

شیمی کان‌ها و ژئوشیمی دگرسانی پروپلیتیک در گرانیتوئید آستانه (جنوب غرب اراک)

رحیمه میکائیلی*، موسی نقره نیان، محمدعلی مکی‌زاده، بتول تقی‌پور، زهرا طهماسبی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

(دریافت مقاله: ۸۷/۱۲/۱۸، نسخه نهایی: ۸۸/۶/۲۸)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی آستانه در جنوب غرب شهرستان اراک در زون سنندج سیرجان واقع شده است. این توده تحت تاثیر گرمایی‌ها دگرسان شده و دگرسانی پروپلیتیک یکی از دگرسانی‌های گسترش یافته در این گرانیتوئید است. اپیدوت، اسفن، پرنیت و کوارتز از کان‌های تشکیل دهنده‌ی این زون دگرسانند. میانگین پیستاشیت در کان‌ی اپیدوت ۲۴ درصد است و بر این اساس اپیدوت-ها ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها هستند. بر اساس نمودار Al نسبت به Fe، اسفن‌ها ثانویه و ناشی از دگرسانی هستند. پرنیت‌ها غنی‌شدگی کمی از آهن داشته و بر این اساس در دمای پایین و فوگاسیته کم اکسیژن تشکیل یافته‌اند. بهنجارسازی سنگ‌های دگرسان به سنگ مادر، بیانگر تهی‌شدگی از عناصر کمیاب است و از دگرسانی پروپلیتیک به فیلیک تهی‌شدگی افزایش می‌یابد. تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به اکسید کم تحرک Al_2O_3 نشانگر افزایش Na_2O در تمام زون‌ها به جز از زون فیلیک است که دلیلی بر کاهش بازی شدن پلاژیوکلازهاست. CaO در زون پروپلیتیک افزایش یافته و MgO تنها اکسیدی است که از تمام زون‌ها تهی شده است.

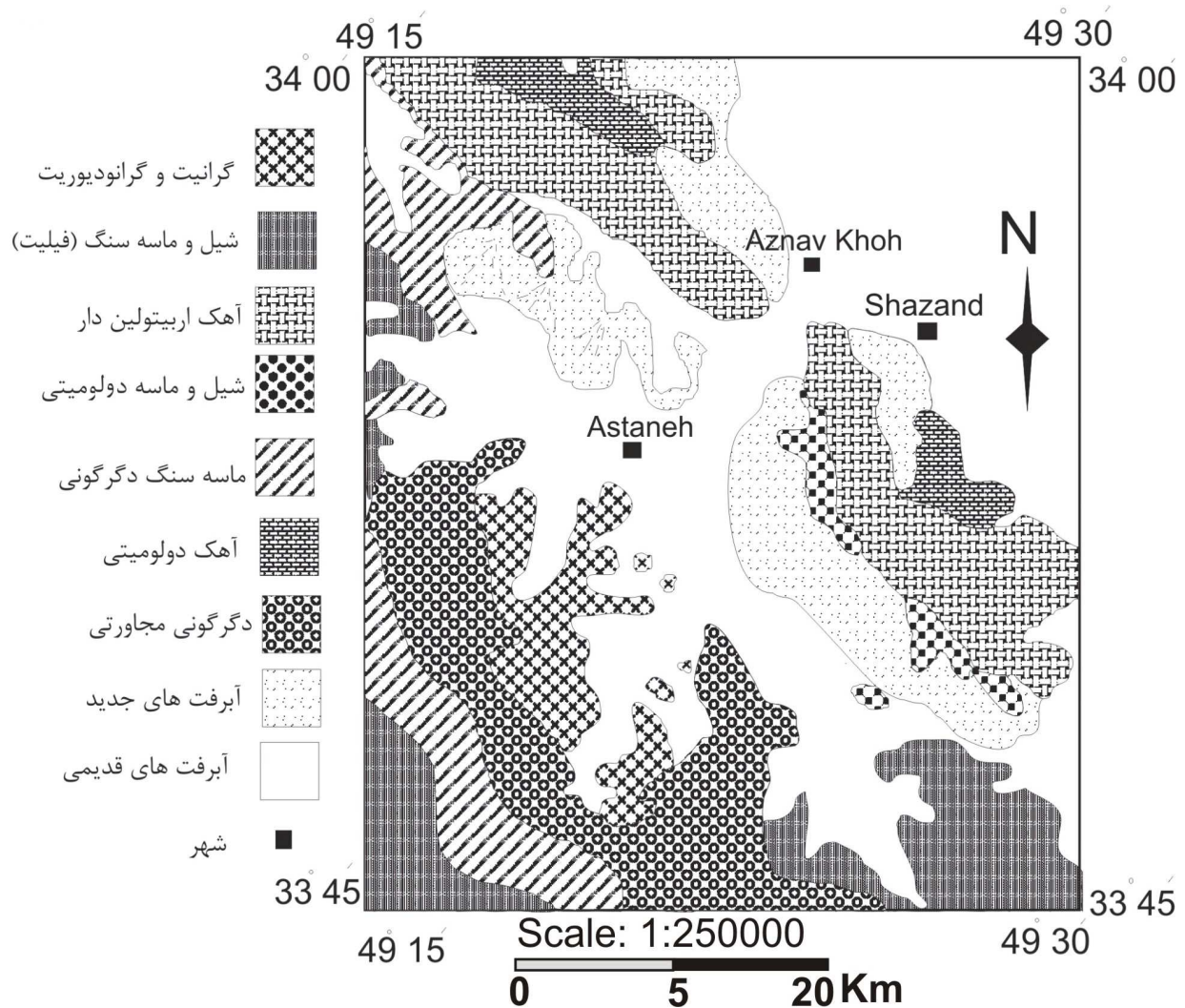
واژه‌های کلیدی: دگرسانی گرمایی، پروپلیتیک، تورمالینی شدن، فیلیک، گرانیتوئید، آستانه، جنوب غربی اراک.

مقدمه

میکروگرانودیوریتی در سنگ‌های منطقه شده است. توده‌ی نفوذی بروجرد در غرب این توده قرار گرفته و به نظر می‌رسد که رویدادهای حاکم بر توده‌ی نفوذی بروجرد بر این توده نیز حکم فرما بوده است و از گذشته‌ی زمین‌شناسی تقریباً مشابهی برخوردارند. اولین رخداد ماگماتیسیم گسترده در منطقه به پیش از کرتاسه می‌رسد و پروتولیت مربوط به گنیس‌های چشمی، گرانیت تعیین شده است [۲]. توده‌ی گرانیتوئیدی تحت تاثیر گرمایی‌ها دگرسان شده است، دگرسانی‌های فیلیک، پروپلیتیک، دگرنهادی بور (تورمالین زایی) و سیلیس‌زایی از

توده‌ی گرانیتوئیدی آستانه در زون ساختاری سنندج-سیرجان شمالی واقع شده است و از نظر موقعیت جغرافیایی در طول-های جغرافیایی $30^{\circ} 17' 49^{\circ}$ تا $22^{\circ} 22' 49^{\circ}$ شرقی و عرض-های $33^{\circ} 33' 30^{\circ}$ تا $54^{\circ} 33'$ قرار گرفته است. این توده در سنگ‌های دگرگون ژوراسیک نفوذ کرده و منجر به تشکیل هاله‌های دگرگونی شده است (شکل ۱) [۱]. پس از تشکیل هاله‌ی دگرگونی، شاره‌های حاصل از سرد شدن توده باعث تشکیل رگه‌های کوارتز تورمالین و نفوذ دایک‌های

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۰۰۰۰۰۰۰ (۰۰۰۰)، نمابر: ۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰ (۰۰۰۰)، پست الکترونیکی: Ra.miekayle@yahoo.com



شکل ۱ نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم آباد.

