



سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های پرتوزا در بی‌هنجاری شماره ۵ کانسار اورانیوم ساغند (ایران مرکزی)

مجتبی شبروانی^{۱*}، محمد یزدی^۲، ایوب معمار کوچه‌باغ^۳، مهرداد بهزادی^۴، خالق خشنودی^۵

۱- کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- دانشیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳- استادیار پتروولوژی، سازمان انرژی اتمی، تهران، ایران

۴- استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۵- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: mojtabashirvani66@yahoo.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۱۰/۱۵، پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۲/۲۴

چکیده

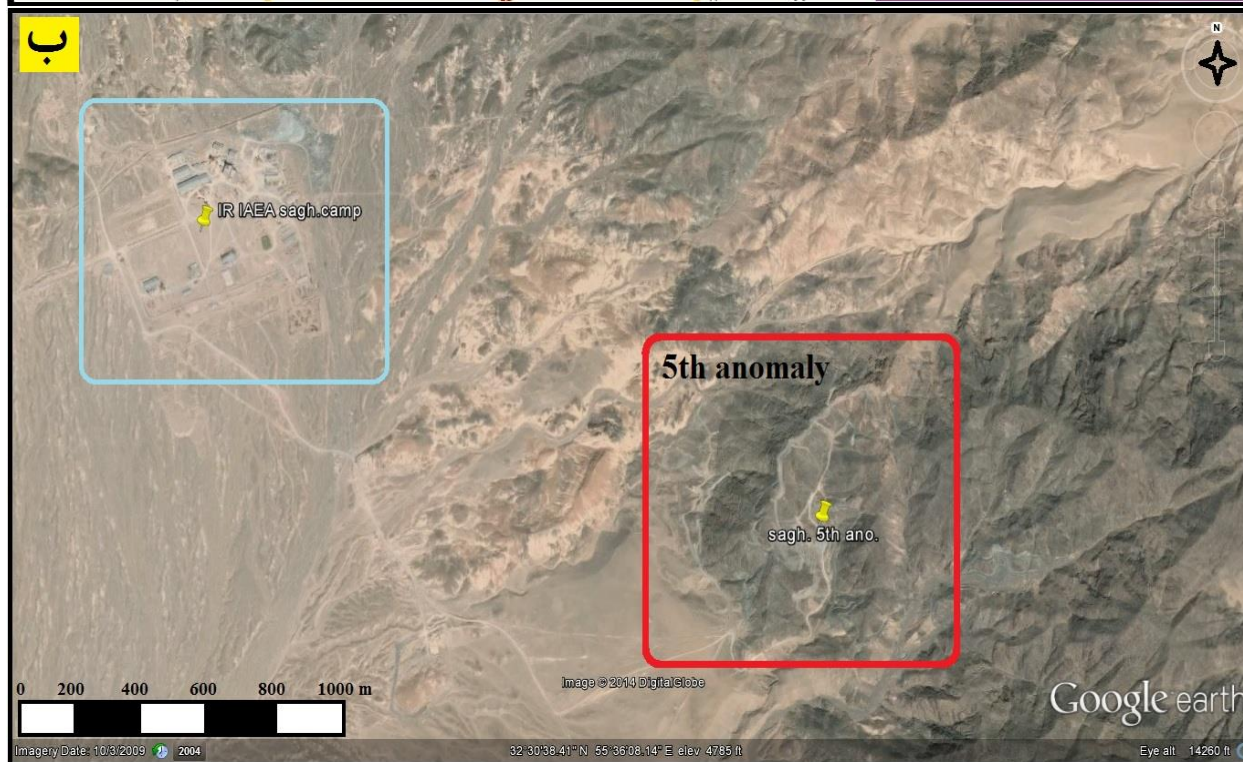
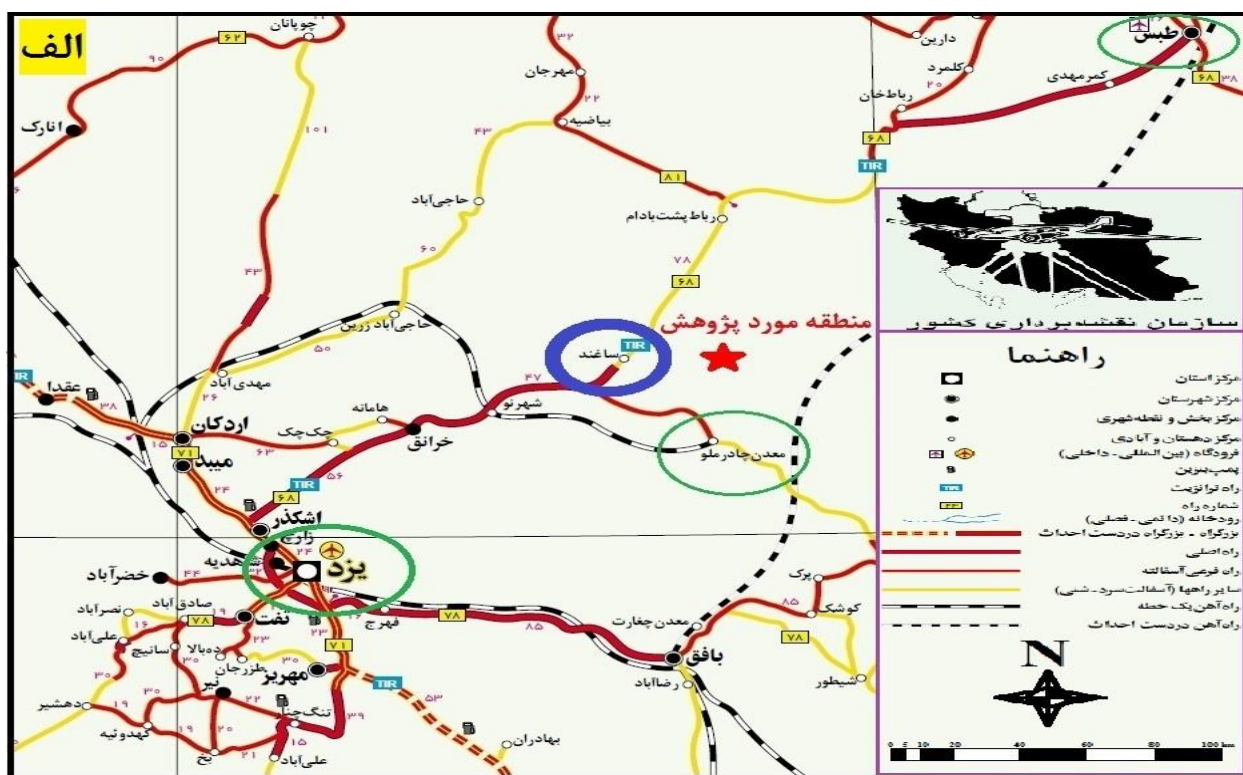
محدوده مورد پژوهش بخشی از بی‌هنجاری شماره ۵ کانسار اورانیوم ساغند است که در شمال شرق شهرستان یزد قرار دارد. واحدهای سنگ‌شناختی این منطقه شامل گرانیت، کوارتز دیوریت، گابرو، دیاباز و سنگ‌های دگرسان شده (متاسوماتیت‌ها) هستند. از بین واحدهای سنگی منطقه گرانیت‌ها کمترین تأثیرات دگرسانی و متاسوماتیسم را متحمل شده‌اند و سنگ‌های بازی از جمله گابرو و دیاباز بیشترین تأثیرات را از نظر عملکرد محلول‌های گرمایی و فرایندهای دگرسانی متحمل شده‌اند. طی این فرایندها، محلول‌های سدیمی در سنگ نفوذ کرده‌اند و باعث تشکیل البیت و سدیم آمفیبول شده‌اند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده، سنگ‌های با پرتوزایی بالا در بی‌هنجاری ۵ ساغند نسبت به عناصر U، Th، La، Ce، Pb غنی‌شدگی یا بی‌هنجاری مثبت و نسبت به عناصر P و Sr بی‌هنجاری تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین در نمودارهای دو متغیره، همبستگی مثبت U با تمام عناصر خاکی کمیاب دیده می‌شود. در نمودارهای مربوط به REE ها نیز بی‌هنجاری نسبت منفی Eu مشهود است، همچنین غنی‌شدگی نسبی LREE ها نسبت به HREE ها دیده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های پرتوزا، محلول‌های گرمایی، ساغند، غنی‌شدگی LREE، متاسوماتیسم

