کم رنگ تا سفید، تناوبی از مارن لای دار خاکستری، ماسه سنگ، آهک، کنگلومرا، سنگ گچ و شیل خاکستری، کنگلومرا با تناوبی از ماسه سنگ و شیل هستند. نهشته‌های کواترنر بیشتر بصورت آبرفت بوده که این رسوب‌ها شامل دو سامانه پادگانه آبرفتی و مخروط افکنه هستند. این نهشته‌ها به ترتیب سنی از قدیم به جدید شامل پادگانه‌های قدیمی، پادگانه‌های جوان و نهشته‌های دشت، دشت گراول و مناطق کشاورزی، مناطق سیلانی و پهنه‌های نمکی و رسی هستند. پادگانه‌های قدیمی بیشترین گستردگی را در منطقه

بازبینی‌های نمونه‌دستی و بررسی‌های میکروسکوپی، با بافت دانه متوسط تا درشت دانه دیده می‌شوند که در آنها کانی‌های آمفیبول و بیوتیت جهت یافته‌گی ترجیحی بارزی از خود نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها اغلب، کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در محل برگوارگی و لبه به کانی‌های ثانویه و اکسیدهای Fe-Ti تبدیل شده‌اند. براساس بررسی‌های بافتی، از جمله بافت‌های عمده در این سنگ می‌توان به پرتیت و میرمکیت اشاره کرد. در برخی از آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها، فلدسپارهای پتاسیم با خاموشی موجی شدید و زمینه بازتابلو ریافته بیانگر شدت دگرشکلی در این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۴ تا ۷). بیوتیت گنیس مسکویت‌دار بطور عمده در ارتفاع‌های جنوب شرق روسیه آق زیارت رخمنون به نسبت گسترهای دارد که در نمونه دستی به رنگ روشن مایل به خاکستری رنگ است. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل فلدسپار پتاسیم، پلازیوکلаз، میکروکلین با بافت مشبك، کوارتز، بیوتیت، مسکویت و به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. از عمده‌ترین بافت‌ها در این سنگ، می‌توان به بافت‌های دانه شکفتی و غربالی اشاره کرد. بیوتیت در این سنگ‌ها تنها کانی سیلیکاتی تیره با جهت یافته‌گی ترجیحی بارز است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، پلازیوکلازها ماکل چندریخت، پتاسیم فلدسپارها خاموشی موجی و میکروکلین‌ها دگرسانی از خود نشان می‌دهند. اکسیدهای Fe-Ti در بیوتیت گنیس مسکویت‌دار هم بصورت اولیه و هم ناشی از دگرسانی بیوتیت‌ها حضور دارند. در این سنگ‌ها، کانی‌های زیرکن به عنوان کانی فرعی بصورت درشت دانه و شکل‌دار در فلدسپار پتاسیم دیده می‌شوند (شکل‌های ۵الف تا ۷). مسکویت - بیوتیت گنیس‌ها بیشتر در مسیر روسیه آق زیارت به قره باغ بروند به نسبت کمی دارند که به همراه گابروها قابل مشاهده هستند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل فلدسپار پتاسیم، میکروکلین با بافت مشبك، کوارتز، مسکویت، بیوتیت و به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. در این سنگ‌ها، کانی مسکویت هم بصورت اولیه و هم بصورت ثانویه از نوع مسکویت ریزدانه (سریسیت) ناشی از دگرسانی فلدسپار پتاسیم حضور دارد. از جمله بافت‌های عمده در این سنگ‌ها می‌توان به دانه شکفتی و غربالی اشاره کرد (شکل ۵ث). مسکویت - آمفیبول گنیس‌ها بصورت رگه‌های چین خورده درون سنگ کهن در شمال شرق روسیه قلقانچی پیرامون دریاچه ارومیه رخمنون دارند. براساس بازبینی‌های

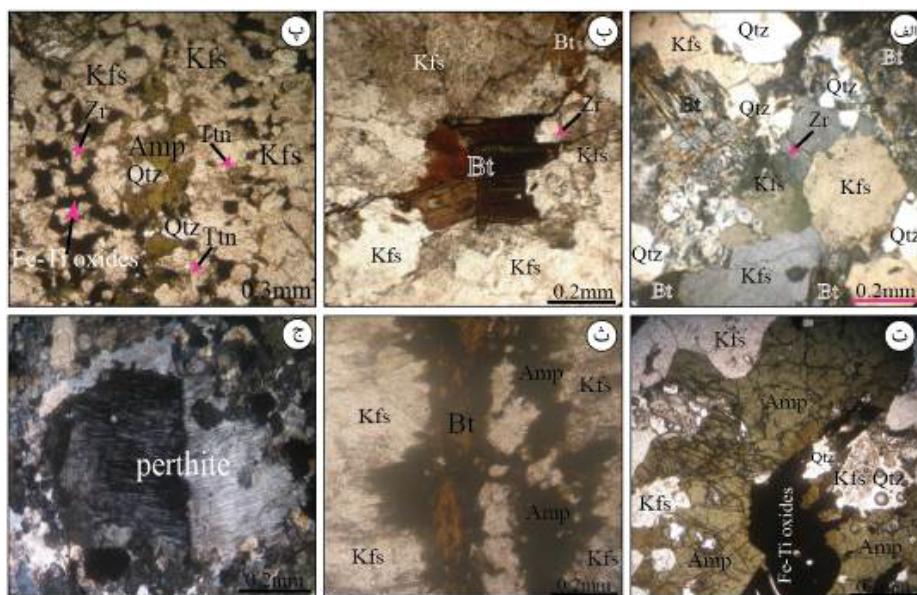
پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، الیوین و کمی کوارتز تشکیل شده است. اندازه‌ی کانی‌های این سنگ‌ها از ریزبلور تا درشت بلور در تغییر است که بطور کلی بصورت توده‌های نفوذی بازی تا متوسطی هستند که درون نهشته‌های پرکامبرین جای گرفته‌اند [۱۳، ۱۴].