روش انجام کار

در این مقاله به‌منظور شناسایی کانی‌های دگرسان از میکروسکوپ قطبنده Olympus BX-60 استفاده شده است و به‌منظور تعیین فرمول ساختاری آنالیز نقطه‌ای روی کانی‌های اپیدوت، اسفن و پرهنیت در دانشگاه Huelva اسپانیا انجام گرفت. این آنالیزها با دستگاه ریزپردازنده‌ی مدل XA-8222 و با ولتاژ ۱۵ کیلو الکترون ولت و جریان ۵ نانو آمپر صورت گرفته است.

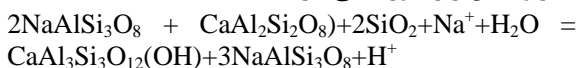
آنالیز شیمی سنگ (ICP-MS) بر روی نمونه‌های دگرسان و سالم در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا صورت گرفته

دگرسانی‌های معمول در این توده‌اند. گسترش کانی کلریت در دگرسانی پروپلیتیک می‌تواند به عنوان یک دگرسانی مستقل در نظر گرفته شود، همچنین دگرسانی آرژیلیک حدواسط نیز در منطقه شناسایی شده است. این گرانیوتیید و دگرسانی‌های آن به سبب وجود کانی‌سازی طلا از دیر باز همواره مورد پژوهش زمین‌شناسان بوده است [۳]، حضور طلا در این توده نفوذی وابسته به دگرسانی فیلیک و رگه‌های کوارتز-سولفید است. در این مقاله دگرسانی پروپلیتیک برای اولین بار به‌طور مشروح مورد بررسی قرار گرفته است.

تورمالین بستگی دارد و در پاره‌ای از موارد کانی تورمالین دوباره متبلور شده منجر به تشکیل تورمالین در گرانیتوئید در اثر عملکرد گرمایی‌های غنی از بور شده است. دگرسانی پروپلیتیک نیز در منطقه دارای گسترش چشم‌گیری است، این دگرسانی در منطقه به صورت فراگیر رخ داده است و غالب کانی‌های اولیه با کانی‌های جدید جایگزین شده‌اند. نوع کانی‌های موجود در این زون در اثر عواملی از قبیل دما، ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه و ترکیب شیمیایی آبگون کنترل می‌شود. اپیدوت، کلریت، آلبیت، اسفن، پرهنیت، پیریت و کوارتز از کانی‌های موجود در این دگرسانی هستند. از عوامل مهم در تشخیص صحرایی این دگرسانی رنگ سبز آن است که منجر به جدایش این دگرسانی می‌شود (شکل ۲-ب)، این رنگ به کانی‌های کلریت و اپیدوت وابسته است. هم‌رشدی کانی کوارتز با اپیدوت منجر به تشکیل بافت شانه‌ای شده است که در نمونه‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی قابل مشاهده است در این بافت کوارتز و اپیدوت به صورت ردیف‌های سفید و سبز رنگ در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. کانی اپیدوت به صورت رگه‌ای نیز تشکیل یافته است، این کانی در اثر دگرسانی کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. فراوانی کانی کلریت در این دگرسانی آن را به عنوان یک دگرسان مجزا به حساب می‌آورد. گسترش جانیشینی کانی‌های اولیه در این دگرسانی چشم‌گیر بوده و در ادامه به تشریح شیمی کانی این دگرسانی پرداخته می‌شود.

شیمی کانی اپیدوت

اپیدوت یکی از کانی‌های شاخص در دگرسانی پروپلیتیک منطقه است، این کانی در مقاطع میکروسکوپی و ماکروسکوپی اغلب با کانی کوارتز هم‌رشد بوده و بافت شانه‌ای نشان می‌دهند (Comb texture). روابط بافتی حاکی از تشکیل اپیدوت طی سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهاست [۴]. افزایش شماره‌ها همراه با افزایش فعالیت CO_2 در فرایند گرمایی منجر به تشکیل پروپلیتیک دگرسان با کانی‌های اپیدوت، کوارتز، کلریت، اسفن، پیریت و پرهنیت شده است (شکل ۲-ب و ۲-د) (علائم اختصاری بکار رفته بر گرفته از Kretz, (1983) است)، تشکیل اپیدوت بنابر واکنش زیر صورت می‌گیرد [۴، ۵]:

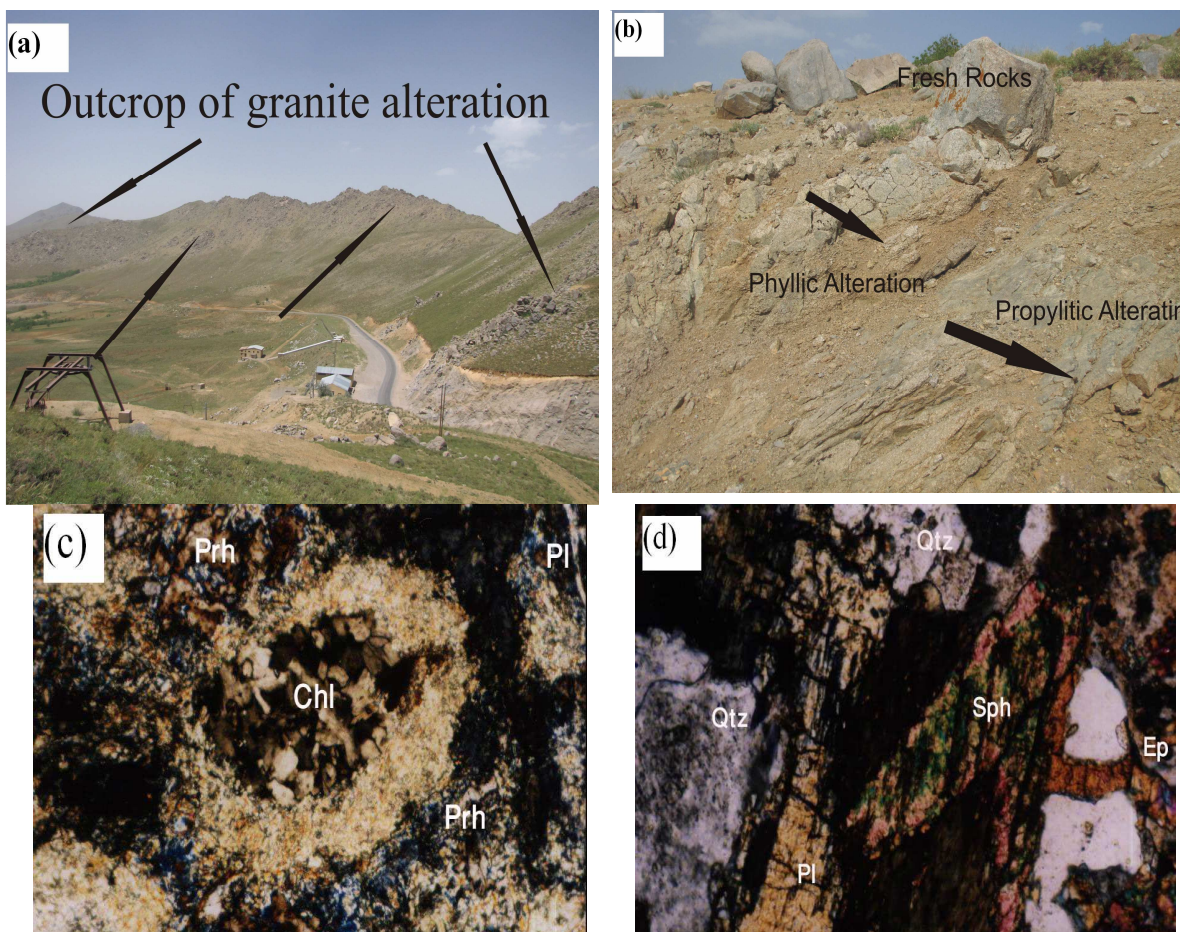


است. برای ترسیم نمودارها از نرم افزارهای Minpet, Newpet, AX استفاده شد و مورد پردازش قرار گرفت.

بحث و بررسی

توده‌ی گرانیتوئیدی آستانه از سه ترکیب اصلی گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت تشکیل شده است و ترکیب غالب این توده، گرانودیوریت است. کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی از کانی‌های اصلی، بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های جزئی این توده به حساب می‌آیند. بیوتیت گرانیت‌ها از دیگر واحدهای موجود در منطقه‌اند که کمتر دستخوش دگرسانی شده‌اند و به نظر می‌رسد جوانتر از واحدهای دیگر موجود باشند. از ویژگی‌های قابل ملاحظه در این توده عملکرد رگه‌های کوارتز - سولفید، کوارتز تورمالین و دایک‌های گرانیتوئیدی است که توده‌ی نفوذی را تحت تاثیر قرار داده‌اند و به عنوان جدیدترین واحدهای منطقه به‌شمار می‌آیند. عملکرد آبگون‌های جوی و ماگمایی باعث دگرسانی گرمایی در توده‌ی نفوذی شده است، در نتیجه تغییرات کانی‌شناسی متناسب با ترکیب گرمایی‌ها در توده‌ی گرانیتوئیدی صورت گرفته است.

عملکرد گرمایی‌ها منجر به تشکیل دگرسانی‌های مختلفی شده است (شکل ۲-ا) که از جمله‌ی آن‌ها دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه می‌توان به دگرسانی فلیک (گسترده-ترین)، پروپلیتیک، آرژیلیک حدواسط و سیلیس‌زایی اشاره کرد. لازم به یادآوری است که دگرنهادی پتاسیک-سدیک نیز در منطقه رخ داده است و در اثر عملکرد شاره‌های غنی از پتاسیم، موسکویت‌های ثانویه تشکیل شده‌اند که در اغلب موارد دارای ابعاد بزرگند، در پاره‌ای موارد سرسیت‌های کوچک مرحله اول دگرسانی به موسکویت‌های درشت تر تبدیل شده‌اند. دگرنهادی پتاسیک رخ داده در منطقه، متفاوت از دگرسانی پتاسیک رخ داده در سیستم‌های پورفیری است، بنابراین کانی‌های تشکیل شده نیز متفاوتند. رخداد دگرنهادی سدیک در منطقه منجر به تغییر کانی‌شناسی پلاژیوکلازها و آلبیتی شدن آن‌ها شده است. تورمالینی شدن یا دگرنهادی نیز در چند ناحیه از گستره‌ی مورد بررسی صورت گرفته است، این فرایند منجر به ایجاد هاله‌ای سفید رنگ با لکه‌های سیاه پراکنده در گرانیتوئیدها شده است. این لکه‌های سیاه به انبوه شدن



شکل ۲ (a) برونزد سنگ‌های دگرسان در منطقه مورد بررسی. (b) رخنمون دگرسانی پروپلیتیک در منطقه‌ی مورد بررسی. (c) تشکیل کانی پرهنیت طی تجزیه پلاژیوکلاز بازی (عدسی ۱۰۰، حالت XPL). (d) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های اپیدوت و اسفن، بقایایی از پلاژیوکلاز طی سوسوریتی شدن بر جای مانده است (۰.۴۰، حالت XPL).

اپیدوت و کلینو زوئیزیت از کانی‌های معمول در دگرسانی‌ها و دگرگونی‌های با درجه پایین تا متوسطند. کانی مناسب برای تشکیل اپیدوت، پلاژیوکلازهای بازی هستند، عملکرد گرمایی‌ها باعث می‌شود تا پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم تبدیل به آلبیت شوند و کلسیم آزاد شده در ساخت اپیدوت مورد استفاده قرار گیرد. اپیدوت‌ها دارای فرمول عمومی به شرح زیرند:

اپیدوت‌ها می‌توان در درصد پیستاشیت را محاسبه کرد [۶]:

$$PS = 100 * \frac{Fe^{3+}}{(Fe^{3+} + Al)}$$

با توجه به درصد پیستاشیت، خاستگاه اپیدوت‌ها را می‌توان مورد شناسایی قرار داد و محیط تشکیل اپیدوت را به دست آورد. با توجه به این که میانگین پیستاشیت به دست آمده برای اپیدوت‌های منطقه ۲۴ درصد است (جدول ۳)، به نظر می‌رسد اپیدوت‌های منطقه ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها بوده و طی دگرسانی تشکیل شده‌اند (شکل ۳). نرخ اکسایش سنگ‌ها تاثیر چشمگیری روی ترکیب اپیدوت دارد [۷]، گستره‌ی پایداری اپیدوت‌ها در اغلب سیستم‌های فعال ۲۴۰-۲۶۰ درجه و PH های خنثی است.

فرمول ساختاری برای اپیدوت بر اساس ۱۲٫۵ اکسیژن و ۸ کاتیون محاسبه شده است و نتایج در (جدول ۲، ۱) آورده شده‌اند. کانی اپیدوت می‌تواند طی فرایندهای اولیه و نیز در اثر عملکرد فرایندهای ثانویه از جمله فرایندهای پسا ماگماتیسم تشکیل شود. یکی از پارامترهای کلیدی برای تعیین خاستگاه اپیدوت‌ها میزان Fe^{3+} است، و با در نظر گرفتن میزان Fe^{3+}

جدول ۱ درصد وزنی اکسیدهای اصلی در کانی اپیدوت.