۱- مقدمه

برای جابه‌جایی سیالات کانه‌ساز فراهم آورد، براساس سن‌سنجی رادیوایزوتوپ، سن این فاز ماگمایی حدود ۱۰.۱۸ ± ۵۵۳ سال بوده و سن ایزوتوپی تعیین شده برای کانسار اورانیوم ۱۶ ± ۵۱۶ میلیون سال تعیین شده است که با این چرخه ماگمایی همبستگی نسبی دارد (سامانی، ۱۳۹۲). البته در سن‌سنجی‌های دیگری که در منطقه انجام شده است (Ramezani and Tucker, 2003)، سن لوکوگرانیت زیرگان را ۷ ± ۵۲۵ میلیون سال و سن لوکوگرانیت دوزخ دره را ۱۱ ± ۵۲۶ میلیون سال به روش اورانیوم-سرب تعیین کرده‌اند. هدف از انجام این پژوهش بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های پرتوزای منطقه مورد پژوهش و بررسی همبستگی‌های بین عناصر پرتوزا و عناصر سنگ‌ساز و همچنین روابط بین شدت عملکرد محلول‌های گرمایی و شدت پرتوزایی سنگ‌هاست.

بی‌هنجاری شماره ۵ کانسار ساغند بخشی از منطقه پرتوزای ساغند است که در ۱۸۰ کیلومتری شمال شرق یزد (نعیمی و همکاران، ۱۳۹۲) و در شمال غرب معدن آهن چادرملو و در بخش جنوب شرقی کوه گل‌منده قرار دارد (شکل ۱-الف). همچنین تصویر هوایی منطقه برگرفته از Google Earth در شکل ۱-ب نشان داده شده است. در میدان اورانیوم‌خیز ساغند، مهم‌ترین عامل کانه‌ساز وجود منبع گرمایی در به‌وجود آوردن شرایط لازم برای تولید محلول‌گرمایی کانه‌ساز است؛ زیرا پیش از آن و در طی متاسوماتیسم، غنی‌شدگی ژئوشیمیایی و جابه‌جایی اورانیوم برای در اختیار گذاشتن اورانیوم روی داده و با پویایی فاز گرمایی فلسیک و تغییرات و تنش ساختاری ناشی از آن توانسته است گذرگاه‌های مناسب را



شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد پژوهش، ب) تصویر Google Earth بی‌هنجاری ۵ ساغند

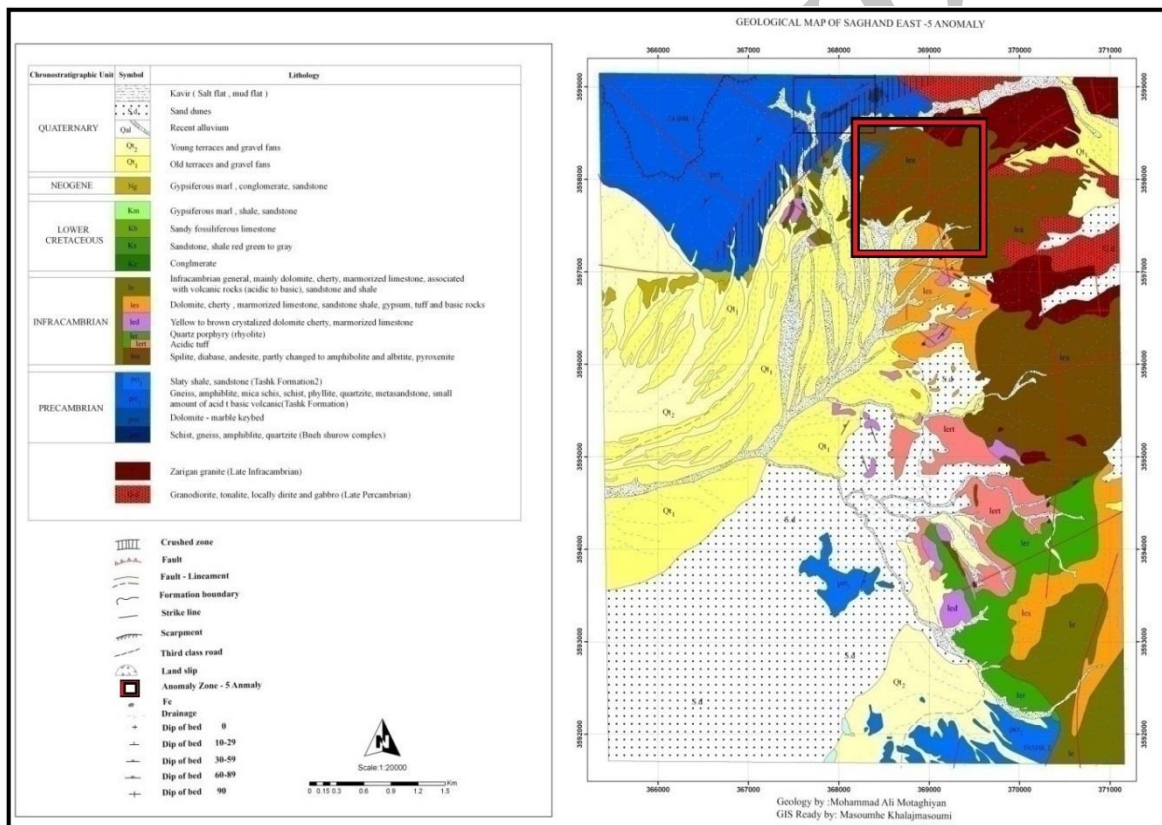
۲- زمین‌شناسی منطقه مورد پژوهش

دگرگون شده وجود دارند. در واقع این منطقه را می‌توان به‌عنوان محل قدیمی‌ترین قاره در ایران به حساب آورد که حوادث زمین‌شناسی فراوانی را متحمل شده است. این ناحیه با واحدهایی از پرکامبرین بالایی تا تریاس میانی پوشیده شده است و در برخی مناطق، لایه‌های کرتاسه و جوان‌تر نیز