سنگ‌نگاری

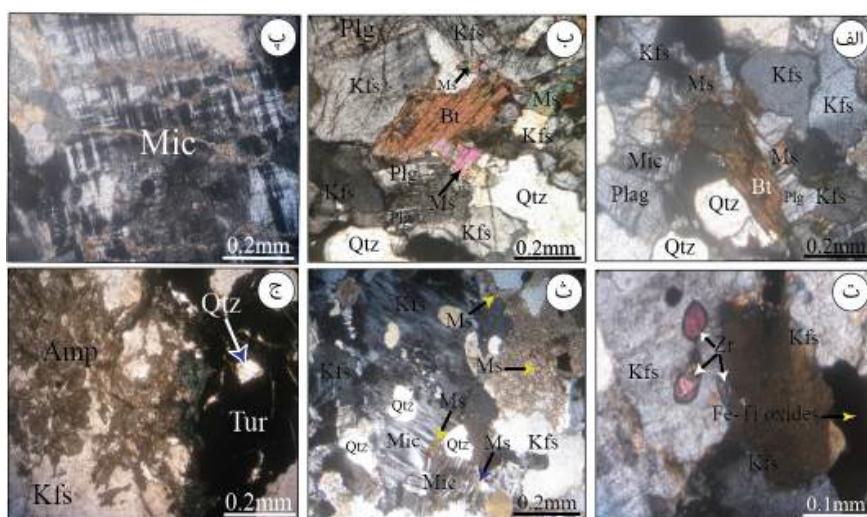
گنیس‌ها از جمله سنگ‌های دگرگونی منطقه به شمار می‌آیند که براساس بررسی‌های صحرایی، در تنابع با آمفیبولیت‌ها و گاهی به عنوان سنگ دربرگیرنده قطعه‌های آمفیبولیتی دیده می‌شوند. بررسی‌های سنگ‌نگاری گنیس‌های منطقه نشان می‌دهد که تنوع سنگ‌شناسی این سنگ‌ها شامل ۶ گروه بیوتیت - گنیس، آمفیبول گنیس، آمفیبول - بیوتیت گنیس، بیوتیت - گنیس مسکویت‌دار، مسکویت - بیوتیت گنیس و مسکویت - آمفیبول گنیس است. بیوتیت گنیس‌ها پیرامون ارتفاع‌های جنوبی روسیه آق زیارت گستردگی به نسبت وسیع دارند که در نمونه دستی به رنگ سفید مایل به خاکستری دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل فلدسپات (بیشتر فلدسپار پتاسیم و کمتر پلازیوکلاز)، کوارتز، بیوتیت و به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. در این سنگ‌ها، بیوتیت‌ها جهت یافته‌گی ترجیحی بارز، کوارتزها خاموشی موجی و فلدسپات‌ها دگرسانی شدید از خود نشان می‌دهند. بافت عمده در این سنگ‌ها دانه‌شکفتی و غربالی است که در برخی از نمونه‌ها بافت دگرشکل نیز بندرت دیده می‌شود (شکل‌های ۴الف و ب). آمفیبول گنیس‌ها در شمال روسیه قلقانچی در کنار دریاچه ارومیه با گستردگی بسیار بروند دارند که براساس بررسی‌های میکروسکوپی، شامل کانی‌های فلدسپات (بیشتر پلازیوکلاز و کمتر فلدسپار پتاسیم)، آمفیبول، کوارتز و میکروکلین با بافت مشبك و به همراه کانی‌های فرعی تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti هستند. براساس بررسی‌های بافتی در این سنگ‌ها بیشتر آمفیبول‌ها از لبه و به موازات برگوارگی به کانی‌های تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti تبدیل شده‌اند (شکل ۴پ). آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها بطور عمده پیرامون ارتفاع‌های جنوب شرق قله قشلاق و ارتفاع‌های شمال شرق قلقانچی (کنار دریاچه ارومیه) رخمنون دارند. آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها شامل کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، فلدسپات (عمدتاً فلدسپار پتاسیم، کمتر پلازیوکلاز و میکروکلین با بافت مشبك)، کوارتز و به همراه کانی‌های فرعی اکسیدهای Fe-Ti، زیرکن و تیتانیت هستند. آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها براساس

سبز تیره و سیاه بصورت درشت بلور و فلدسپار پتاسیم‌ها با خاموشی موجی دیده می‌شوند. کانی‌های آمفیبول و تورمالین در برخی از نمونه‌ها به علت دگرگشکلی و فشارهای وارد شده، دچار جهت یافته‌گی ترجیحی بارزی شده‌اند (شکل ۵ ج).

نمونه دستی و بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های این سنگ‌ها شامل فلدسپات (بیشتر پتاسیم فلدسپار و کمتر پلاژیوکلاز)، کوارتز، مسکوکیت، میکروکلین، آمفیبول، تورمالین به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. در این سنگ‌ها، کانی‌های تورمالین با دورنگی مشخص و رنگ آبی تا



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌های منطقه مورد بررسی: (الف و ب) کانی‌های فلدسپار پتاسیم (Kfs)، کوارتز (Qtz)، بیوتیت (Bt) و زیرکن (Zr) در بیوتیت گنیس‌ها (به ترتیب در نور قطبیده متقطع، xpl و نور قطبیده صفحه‌ای، PPL)، (پ) کانی‌های آمفیبول (Amp)، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و اکسیدهای Fe-Ti در آمفیبول گنیس‌ها (PPL)، (ت، ث و ج) کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و بافت پرتویت در آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها (به ترتیب، در xpl و ppl و xpl و ppl).



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌های منطقه مورد بررسی: (الف و ب) انباشت کانی‌های فلدسپار پتاسیم (Kfs)، میکروکلین (Mic)، پلاژیوکلاز (Plg)، کوارتز (Qtz)، بیوتیت (Bt) و مسکوکیت (Ms) با بافت دانه شکفتی در بیوتیت گنیس مسکوکیتدار (XPL)، (پ و ت) میکروکلین با بافت مشبک و زیرکن در فلدسپار پتاسیم در بیوتیت گنیس مسکوکیتدار (XPL)، کانی‌های فلدسپار پتاسیم، میکروکلین، کوارتز و مسکوکیت - بیوتیت گنیس‌ها (XPL) و (ث و ج) کانی‌های آمفیبول (Amp)، فلدسپار پتاسیم و کوارتز در مسکوکیت - آمفیبول گنیس (PPL).

ب) و چنان که دیده می‌شود، سنگ مادر آنها بیشتر از نوع رسوبی یا پاراگنیس است. برای شناسایی نوع سنگ رسوبی در ترکیب سنگ مادر گنیس‌های منطقه مورد بررسی از نمودارهای دوتایی تغییرات لگاریتمی $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ و $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [۲۰] استفاده شد (شکل‌های ۶ پ و ت). بر این اساس، ترکیب سنگ مادر گنیس‌های مورد بررسی از نوع آرکوز بوده که این سنگ برپایه رده‌بندی سنگ‌های رسوبی، نوعی ماسه سنگ با فلدسپات بیشتر از ۲۵ درصد، مقدار کوارتز بالا، از نظر بافتی بالغ، دارای ویژگی‌های کانی‌شناسی نابلغ با رنگ صورتی (وجود فلدسپات) و قرمز (به علت اکسید آهن از نوع) است. براساس بررسی‌های مختلف، نمودار دوتایی تغییرات لگاریتمی $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ نسبت به $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ کاربرد بیشتری دارد که به احتمال بسیار، علت این امر فرار تدریجی اکسیدهای قلیایی از سامانه سنگی است [۲۱-۲۶].

