



سنگ شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی جنوب غرب اراک و مقایسه‌ی آن با مناطق همجوار

زهرا طهماسبی*، فرزانه سپه‌وند، احمد احمدی خلجی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۲/۱۸، نسخه نهایی: ۹۳/۴/۱۸)

چکیده: سنگ‌های دگرگون مورد بررسی شامل دو گروه ناحیه‌ای و مجاورتی هستند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عبارتند از اسلیت، فیلیت و میکاشیست و در گستره‌ی رخساره‌ی شیست‌سبز قرار می‌گیرند، و سنگ‌های دگرگون مجاورتی عبارتند از شیست لکه‌دار و هورنفلس. کوارتز، کلریت، مسکوویت، بیوتیت و کردیریت کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که پیدایش کانی کردیریت به صورت لکه در این سنگ‌ها حاصل دگرگونی مجاورتی است. بررسی شیمی‌کانی‌ها نشان می‌دهد که کلریت از نوع رپیدولیت است و میکاها غنی از عضو نهایی مسکوویت هستند. محاسبات انجام شده روی کانی کلریت نشان می‌دهد که این کانی در دمای حدود ۴۱۶-۳۷۸ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار پایین تا متوسط متبلور شده‌است. با توجه به بررسی‌های انجام شده، پروتولیت سنگ‌های مورد بررسی، رسوبی و از نوع گریوک و یا شیل بوده است. بررسی اکسیدهای عناصر اصلی، واسطه و کمیاب (مانند $\text{Ni, Rb, TiO}_2, \text{K}_2\text{O}$) ماهیت حدواسط تا اسیدی در حد آندزیت تا ریوداسیت را برای سنگ آذرین مولد این رسوب‌ها نشان می‌دهد. نمودارهای ژئوشیمیایی متمایزکننده و بی‌هنجاری منفی عناصری نظیر Ti, Ba, Sr, P و بی‌هنجاری مثبت عناصری نظیر Rb, K بیانگر جابجایی این عناصر ضمن فرایندهای دگرسانی و دگرگونی است. نمودارهای جداکننده‌ی محیط‌های زمین‌ساختی نشانگر محیط وابسته به فرورانش برای این سنگ‌هاست و برمبنای اکسید عناصر اصلی، محیط زمین‌ساختی تشکیل رسوب‌های اولیه‌ی حاشیه فعال قاره بوده است.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌ی شیست‌سبز؛ کردیریت؛ رپیدولیت؛ پروتولیت؛ فرورانش؛ اراک.

مقدمه

سیرجان بوده که جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی در تکامل ساختاری آن نقش بسزایی داشته‌اند [۲]. تزریق توده‌های گرانیتوئیدی آستانه به سن ژوراسیک میانی [۳] در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده تریاس فوقانی - ژوراسیک، سبب دگرگونی مجاورتی به صورت شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس شده است [۴].

بررسی‌های انجام گرفته روی سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه در حد زمین‌شناسی عمومی بوده [۴، ۷] و

مجموعه‌ی دگرگون آستانه، در استان مرکزی و در ۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان اراک و ۶ کیلومتری جنوب آستانه بین طول‌های جغرافیایی $۴۹^{\circ} ۱۶' ۱۵''$ تا $۴۹^{\circ} ۲۲' ۰۰''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $۳۳^{\circ} ۴۶' ۱۰''$ تا $۳۳^{\circ} ۵۳' ۰۰''$ شمالی با وسعت تقریبی ۳۰ کیلومتر مربع قرار گرفته‌اند ([۱] شکل ۱).

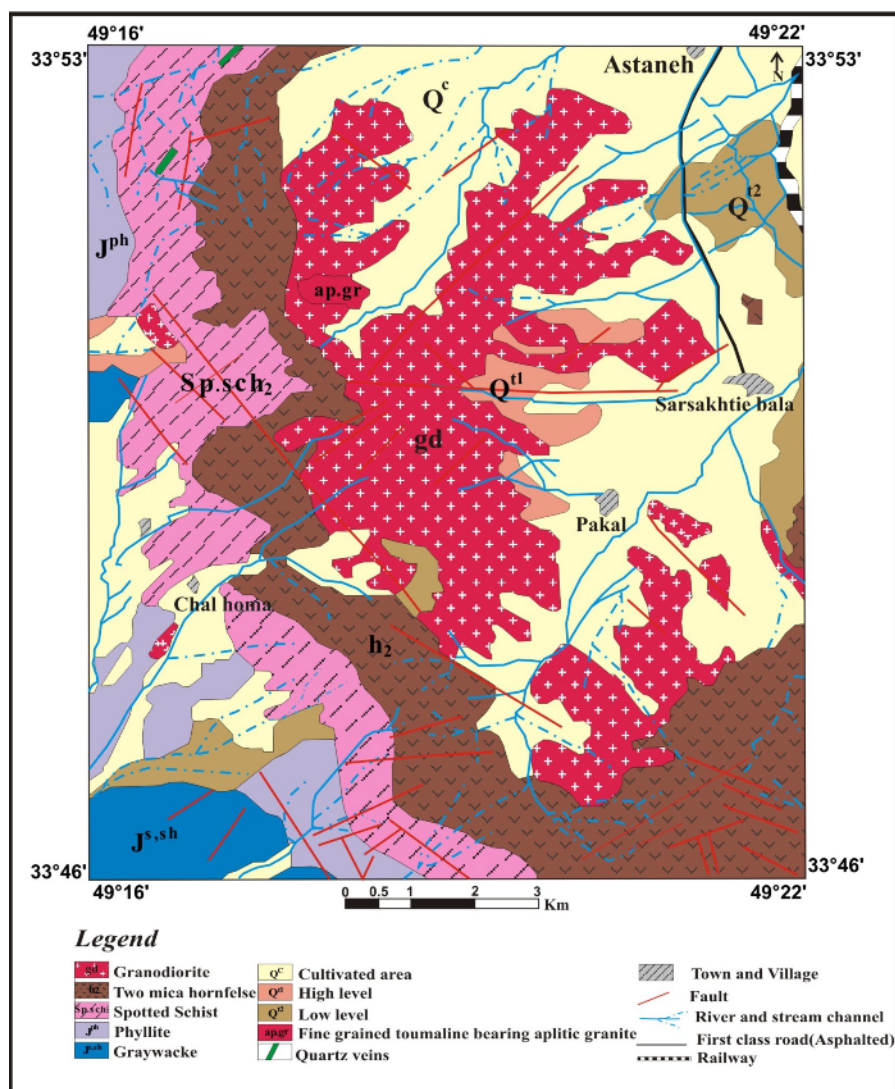
این منطقه از نظر زمین‌ساختی بخشی از پهنه‌ی سنندج

مقطع نازک صیقلی تهیه شد و آنالیز نقطه‌ای با کاوندهی JXA-8200 Super Prob در آزمایشگاه دانشگاه هلو در اسپانیا روی ۵ نمونه از کلریت‌های پیش‌رونده و ۴ نمونه مسکویت به عمل آمد (جدول ۱). در نهایت پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی، نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان‌شده، به منظور آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS، ۸ نمونه از سنگ‌های دگرگون انتخاب شدند و در آزمایشگاه S.G.S کانادا آنالیز شیمیایی شدند [۸] و با آنالیزهای شیمیایی ۲۱ نمونه از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی الیگودرز [۹] و ۱۵ نمونه از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی بروجرد [۱۰] به‌عنوان بخشی از پهنه‌ی سنندج-سیرجان مقایسه شد.

تنها بررسی‌های سیستماتیک و دقیقی که روی این سنگ‌ها انجام گرفته است در قالب پایان‌نامه‌ی مولف دوم [۸] است که در اینجا سعی شده است تا با بررسی‌های سنگ‌شناختی و استفاده از نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌کل و آنالیزهای نقطه‌ای کانی‌ها، به ماهیت ژئوشیمیایی و سنگ‌زایی آن‌ها پرداخته شود.

روش کار

طی بررسی‌های صحرایی از واحدهای مختلف سنگی، با توجه به تغییرات سنگ‌شناختی و ویژگی‌های فیزیکی، بیش از ۴۰ نمونه برداشت شده‌اند و برای بررسی بافت‌ها و کانی‌ها از نمونه‌ها، مقطع‌نازک، و برای پی‌بردن به نوع کانی کلریت و مسکویت



شکل ۱ نقشه‌ی ساده شده زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند [۱].