منطقه ساغند بخشی از ایالت فلززایی بافق- ساغند در زون ساختاری ایران مرکزی است؛ در این ایالت قدیمی‌ترین سنگ‌های آتشفشانی تا

رخنمون دارند. سنگ‌های نفوذی اصلی منطقه شامل گرانیتوئیدهای نارینگان و زیرینگان و گرانیتوئید سفید است (بومری، ۱۳۹۱). بر اساس شواهد زمین‌شناسی و مطالعات ایزوتوپی، این ایالت میزبان کانسارهای آهن فسفات‌دار، نهشته‌های اورانیوم، توریم، عناصر خاکی کمیاب، سرب و روی است (سامانی، ۱۳۹۲). موقعیت محدوده مورد پژوهش در شکل ۲ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ ساغند مشخص شده است. به‌طور کلی بی‌هنجاری ۵ ساغند در مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری زیر دریایی حاوی لایه‌های مگنتیت و رسوبات تبخیری و کربناتی قرار دارد که بازه چینه‌شناختی بین سازند تاشک و سری ریزو را دربر می‌گیرد (خلج معصومی، ۱۳۹۱). سازند ساغند با رخساره کافت قاره‌ای به ۵ عضو تقسیم می‌شود و با دگر شیبی زاویه‌دار روی سازند ناتک می‌نشیند. پنج عضو یادشده مشخصات و

سنگ‌شناسی متفاوتی دارند، اما خاستگاه ژئودینامیکی همه آنها یکی است. عضو چهار با ضخامت بیش از ۴۰۰ متر، مهم‌ترین عضو میزبان کانسنگ‌های مختلف در منطقه است. این عضو ماهیتی آتشفشانی دارد و از آگلومرا و توف با میان لایه‌های نازک تا متوسط و کربنات در بخش بالایی تشکیل شده است. بخش زیرین این عضو عموماً از گدازه‌های بازی تشکیل شده است و رو به بالا به ترکیب اسیدی، گرایش نشان می‌دهد. این واحد به شدت دگرسان شده و شدت متاسوماتیسم در آن نسبت به دیگر عضوها افزون‌تر است و خود نیز درجات متفاوتی از متاسوماتیسم را برحسب سنگ‌نگاری نشان می‌دهد. این عضو میزبان لایه‌های گدازه‌ای مگنتیت، کانسارهای دگر نهادهی آهن، (اندکی آهن رسوبی)، اورانیوم، توریم، عناصر خاکی کمیاب و آپاتیت بوده و رخساره معرف فوران آتشفشانی زیر دریایی دارد (سامانی، ۱۳۹۲).



شکل ۲- نقشه ۱:۲۰۰۰۰ ساغند و موقعیت محدوده مورد پژوهش در محیط GIS (متقیان، ۱۳۶۶؛ خلج معصومی، ۱۳۹۱)

شده‌اند که این خود نشان‌دهنده ارتباط بین شدت پرتوزایی و شدت عملکرد فرایندهای متاسوماتیتی است. البته از دیگر واحدهای سنگی منطقه نیز نمونه‌برداری انجام شده است و در بخش سنگ‌شناسی به آنها پرداخته‌ایم ولی مطالعات ژئوشیمیایی به دلیل محدودیت داده‌ها تنها در مورد سنگ‌های پرتوزا انجام شده است.

۵۳ نمونه برداشت شده از مناطق پرتوزا که به تفصیل در بخش ژئوشیمی آمده‌اند، با استفاده از دستگاه‌های ICP-OES و ICP-MS با حد تشخیص ۰.۱ ppm برای عناصر پرتوزا و عناصر خاکی کمیاب و عناصر فرعی و کمیاب تجزیه شدند و در پایان فرایند آماده‌سازی، پردازش و تفسیر

۳- روش پژوهش

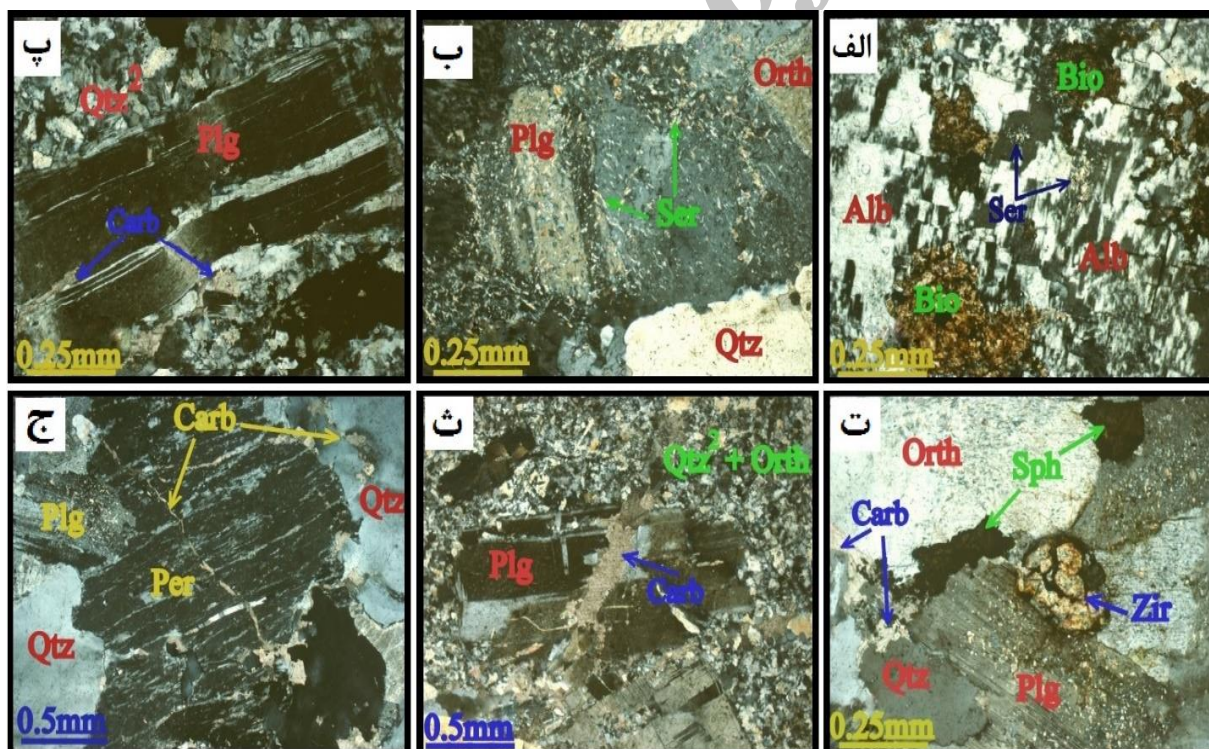
بررسی سنگ‌های بی‌هنجار ۵ ساغند در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. بازدید صحرایی از محدوده مورد پژوهش و برداشت نمونه به گونه‌ای بود که به کمک دستگاه قابل حمل طیف‌سنج RS 230 که یک دستگاه اندازه‌گیری شدت پرتوزایی سنگ‌هاست، مناطق با پرتوزایی (CPS) بالا شناسایی شدند و از این سنگ‌ها نمونه‌برداری شد و بررسی‌های ژئوشیمیایی، بیشتر روی همین نمونه‌های با پرتوزایی بالا انجام شده است که بیشتر از واحدهای دگرسان شده و متاسوماتیتی برداشت