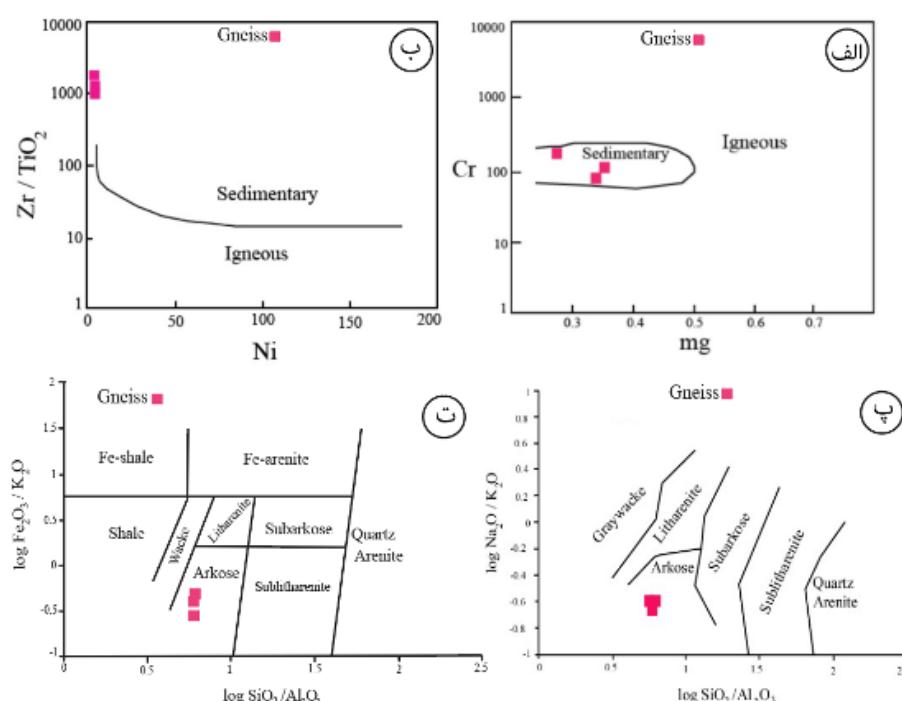
برای بررسی چگونگی قرار داشتن سنگ مادر رسوبی گنیس‌های منطقه مورد بررسی در آب و هوایی گذشته از نمودار دوتایی $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ [۲۷] استفاده شد بر این اساس، ترکیب سنگ خاستگاه مادر بیشتر نمونه‌های گنیس از نظر روند بلوغ شیمیایی در گستره آب و هوایی مرز خشک به نیمه خشک قرار دارند که از نظر بافتی بصورت نابلغ هستند (شکل ۷ الف). ترکیب سنگ مادر نمونه گنیس‌های منطقه مورد بررسی در نمودار دوتایی $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ نسبت به Na_2O [۲۸] در گستره رسوب‌های غنی از کوارتز با رابطه $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1$ قرار دارد (شکل ۳ ب). برای تعیین درصد هوازدگی سنگ آذرین خاستگاه رسوب‌ها از نمودار مثلثی ACNK [۲۹] استفاده شد بر این اساس، گنیس‌های شرق سلماس از دگرسانی در حد ضعیف از سنگ خاستگاه آذرین با ترکیب گرانیت متوسط تشکیل شده‌اند. شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) برای سنگ خاستگاه سنگ مادر نمونه‌های گنیسی مجموعه دگرگونی شرق سلماس حدود ۵۵ درصد است (شکل ۷ پ).

شیمی سنگ کل و محیط زمین‌دینامیکی

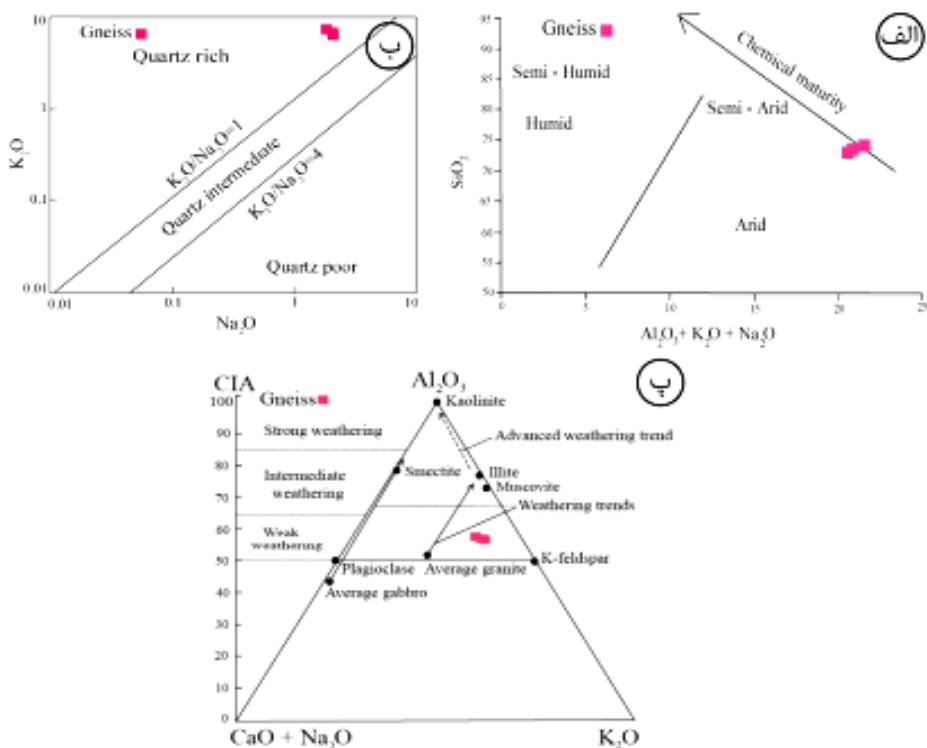
با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل و با بررسی رفتارهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و همچنین با توجه به نمودارهای زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی خاستگاه اولیه، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی سنگ مادر و محیط زمین‌ساختی تشکیل گنیس‌ها بررسی شد. با توجه به شرایط ترمودینامیکی، سامانه‌های دگرگونی کاملاً بسته نبوده بلکه در اثر سیال‌های مختلف دستخوش تغییرات گوناگون هستند از این رو در رابطه با زمین‌شیمی سنگ‌های دگرگونی، بهتر است از زمین‌شیمی عناصر غیرمتحرک استفاده شود، زیرا تحرک عناصر در اثر واکنش با سیال سبب تغییرات شیمیایی سنگ می‌شود. بررسی‌های علمی گسترده بر سنگ‌های دگرگونی نشان می‌دهد که عناصری چون Na بسیار متحرک و مایل به خارج شدن از سنگ هستند، ولی عناصری مثل Ti , Al , P و عناصر کمیاب چون V , Cr , Y , Nb , Zr بیشتر غیر متحرک هستند، و از آنها می‌توان در تعیین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های دگرگونی در رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت استفاده کرد [۱۶، ۱۷]. براساس هم ارزی شیمیایی سنگ‌ها [۱۸]، باید بتوان مجموعه‌ای از نمودارهای عمومی برای انواع سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی تعریف کرد که برپایه آن، مناطق مختلف زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها را از هم تفکیک کرد. نیگلی براساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌ها پارامترهایی را برای سنگ‌شناسی عنوان کرد که به اعداد نیگلی معروف شدند. بر این اساس، نسبت Si به کاتیون‌های مهم Al , Fe , Mg , Mn , K بیانگر نوع کانی‌های سیلیکاتی است که از مذاب متبلور می‌شوند. برای تعیین سنگ مادر و نوع رسوب گنیس‌های منطقه، افزون بر نمودارها از پارامترهای نیگلی نیز استفاده شد که نتیجه مشابهی را نشان می‌دهند. اعداد نیگلی به دست آمده برای نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. برای بررسی سنگ مادر گنیس‌های منطقه از نمودارهای دوتایی $\text{Cr}-\text{Zr}/\text{TiO}_2-\text{Ni}$ و Mg [۱۹] استفاده شد (شکل‌های ۶ الف و