جدول ۱ داده های حاصل از آنالیز نقطه ای کانی های کلریت و مسکوویت از شیبست های منطقه ای آستانه.

Samples	Ch11	Ch12	Ch13	Ch14	Ch15	Ms1	Ms2	Ms3	Ms4
SiO ₂	۲۳,۳۷	۲۴,۰۱	۲۳,۹۱	۲۳,۴۶	۲۳,۴۲	۴۴,۲۴	۴۴,۰۵	۴۳,۹۱	۴۴,۱۸
TiO ₂	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۱۴	۰,۲۸	۰,۴۱	۰,۴۶	-
Al ₂ O ₃	۲۲,۶۹	۲۲,۶۹	۲۳,۳۰	۲۳,۳۵	۲۳,۵۲	۳۵,۶۷	۳۵,۳۹	۳۵,۹۴	۳۶,۴۱
Cr ₂ O ₃	-	-	۰,۱۴	-	۰,۰۴	-	-	-	۰,۱۷
FeO	۳۱,۴۸	۳۱,۱۰	۲۸,۳۲	۲۹,۴۶	۲۹,۰۴	۱,۴۶	۱,۵۵	۱,۹۷	۱,۰۹
MnO	۰,۳۵	۰,۳۶	۰,۳۹	۰,۴۷	۰,۴۰	۰,۰۰۳	-	-	۰,۰۳۴
MgO	۹,۰۱	۹,۴۷	۱۱,۸۴	۱۱,۱۶	۱۱,۳۷	۰,۶۶	۰,۸	۰,۹۶	۰,۸۳
CaO	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۱۳	۰,۰۲	۰,۰۱	-	۰,۰۱	-	-
Na ₂ O	-	۰,۰۲	-	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۷۰	۰,۶۹	۰,۶۴	۰,۷۶
K ₂ O	۰,۰۲	۰,۱۳	-	۰,۰۰۵	۰,۰۳	۱۰,۳۶	۹,۹۵	۹,۹۷	۱۰,۴۰
Total	۸۶,۱۰	۸۸,۰۲	۸۷,۹۹	۸۸,۰۲	۸۷,۹۷	۹۳,۴۷	۹۲,۸۵	۹۳,۸۶	۹۳,۶۷
Si	۲,۵۷	۲,۶۱	۲,۵۵	۲,۵۲	۲,۵۱	۶,۰۲	۶,۰۳	۵,۹۶	۶
Ti	۰,۰۰۳	۰,۰۰۸	۰,۰۰۶	۰,۰۰۷	۰,۰۱۱	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	۰
Al ^(IV)	۱,۴۳	۱,۳۹	۱,۴۵	۱,۴۸	۱,۴۹	۱,۱۰	۱,۱۰	۲,۰۱	۲
Al ^(VI)	۱,۵۲	۱,۵۱	۱,۴۹	۱,۴۸	۱,۴۹	۳,۷۵	۳,۷۳	۳,۷۱	۳,۸۳
Cr	۰	۰	۰,۱۱۶۵	۰	۰,۰۲۳۱	-	-	-	-
Fe ⁺²	۲,۸۴	۲,۷۵	۲,۴۹	۲,۶۴	۲,۵۹	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۲۲	۰,۱۲
Fe ⁺³	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰	۰	۰	۰
Mn	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰	۰	۰	۰,۰۰۴
Mg	۱,۴۸	۱,۵۳	۱,۸۹	۱,۷۹	۱,۸۲	۰,۱۳	۰,۱۶	۰,۲۰	۰,۱۳
Ca	۰,۰۰۳	۰,۰۰۴	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۰	۰,۰۰۱	۰	۰
Na	۰	۰,۰۱	۰	۰,۰۱	۰,۰۰۲	۰,۲۰	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۲۰
K	۰,۰۰۶	۰,۰۴	۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۹	۱,۸۰	۱,۷۴	۱,۷۲	۱,۸۰
X _{fe}	۰,۶۶	۰,۶۵	۰,۵۷۳	۰,۶۰	۰,۶۰	-	-	-	-
X _{mg}	۰,۳۴	۰,۳۶	۰,۴۳	۰,۴۰	۰,۴۱	-	-	-	-

ویژگی های صحرایی و سنگ نگاری

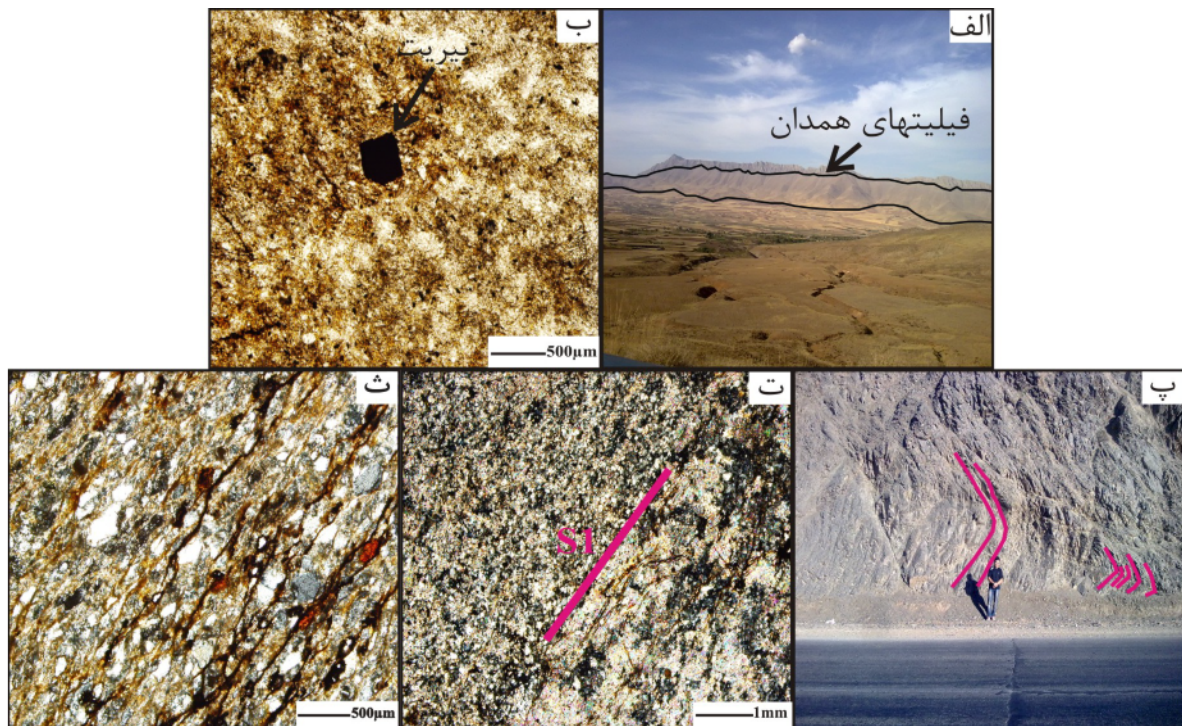
سنگ‌های دگرگون منطقه ای آستانه عبارتند از سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای و مجاورتی (شکل ۲-الف و ب). مرز بین این دو دگرگونی باتوجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی مشخص است. علاوه بر این، ساخت زمین‌ساختی و ویژگی‌های فیزیکی در برخی موارد شرایط مساعد برای نشست شاره‌های حاصل از انجماد توده‌های گرانیتوئیدی حین سرد شدن به درون سنگ‌های دگرگون را فراهم کرده است که در نتیجه سبب تبدیل و بازگشت کانی‌های شکل گرفته در دمای بالا به کانی‌های شاخص با دمای پایین می‌شود. به‌عنوان مثال می‌توان به پنییتی شدن (مجموعه سریسیت و کلریت) کردیریت اشاره کرد (شکل ۲-پ).

سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای که پهنه‌ی گسترده‌ای از منطقه را در برمی‌گیرند شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست‌اند که به صورت تپه ماهور دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). اسلیت‌ها اغلب به رنگ تیره سیاه بوده و به صورت ریزدانه و تا حدودی

دارای لمس چرب هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها کوارتز، کلریت، میکای سفید (سریسیت) بوده و کانی‌های تیره و پیریت (شکل ۳-ب) از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. به دنبال افزایش درجه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای، اسلیت به فیلیت تبدیل شده است که از نظر کانی‌شناسی مشابه اسلیت‌ها بوده ولی دانه‌ها درشت‌ترند و تورمالین با خاستگاه گرمایی [۱۱] نیز به عنوان کانی فرعی مشاهده می‌شود. بالاترین درجه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه را میکاشیست‌ها تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای بافت لپیدوبلاستیک و لپیدوگرانوبلاستیک هستند و حاوی کانی‌های کوارتز، کلریت، مسکوویت و بیوتیت، تورمالین با خاستگاه گرمایی [۱۱]، مواد آلی و اکسیدهای آهن-تیتانیوم هستند (شکل ۳-ت و ث). از ویژگی‌های سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای می‌توان به وجود چین‌خوردگی (چین-های خوابیده نسل اول [۲])، برگرآوری S₁ و تأثیر زون‌های برشی اشاره کرد (شکل ۳-پ، ت، ث).



شکل ۲ تصویر صحرایی از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه، الف: دگرگونی ناحیه‌ای در شمال روستای چال هما ب: دگرگونی مجاورتی در جنوب غربی آستانه (مرز گرانودیوریت با هورنفلس‌های حاصل از دگرگونی مجاورتی) پ: تصویر میکروسکوپی از دگرگونی فلهقراپی (شیست لکه‌دار، پنیته شدن یا تبدیل کردیریت به کلریت و سریست).



شکل ۳ الف تصویر صحرایی از فیلیت‌های همدان در شمال غرب آستانه ب: تصویر میکروسکوپی از اسلیت‌ها پ: چین‌خوردگی در شیب‌های مورد بررسی در شمال روستای چال هما ت: تصویر میکروسکوپی از شیب‌ها با فولیاسیون S1 ث: تصویر میکروسکوپی از تأثیر منطقه‌های برشی روی شیب‌های منطقه.

و ب). با پیشرفت دگرگونی، برگ‌وارگی سنگ‌ها محو شده و هورنفلس‌ها با بافت گرانوبلاستیک ایجاد می‌شوند. کانی‌های اصلی در هورنفلس‌ها شامل کوارتز، کلریت، موسکوویت و بیوتیت هستند (شکل ۴ پ و ت). با توجه به پاراژنز کانی‌ها، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تا حد رخساره‌ی شیب‌سبز و

با تزریق توده گرانیتوئیدی آستانه درون اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها، دگرگونی مجاورتی حاصل شده است که شامل شیب‌های لکه‌دار و هورنفلس است. با نزدیک شدن به توده‌ی گرانیتوئیدی، در اسلیت‌ها و میکاشیست‌ها، لکه‌های سیاه رنگی از کردیریت به صورت پورفیروبلاستی ظاهر می‌شود (شکل ۴ الف

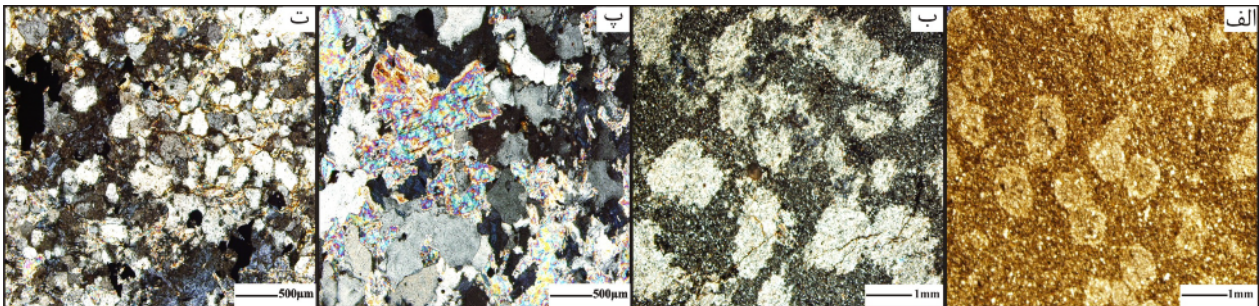
پیشرونده‌ی منطقه از نوع ریپیدولیت (شکل ۶ الف و ب) و فرمول کاتیونی آن به صورت، $(Mg_{1.47-1.88} Fe^{+2}_{2.49-2.84} Al^{VI}_{1.48-1.51}) (Si_{2.51-2.60} Al^{IV}_{1.39-1.48})^T O_{10} (OH)_4$ است. کسر مولی منیزیم برای این کانی ۰/۴۳ - ۰/۳۴ است، در حالی که کسر مولی آهن آن‌ها ۰/۶۶ - ۰/۵۷ است. همچنین بنابر نمودار مثلی $Mg-Al^{+□}-Fe$ [۱۵] کلریت‌ها از نوع I و آهن‌دار هستند (شکل ۶-پ).

زون کلریت و بیوتیت پیشرفته است (شکل ۵-الف و ب) و دگرگونی مجاورتی در حد رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس بوده و در گستره‌ی منطقه‌های بیوتیت و بیوتیت-کردیریت قرار می‌گیرد [۱۲] (شکل ۵-پ، ت).

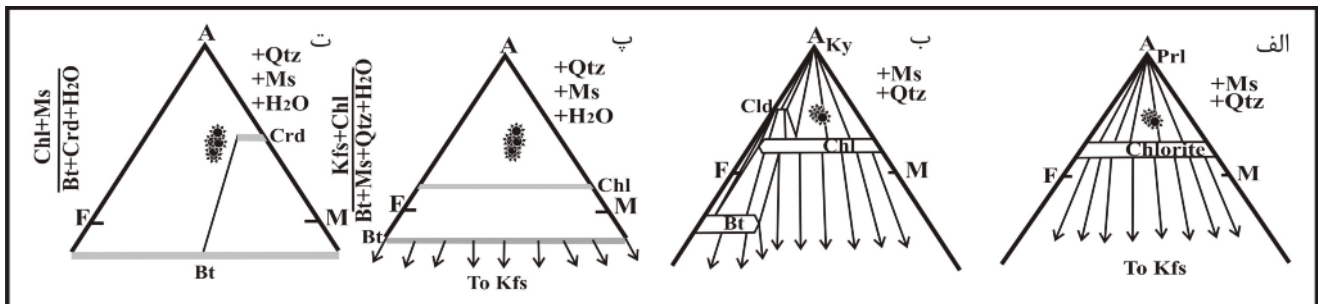
ژئوشیمی

شیمی کانی

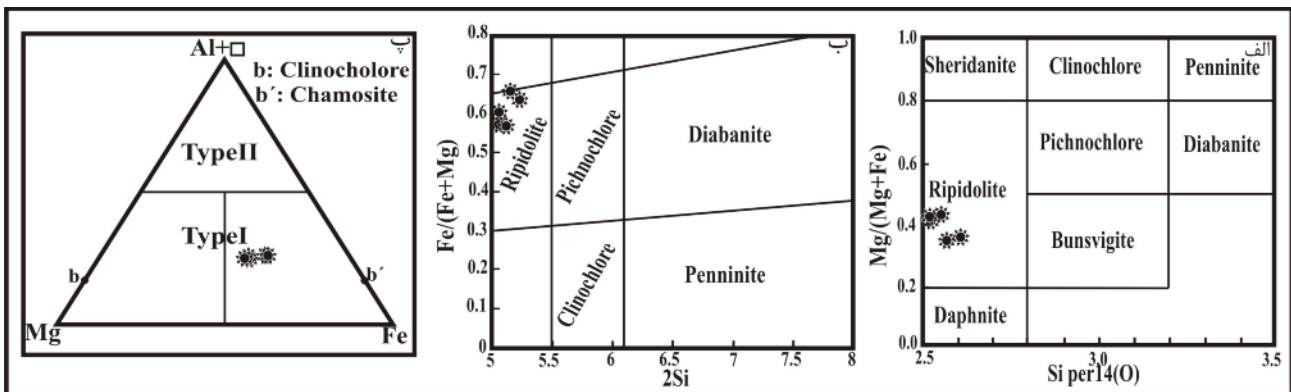
کلریت: براساس رده‌بندی $Mg/Mg+Fe$ نسبت به Si [۱۳] و نمودار $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$ نسبت به Si [۱۴]، کلریت‌های



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی الف و ب: اسلیت و شیست لکه‌دار (کردیریت) پ و ت: هورنفلس.