ساغند نشان می‌دهد که این توده گرانیتی نیز اندکی تحت تاثیر محلول‌های گرمابی قرار گرفته است اما بافت و ساخت اولیه در مقاطع نازک تهیه شده از آنها به روشنی قابل تشخیص است و بیشتر دارای بافت دانه‌ای است (شکل ۳). کانی‌های اصلی این توده گرانیتی شامل کوارتز، آلبیت، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز (آندزین، الیگوکلاز) و کانی‌های فرعی شامل مسکوویت، بیوتیت، اسفن، زیرکن، کربنات، کانی‌های رسی و کانی‌های اپاک می‌باشد. کوارتز با خاموشی مویی دیده می‌شود که این خود می‌تواند از شواهد متاسوماتیسم و یا بر اثر شرایط زمین‌ساختی منطقه باشد (شکل ۳-ج). اغلب فلدسپار و پلاژیوکلازهای موجود در این گرانیت نیز دستخوش سریستی شدن شده‌اند (شکل ۳-ب) و پدیده پرتیتی شدن فلدسپارها نیز قابل مشاهده است (شکل ۳-ج). آلبیت دارای بافت صفحه شطرنجی نامنظمی است، که این بافت نیز متأثر از متاسوماتیسم سدیمی است و همین‌طور از شواهد بارز آن به‌شمار می‌رود (شکل ۳-الف). در مقاطع نازک تهیه‌شده از این توده، کانی‌های پلاژیوکلاز با دوقلویی پلی‌سنتیک و در اندازه‌های درشت و به مقدار زیاد دیده می‌شوند که بعضی از آنها حالت خمیده دارند و تعدادی از آنها نیز شکسته شده‌اند که درون این شکستگی‌ها را کانی‌های کربناتی پر کرده است. این‌گونه خمیدگی و شکستگی‌ها و این نوع دوقلویی مکانیکی پلاژیوکلازها (درویش زاده، ۱۳۸۸)، از شواهد تحت تنش بودن سنگ و نشانگر شرایط زمین‌ساختی منطقه است (شکل ۳-پ و ت).

نتایج تجزیه‌های انجام شده با استفاده از نرم‌افزارهای مختلف زمین‌شناسی از جمله GCDKit، Iqpet و Minpet انجام پذیرفت.

۴- سنگ‌شناسی

سه گروه سنگ درونی، بیرونی و متاسوماتیت در محدوده مورد پژوهش تشخیص داده شد که به تفکیک در ادامه توضیح داده می‌شوند؛ اما بیشتر مطالعات انجام‌شده در این پژوهش بر روی سنگ‌های متاسوماتیتی است. سنگ‌های درونی منطقه را گرانیت، کوارتز دیوریت، گابرو و دیاباز تشکیل می‌دهد؛ سنگ‌های خروجی و نیمه‌عمیق منطقه از ریوداسیت و آندزیت تشکیل شده است؛ سنگ‌های اصلی منطقه نیز متاسوماتیت‌ها هستند که طی روند تأثیرات محلول‌های گرمابی بر روی سنگ‌های اولیه شکل گرفته‌اند و با کانه‌زایی عناصر پرتوزای اورانیوم و توریم و عناصر خاکی کمیاب در ارتباط هستند و شامل آلبیت متاسوماتیت (آلبیتیت)، آمفیبول متاسوماتیت، سیلیس متاسوماتیت، کربنات متاسوماتیت، آلبیت-آمفیبول متاسوماتیت و آمفیبول-آلبیت متاسوماتیت است که در اینجا همین سنگ‌های متاسوماتیتی بررسی می‌شوند که واحدهای اصلی را در منطقه مورد پژوهش شامل می‌شوند. بررسی‌های آزمایشگاهی و مطالعات میکروسکوپی بر روی نمونه‌های برداشت شده از رخنمون توده گرانیتی موجود در مرز بی‌هنجاری ۴ و ۵



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی مربوط به گرانیت؛ الف) آلبیت با دوقلویی صفحه شطرنجی و بیوتیت (XPL)، ب) سریستی شدن پلاژیوکلاز و ارتوکلاز (XPL)، پ) پلاژیوکلاز خمیده (XPL)، ت) زیرکن در کنار ارتوکلاز و پلاژیوکلاز دگرسان شده به همراه اسفن و کوارتز (XPL)، ث) درشت‌بلور پلاژیوکلاز و نفوذ کربنات در شکستگی‌های آن (XPL)، ج) پرتیت و نفوذ کربنات در شکستگی‌ها (XPL). اختصارات: آلبیت=Alb، کوارتز=Qtz، کربنات=Carb، ارتوکلاز=Orth، پلاژیوکلاز=Plg، پرتیت=Per، سرسیت=Ser، بیوتیت=Bio

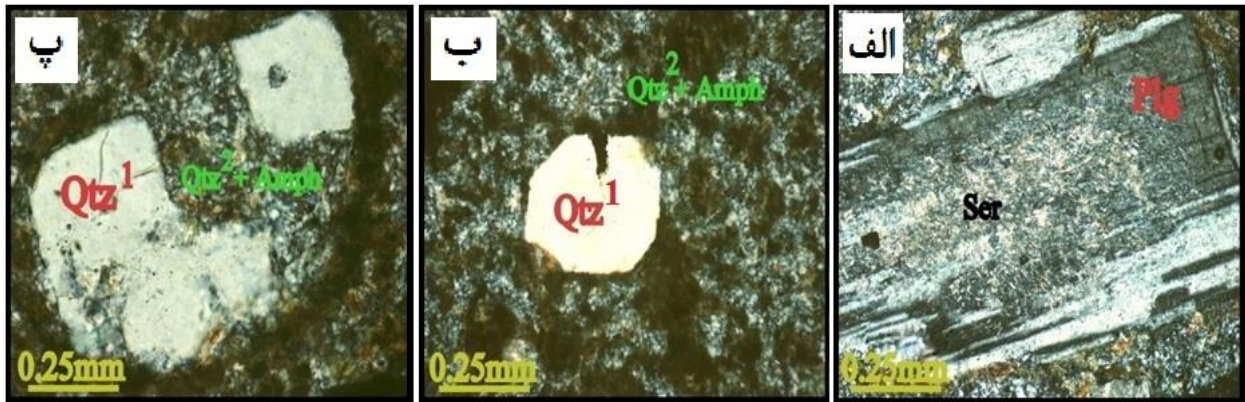
هستند و از نظر کانی‌شناسی دارای کانی‌های کوارتز، آلبیت، آمفیبول، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، به‌عنوان کانی‌های اصلی و اسفن، کواتز ثانویه،

نمونه‌های برداشت شده از واحد ریوداسیتی موجود در بی‌هنجاری ۵ ساغند با توجه به مطالعات میکروسکوپی دارای بافت بین‌دانه‌ای تا پورفیری

سیلیکات‌های سنگ‌ساز اولیه مانند فلدسپارها، میکاها و کانی‌های مافیک به سریسیت و کوارتز تبدیل می‌شوند. کوارتز نیز به دو حالت اولیه و ثانویه دیده می‌شود که شکل ثانویه آن به صورت کوارتزهای ریزدانه است که بر اثر فرایند سیلیسی شدن به وجود آمده‌اند.