جدول ۱ یافته‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و ICP-MS و اعداد نیگلی محاسبه شده‌ی گنیس‌های شرق سلماس.

نمونه	تجزیه شیمیایی سنگ کل گنیس‌ها			اعداد نیگلی محاسبه شده گنیس‌ها			
	SS22D	SS22G	SS16	نمونه	SS22D	SS22G	SS16
SiO ₂	۷۲,۹۷	۷۳,۵۷	۷۳,۹۸	si	۴۱۹,۵۷۵	۴۳۵,۲۰۳	۴۶۰,۶۵۴
TiO ₂	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۲	al	۴۰,۳۸۵	۴۲,۴۵۴	۴۵,۴۴۸
Al ₂ O ₃	۱۱,۹۲	۱۲,۱۸	۱۲,۴۶	fm	۲۲,۹۹۹	۱۸,۹۹۱	۱۳,۰۲۰
Fe ₂ O _۳ ۱ ۱ ۱	۳,۱۸	۲,۵۴	۱,۹۸	c	۰,۹۸۶	۱,۶۴۸	۰,۷۳۴
FeO _t	۱,۴۳	۰,۸۱	۰,۲۸	alc	۳۵,۶۲۰	۲۶,۹۰۷	۴۰,۳۹۸
MnO	۰,۰۱	۰,۰۳	<۰,۰۱	k	۰,۶۷۹	۰,۶۷۱	۰,۷۲۱
MgO	۰,۲۷	۰,۴	۰,۳	mg	۰,۱۰۱	۰,۱۸۶	۰,۲۰۶
CaO	۰,۱۶	۰,۲۶	۰,۱۱	c/fm	۰,۹۹۵	۱,۰۲۳	۰,۹۳۷
Na ₂ O	۲,۰۵	۲,۱۲	۱,۸۷	ti	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰
K ₂ O	۶,۶	۶,۵۶	۷,۳۳	p	۰,۰۴۳	۰,۰۸۷	۰,۰۵۴
P ₂ O _۵	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۴	qz	۱۷۷,۰۵۳	۱۸۷,۰۷۷	۱۹۹,۰۶۴
BaO	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۰۹	-	-	-	-
Cr ₂ O _۳	۰,۰۲	<۰,۰۱	۰,۰۱	-	-	-	-
SrO	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	-	-	-	-
LOI	۰,۶۳	۰,۴۴	۰,۳۲	-	-	-	-
TC	۰,۲۵	۰,۱۱	۰,۰۹	-	-	-	-
TS	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	-	-	-	-
مجموع	۹۸,۲۱	۹۸,۵۲	۹۸,۶	-	-	-	-
Ba	۱,۰۰۵	۱,۰۰,۰,۹	۸۳۴,۸	-	-	-	-
Ce	۱,۰۱	۱,۰۶,۹	۹۱,۹	-	-	-	-
Co	۲,۳	۱,۸	۱,۱	-	-	-	-
Cr	۱۴۴	۶۹	۹۴	-	-	-	-
Cs	۱,۲۸	۱,۵۴	۱,۲۵	-	-	-	-
Dy	۱۱,۶۸	۷,۳۷	۶,۹۴	-	-	-	-
Er	۷,۷۹	۳,۸۹	۴,۲۶	-	-	-	-
Eu	۱,۲۲	۱,۰۱	۰,۸۴	-	-	-	-
Ga	۱۸,۶	۱۷,۴	۱۸,۷	-	-	-	-
Gd	۱,۰,۲۲	۹,۳۶	۷,۷۹	-	-	-	-
Hf	۱۲,۳	۸	۸,۶	-	-	-	-
Ho	۲,۵۳	۱,۳۷	۱,۴۲	-	-	-	-
La	۴۶,۲	۴۹,۶	۴۵,۳	-	-	-	-
Lu	۱,۱۵	۰,۵	۰,۵۵	-	-	-	-
Nb	۸,۸	۶,۲	۹,۷	-	-	-	-
Nd	۴۶	۴۹,۱	۴۱,۱	-	-	-	-
Ni	۵۳	۲,۹	۵,۲	-	-	-	-
Rb	۱۹۴	۱۸۵,۴	۲۳۷,۶	-	-	-	-
Sc	۶	۶	۵,۷	-	-	-	-
Sm	۱۰,۲۶	۱۰,۱۷	۸,۴	-	-	-	-
Sn	۶	<۵	۶	-	-	-	-
Sr	۴۹	۳۴,۶	۳۴	-	-	-	-
Ta	۰,۸	۰,۵	۰,۷	-	-	-	-
Tb	۱,۷۷	۱,۳۲	۱,۲۳	-	-	-	-
Th	۹,۷۱	۱۶,۴۵	۱۰,۲۸	-	-	-	-
Tm	۱,۱۷	۰,۵۲	۰,۵۹	-	-	-	-
U	۱,۸۷	۱,۸۸	۲	-	-	-	-
V	۱۶	۱۴	۱۸	-	-	-	-
W	۱	۱	۱	-	-	-	-
Y	۷۱,۲	۳۶,۹	۳۸,۷	-	-	-	-
Yb	۷,۷۵	۳,۴۵	۳,۷۹	-	-	-	-
Zr	۴۲۷	۲۴۷	۲۴۷	-	-	-	-