شکل ۵ روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های دگرگون آستانه در سیستم AFM. الف: زون کلریت در سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای ب: زون بیوتیت در سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای پ: زون بیوتیت در سنگ‌های دگرگون مجاورتی ت: زون بیوتیت-کردیریت در سنگ‌های دگرگون مجاورتی.



شکل ۶ نمودارهای رده‌بندی کلریت‌ها که براساس آن‌ها کلریت‌ها از نوع ریپیدولیت هستند. الف: طبقه‌بندی [۱۳] که بر پایه‌ی $Mg/Mg+Fe$ نسبت به Si ب: نمودار $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$ نسبت به Si [۱۴] پ: تعیین نوع کلریت بر اساس [۱۵]، بنابراین نمودار، کلریت‌ها از نوع I و آهن‌دار هستند.

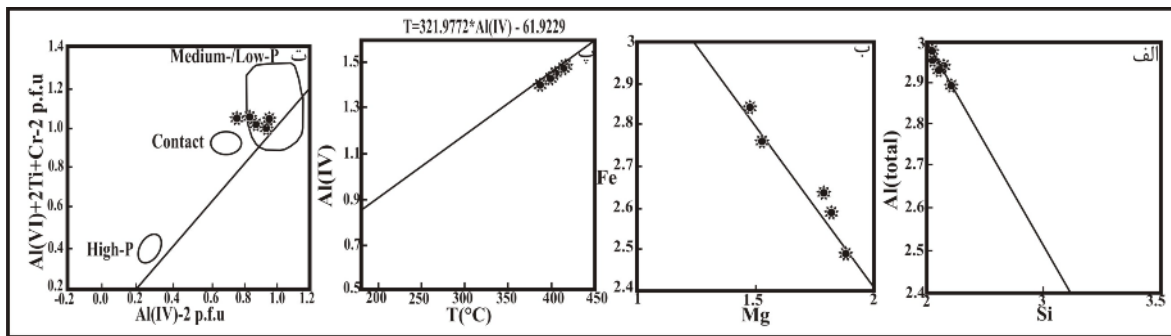
کرده‌اند (جدول ۲) که با استفاده از رابطه‌ی $T - Al^{IV}$ و نمودار اصلاح شده [۱۹] (شکل ۷-پ) دمای تبلور کلریت‌های مورد بررسی در گستره‌ی ۳۸۷-۴۱۶ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بنابر شکل (۷-ت، [۲۰]) که از $Al^{VI} + 2Ti + Cr - 2$ (a.p.f.u) در برابر $Al^{IV} - 2$ (a.p.f.u) استفاده شده است، کلریت‌های آنالیز شده در گستره‌ی فشار پایین تا متوسط قرار می‌گیرند.

مسکویت: بر اساس آنالیزهای انجام شده (جدول ۱)، مقدار متوسط کاتیون Si این کانی ۶ به ازای ۲۲ اکسیژن است و کاتیون‌های Al^{IV} و Al^{VI} نیز به ترتیب برابر با ۲ و ۳/۷۵ هستند. برای پی بردن به نوع میکاهای سفید موجود، از نمودار سه‌تایی ارائه شده توسط [۲۱] استفاده شد (شکل ۸-الف). این مسکویت‌ها در شیب‌های دگرگونی به‌صورت اولیه هستند و یک نمونه از آن‌ها ثانویه بوده است. بنابر شکل (۸-ب، [۲۲])، میکاها به سمت قطب پتاسیم‌دار گرایش دارند و در واقع از نوع مسکویت هستند. نمودار مثلی پاراگونیت-مسکویت-سلادونیت [۲۳] از دیگر نمودارهای مورد استفاده برای تعیین نوع میکاهای مورد بررسی است (شکل ۸-پ). در این نمودار ترکیب میکاها به‌صورت مسکویت است که تمایلی به سمت فنزیت را نشان می‌دهند. محور جایگزینی بر روی شکل (۸-ت) عضو نهایی فنزیت را در مسکویت مشخص می‌کند [۲۴] (هرچه دمای دگرگونی بیشتر شود، محتوای فنزیت نیز کمتر می‌شود).

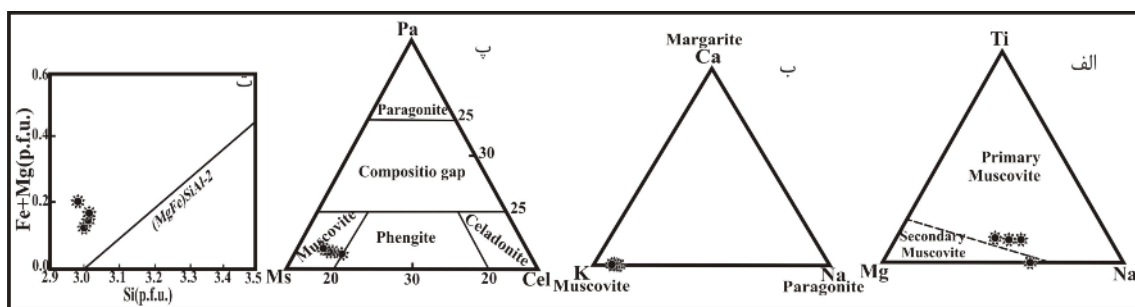
در ساختار بلور کلریت‌های مورد بررسی، بین کاتیون Al^{+3} با کاتیون Si^{+4} از یک طرف و بین کاتیون Al با کاتیون‌های Fe^{+2} و Mg^{+2} از طرف دیگر جانشینی‌های گسترده‌ی اتمی روی داده‌اند به‌گونه‌ای که کاتیون Al می‌تواند در دو موقعیت چهار وجهی و هشت‌وجهی وارد شود. در جایگاه چهاروجهی Al جانشین Si می‌شود و از این رو افزایش مقدار Al در این جایگاه با کاهش مقدار Si همراه خواهد بود. مقادیر Al_2O_3 با SiO_2 و Mg با Fe در کلریت‌ها دارای همبستگی وارونند، این ارتباط میان عناصر یاد شده بیانگر جانشینی چرماک و Fe-Mg در ساختار کلریت است که با افزایش دما همخوانی دارد و نیز تأثیر ترکیب کل سنگ روی ترکیب کلریت را نشان می‌دهد ([۱۶]، شکل ۷ الف و ب). مقدار Al کل نزدیک به مقدار ایده آل آن (a.p.f.u) است. در رابطه با جانشینی‌های اتمی صورت گرفته در این کلریت‌ها مقدار Al^{IV} با افزایش دما به‌صورت منظم افزایش می‌یابد و از این رو رابطه $T - Al^{IV}$ برای تعیین دمای تشکیل (تبلور) کلریت‌ها پیشنهاد شده است. افزایش مقدار Al^{IV} کلریت متأثر از افزایش دما و نسبت (Fe/Fe+Mg) در واحد فرمولی آن است [۱۷]. نتایج حاصل از دماسنجی کلریت به روش‌های مختلف در جدول ۲ ارائه شده‌اند. بین Al^{IV} و دما یک ارتباط مثبت وجود دارد به‌طوری که Al^{IV} به‌عنوان یک زمین‌دماسنج به‌کار گرفته می‌شود و این فرمول یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین دمای کلریت است ([۱۸] جدول ۲). [۱۹] رابطه‌ای بین دما برحسب درجه‌ی سانتی‌گراد و Al^{IV} بیان

جدول ۲ میانگین دمای کلریت‌های موجود در شیب‌های مورد بررسی به روش‌های مختلف.