بلورهای کوارتز اغلب بدون وجه و دارای خاموشی موجی و خوردگی خلیجی هستند که این خوردگی خلیجی می‌تواند بر اثر کاهش ناگهانی فشار در حین صعود ماگما به سطح زمین باشد (Shelly, 1993). خاموشی موجی کوارتز نیز بر اثر فعالیت‌های متاسوماتیسمی و شرایط زمین‌ساختی منطقه است (شکل ۴- ب و پ).

کانی‌های رسی، به‌عنوان کانی‌های فرعی هستند (شکل ۴). در مقاطع مورد مطالعه آمفیبول‌های ریز سوزنی شکل (ترمولیت، اکتینولیت) به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۴- ب و پ). ارتوکلاز و پلاژیوکلاز نیز در اندازه‌های مختلف قابل مشاهده‌اند و به‌شدت به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. دگرسانی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به گونه‌ای است که بیشتر بخش میانی کانی‌ها را تحت تأثیر خود قرار داده است که احتمالاً بخش غنی از کلسیم پلاژیوکلاز است و حاشیه کانی که احتمالاً بخش غنی از سدیم پلاژیوکلاز است، نسبتاً سالم مانده است (شکل ۴- الف)؛ دگرسانی سریسیتی با فراوانی کانی سریسیت که معرف میکای سفید ریزدانه است، مشخص می‌شود؛ تمام



شکل ۴- الف) درشت‌بلور پلاژیوکلاز که از میانه به‌شدت به کانی‌های رسی دگرسان شده و از حاشیه در برابر دگرسانی مقاوم‌تر است (XPL، ب) کوارتز با خوردگی خلیجی در زمینه کوارتز ثانوی و آمفیبول (XPL، پ) درشت‌بلور کوارتزی که کاملاً شکسته شده و بین دو بخش شکسته شده را کوارتزهای ثانویه و کانی‌های ریز سوزنی آمفیبول پر کرده‌اند (XPL). اختصارات: آمفیبول= Amph، کوارتز= Qtz، پلاژیوکلاز= Plg، سریسیت= Ser

شرایط زمین‌ساختی منطقه باعث سهولت انتقال محلول‌های گرمابی در بین درز و شکستگی سنگ‌ها و عملکرد شدیدتر فرایندهای متاسوماتیک شده است. سنگ‌های اولیه، احتمالاً از نوع بازی از جمله گابرو و دیاباز هستند، که این‌ها تحت تأثیر عملکرد محلول‌های گرمابی قرار گرفته‌اند و سنگ‌های با عنوان متاسوماتیت را به وجود آورده‌اند. روش نامگذاری سنگ‌های متاسوماتیتی بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری این است که هرگاه سنگ از مقدار زیادی پلاژیوکلاز سدیمی (آلبیت) تشکیل شده باشد آن سنگ را اساساً آلبیت متاسوماتیت (آلبیتیت) می‌نامند (Bardina and Popov, 1992). حال اگر سنگ علاوه بر آلبیت زیاد، مقدار قابل توجهی آمفیبول نیز داشته باشد، در این صورت سنگ را آلبیت- آمفیبول متاسوماتیت می‌نامند و زمانی که مقدار آمفیبول بیشتر از آلبیت باشد، آن را آمفیبول- آلبیت متاسوماتیت می‌نامند. اگر سنگ از مقدار زیادی آمفیبول و مقدار کمی از کانی‌های دیگر تشکیل شده باشد آن را آمفیبول متاسوماتیت می‌نامند. به‌طور کلی، نامگذاری سنگ‌های متاسوماتیتی برحسب فراوانی کانی‌های مشاهده شده در مقاطع نازک تهیه شده از آنها و با کمک کارشناسان محترم سازمان انرژی اتمی ایران و بر پایه مطالعات Bardina and Popov, 1992 انجام شده است و با روش‌های متداول نامگذاری سنگ‌ها نمی‌توان آنها را تقسیم‌بندی کرد.

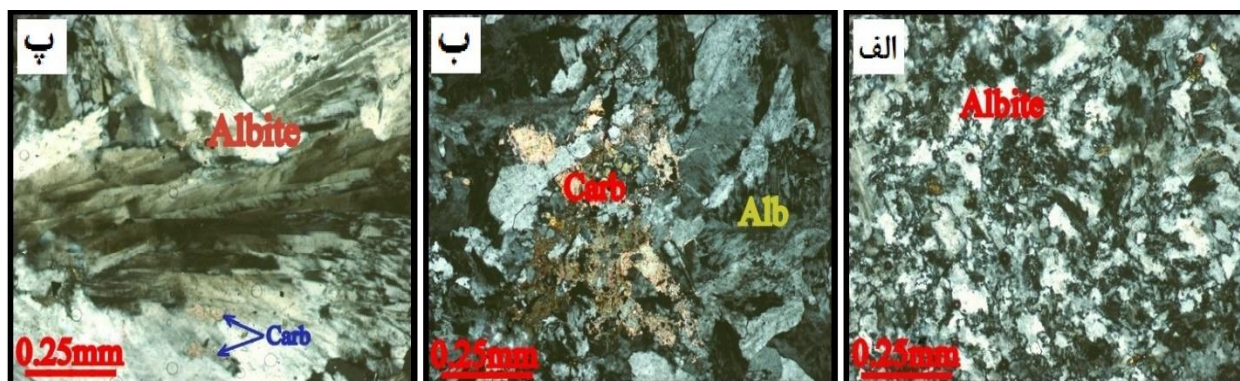
کوارتز از کانی‌هایی است که در اغلب سنگ‌های متاسوماتیتی موجود است، این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه، عموماً به‌طور ثانویه تشکیل شده

و حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک است و به‌صورت بلورهای بدون وجه به‌طور ثانویه در مرحله گرمابی در سنگ‌های منطقه به وجود آمده و رگه و رگچه‌های موجود در سنگ را به تنهایی و یا همراه با کانی‌های دیگر اشغال کرده است. متاسوماتیسم سدیمی با پیدایش آلبیت با بافت صفحه شطرنجی مشخص می‌شود (حیدریان و همکاران، ۱۳۹۱). اضافه شدن یون Na^+ به ساختار پلاژیوکلاز می‌تواند بافت‌های جدیدی را در پلاژیوکلاز ایجاد کند که از این میان می‌توان به پلاژیوکلاز با دوقلوبی صفحه شطرنجی اشاره کرد (Daliran, 2010). در این پلاژیوکلازها، تیغه‌های آلبیتی کوچک به‌گونه‌ای قرار می‌گیرند که بافتی شبیه صفحه شطرنج به وجود می‌آورند، با این تفاوت که هر یک از این واحدها به صورت یک مربع کامل نبوده و حالت نامنظمی دارند. ایجاد بافت صفحه شطرنجی در فلدسپارها در نتیجه متاسوماتیسم سدیمی بر روی فلدسپار اولیه است و عده‌ای دیگر به عدم آمیختگی فلدسپار پتاسیم و فلدسپار سدیم ناشی از متاسوماتیسم اعتقاد دارند. عده‌ای نیز تنش و فشارهای زمین‌ساختی را در تشکیل پلاژیوکلاز صفحه شطرنجی موثر می‌دانند. پلاژیوکلاز با بافت صفحه شطرنجی می‌تواند بر اثر ایجاد بافت پرتیت و یا متاسوماتیسم ایجاد شود (خلج‌معصومی، ۱۳۹۱؛ نوریان، ۱۳۸۷؛ بهزادی، ۱۳۸۵).

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری، مقاطع مربوط به نمونه‌های آلبیتیت، عمدتاً از آلبیت تشکیل شده‌اند، به‌گونه‌ای که کانی‌های اصلی مقاطع مورد مطالعه را همین آلبیت‌ها تشکیل می‌دهند که شکل و بافت متنوعی دارند (شکل

همان‌گونه که در شکل‌های زیر نیز مشاهده می‌شود در بین کانی‌های آلبیت نفوذ کرده‌اند (شکل ۵-ب)؛ در دیگر واحدهای سنگی موجود در منطقه نیز این نفوذ کانی‌های کربناتی را در بین دانه‌های کانی‌های دیگر و در درز و شکاف و شکستگی سنگ‌ها به خوبی مشاهده می‌کنیم. این شواهد نشانگر این است که منطقه مورد پژوهش علاوه بر متاسوماتیسم سدیمی به عنوان متاسوماتیسم غالب در منطقه، تحت تأثیر شدید محلول‌های غنی از کربنات نیز قرار داشته است.

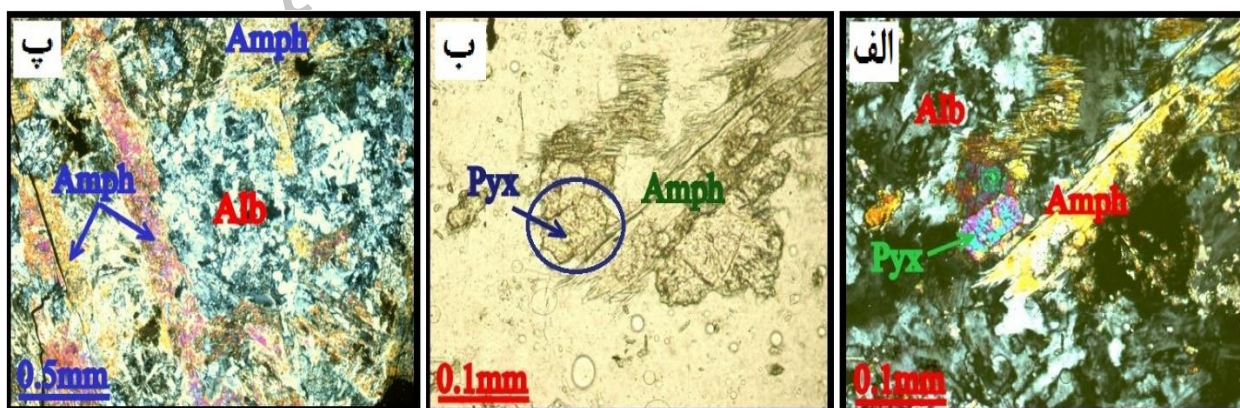
(۵)، از جمله دانه‌های آلبیت دارای مرز دندانه‌ای، آلبیت‌های پرمماند، آلبیت با دوقلوبی صفحه شطرنجی و آلبیت‌های دسته جارویی که این نیز خود می‌تواند از شواهد و دلایل متاسوماتیسم در منطقه مورد پژوهش باشد. شدت پرتوزایی اندازه‌گیری شده در این نوع سنگ نیز متغیر است (۱۵۰۰-۳۰۰ cps). همان‌گونه که گفته شد در مقاطع مورد مطالعه، کانی اصلی از آلبیت و کانی‌های فرعی از کربنات، آمفیبول، کوارتز و اسفن تشکیل شده است. کانی‌های کربناتی،



شکل ۵- الف) آلبیت‌های دارای مرز دندانه‌ای (XPL)، ب) آلبیت‌های دسته جارویی و دندانه‌ای که کربنات در بین آنها نفوذ کرده است (XPL)، پ) دانه‌های آلبیت پرمماند (XPL). اختصارات: آلبیت=Alb، کربنات=Carb

فرایند اورالیتی شدن به وجود آمده‌اند، به گونه‌ای که کانی اولیه پیروکسن بوده و بر اثر اورالیتی شدن تبدیل به آمفیبول، اپیدوت و کلریت شده است؛ به شکلی که شواهد آن را به خوبی می‌توان مشاهده کرد (شکل ۶-الف و ب)؛ آمفیبول خود نیز در برخی موارد به کلریت دگرسان شده است. شدت پرتوزایی اندازه‌گیری شده در این دو نوع سنگ نیز بسیار متغیر است (۳۰۰-۵۰۰ cps). همچنین (Torab and Lehmann, 2007) دگرسانی‌های گسترده‌ای را در سنگ‌های آذرآواری، اپی کلاستیک، کربنات‌های میان‌لایه‌ای و گرانیتهای نیمه‌آشغشانی کامبرین آغازی نواحی بافق گزارش کرده‌اند که آنها متاسوماتیسم نوع سدیمی را به عمق زیاد و دگرسانی‌های کلسیمی و پتاسیمی را به عمق متوسط و دگرسانی‌های سیلیسی و سرسیتی را به اعماق کم نسبت می‌دهند.