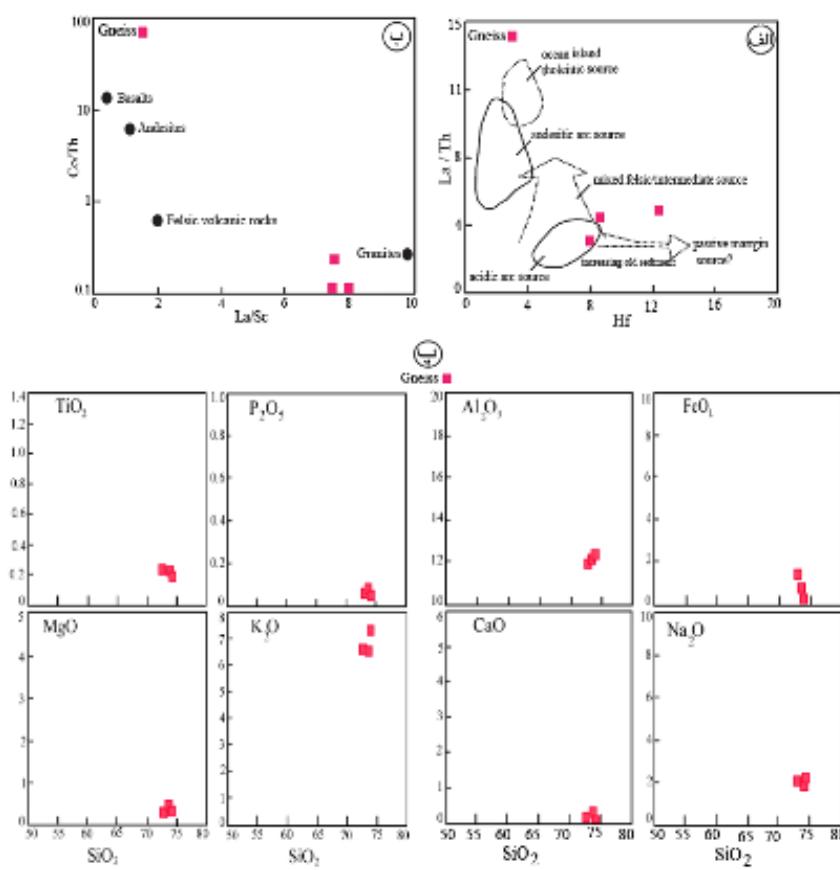
شکل ۶ الف و ب) نمودارهای دوتایی Zr/TiO₂ - Ni [۱۹] برای بررسی سنگ مادر رسوی و آذرین گنیس‌های مجموعه دگرگونی منطقه از نوع رسوی یا پاراگنیس است. mg از اعداد نیکلی است. پ و ت) که بر این اساس، خاستگاه آنها نمودارهای دوتایی دیگر بر پایه تغییرات لگاریتمی Fe₂O₃/K₂O و Na₂O/Al₂O₃ برای تعیین نوع سنگ رسوی مادر گنیس‌های منطقه که بر این اساس بیشتر از نوع آركوز است.



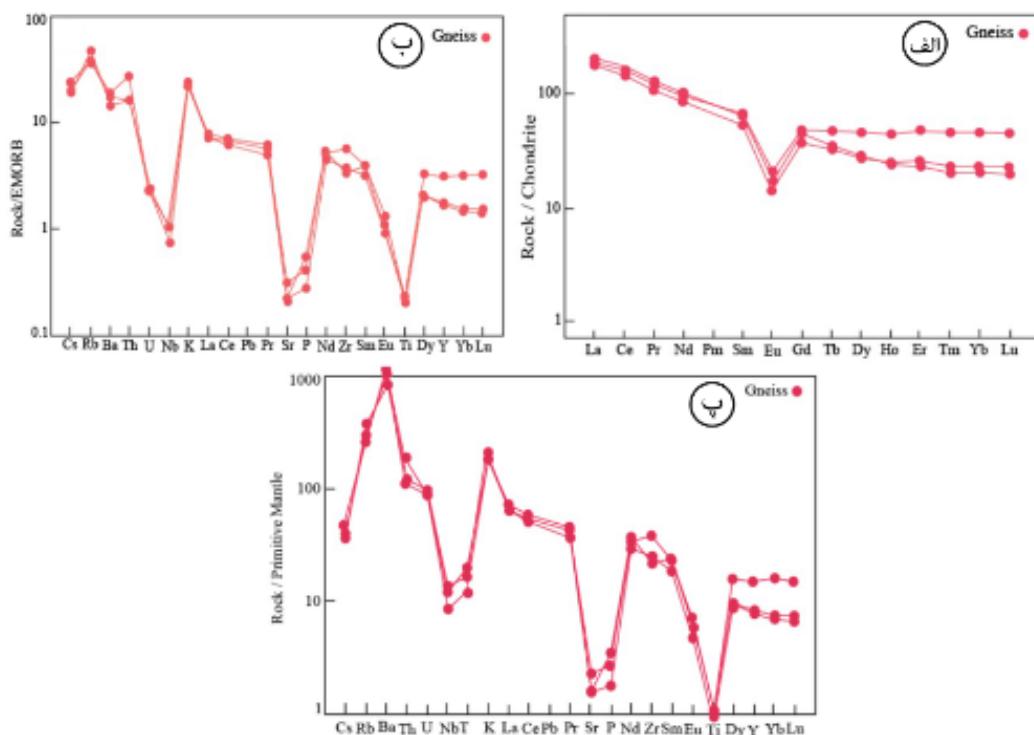
شکل ۷ الف) نمودار دوتایی SiO₂ نسبت به Al₂O₃+K₂O+Na₂O [۲۷] برای بررسی وضعیت دیرینه اقلیم سنگ مادر گنیس‌های منطقه مورد بررسی، ب) نمودار K₂O نسبت به Na₂O [۲۸] برای تعیین مقدار کوارتز در رسوهای سنگ خاستگاه گنیس‌ها و پ) نمودار ACNK [۲۹] برای تعیین درجه هوازدگی سنگ آذرین خاستگاه رسوهای گنیس‌های شرق سلماس.