روش	معادله	T(°C)
Cathelineau & Nieva(1985)[18]	$T(^{\circ}C) = Al^{IV} + 8.26 \cdot 10^{-2} / 4.71 \cdot 10^{-3}$	۳۲۴٫۸۴
Cathelineau(1988) [19]	$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98(Al^{IV})$	۴۰۴٫۱۱
MacLean & Kranidiotis(1987) [25]	$T = 106 [Al^{IV} + 0.7(Fe/Fe+Mg)] + 18$	۲۱۶٫۷۵
Jowett(1991) [26]	$T = 319[Al^{IV} + 0.1(Fe/Fe+Mg)] - 69$	۴۱۲٫۲۰
Xie(1997) [27]	$T = 321.98[Al^{IV} + 1.33(0.3 - Fe/Fe+Mg)] - 61.92$	۲۷۱٫۰۱



شکل ۷ الف و ب: تغییرات عناصر Al, Fe, Mg و Si در رپیدولیت‌های آستانه پ: دمای تبلور کلریت‌های سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای منطقه بر اساس نمودار Al(IV)-T [۱۹]: ترکیب شیمیایی کلریت‌ها روی نمودار Al(VI)+2Ti+Cr-2 برابر Al(IV)-2، خط ربط، نشان‌دهنده‌ی جانمایی چرماک در منطقه‌های مختلف دگرگونی است [۲۰].



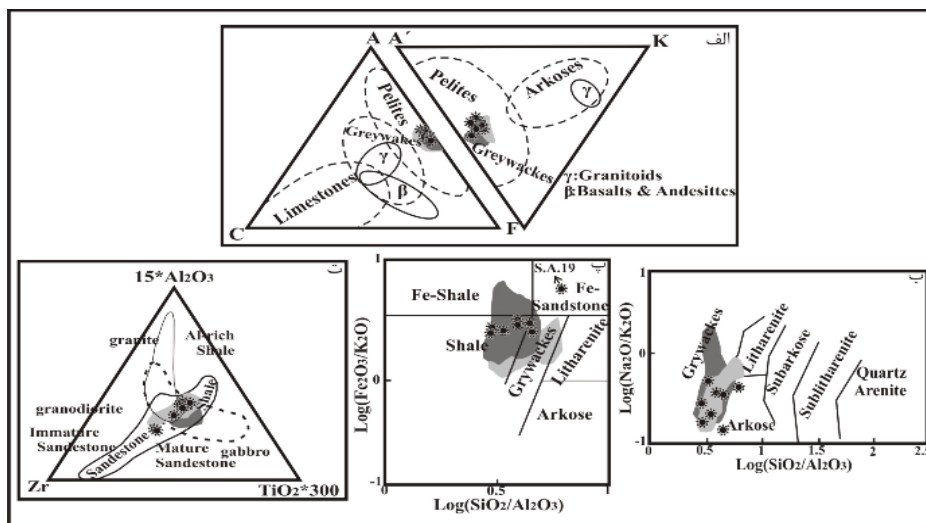
شکل ۸ الف: موقعیت ترکیب شیمیایی میکاهای مورد بررسی در نمودار [۲۱]: ب: موقعیت میکاهای مورد بررسی در نمودار [۲۲]: پ: ترکیب میکاهای مورد بررسی در نمودار مثلثی پاراگونیت-مسکویت-سلادونیت [۲۳]: ت: ترکیب شیمیایی مسکویت‌ها بر روی نمودار [۲۴] Fe+Mg برابر Si (Per 10 oxygens).

شیمی سنگ کل

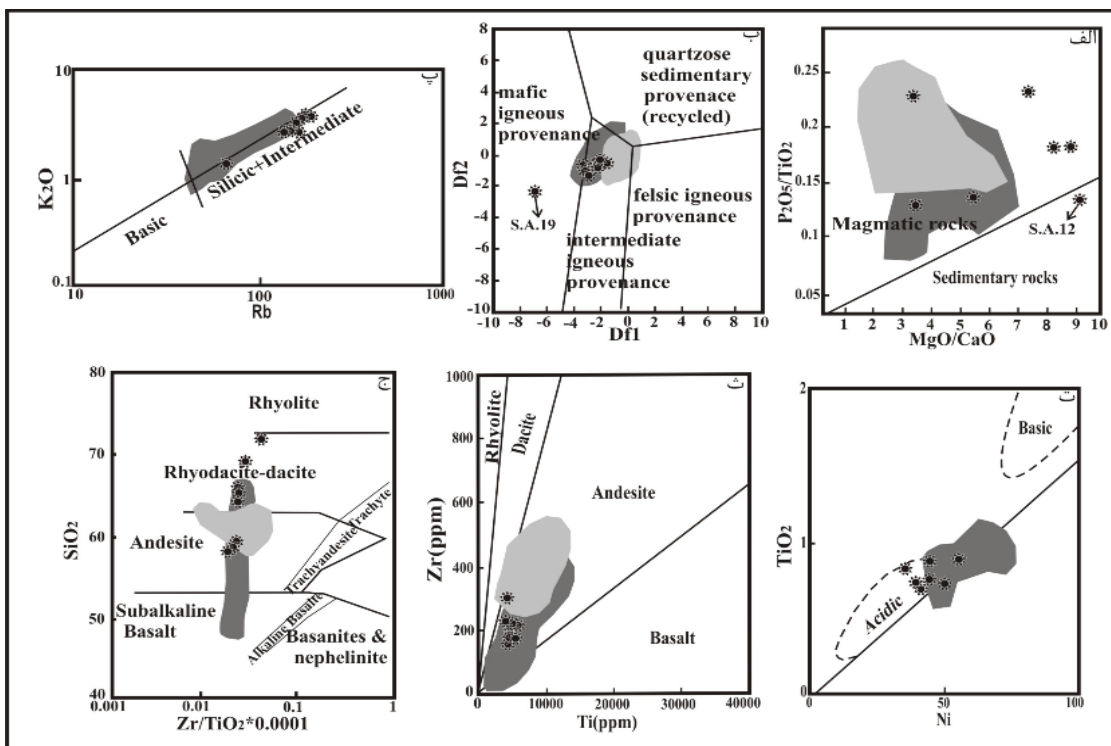
بر اساس داده‌های شیمیایی [۸]، میزان SiO_2 سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی آستانه بین $72.1 - 58.4$ درصد وزنی متغیر است. میزان MgO در گستره‌ی $2.33 - 1.59$ درصد، Fe_2O_3 در گستره‌ی $8.37 - 6.29$ درصد و اکسید آلومینیوم بین $20.2 - 11.7$ درصد در تغییر است. نمونه‌های پرسلیس از محتوای Al ، Fe ، Mg و Ti کمتری برخوردارند. به همین دلیل، کانی‌های شاخص دگرگونی سنگ‌های رسی که اغلب فرومنیزین و سرشار از آلومینیوم هستند (مانند گارنت، کردیریت، استارولیت و آلومینوسیلیکات‌ها) در آن‌ها کمتر متبلور شده‌اند. نمونه‌های دگرگونی آستانه و بوجود نسبت به الیگودرز از میزان کمتری از عناصر Fe و Mg برخوردارند که با حضور کم کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت، کردیریت و گارنت در منطقه‌ی آستانه و بوجود همخوانی دارد.

بنابر نمودار [۲۸] (شکل ۹-الف) سنگ‌های دگرگون منطقه-ی مورد بررسی در گروه سنگ‌های پلیتی قرار می‌گیرند و برمبنای تغییرات لگاریتمی $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ و $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ نسبت به تغییرات لگاریتمی $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [۳۰، ۲۹]، شیل و تا

حدودی گریوک و آرکوز، به عنوان سنگ رسوبی اولیه‌ی دگرگون شده در نظر گرفته می‌شود (شکل ۹-ب، پ). نمودار $300 \times \text{TiO}_2 - \text{Zr} - 15 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ [۳۱]، شیل و ماسه سنگ را به عنوان سنگ مادر شبه متاپلیت‌ها نشان می‌دهد (شکل ۹-ت). نمودار دوتایی MgO/CaO نسبت به $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ [۳۲] برای تعیین خاستگاه رسوب اولیه‌ی سنگ‌های دگرگونی منطقه استفاده شده است (شکل ۱۰-الف) که بر اساس آن، سنگ‌های مورد بررسی خاستگاه آذرین دارند. بر پایه‌ی نمودار توابع تشخیصی [۳۳]، خاستگاه سنگ‌های رسوبی مناطق آستانه، الیگودرز و بوجود، آذرین حدواسط بوده‌اند (شکل ۱۰-ب). از طرف دیگر براساس نمودارهای [۳۴] سنگ آذرین مولد این رسوب‌ها از نوع حدواسط تا اسیدی بوده است (شکل ۱۰-پ و ت). با استفاده از نمودارهایی که بر پایه‌ی دو عنصر نامتحرک Ti و Zr طراحی شده‌اند [۳۵، ۳۶]، مشخص شد سنگ آذرین اصلی ترکیبی در حد آندزیت تا ریوداسیت داشته است (شکل ۱۰-ث و ج). چنین سنگ‌هایی در منطقه‌ی مورد بررسی رخنمون ندارند ولی در بخش جنوبی این منطقه به فراوانی یافت می‌شوند.