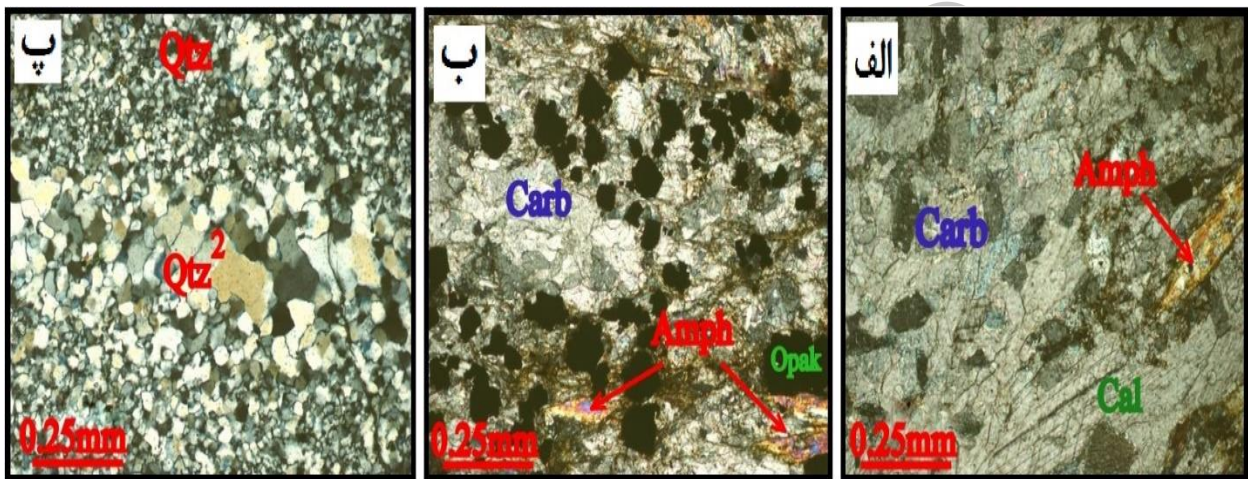
مقاطع مربوط به آلبیت- آمفیبول متاسوماتیت و آمفیبول- آلبیت متاسوماتیت، تنها از نظر فراوانی کانی‌های تشکیل‌دهنده آنها متفاوتند؛ همان‌گونه که پیش از این نیز گفته شد، بیشترین فراوانی کانی‌های تشکیل‌دهنده آلبیت- آمفیبول متاسوماتیت، مربوط به آلبیت است و به مقدار کمتر آمفیبول دارد (شکل ۶-ب)، ولی برعکس آن، بیشترین فراوانی کانی‌های تشکیل‌دهنده آمفیبول- آلبیت متاسوماتیت مربوط به کانی‌های آمفیبول است که خود انواع مختلفی دارد و بیشتر از نوع ترمولیت، اکتینولیت و بندرت هورنبلند است. کانی‌های فرعی این نوع سنگ‌ها نیز شامل ارتوکلاز، کربنات، اپیدوت، کوارتز ثانویه، بیوتیت، اسفن و کلریت است. بافت مشاهده‌شده در مقاطع نازک این نوع سنگ‌های متاسوماتیتی، دانه‌ای و بین‌دانه‌ای است. دگرسانی‌های مشاهده‌شده نیز شامل سیلیسی شدن، کربناتی شدن، اورالیتی شدن و کلریتی شدن است؛ آمفیبول‌ها عمدتاً بر اثر



شکل ۶- الف) آلبیت، آمفیبول و باقیمانده پیروکسن (XPL)، ب) آمفیبول‌ها حاصل اورالیتی شدن پیروکسن هستند، به گونه‌ای که حالت ۸ وجهی باقیمانده از پیروکسن به خوبی در مقاطع نازک دیده می‌شود (PPL)، پ) مقطع مربوط به سنگ آمفیبول- آلبیت متاسوماتیت (XPL). اختصارات: آلبیت=Alb، آمفیبول=Amph، پیروکسن=Pyx

در مقاطع به صورت پرکننده رگچه و یا حفره‌ها قابل مشاهده است. در واقع این یک نوع کوارتزیت است که بر اثر متاسوماتیسم و ترکیب کاتیون‌های سیلیس با محلول‌های گرمایی حاصل می‌شود (درویش زاده، ۱۳۸۸). در برخی نقاط، شدت سیلیسی شدن به حدی است که توده‌ای از سنگ‌های سیلیسی تشکیل شده است. به دلیل خاصیت اسیدی محلول‌های این نوع دگرسانی، اورانیوم از محیط شسته شده و نمونه‌ها پرتوزایی خاصی را نشان نمی‌دهد، همین‌طور شدت پرتوزایی کربنات نیز پایین است (۲۰۰ cps-۵۰).

مقاطع مربوط به کربنات و سیلیس متاسوماتیت به گونه‌ای است که در نمونه‌های مربوط به کربنات تقریباً تمام مقطع از کانی‌های کربناتی و کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل ۷-ب) و در برخی موارد کانی‌های ریز سوزنی‌شکل آمفیبول نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۷-الف و ب) و در نمونه‌های مربوط به سیلیس نیز تمام مقطع از سیلیس‌های ناهمزمان تشکیل شده است (شکل ۷-پ). در منطقه مورد پژوهش، همان‌گونه که قبلاً نیز گفته شد بر اثر متاسوماتیسم سدیمی، یون سدیم وارد شبکه کانی ارتوکلاز شده و منجر به خروج پتاسیم و سیلیس از محیط شده است. این سیلیس در جایی دیگر به صورت کانی کوارتز ته‌نشین شده است. این پدیده



شکل ۷- الف) کلسیت و دیگر کانی‌های کربناتی به همراه آمفیبول (XPL)، ب) این نمونه به ترتیب فراوانی متشکل از کانی‌های کربناتی، کانی‌های کدر و آمفیبول است (XPL)، پ) رگچه کوارتز که بعداً درون این کوارتزهای متاسوماتیتی وارد شده و دست‌کم در یک مقطع زمانی بعد از این کوارتزها تشکیل شده است (XPL). اختصارات: آمفیبول=Amph، کلسیت=Cal، کوارتز=Qtz، کربنات=Carb