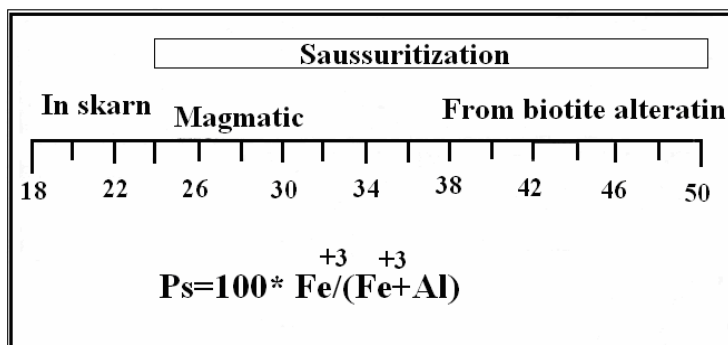
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	total
E-1	۳۷٫۸۷	۲۳٫۷۷	۰٫۰۰	۱۰٫۹۵	۰٫۰۱	۲۳٫۳۰	۹۵٫۹۰
E-2	۳۷٫۸۰	۲۳٫۳۰	۰٫۰۰	۱۱٫۳۷	۰٫۰۰	۲۳٫۳۴	۹۵٫۹۴
E-3	۳۷٫۴۷	۲۲٫۴۶	۰٫۰۰	۱۲٫۶۰	۰٫۰۰	۲۳٫۰۹	۹۵٫۶۹
E-4	۳۷٫۷۹	۲۳٫۰۹	۰٫۰۰	۱۱٫۹۱	۰٫۰۰	۲۳٫۲۷	۹۶٫۰۴

جدول ۲ محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی اپیدوت بر اساس ۱۲٫۵ اکسیژن و ۸ کاتیون.

Sample	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Mg	Ca	Sum_cat
E-1	۳٫۰۵	۲٫۲۵	۰٫۰۰	۰٫۶۶	۰٫۰۰۱	۲٫۰۱	۷٫۹۸
E-2	۳٫۰۵	۲٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۶۹	۰٫۰۰	۲٫۰۲	۷٫۹۹
E-3	۳٫۰۴	۲٫۱۵	۰٫۰۰	۰٫۷۷	۰٫۰۰	۲٫۰۱	۷٫۹۸
E-4	۳٫۰۵	۲٫۱۹	۰٫۰۰	۰٫۷۲	۰٫۰۰	۲٫۰۱	۷٫۸۹

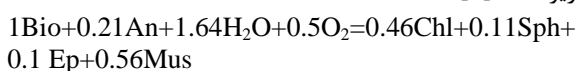
جدول ۳ محاسبه درصد پیستاشیت در کانی اپیدوت.

میانگین PS	E-4	E-3	E-2	E-1	نمونه
۲۳٫۹۶	۲۳٫۷۱	۲۲٫۸	۲۴٫۷۹	۲۶٫۵۴	PS درصد



شکل ۳ نمودار تعیین خاستگاه اپیدوت بر اساس میزان پیستاشیت، که بر این اساس نمونه‌ها ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها هستند [۶].

فعالیت بالای یون H⁺ و یون سولفات در محیط به‌منظور دگرسانی سنگ اولیه و ساخت اسفن است. تشکیل اسفن و اپیدوت در دمای ۳۴۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به صورت واکنش زیر است [۸]:



طی دگرسانی، کانی‌های بیوتیت و فلدسپات، تیتان و کلسیم آزاد شده و در ساختار اسفن جا گرفته‌اند. شیمی این کانی متفاوت بوده و با پارامترهای گسترده‌ای مثل دما، فشار،

شیمی کانی اسفن

تیتانیت یک فاز کانیایی معمول در اغلب سنگ‌های آذرین اسید، حدواسط و سنگ‌های پلوتونیک قلیایی است، اسفن موجود در محیط‌های آذرین غالباً شکل دارند ولی در محیط‌های دگرگونی از جمله در شرایط دگرسانی به‌صورت بی‌شکل و در ابعاد کوچک ظاهر می‌شود. در شرایط دگرسانی، به‌ویژه در دگرسانی‌های گرمابی، اسفن می‌تواند طی دگرسانی فلدسپات‌ها و بیوتیت‌ها تشکیل شود، تشکیل اسفن در این محیط‌ها بیانگر

پسا ماگماتیسیم بوده و طی فرایند دگرسانی گرمایی تشکیل شده است. بررسی‌های آزمایشگاهی تیتانیت روشن کرده است که Fe, Al موجود در این کانی به صورت مثبتی با فشار همخوانی و با دما رابطه‌ی منفی دارد [۱۲]. در بسیاری از اسفن‌ها با خاستگاه دگرگونی با افزایش TiO_2 اکسیدهای Al, Fe کاهش می‌یابند. نسبت Ca/Al آنگون حضور یا عدم حضور اسفن را در سنگ کنترل می‌کند [۱۳]، فعالیت بیشتر Ca در آنگون برای متبلور شدن اسفن مناسب است و فوگاسیته اکسیژن طی فرایند دگرسانی به تشکیل اسفن وابسته است، در فوگاسیته‌ی بالا Fe جایگزین Ti می‌شود و منجر به تشکیل اپیدوت می‌شود [۱۴].

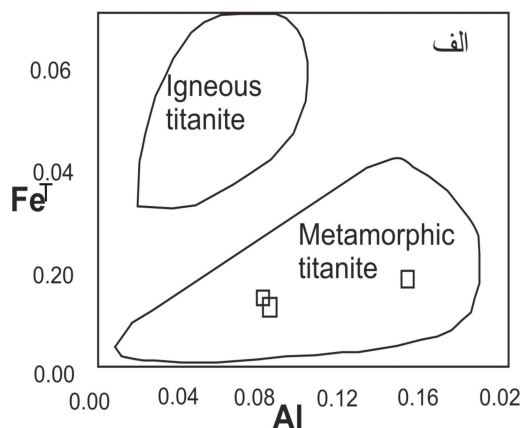
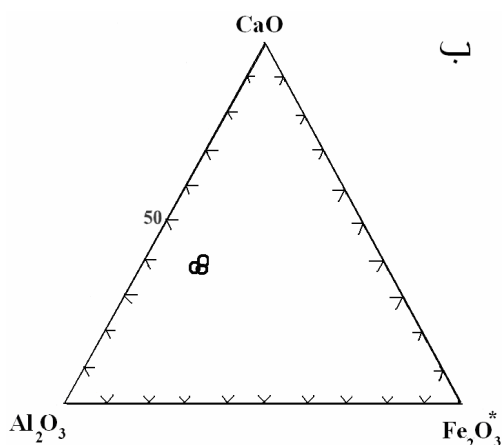
فوگاسیته‌ی اکسیژن و آب کنترل می‌شود [۹]. اسفن دارای فرمول کانی‌شناسی $CaTiSiO_5$ بوده، ولی ترکیب شیمیایی آن با ترکیب ایده‌ال تفاوت دارد و کاتیون‌های دیگری نیز در ساختار اسفن حضور دارند. نظر به این که تشخیص اسفن‌های ماگمایی از اسفن‌های دگرگون در پاره‌ای موارد مورد تردید است، با توجه به میزان Al, Fe موجود که جایگزین کلسیم و تیتان می‌شوند، خاستگاه اسفن‌ها یعنی آذرین یا دگرگونی بودن را می‌توان مشخص کرد [۱۰، ۱۱]. لذا فرمول ساختاری اسفن بر اساس ۵ اکسیژن و ۳ کاتیون محاسبه شد و نتایج در جدول-های (۴، ۵) آورده شده‌اند. با استفاده از پارامترهای یاد شده، نمونه‌ها در گستره‌ی دگرگونی واقع شده‌اند [۱۰، ۱۱] (شکل ۴-الف)، در نتیجه کانی تیتانیت در زون پروپلیتیک ناشی از فرایند