شکل ۹ الف: نمایش اقسام مختلف سنگ‌ها در نمودارهای ACF و A'FK؛ سنگ‌های دگرگون آستانه، الیگودرز و بروجرد از نوع پلیتی هستند ب: رده‌بندی [۲۹] و پ: رده‌بندی [۳۰] که بر اساس آن‌ها سنگ‌اولیه پیش از دگرگونی در منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد از نوع شیل و تا حدودی گریوک ت: مثلث $Zr-15 \times Al_2O_3 - TiO_2 \times 300$ [۳۱] شیل و تا حدودی ماسه‌سنگ را سنگ مادر متاپلیت‌ها نشان می‌دهد.



شکل ۱۰ الف: نمودار جدایی سنگ خاستگاه آذرین و رسوبی [۳۲] که تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی آذرین قرار می‌گیرند ب: نمونه‌های منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد در نمودار توابع تشخیصی [۳۳]، در گستره‌ی سنگ‌های آذرین حدواسط قرار می‌گیرند.

$$DF1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3(t)/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$$

$$DF2 = 56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3(t)/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$$

پ: این نمودار [۳۴] نشان‌دهنده‌ی خاستگاه سیلیسی و حدواسط برای رسوب‌های مادر منطقه است ت: نمودار TiO_2 نسبت به Ni [۳۴]، نمونه‌های مورد بررسی و منطقه‌ی الیگودرز و بروجرد خاستگاه اسیدی تا حدواسط را نشان می‌دهند ت: نمودار Zr-Ti [۳۵]، نمونه‌ها در گستره‌ی آندزیت واقع شده‌اند ج: براساس نمودار [۳۶] رسوب‌های مادر متاپلیت‌های منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد خاستگاه آندزیت تا ریوداسیتی را نشان می‌دهد (علائم مانند شکل ۹).

تجزیه شده از منطقه‌ی آستانه در گستره‌ی جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

در شکل ۱۳-الف فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت بهنجار [۴۴] شده است که بنابر آن، یکنواختی غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک از La تا Sm در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به چشم می‌خورد. الگوی جدایشی عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) برای این نمونه‌ها احتمالاً بیانگر نقش خاستگاه این سنگ‌هاست و الگوی عناصر نادر خاکی در متاپلیت‌های مورد بررسی مشابه عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است.

در شکل ۱۳-ب) تغییرات عناصر که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت عادی شده‌اند [۴۵] نشان داده شده است. در این نمودار به روشنی بی‌هنجاری منفی عناصر P, Nb, Ba, Sr, Ta, Ti که از ویژگی مناطق قوسی است، دیده می‌شود.

وجود بی‌هنجاری منفی P, Ti, Nb در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد [۴۶]. بی‌هنجاری منفی Eu حاکی از این است که یا فلدسپات‌ها یک فاز مهم در باقی‌مانده‌ی ذوب نشده بود، یا در فرآیند جدایشی درگیر شده‌اند [۴۷].

از طرف دیگر در این شکل (Rb, Th) LILEs و LREEs (Nb, Ta, Hf, Zr, Sm, Y, Yb) HFSE نسبت به غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش هستند [۳۴، ۴۸، ۴۹]. بی‌هنجاری منفی Nb-Ta نیز حاکی از مناطق فرورانش است [۴۶].

از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز می‌توان برای تشخیص محیط زمین‌ساختی استفاده کرد [۵۰]. چنانچه نسبت $Zr/Y < 3$ باشد، جایگاه زمین‌ساختی، کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی و اگر $Zr/Y > 3$ باشد کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی دارای نسبت $Zr/Y > 3$ هستند لذا در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند.

برای تعیین درصد هوازدگی سنگ خاستگاه، از نمودارهای مثلثی (ACNK) [۳۷، ۳۸] و (PIA) [۴۰، ۳۹] می‌توان استفاده کرد. براساس نمودار (ACNK)، نمونه‌های منطقه‌ی آستانه از دگرسانی با درجات بالا از سنگ خاستگاه آذرین حاصل شده‌اند (شکل ۱۱-الف).

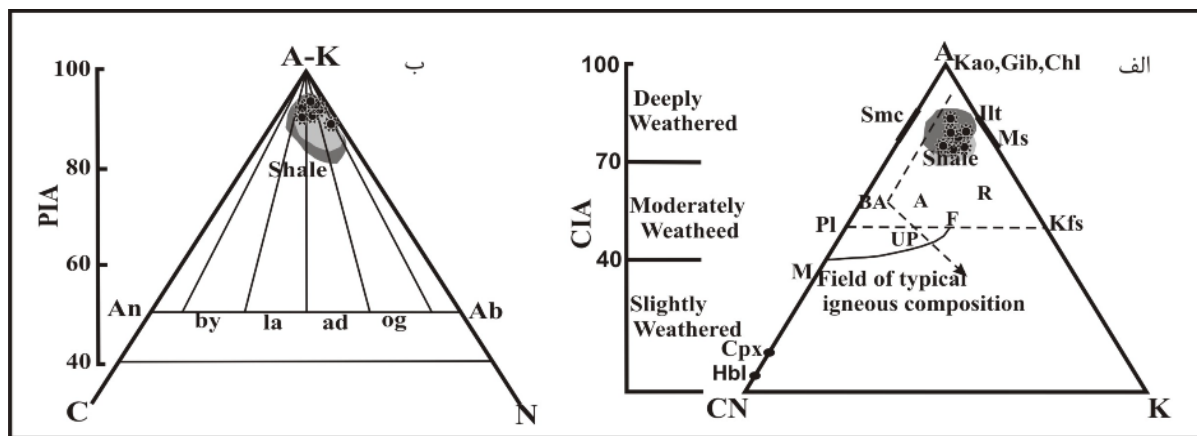
افزایش درجه دگرسانی منجر به کاهش Mg, Ca, K, Na (MgO, CaO, K₂O, Na₂O) و غنی‌شدگی از Al (Al₂O₃) می‌شود. برای بررسی این موارد از شاخص شیمیایی دگرسانی یا Chemical Index Alteration (CIA) استفاده می‌شود. محاسبه این پارامتر با استفاده از فرمول زیر انجام می‌گیرد [۳۸]:

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \times 100$$

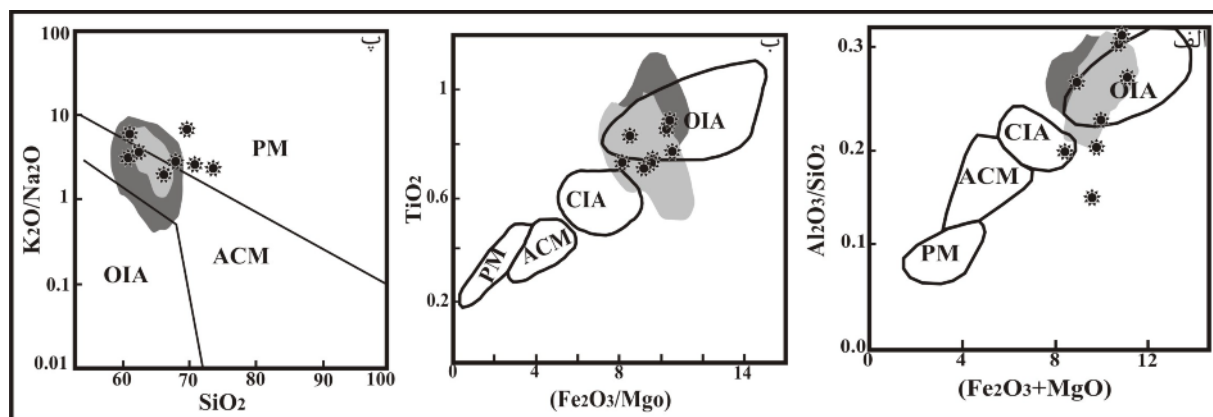
در این نمودار شاخص شیمیایی دگرسانی برای منطقه‌ی مورد بررسی بیش از ۷۰ درصد بوده است و شاخص دگرسانی فلدسپارها بدون در نظر گرفتن پتاسیم در سنگ آذرین (PIA) بیش از ۸۰ درصد است. در این نمودار مثلثی نوع پلاژیوکلاز موجود در سنگ آذرین مادر رسوب‌ها را آندزین تا لابرادوریت نشان می‌دهد (شکل ۱۱-ب) که با متغیر بودن ترکیب سنگ آذرین خاستگاه با خاستگاه (اسیدی تا بازی و به طور غالب حدواسط) همخوانی دارد.