می‌شود [۳۳]. در نمودار پراکندگی عناصر خاکی نادر و کمیاب بهنجار شده به بازالت پشت‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (EMORB) برای گنیس‌های منطقه مورد بررسی، ناهنجاری منفی در Ti , Nb , Sr , P و ناهنجاری مثبت در عناصری چون Rb , K , Th , Ba , Sr , Rb , Ti , Nb , P بیشتر از نوع نامتحرك، و Cs و Rb , K , Th , Ba از گروه متحرك‌ها و ناسازگار هستند [۳۳]. با طور کلی، غلظت عناصری چون P توسط آپاتیت، Sr با پلازیوکلаз و Ti , Nb و Ta توسط ایلمینیت، روتیل و اسفن کنترل می‌شود [۳۳]. ناهنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده و بیانگر شرکت پوسته‌ای در فرآیندهای ماقمایی است. استرانسیوم (Sr) به عنوان یک عنصر متحرك که نشان دهنده پوسته قاره‌ای است، بدليل آنکه از کاتیون‌های کوچکتر است براحتی شسته می‌شود و از این رو، در نمودار بهنجار شده به EMORB دارای ناهنجاری منفی است [۳۳]. نمودار عناصر خاکی نادر و کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه گنیس‌ها تقریباً مشابه الگوی نمودار بهنجار شده به EMORB است. در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه، نمونه‌های گنیس منطقه مورد بررسی دارای ناهنجاری مثبت Rb , Ba و K و ناهنجاری منفی Ti , P و Sr هستند (شکل ۹ پ). در این نمودار نیز عنصر Sr دارای ناهنجاری منفی است که می‌تواند ناشی از فرآیند شسته شدن باشد [۳۳]. غلظت بالای عناصر متحرك چون Rb , Ba و K در گنیس‌های شرق سلاماس می‌تواند بیانگر پوسته قاره‌ای باشد [۳۴]. نمودارهای بهنجار شده، گنیس‌های مورد بررسی همخوانی خوبی با نمودارهای پاراگنیس‌های نوعی که شامل میانگین شیل‌های پس آرکئن (PAAS)، UC [۳۴] و شیل آمریکای شمالی (NASC) [۳۶] نشان می‌دهد. برای تیمین سنگ خاستگاه آذربین رسوب‌های گنیس‌ها از نمودارهای دوتایی La/Th نسبت به Hf و Co/Th نسبت به La/Sc [۳۷] استفاده شد که بر این اساس، سنگ خاستگاه آذربین رسوب‌های ترکیبی اسیدی از نوع گرانیت است که با توجه به نمودار از روند رسوب‌های کرانه قاره‌ای پیروی می‌کند (شکل‌های ۸ الف و ب). محیط تشکیل زمین‌ساختی گنیس‌های منطقه مورد بررسی با توجه به نمودار تغییرات لگاریتمی Eu-K₂O/Na₂O [۳۸] و نمودارهای مثلثی Th-Sc-Th-Zr/10 [۳۹] (شکل ۱۰) بیشتر از نوع کرانه قاره‌ای است.

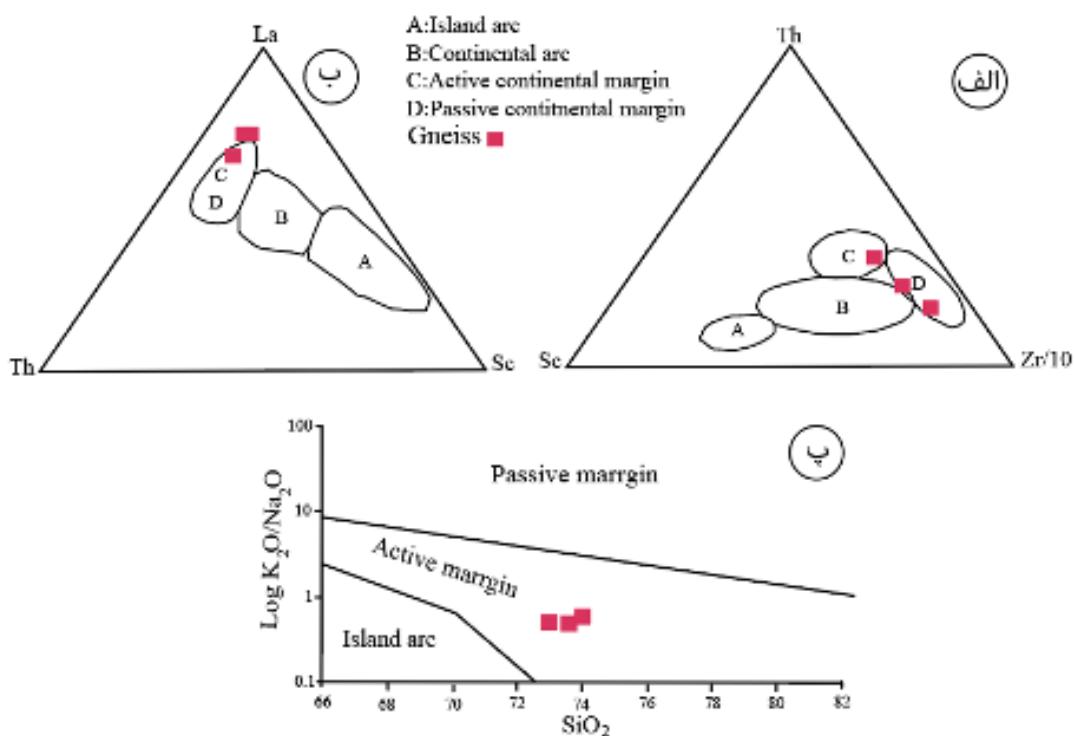
با توجه به بررسی نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 [۳۲-۳۰] برای سنگ خاستگاه سنگ مادر گنیس‌های Al₂O₃, K₂O, CaO و P₂O₅ نسبت به افزایش SiO₂ روند خطی صعودی با شبیه ملایم را نشان می‌دهند، در حالیکه اکسیدهای MgO , FeO, TiO₂ با شبیه ملایم را نشان می‌دهند، در حالیکه اکسیدهای MgO , FeO, TiO₂ دارای روند خطی نزولی هستند (شکل-۸ پ و ت). در واقع، روند خطی در نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی سنگ‌های خاستگاه مادر گنیس‌ها بیانگر اهمیت ذوب‌بخشی در شکل‌گیری این سنگ‌های است. در حالت کلی، فرآیندهای ذوب‌بخشی، میگماتیتی شدن و گرانیتی شدن روند خطی را کنترل می‌کنند. عناصر خاکی نادر سنگ‌های خاستگاه، سنگ‌های با سنگ مادر رسوبی وابسته به ویژگی‌های خاستگاه، هوازدگی، درونزایی، جورشده‌گی رسوب‌ها و زمین شیمیایی ویژه و شناسایی خاستگاه‌های رسوبی می‌توان از آنها استفاده کرد [۳۳]. این عناصر در فرآیندهای درونزایی و دگرگونی تغییری نمی‌کنند، بلکه بیشتر در بخش آواری رسوب‌ها حمل شده و نشان دهنده شیمی خاستگاه آنها هستند [۳۳]. اعتقاد بر این است که میانگین فراوانی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های رسوبی برابر با غلظت این عناصر در پوسته قاره‌ای بالایی است که برای مثال، فرآیندهای رسوبی غلظت‌های مختلف REE را که طی فرآیندهای آذرین دچار تفکیک شده‌اند، همگن و یکنواخت می‌کنند [۳۳]. براساس بررسی‌های صورت گرفته، نمونه‌های گنیس مورد بررسی در نمودار پراکندگی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت، بیشتر روند موازی نشان می‌دهند. در این نمودار، عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین غنی‌شدگی به نسبت خوبی دارند (شکل ۹ الف). در مذاب‌های فلزی، فازهای فرعی مثل اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت و مونازیت آثاری شبیه به گارنت دارند که باعث فقیرشده‌گی عناصر خاکی نادر سنگین می‌شوند [۳۳]. عنصر یوروپیم (Eu) به عنوان یکی از عناصر با شدت میدان پایین (LFSE) و سنگدوست بزرگ یون (LILE) دارای ناهنجاری منفی است (شکل ۹ الف). بیشتر ناهنجاری منفی Eu بویژه در ماقماهای فلزی توسط فلدسپات‌ها کنترل می‌شود، زیرا Eu در پلازیوکلاز و فلدسپات‌پتاسیم سازگار است و جدا شدن این دو کانی از مذاب در اثر جدایش بلوری و یا ذوب‌بخشی (در تفاله باقی می‌ماند) سبب ناهنجاری منفی Eu