جدول ۴ درصد اکسیدهای اصلی در کانی اسفن.

sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
S-1	۳۰٫۵۲	۳۴٫۶۷	۲٫۷۲	۰٫۴۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۲۸٫۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۹۷٫۰۸
S-2	۳۰٫۳۶	۳۵٫۱۶	۲٫۵۱	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۲۸٫۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۹۶٫۹۲
S-3	۳۰٫۸۱	۳۲٫۹۲	۴٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۲۸٫۹	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۹۷٫۶۳

جدول ۵ محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی اسفن بر اساس ۵ اکسیژن و ۳ کاتیون.

sample	Si	Ti	Al	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Sum_cat
S-1	۱٫۰۲	۰٫۸۷	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۳٫۰۵
S-2	۱٫۰۲	۰٫۸۸	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۳٫۰۴
S-3	۱٫۰۳	۰٫۸۲	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۳٫۰۷



شکل ۴ الف- نمودار جدایش اسفن [۱۲]، بر اساس فاکتورهای Al, Fe اسفن‌ها ناشی از دگرگونی هستند. ب- نمودار تعیین ترکیب پرنیت [۱۷]، بنابراین نمودار پرنیت‌ها از غنی‌شدی پایین آهن برخوردار بوده و به قطب آلومنیوم نزدیکند.

شیمی کانی پره‌نیت

یکی دیگر از کانی‌های تشکیل شده طی دگرسانی گرمایی در منطقه، کانی پره‌نیت است. این کانی طی دگرسانی پلاژیوکلازهای بازی منطقه حاصل می‌شود. کانی پره‌نیت در مقاطع دارای بافت شعاعی بوده و از دوشکستی پایینی برخوردار است، صرف نظر از این که پره‌نیت اغلب در شرایط دگرگونی تشکیل می‌شود ولی در محیط‌های دگرسانی نیز امکان تشکیل وجود دارد. تشکیل کانی آلومینوسیلیکاته کلسیم‌دار هیدراته در منطقه بیانگر دما و فشار کم در فرایند دگرسانی است [۷]. پره‌نیت در مقاطع نازک شباهت بسیار نزدیکی با کلریت-های ناشی از دگرسانی بیوتیت‌ها (اغلب به صورت شعاعی) دارد، لذا از آنالیز نقطه‌ای به استفاده شده و مورد شناسایی قرار گرفته است. پره‌نیت دارای فرمول ساختاری $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ است، و فرمول ساختاری آن بر اساس ۱۱ اکسیژن و ۷ کاتیون مورد محاسبه قرار گرفته، و نتایج حاصل از محاسبه در ادامه آورده شده‌اند (جدول ۶ و ۷).

آهن از کاتیون‌هایی است که می‌تواند در ساختار پره‌نیت جایگزین شود، قابلیت جای‌گیری Fe^{3+} در موقعیت هشت وجهی، ساختار پره‌نیت بسیار متفاوت است و به‌طور کلی با افزایش دما کاهش می‌یابد [۱۵]. حضور پره‌نیت در محیط بیانگر پایین بودن فوگاسیته اکسیژن است [۱۶]. میزان آهن موجود در ساختار پره‌نیت‌ها متفاوت است، و برای بررسی و تشخیص میزان آهن می‌توان از نمودار $\text{CaO Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3^*$ استفاده کرد [۱۷]. برای این منظور FeO تبدیل به Fe_2O_3

شده است [۱۸]. موقعیت کانی‌های پره‌نیت در شکل (۴-ب) نشان داده‌اند، و چنانکه دیده می‌شود نمونه‌ها به قطب آلومینیوم نزدیک بوده و غنی‌شدگی کمی از آهن نشان می‌دهند. اپیدوت و پره‌نیت در سنگ‌هایی با پائین‌ترین دما و فشار، Fe^{2+} دمایی در حدود ۳۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۳۰ اتمسفر تشکیل می‌شوند [۱۶].

ژئوشیمی

نظر به این که اکسیدهای عناصر اصلی در اثر عملکرد فرایند های پسا ماگماتیسیم از جمله در اثر فرایندهای دگرسانی دستخوش تغییر می‌شوند و غنی‌شدگی و تهی‌شدگی گسترده-ای نشان می‌دهند، لذا استفاده از آن‌ها به منظور تشخیص فرایندهای ژئوشیمیایی و شناسایی خاستگاه آن‌ها با تردید مواجه می‌شود. برای پیشگیری از این مورد می‌توان از عناصر کمیاب استفاده کرد که کمتر دستخوش تغییر می‌شوند، ولی REE ها می‌توانند با آیون‌های غنی از F^- , Cl^- , HCO_3^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} , CO_3^{2-} ترکیب‌هایی با لیگاندهای گفته شده به حرکت درآیند. این عناصر به دلیل کاهش یکنواخت اندازه‌ی یونی با افزایش عدد اتمی، دارای اختلاف کوچکی در رفتارهای ژئوشیمیایی خود هستند و این ویژگی‌ها خصوصیات باعث می‌شود تا در اثر برخی فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر جدا شوند [۱۹] و بدین وسیله می‌توان به ژنز مجموعه-های سنگی و ماهیت فرایندهای زمین‌شناسی پی برد. برای بررسی رفتار عناصر طی دگرسانی سعی شده است که نمونه‌ها

جدول ۶ درصد اکسیدهای اصلی در کانی پره‌نیت.

sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
P-1	۳۸٫۹۳	۰٫۰۳	۳۰٫۲۹	۲٫۹۱	۰٫۲۴	۰٫۰۰	۲۳٫۹۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۹۶٫۳۵
P-2	۳۸٫۷۶	۰٫۰۰	۳۰٫۰۶	۲٫۵۷	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۲۳٫۹۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۹۵٫۴۴
P-3	۳۸٫۵۳	۰٫۰۰	۲۹٫۳۷	۰٫۰۰	۳٫۵۰	۰٫۱۱	۲۳٫۶۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۹۸٫۳۷

جدول ۷ محاسبه‌ی فرمول ساختاری پره‌نیت بر اساس ۱۱ اکسیژن و ۷ کاتیون.

sample	Si	Ti	Al	Fe ⁺²	Mn	Ca	K	P	Sum_cat
P-1	۲٫۶۸	۰٫۰۰۱	۲٫۴۵	۰٫۱۶۸	۰٫۰۱۴	۱٫۷۶	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۷٫۰۰۸
P-2	۷٫۰۸	۰٫۰۰	۲٫۴۵	۰٫۱۴۹	۰٫۰۰۵	۱٫۷۷	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۷٫۰۰۸
P-3	۲٫۶۹	۰٫۰۰	۲٫۴۲	۰٫۲۰۵	۰٫۰۰۶	۱٫۷۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۷٫۰۹۵