موقعیت زمین‌ساختی: [۴۱] عناصر Co, Sc, Y, Nb, Zr, La و Th را به‌عنوان مفیدترین عناصر برای شناسایی محیط‌های مختلف زمین‌ساختی استفاده کرده است. با استفاده از عناصر مقاوم در برابر دگرسانی؛ از قبیل آلومینیم و تیتانیم و نمودارهای [۳۳، ۴۲]، می‌توان به محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ رسوبی پی‌برد. بنابر شکل ۱۲ این دسته از نمودارها به صورت گسترده‌ای برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل رسوب به کار رفته‌اند [۴۳].

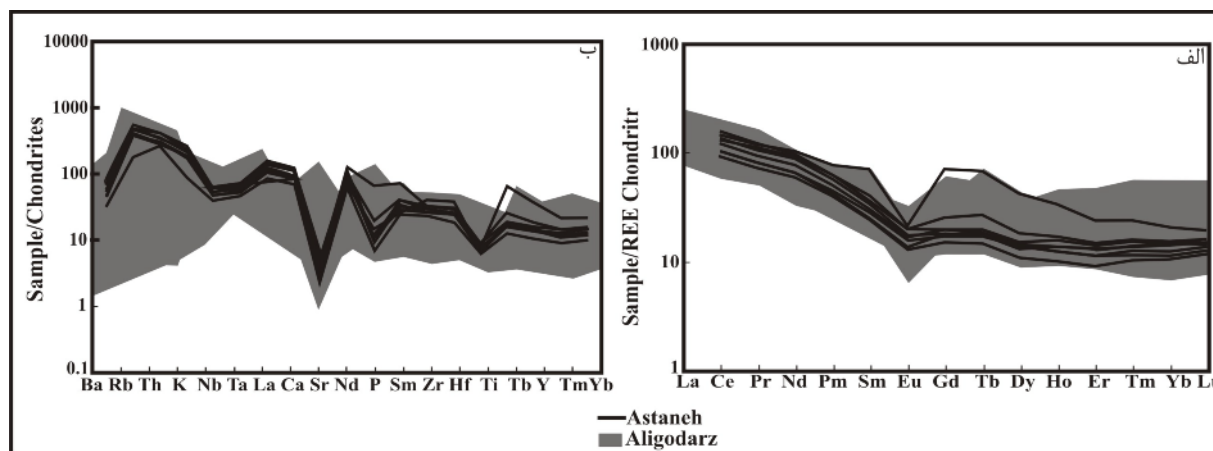
در تعیین محیط زمین‌ساختی هر سنگی اعم از آذرین و دگرگون که فراوانی عناصر اصلی و متحرک مانند سدیم، پتاسیم و کلسیم مورد استفاده قرار می‌گیرند، بایستی با احتیاط عمل کرد. دلیل آن فرآیندهای دگرسانی و متحرک بودن آن-هاست. براساس نمودارهای موجود (شکل ۱۲)، نمونه‌های



شکل ۱۱ الف: مثلث ACNK (A=Al₂O₃، CN=CaO+Na₂O ، K=K₂O) [۳۷، ۳۸]، بر اساس آن خاستگاه بین ریولیت تا آندزیت و هوازدگی بیش از ۷۰ درصد برای متاپلیت‌های آستانه، الیگودرز و بروجرد ارزیابی می‌شود. ب: نمودار مثلثی PIA [۳۹، ۴۰]، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا لابرادوریت برای سنگ آذرین و دگرسانی بیش از ۸۰ درصد برای آن نتیجه گرفته شده است (علائم مانند شکل ۹).



شکل ۱۲ الف و ب: نمودارهای باتیا [۴۲]، که بنا بر این نمودارها، سنگ‌های دگرگون مناطق مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی جزایر قوس اقیانوسی (OIA) قرار می‌گیرند. CIA قوس جزایر قاره‌ای، PM حاشیه‌ی غیر فعال، ACM حاشیه فعال قاره ب: بر اساس نمودار [۳۳] نمونه‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و هم مرز با محیط پشت قوس قرار گرفته‌اند (علائم مانند شکل ۹).



شکل ۱۳ الف: نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی در مناطق آستانه و الیگودرز بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۴] که غنی‌شدگی عناصر سبک نسبت به عناصر سنگین را نشان می‌دهد ب: نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی در مناطق آستانه و الیگودرز بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۵] که الگوی فرورانش را نشان می‌دهد.

بحث

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، عبارتند از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی. در اینجا مرز بین این دو نوع دگرگونی، با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی مشخص شده است و پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شود.

سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست هستند. این سنگ‌ها در واقع تناوبی از لایه‌های نازک شیل و گریوک بوده‌اند که دگرگون شده‌اند [۴]. بررسی روابط بین اکسیدهای تشکیل‌دهنده کلریت‌ها و دمای تبلور آن‌ها گویای آن است که میان محتوای SiO_2 و دمای تبلور آن‌ها همبستگی وارون و شدیدی وجود دارد، به گونه‌ای که با افزایش سیلیس، دمای تبلور کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر می‌توان گفت که کلریت‌هایی که در دماهای بالاتری تشکیل می‌شوند، سیلیس کمتری در ترکیب خود دارند و برعکس، از این رو، محتوای سیلیس کلریت‌ها می‌تواند شاخصی از دمای تبلور آن‌ها باشد. بنابراین با استفاده از شواهد کانی‌شناسی و رخساره‌های مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی و نبود کانی‌های فشار بالا (مانند کیانیت) و دمای به دست آمده برای کانی کلریت می‌توان دمایی حدود ۴۵۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشاری کم تا متوسط یعنی ۲ تا کمتر از ۴ کیلوپار را برای سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مورد بررسی در نظر گرفت.

سنگ‌های دگرگون مجاورتی عبارتند از شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس. مجموعه‌ی کانی‌شناسی شیست‌های لکه‌دار حاکی از دمایی بین ۴۵۰-۴۲۵ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل این سنگ‌هاست [۱۲] و حد دگرگونی زون بیوتیت را نشان می‌دهند. با نزدیک شدن به توده‌های گرانیتوئیدی، در این سنگ‌ها کردیریت نیز ظاهر می‌شود و سپس با پیشرفت تبلور و در نتیجه محو شدن تدریجی برگواری، این سنگ‌ها به هورنفلس تبدیل می‌شوند. لذا درجه‌ی دگرگونی سنگ‌های دگرگون مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس) تا حد رخساره‌ی هورنفلند هورنفلس پیش رفته است.

با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ کل، معلوم شد که پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه خاستگاه آذرین داشته و

رسوب اولیه از تخریب چین سنگ‌های آذرینی به وجود آمده است و ترکیب سنگ رسوبی اولیه‌ی این سنگ‌ها پیش از دگرگونی از شیل و گریوک بوده است. رسوب‌های آرکوزی خاص محیط‌های ریفتی قاره‌ای هستند در صورتی که شیل و گریوک در محیط‌های اولاکوژنی، حوضه‌های با فرونشست سریع و حاشیه‌ی فعال قاره‌ها تشکیل می‌شوند که با محیط تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی مورد بررسی و منطقه‌ی الیگودرز و بروجرد همخوانی دارد. همچنین بر اساس نمودارهای جدا کننده، محیط زمین ساختی تشکیل رسوب اولیه به قوس آتشفشانی وابسته بوده است. با توجه به اینکه منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از زون سنندج- سیرجان محسوب می‌شود، به نظر می‌رسد که این نتایج با برداشت عمومی در مورد وجود قوس آتشفشانی سنندج- سیرجان در حاشیه‌ی فعال ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک [۵۱] سازگارند و نشان می‌دهند که سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی و نیز بروجرد- الیگودرز به احتمال زیادی در پیوند با فرورانش ورقه‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای تختگاه ایران بوده است. بدین ترتیب که فرسایش باعث شکل‌گیری رسوب‌ها از سنگ‌های آذرین قوس با ترکیب آندزیتی تا ریوداسیتی به سن تریاس فوقانی [۴، ۵۱] شده است و این رسوب‌ها دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای و سپس با تزریق توده‌های عظیم گرانیتوئیدی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند.