شکل ۸ (الف و ب) از نمودارهای دوتایی La/Sc vs Co/Th نسبت به La/Th و Hf نسبت به La/Sc [۳۷] برای تعیین سنگ خاستگاه آذرین رسوب‌های گنیس‌های منطقه و (پ و ت) نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به SiO₂ [۳۰] برای بررسی سنگ مادر گنیس‌های منطقه.



شکل ۹ نمودارهای تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب بهنجار شده (الف) کندریت، (ب) گوشه‌های اولیه [۴۰] گنیس‌های منطقه.



شکل ۱۰- الف و ب) نمودارهای مثلثی Sc-Th-Zr/10 [۳۸] و پ) نمودار تغییرات لگاریتمی K_2O/Na_2O نسبت به SiO_2 [۳۹] برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ خاستگاه رسوی گنیس‌های منطقه کرانه قاره‌ای فعال است.

دگرگشل با مقیاس‌های ریز تا درشت دیده می‌شوند. گنیس-های نواری دارای نوارهای جهت یافته و مشخصی از کانی‌های تیره (آمفیبول و بیوتیت) و روشن (کوارتز و فلدسپات) و بیشتر دارای رگه‌های سیلیسی بودین شده‌ای هستند که به احتمال بسیار در معرض محلول‌های گرمابی و نیروهای کشش وارد شده بوده‌اند. گنیس‌های مورد بررسی بیشتر دارای قطعه‌هایی از سنگ‌های متاتابزیتی هستند که با هم در اثر زمین‌ساخت منطقه دگرگون شده‌اند. بررسی‌های سنگنگاری گنیس‌های منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل بیوتیت گنیس، آمفیبول گنیس، آمفیبول - بیوتیت گنیس، بیوتیت - گنیس مسکویت‌دار، مسکویت - بیوتیت گنیس و مسکویت - آمفیبول گنیس هستند. با توجه به نتایج به دست آمده از شیمی سنگ کل، گنیس‌های مورد بررسی از نوع پاراگنیس با سنگ‌مادر رسوی از نوع آرکوز و از نظر بافتی بصورت نابالغ هستند سنگ-آذرین خاستگاه رسوی‌ها در حد ترکیب گرانیت با شاخص

برداشت

گنیس‌ها به عنوان یکی از واحدهای مجموعه دگرگونی شرق سلماس (شمال غرب ایران) در غرب دریاچه ارومیه و در برخوردگاه دو پهنه مهم ساختاری سندنج - سیرجان و ایران مرکزی قرار دارند. آنها در تناب و با دیگر سنگ‌های دگرگونی از قبیل آمفیبولیت، شیست و مترابولیت هستند که توسط سنگ-های رسوی پرمین - ژوراسیک پوشیده شده و سپس توسط سنگ‌های نفوذی قطع شده‌اند و با توجه به شواهد صحرایی، منسوب به پرکامبرین هستند [۱۳، ۱۴]. بررسی این سنگ‌ها می‌تواند اهمیت بسیاری در روشن‌شدن ویژگی‌های زمین‌شیمیابی، شیمی سنگ کل و تعیین شرایط زمین دینامیکی تشکیل آنها در دورترین بخش پهنه سندنج - سیرجان داشته باشد. رخنمون گنیس‌ها در منطقه به دو صورت نواری و