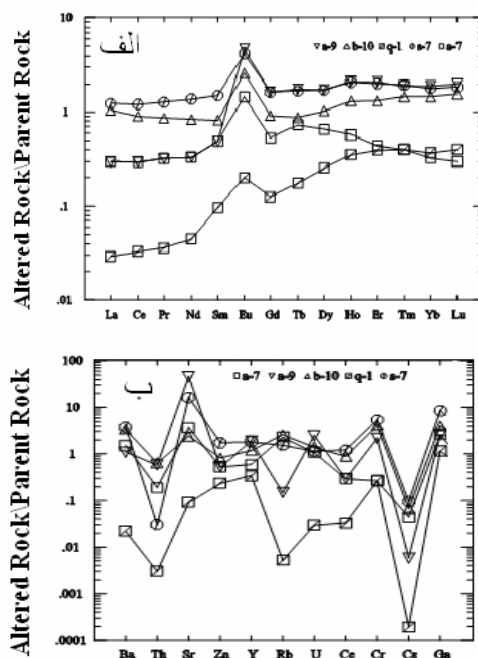
تواند به حرکت درآورد و منجر به تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی برخی عناصر شود. REE های سبک در فاز آبگون پایدارترند و REE های سنگین با کمپلکس‌ها در PH پایین در دماهای بالا پایدارند [۲۱]. به‌منظور بررسی‌های بیشتر گرانیتهای تورمالین دار به صورت جداگانه به سنگ مادر بهنجارشده‌اند تا تحرک عناصر طی دگرسانی تعیین شود. بر این اساس عناصر سبک دارای گردهی نسبتاً مسطحی بوده و غنی‌شدگی کمتر از ۱ را نشان می‌دهند، غنی‌شدگی و عناصر Tb, Lu نشانگر تحرک پایین این عناصر طی دگرسانی است (شکل ۶).

برای مقایسه تغییرات اکسیدهای اصلی طی دگرسانی‌های مختلف، از محاسبات تغییرات اکسیدها استفاده شد، برای این منظور از اکسید کم‌تحرک Al_2O_3 استفاده شده است [۲۳-۲۶]:

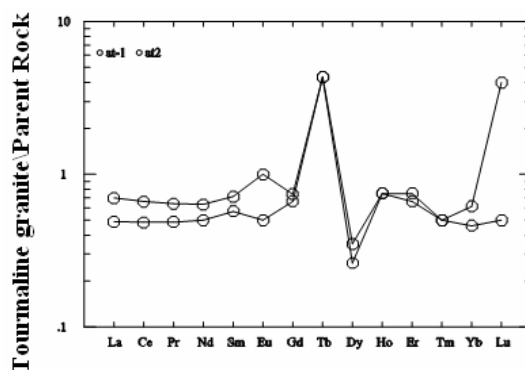
$$\Delta_i = \frac{\frac{(C_{Al_2O_3}^P * C_i^D)}{C_{Al_2O_3}^D} - C_i^P}{C_i^P} * 100$$

در این فرمول میزان Δ_i برای اکسیدهای مختلف در زون‌های موجود محاسبه شده است، که در آن $P_{Al_2O_3}^C$ میزان اکسید Al_2O_3 در سنگ مادر و $D_{Al_2O_3}^C$ میزان اکسید در سنگ دگرسان، و نیز C_i^P تمرکز اکسید i در سنگ مادر و C_i^D تمرکز اکسید i در نمونه‌های دگرسان را نشان می‌دهد. Δ_i برای اکسیدهای اصلی محاسبه شده و نتایج حاصل در نمودار ستونی رسم شده است (شکل ۷). بر این اساس اکسید TiO_2 طی دگرزندی بر کاهش یافته ولی در زون‌های سیلیسی و فلیک افزایش پیدا کرده است، در حالی‌که در زون پروپلیتیک این اکسید تحرک نیافته است. MgO در تمام زون‌ها و MnO به جز زون سیلیسی در زون‌های دیگر کاهش یافته است. میزان اکسید Na_2O در تمام دگرسانی‌ها به جز زون فلیک افزایش یافته که نمایان گر اسیدی شدن پلاژیوکلازها و آلبیتی شدن آنهاست که منجر به افزایش اکسید کلسیم در زون پروپلیتیک شده است. اکسید K_2O در دو زون سیلیسی و پروپلیتیک کاهش و در دو زون دیگر افزایش یافته است، به دلیل گستردهی گستردهی SiO_2 در زون سیلیسی از آوردن این اکسید خودداری شده است. این اکسید در سه زون دگرسان یاد شده افزایش یافته و تنها در زون پروپلیتیک برابر با سنگ اولیه است (جدول ۸).

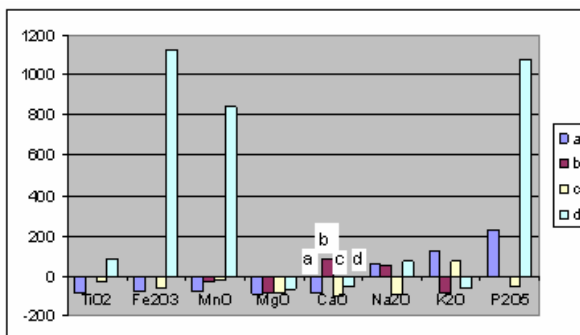
به سنگ مادر اولیه بهنجار شوند تا روند تغییرات در نمونه‌های دگرسان نسبت به سنگ مادر مورد بررسی قرار گیرد. به‌منظور آگاهی از تغییرات در طول دگرزندی و تشکیل تورمالین ناشی از دگرسانی، گرانیتهای تورمالین‌دار به سنگ مادر بهنجار شده‌اند تا تغییرات عناصر کمیاب طی این دگرسانی مشخص شود. با توجه به بهنجارسازی نمونه‌های دگرسان نسبت به سنگ مادر، تمامی نمونه‌ها دارای بی‌هنجاری مثبت Eu هستند (شکل ۵ الف)، تهی‌شدگی از Eu بیانگر دمای بالاست [۲۰]. الگوی بهنجارسازی عناصر کمیاب سبک و سنگین به سنگ مادر برای دگرسانی‌های فلیک، سیلیسی، پروپلیتیک و دگرزندی ترسیم شده است (شکل ۵-الف) بر این اساس در دگرسانی پروپلیتیک عناصر سنگین تهی‌شدگی چشم‌گیری را نشان نمی‌دهند، این تحرک پایین به بالا بودن PH و نسبت پایین آب به سنگ وابسته است. دگرسانی سیلیسی نشان دهندهی تهی‌شدگی چشم‌گیری از عناصر کمیاب سبک است، در حالی‌که دگرزندی با تورمالین‌زایی منجر به غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب سنگین نسبت به سنگ مادر شده است. لازم به یادآوری است که گرانیتهای تقریباً نادگرسان، الگوی نسبتاً مسطحی را نشان می‌دهد. کاهش شدید عناصر کمیاب بیانگر شکسته شدن کانی‌های اولیه و اسیدی شدن محیط است، در PH های پایین و دماهای کمتر از ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد نقش کمپلکس‌های SO_4^{2-} , Cl^- , F^- حضور سولفور و شرایط اکسایش به‌عنوان عوامل تحرک عناصر در زون سیلیسی هستند و منجر به تهی‌شدگی عناصر شده‌اند [۲۱]. از زون پروپلیتیک به زون فلیک با کاهش K^+ و افزایش H^+ تمام عناصر کمیاب دستخوش تهی‌شدگی می‌شوند ولی تهی‌شدگی در عناصر کمیاب سبک بیشتر از سنگین است [۲۲]. براساس نمودارهای چند عنصر که به‌منظور مقایسه این عناصر با سنگ اولیه ترسیم شده‌اند، عناصر Th, Cs, Rb دستخوش تهی‌شدگی و عناصر Sr, Y, Cr, Ga دستخوش غنی‌شدگی شده‌اند (شکل ۵-ب) این غنی‌شدگی در واقع ناشی از مقاوم بودن و تهی‌نشدن این عناصر طی دگرسانی است. کاهش Cs می‌تواند به تجزیه بیوتیت وابسته باشد، افزایش Sr به ویژه در زون پروپلیتیک به دلیل تجزیهی کانی‌هایی از قبیل پلاژیوکلاز و تشکیل کانی‌های جدید حاوی Ca است، کاهش Cs, Rb بیانگر شکسته شدن کانی بیوتیت است. تغییر ترکیب شاره از H_2O به غنی از SiO_2 ، یا افزایش دما و حجم شاره‌ها، عناصر نامتحرک را می-