برداشت

- سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، شامل سنگ‌های دگرگونی پلیتی است که از دو گروه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، فیلیت و میکاشیست) در حد رخساره‌ی شیست‌سبز، و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس) در حد رخساره‌ی هورنفلند هورنفلس هستند.

- نشست شاره‌های حاصل از انجماد توده‌ی گرانیتوئیدی سبب دگرگونی قهقرایی شده به طوری که در برخی از این سنگ‌ها، تبدیل کانی‌های با دمای بالا (کردیریت) به کانی‌های با دمای پایین (سریسیت و کلریت) دیده می‌شود.

[7] Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran", PhD Thesis, Leeds University, UK (1997).

[۸] سپهوند ف.، "ژئوشیمی و تعیین محیط تکتونیکی سنگ-های دگرگونی منطقه آستانه (جنوب غرب اراک)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، (۱۳۹۲).

[۹] حسونوند م.، "پتروژنز و ژئوشیمی سنگ های دگرگونی منطقه شمال غربی الیگودرز"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، (۱۳۹۰).

[۱۰] حسونوندی ا.، "بررسی پتروژنز و ژئوشیمی سنگ های دگرگونی منطقه بروجرود"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، (۱۳۸۹).

[۱۱] طهماسبی ز.، احمدی خلجی ا.، رجاییه م.، "تورمالین زائی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸)، ص ۳۶۹-۳۸۰.

[12] Barker A.J., "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Blackie, Glasgow (1990) 162.

[13] Hey M.H., "A new review of the chlorites", mineralogical Magazine 30 (1954) 277-292.

[14] Pflumio C., "Evidences for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi Block (Oman)", in: Peters, T.J.(Eds), Ophiolite genesis and evolution in the oceanic lithosphere, (1991) 313-351.

[15] Bailey S. W., "Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee". Clays and Clay Minerals 15 (1980) 85-93.

[16] Munguira A.L., Nieto F., Morata D., "Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone, SW Spain", Clay Minerals 37 (2002) 267-281.

[17] McDowell S.D., Elders W.A., "Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA", Contributions to Mineralogy and Petrology 74 (1980) 293-310.

[18] Cathelineau M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azufres

- آنالیز نقطه ای کلریت و مسکویت شیست های منطقه نشان می دهند که این کانی ها به فشار متوسط - کم وابسته اند و براساس دماسنجی کلریت، دمای تبلور کلریت ها در گستره ی ۳۸۷ تا ۴۱۶ درجه ی سانتی گراد است.

- براساس داده های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل، پروتولیت رسوب اولیه ی دگرگون شده، خاستگاه آذرین داشته و ترکیب سنگ رسوبی اولیه ی دگرگون شده که از تخریب سنگ های آذرین به وجود آمده اند، شیل و تا حدودی ماسه سنگ است.

- محیط زمین ساختی سنگ های دگرگون مورد بررسی، بر اساس ویژگی های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی و نمودارهای جدا کننده، وابسته به فروانش و کمان های آتشفشانی قاره ای است.

مراجع

[۱] سهندی م.، رادفر ج.، حسینی دوست س.ج.، مجمل م.، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، برگ شماره ۵۸۵۷ (۱۳۸۵).

[۲] مجمل م.، سهندی م.، "تکامل تکتونیکی پهنه سندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه های جدید در آن"، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۳۱-۳۲ (۱۳۷۸)، ص ۴۹-۲۸.

[3] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.

[۴] رادفر ج.، "بررسی های زمین شناسی و پترولوژی سنگ های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه- گوشه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (۱۳۶۶).

[۵] سهیلی م.، "نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم آباد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، برگ شماره D7 (۱۳۷۱).

[6] Berthier F., Billiaul H.P., Halbronn B. Marizot P., "Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)", These De 3e cycle, Grenoble, (1974).

- [29] Pettijohn F.S., Potter P. E., Siever R., "Sand and Sandstones", Springer-Verlag, New York, (1972) 290.
- [30] Herron M.M., "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data", Journal of Sedimentary Petrology 58 (1988) 820-829.
- [31] Garcia D., Fonteilles M., Moutte J., "Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites", Journal of Geology 102 (1994) 411-322.
- [32] Werner C.D., "Saxonian granulites-igneous or lithogenous, A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes", ZfI-Mitteilungen 133 (1987) 221-250.
- [33] Roser B.P., Korsch R.J., "Provenances signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data", Chemical Geology 67 (1988) 119-139.
- [34] Floyd P.A., Winchester J.A., Park R.G., "Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairloch", Scotland, Precambrian Research 45 (1989) 203-214.
- [35] Hallberg J.A., "A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain", Journal of Geology Exploration 20 (1984) 1-8.
- [36] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.
- [37] Vergara M., Levi B., Nystrom J.O., Cancino A., "Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile", Geology Society of American Bulletin 107 (1995) 1427-1440.
- [38] Nesbitt H.W., Young G.M., "Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations", Geochimica et Cosmochimica Acta 48 (1984) 1523-1534.
- [39] Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M., "Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance", Geology 23 (1995) 921-924.
- (Mexico) geothermal system", Contributions to Mineralogy and Petrology 91 (1985) 235-244.
- [19] Cathelineau M., "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature", Clay Minerals 23 (1988) 471-485.
- [20] Laid J., "Chlorites: metamorphic petrology. In: Hydrous Phyllosilicates (et Baily, S.W.)", Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 19 (1988) 405-453.
- [21] Feenstra A., "An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and f paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations", Journal of Petrology 37 (1996) 201-233.
- [22] Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A., "Composition of plutonic muscovite: genetic implications", The Canadian Mineralogist 19 (1981): 25-34.
- [23] Schliestedt M., "Phasengleichgewichte in Hoch druckgesteinen von Sifnos", Griechen land. Ph.D. Thesis, Technical University Braunschweig, Germany, (1980) 142.
- [24] Lambert R.St.J., "The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of The Morar and Kroydart districts of Inverness-shire", Transactions of the Royal Society of Edinburgh 63 (1959) 553.
- [25] Kranidiotis P., Maclean W.H., "Systematics of Chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec", Economic Geology 82 (1987) 1898-1911.
- [26] Jowett E.C., "Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991) ", Program with Abstracts 16 (1991) A62.
- [27] Xie X., Byerly G.R., Ferrell R.E., "Iib trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications for geothermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 126 (1997) 275-291.
- [28] Winkler H.G.F., "Abolition of metamorphic facies", Fortschr. Mineral 47 (1970) 84-105.

- [46] Wilson M., *"Igneous petrogenesis"*, Unwin Hyman London, (1989) 466.
- [47] Arsalan M., Aslan Z., *"Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey"*, Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 177-193.
- [48] Rogers G., Hawkesworth C.J., *"A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge"*, Earth and Planetary Science Letters 91 (1989) 271-285.
- [49] Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M., *"High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines)"*, Journal of Petrology 37 (1996) 693-726.
- [50] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-51.
- [51] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz"*, Journal of Asian Earth Sciences 24 (2005) 405-417.
- [40] Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W., Hanchar J.M., *"Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup"*, Canadian Precambrian Research 84 (1997) 17-36.
- [41] Bhatia M.R., Crook K.A.W., *"Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 92 (1986) 181-193.
- [42] Bhatia M.R., *"Plate tectonics and geochemical composition of sandstones"*, Journal of Geology 92 (1983) 181-193.
- [43] Petersen N., Smith P.L., Mortensen J.K., Creaser R.A., Tipper H.W., *"Provenance of Jurassic sedimentary rocks of south-central Quesnellia"*, British Columbia: implications for paleogeography, Canadian Journal of Earth Sciences 41 (2004) 103-125.
- [44] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757-775.
- [45] Thompson A.B., *"Magmatism of the British Tertiary volcanic Province"*, Scottish Journal of Geology 18 (1982) 50-107.