- [8] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geol. Soc. Am. Bull.* 103 (1991) 983-992.
- [9] Alavi M., "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", *Tectonophysics* 229 (1994) 211-238.
- [10] Mohajjal M., Fergusson C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone", western Iran. *Journal of Structural Geology* 22 (2000) 1125-1139.
- [11] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., "Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites", *Journal of Asian Earth Sciences* 91 (2014) 19-38.
- [12] Shafaii Moghadam H., Li X-H., Ling X-X., Stern R.J., Santos J. F., Minhold G., Ghorbani Gh., Shabani sh., "Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints", *Journal of Lithos*, 266-279 (2015).
- [13] Khodabandeh AA, Aminifazl A., "Geology map of 1/100000 Tasuj, organization of geology and mine explorations of country (1372).
- [14] Khodabandeh A A, Aminifazl A., "Geology map of 1/100000 Salmas, organization of geology and mine explorations of country (1372).
- [15] Asadpour M., Heuss S., Pourmaafi S. M., "New evidences of Precambrian and Paleozoic magmatism in the Gharebagh intrusives, NW of Iran", *Journal of Earth Sciences* (1392).
- [16] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation", interpretation. Longman Group, UK, 1st edition. 352p (1993).
- [17] Coish R.A., "Rift and ocean floor volcanism from the late Proterozoic and Early Paleozoic of the Vermont Appalachians in Sinha, A.K., Whalen, J.B., Hogan, J.P. eds., The nature of magmatism in the Appalachian Orogen. Geological Society of America Memoir 191 (1997) 129-145.
- [18] Niggli P., "Gesteins-und Mineralprovinzen (Vol. I). Gebruder Borntraeger (1923).

شیمیایی دگرسانی ۵۵ درصد بدست آمد. روند خطی صعودی با شیب ملائم اکسیدهای اصلی چون Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , FeO , TiO_2 و CaO و P_2O_5 و MgO نسبت به افزایش SiO_2 بیانگر فرآیند ذوببخشی در شکل‌گیری گنیس‌هاست. الگوی نمودارهای بهنجار شده به کندریت، EMORB و گوشته اولیه، گنیس‌های مورد بررسی همخوانی خوبی با نمودارهای پاراگنیس‌های نوعی دنیا نشان می‌دهد. با توجه به بررسی‌های انجام شده، محیط تشکیل این گنیس‌های از نوع کرانه قاره‌ای با روند فعال بدست آمد که سن‌سنجی آنها و سنگ‌های همراه به تکمیل شدن تاریخچه منطقه کمک شایانی می‌کند.

مراجع

- [1] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (1968) 1229-1258.
- [2] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: Bruke, C.A., Drack, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer, New York, (1974) pp. 873-887.
- [3] Sabzehei M., Mohammadiha K., "Geological map of Gangejin (Serow)", Scale 1:100000. Geological Survey of Iran (2003).
- [4] Nabavi M. H., "An introduction on iran geology", organization of geology and mine explorations of country, 109 p (1355).
- [5] Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (2005) 683-693.
- [6] Eftekharnezhad J., "Distinction of different parts of Iran in view of structure situation related to sedimentary basins", oil society publication. 82 issu, (1359) pp. 19-28
- [7] Stampfli G.M., "Etude Geologique generable de l' Elbourz oriental au sud de Gonabad-e-Qabus (Iran, NE). PhD Thesis", Univ. Geneve, (1978). 329 pp.

- variations in flysch arenites (greywackes). In: Doti, R.H., Shaver, R.H. (Eds.)". Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication, 19 (1974) 304–310.*
- [29] Nesbitt H. W., Young G.M., "Early Proterozoic Climate and Plate Motion Inferred from Major Element Chemistry of lutites", *Nature*, 299 (1982) 715 -717.
- [30] Harker A., "The Natural History of Igneous Rocks", Methuen and Co., London (1909).
- [31] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic – Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography magmatism", and exhumation history of Iranian basement. *Thectonophysics* 451 (2008) 71–96.
- [32] Balaghi Enalou M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Mohajel M., "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran". *The journal of Asian Earth Sciences* 92 (2014) 92-124.
- [33] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation", presentation, interpretation.580p (1949).
- [34] McLennan S. M., "Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes", *Rev. Mineral.*, 21 (1989) 169–200.
- [35] Taylor S.R., McLennan S.M., "The Continental Crust: Its Composition and Evolution", Blackwell London, England (1985).
- [36] Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A., Korotev R. L., "The "Nort American Shale Composite": its compilation", major and trace elements characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (1984) 2469-2482.
- [37] Floyd P.A., Leveridge B.E., "Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: framework mode and [19] Winchester J.A., Park R.G., Holland J.G., "The geochemistry of lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. Scott", *J. Geol.* 16 (1980) 165–179.
- [20] Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., "Sand and sandstones", Springer-Verlag, New York, U.S.A (1972).
- [21] Herron M. M., "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data", *Journal of Sedimentary Geology*, 58 (1988) 820-829.
- [22] Abu El-Enen MMA Will TM, Okrusch M., "P-T evolution of the Pan-African Taba metamorphic belt, Sinai, Egypt: Constraints from metapelitic mineral assemblages. *J Afri Earth Sci* 38: 59-78.
- [23] Lopez de Luchi M, Cerredo ME, Siegesmund S, Steenken A, Wemmer K., "Provenance and tectonic setting of protoliths of the Metamorphic Complexes of Sierra de San Luis", *Asociacion Geologica Argentina* 58 (4) (2003) 525-540.
- [24] Moyen JF, Watt GR., "Pre-Nagssugtoqidian crustal evolution in West Greenland: geology", geochemistry and deformation of supracrustal and granitic rocks north-east of Kangaatsiaq. *Geol Surv Denmark Greenland Bull* 11 (2006) 33-52.
- [25] Drost K., Linnemann U., Wemmer K., Budil P., kraft P., Fatka O., Marek J., "Provenance and Early diagenetic processes of the Ordovician Sarka Formation at Praha Cerveny vrch hill (Barrandian)", Czech Republic). *bull Guosci* 78 (2003) 147-156.
- [26] Osae S., asiedu D.K., Banoeng-Yakubo B., Koeberl C. Dampare S.B., "Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buen sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes", *J Afri Earth Sci* 44 (2006) 85-96.
- [27] Dutta P.K., Suttner L.J., "Alluvial sandstone composition and paleoclimate. I. Framework mineralogy", *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (1986) 329-345.
- [28] Crook K.A.W., "Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional

tectonics and tectonic discrimination of sedimentary basins", Contributions to Mineralogy and Petrology, 92 (1986) 181-193.

[40] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. Norry, M.J.(eds), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society*", London, Special Publications: 142 (1989) 313– 345.

geochemical evidence from turbiditic sandstones. Journal of the Geological Society of London, 144 (1987) 531–542.

[38] Roser B. P., Korsch R.J., "Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio", The Journal of Geology, 94 (1986) 635-650.

[39] Bhatia M. R., Crook K.A.W., "Trace elements characteristics of greywackes and