شکل ۵ الف- نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده به سنگ مادر برای زون‌های مختلف. ب- نمودار چند عنصر بهنجار شده به سنگ مادر نادگرسان، که بیانگر تهی‌شدگی عناصر Th, Rb, Cs طی دگرسانی است.



شکل ۶ نمودار بهنجارسازی گرانیت‌های تورمالین‌دار به سنگ اولیه، که بر این اساس عناصر کمیاب سنگین نسبت به سنگ والد غنی‌شدگی نشان می‌دهند.



شکل ۷ نمودار ستونی اکسیدهای اصلی نمونه‌های دگرسان نسبت به سنگ مادر اولیه، MgO تنها اکسید تهی شده در هر چهار زون است (a) دگرزهدی بر، b پروپلیتیک، c فیلیک و d سیلیسی، تغییرات اکسیدها در هر چهارزون به ترتیب بررسی شده‌اند)

جدول ۸ آنالیز شیمی سنگ کل (به ترتیب پروپلیتیک (a-7)، دگرنهادی بور (a-9)، فلیک (b-10)، سیلیسی (q-1)، فلیک (s-7)، گرانیت سالم (as-1) و تورمالین گرانیت (at-1, at-2)).

sample	a-7	a-9	b-10	q-1	s-7	As-1	at-1	at-2
SiO ₂	۷۲٫۷۰	۶۳٫۷۰	۷۲٫۴۰	۹۷٫۰۰	۶۳٫۱۰	۶۷٫۷۶	۷۳٫۳۶	۷۳٫۱۶
TiO ₂	۰٫۰۸	۰٫۴۹	۰٫۳۳	۰٫۰۱	۰٫۵۱	۰٫۴۱	۰٫۱۳	۰٫۱۴
Al ₂ O ₃	۱۷٫۴۰	۱۴٫۲۵	۱۵٫۷۵	۱۵٫۲۵	۰٫۱۷	۱۵٫۸۰	۱۴٫۴۵	۱۴٫۴۱
Fe ₂ O ₃	۱٫۱۴	۵٫۰۱	۲٫۲۴	۰٫۸۸	۵٫۶۴	۳٫۲۵	۳٫۰۴	۲٫۶۰
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۸	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳
MgO	۰٫۲۱	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۰۱	۲٫۶۶	۲٫۶۶	۰٫۸۳	۱٫۲۸
CaO	۰٫۵۶	۸٫۱۰	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۴٫۴۳	۳٫۴۸	۰٫۲۹	۱٫۲۶
Na ₂ O	۳٫۹۷	۴٫۱۵	۰٫۲۲	۰٫۰۵	۲٫۷۸	۴٫۰۲	۳٫۱۲	۲٫۶۹
K ₂ O	۴٫۹۱	۳٫۳۳	۴٫۰۲	۰٫۰۱	۲٫۴۹	۲٫۸۵	۲٫۳۹	۱٫۹۱
P ₂ O ₅	۰٫۳۵	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۵
LOI	۰٫۸۸	۱٫۱۷	۲٫۷۹	۰٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۳۴	-	-
Rb	۱۷۱	۱۱٫۳	۱۹۳	۰٫۴۰	۱۱۷	۷۸٫۷	۹٫۴۰	۶٫۸۰
Cs	۴٫۵۴	۰٫۶۱	۶٫۸۵	۰٫۰۲	۹٫۸۸	۱۲٫۳	۰٫۹	۰٫۸۱
Sr	۴۳٫۵	۵۴۳	۲۸٫۸	۱٫۰	۱۹۲	۲۶٫۲	۲٫۴۰	۵٫۷۰
Ba	۱۲۲	۸۹	۲۷۱	۱٫۸	۳۰۴	۹۳	۱۷٫۵	۱۱٫۸
Th	۳٫۱۶	۹٫۶۸	۱۰٫۵	۰٫۰۵	۰٫۵۰	۷٫۹۰	۱۲	۱۱
U	۱٫۸۳	۴٫۲۱	۲٫۴۵	۰٫۰۵	۱٫۹	۱٫۳	۱٫۵	۱٫۵
Cr	۱۰	۸۰	۱۵۰	۱۰	۲۰۰	۱۸٫۱	۸٫۲	۶٫۳
Co	۱	۲۰٫۱	۴٫۳	۰٫۷	۱۷	۹٫۲	۲٫۳	۱٫۹
Zn	۱۸	۱۸	۲۸	۸	۵۹	۲۲٫۶	۵٫۱	۸٫۷
Ga	۱۸	۱۸	۲۸	۷	۵۶	۴٫۵۷	۱٫۱۲	۱٫۴۶
Y	۷	۲۲٫۳	۱۴٫۲	۴٫۱۱	۲۱٫۸	۱۰٫۴	۶٫۶۷	۸٫۹۴
La	۵٫۱	۲۴٫۲	۱۸	۰٫۵	۲۱٫۱	۱۸٫۶	۱۲	۸٫۴۰
Ce	۱۰٫۷	۴۸٫۳	۳۲٫۷	۱٫۲۰	۴۳٫۸	۳۷	۲۴٫۲	۱۷٫۶
Pr	۱٫۲۵	۵٫۵	۳٫۳۵	۰٫۱۴	۴٫۹۶	۴	۲٫۵	۱٫۹
Nd	۴٫۴	۲۰٫۵	۱۱٫۱۲	۰٫۶	۱۸٫۴	۱۴٫۱	۸٫۴	۶٫۵
Sm	۱٫۳۷	۴٫۴۸	۲٫۲۹	۰٫۲۷	۴٫۱۹	۲٫۶۰	۱٫۸	۱٫۷
Eu	۰٫۴۲	۲٫۴۵	۱٫۸۹	۰٫۴۸	۲٫۳۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱
Gd	۱٫۴۳	۴٫۴۴	۲٫۴۷	۰٫۳۴	۴٫۳۸	۲٫۷	۱٫۹	۱٫۷
Tb	۰٫۲۹	۰٫۷۰	۰٫۳۵	۰٫۰۷	۰٫۶۷	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲
Dy	۱٫۵	۳٫۹۳	۲٫۳۴	۰٫۵۸	۳٫۹۱	۲٫۰	۱٫۶	۱٫۷۵
Ho	۰٫۲۳	۰٫۸۵	۰٫۵۲	۰٫۱۴	۰٫۸۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳
Er	۰٫۵۳	۲٫۵	۱٫۵۷	۰٫۴۷	۲٫۴۱	۱	۰٫۸	۰٫۹
Tm	۰٫۰۸	۰٫۳۸	۰٫۲۹	۰٫۰۸	۰٫۳۹	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱
Yb	۰٫۴۲	۲٫۲۴۵	۰٫۸۹	۰٫۴۹	۲٫۳۱	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۸
Lu	۰٫۰۶	۰٫۴	۰٫۳۱	۰٫۰۸	۰٫۳۷	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱

برداشت

دگرسانی پروپلیتیک پس از دگرسانی فلیک دومین دگرسانی غالب در گرانیتوئید آستانه است، نوع کانی‌های این زون با در نظر گرفتن دما، ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه و ترکیب محلول شامل: اپیدوت، کلریت، کوارتز، اسفن، پرهنیت و پیریت است.

اسفن‌های موجود در زون دگرسان بر اساس Al, Fe جایگزین شده در ساختار این کانی ناشی از فرایند دگرسانی است. محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی پرهنیت بیانگر غنی‌شدگی پایین این کانی از آهن و نزدیک بودن آن به قطب آلومنیوم است، این ویژگی‌ها نشانگر دمای پایین تشکیل کانی پرهنیت در دگرسانی پروپلیتیک‌اند.

بهنجارسازی نسبت به سنگ مادر نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی از عناصر کمیاب در سنگ‌های دگرسان است و تهی‌شدگی از زون پروپلیتیک به زون فلیک افزایش می‌یابد، تهی‌شدگی برای عناصر کمیاب سنگین در زون پروپلیتیک نسبتاً ناچیز بوده و نشانگر تحرک پایین این عناصر طی دگرسانی است.

بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به اکسید کم تحرک آلومنیوم نشان می‌دهد که MgO در تمام زون‌های دگرسانی دستخوش تهی‌شدگی شده و Na_2O , K_2O در اغلب دگرسانی‌ها افزایش یافته‌اند. CaO طی دگرسانی پروپلیتیک افزایش یافته و علت آن، تجزیه‌ی پلاژیوکلازها و تشکیل کانی‌های ثانویه کلسیم‌دار از قبیل اپیدوت و پرهنیت است.

مراجع

- [1] افشاریان زاده ع. م، صهبائی م، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد، سازمان زمین‌شناسی (۱۳۷۱).
- [2] رادفر ج، بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه (پایان‌نامه کارشناسی ارشد)، دانشگاه تهران (۱۳۶۶). ۱۰۹ص.
- [3] افشونی ز، بررسی دگرسانی گرانیت آستانه (پایان‌نامه کارشناسی ارشد)، دانشگاه تهران (۱۳۸۶). ۱۲۳ص.
- [4] Mayer C., Hemly J. J., "Wall rock alteration in Geochemistry of hydrothermal ore deposits", (1967) 166-235.
- [5] Montoya J. W., Hemley J. J., "relations and stabilities in alkalai feldspar and mica alteration reactions", *Economic Geology*, 70 (1975) 577-594.
- [6] مظاهری ا، اهمیت پیستاشیت در تشخیص نوع اپیدوت، ششمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه علم صنعت تهران (۱۳۷۸).
- [7] Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bemanec V., Heuss S., "Recommended nomenclature of epidote group- minerals", *Eur. J. Mineral.* 18 (2006) 551-567.
- [8] Deer W., Howie A, Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Second editions, Longman, London, (1992) 760.
- [9] Eggleton R., Banfield J. F., "The alteration of biotite to chlorite", *American Mineralogist*, 70 (1985) 902-910.
- [10] Harlov D., Seifert P., Nijland W., Forster H., "Formation of Al-rich titanite reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks of f_{O_2} and $f_{\text{H}_2\text{O}}$ ", *Lithos* 88 (2006) 72-84.
- [11] Osman Mohamad Y., Maekawa H., "Origion of titanite in metarodngite from the Zagros thrust zone, Iraq". *American Mineralogist*, 930 (2008) 1133-1141.
- [12] Kowallis B. J., Christiansen E. H., Griffen D. T., "Composition variation in titanite", *Geological Society of American Abstracts with programs*, (1997) 29-44.
- [13] Smith D. C., "The pressure temperature dependence of Al-solubility in sphene in the system Ti-Al-Ca-O-F", *Progress of Experimental Petrology*, 18 (1981) 193-197.
- [14] Frost B. R., Chamberlain K. R., Schumacher J. C, "Sphene phase relations and role as a geochronometr", *Chamical Geology*, 172 (2000) 131-148.
- [15] Bird D. K., Schiffmean P., Williams W. A., "Calc-silicate mineralization active geothermal systems". *Econ Geol.* 79 (1984) 671-695.
- [16] Liou J. G., Kim H. S., Marugama S., "Prehnite- epidote equilibria and their petrologic applications", *J. Petrol.* 24 (1983) 321-342.
- [17] Wheeler R., Browne S., Rodsers K. A., "Iron rich and iron poor prehnites from the way Linggo epithermal Au-Ag deposit, southwest Sumatra and Heber geothermal field, California", *Mineralogical Magazine*, 65 (2001) 206-394.

systems in northern Turkey: the temporal interplay of potassic, propylitic and phyllic fluids", Journal Earth Sci. 17 (1980) 901-926.

[23] Nessbitt H. V., Young G. M., "Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element", chemistry of lutites, nature. 299 (1982) 715-717.

[24] Altaner S. P., Ylagan S., Savin S., Aronson J. L., Pozzuoli A., "Geothermal geochronology and mass transfer associated with hydrothermal alteration of rhyolitic hyaloclastite from Ponaza Island", Italy. Geochemica and Cosmochimical, Acta. 70 (2003) 275-278.

[25] Maclean W. H., "Mass change calculations in altered rocks series", Mineralium deposita, 250 (1990) 44-49.

[26] Maclean W. H., Barrett T. J., "Litho geochemical techniques using immobile elements", Geochemica Exploration, 48 (1993) 109-133.

[18] Myashiro A., "Classification, characteristics and origin of ophiolites." J. Geol, 83(1975) 249-260.

[19] Rollinson H. R., "Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation", New York, John Wiley and sons .(1993) 352.

[20] Fulignatti P., Gioncada A., Sabranna A., "Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal systems of volcano", Journal of volcanology and geothermal research, 88 (1998) 625-342

[21] Lewis A. J., Palmer M. R., Sturchio A. J., "The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate- chloride geothermal systems from Yellowstone national park, Wyoming, USA", Geo Chim Cosmochim. Acta, 61 (1997) 695-706.

[22] Taylor R. F., Fryer B. J., "Multie stage hydrothermal alteration in porphyry copper