۵- ژئوشیمی

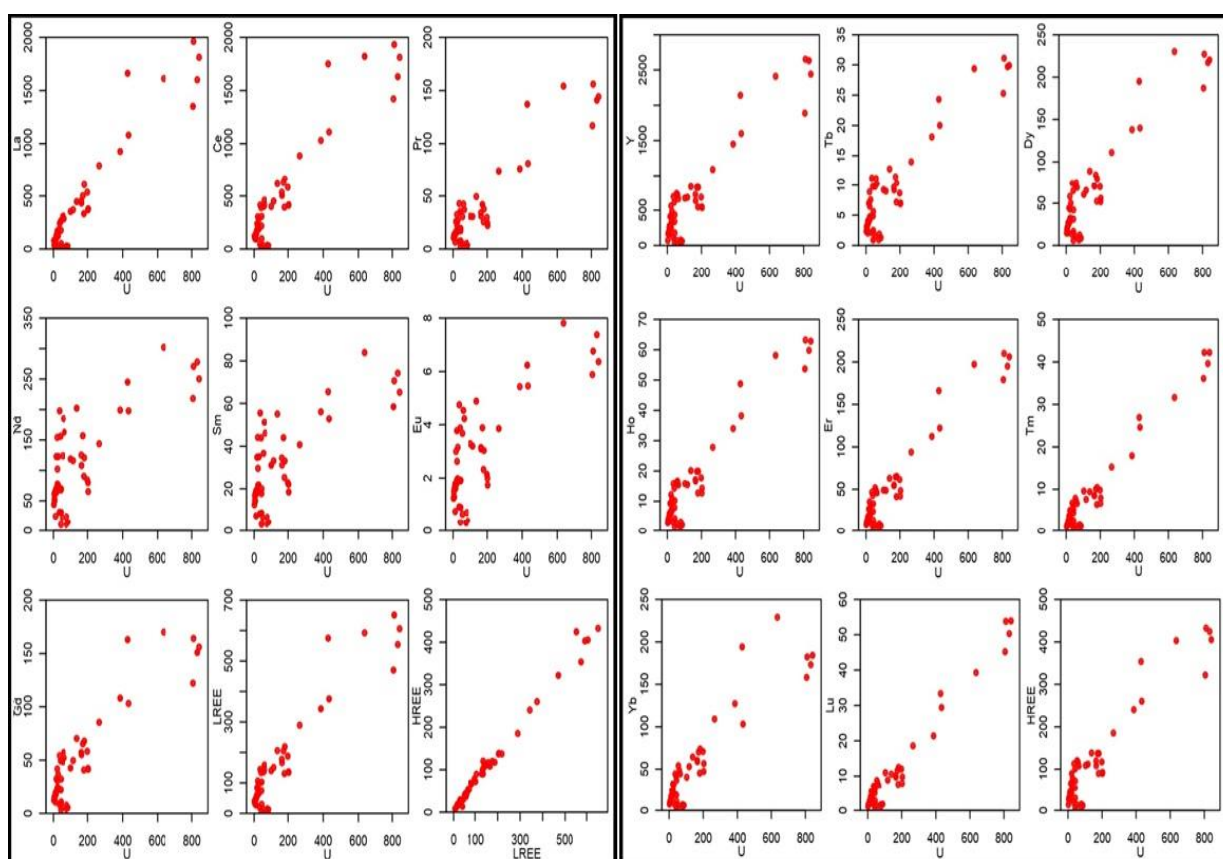
است، نرمال‌سازی می‌شود. دلیل انتخاب متئوریت‌های کندریتی نیز این است که تصور می‌شود این گونه متئوریت‌ها نمونه‌هایی از منظومه شمسی هستند که بعد از تشکیل، تاکنون نسبتاً تفکیک نشده باقی مانده‌اند. اگر چه غلظت عناصر خاکی کمیاب در منظومه شمسی به علت تفاوت در پایداری هسته اتم بسیار متنوع است. چون عناصر با عدد اتمی زوج، فراوان‌تر از عناصر با عدد اتمی فرد هستند. بهنجارسازی داده‌های عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت‌ها، از دو جنبه دارای اهمیت است؛ اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد، حذف و برطرف می‌شود و ثانیاً هرگونه جدایش و تفکیکی که از عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است و در واقع سنجشی برای انحراف از ترکیب اولیه است (Rollinson, 1993). در این پژوهش، داده‌های عناصر خاکی کمیاب منطقه مورد پژوهش، نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) بهنجارسازی شده‌اند. همان‌گونه که در شکل و نمودار مربوط به REEها در زیر دیده می‌شود، شیب منفی Eu به‌خوبی مشهود است، همچنین غنی‌شدگی نسبی LREEها نسبت به HREEها دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل آهنگ پایین ذوب‌بخشی باشد. بی‌هنجاری‌های Eu اغلب به‌وسیله فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا Eu (در حالت دو ظرفیتی) در ساختار پلاژیوکلازها و فلدسپارهای پتاسیم سازگار است، درحالی‌که سایر

شکل ۸ نمودارهای تغییرات تک‌تک عناصر LREE و HREE و همچنین میانگین کل عناصر آنها را نسبت به U نشان می‌دهد؛ همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، REEها همبستگی مثبت بالایی نسبت به U دارند. همچنین نمودار تغییرات LREE و HREEها به صورت میانگین کل نسبت به یکدیگر نیز رسم شده است و این دو، همبستگی مثبت بالایی نسبت به یکدیگر دارند. این روندهای صعودی و همبستگی‌های مثبت بالای بین عناصر خاکی کمیاب و عنصر اورانیوم در سنگ‌های پرتوزای منطقه مورد پژوهش، تأییدکننده ماهیت و شیمی مشابه REEها و عنصر U است؛ عناصر REE و U از جمله عناصر HFSE هستند، در نتیجه روندهای صعودی و مثبت آنها در نمودارهای تغییرات دور از انتظار نیست. لازم به ذکر است که عناصر Pr, Nd, Sm, Eu نسبت به دیگر عناصر خاکی کمیاب همبستگی کمتری با U دارند و در بین آنها Sm کمترین همبستگی را نسبت به U داراست (۰.۵۹۹+); عنصر Lu نیز بیشترین همبستگی را با U دارد (۰.۸۱۸+).

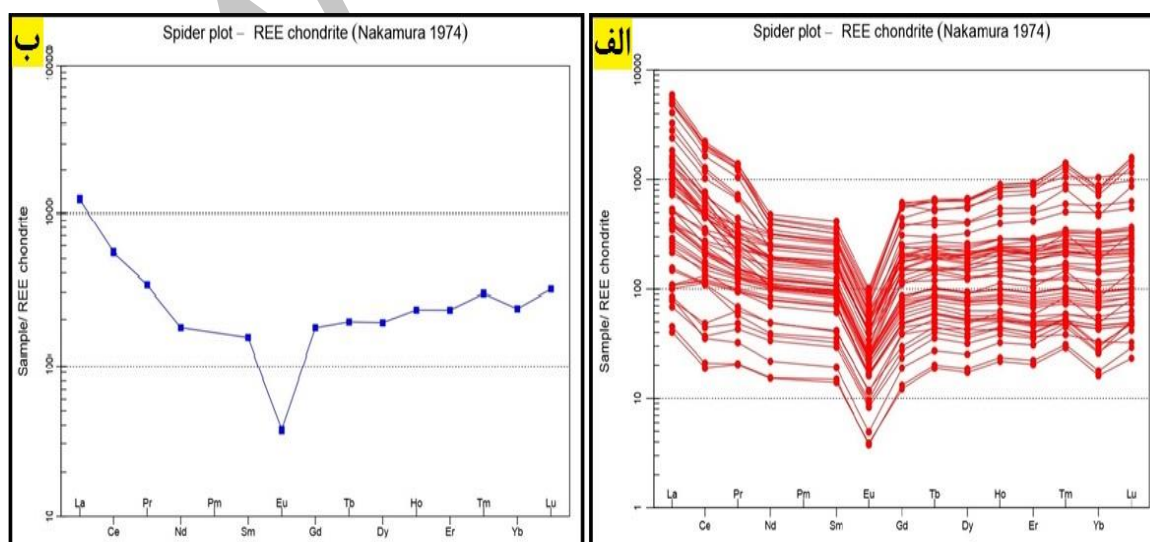
برای رسم نمودارهای عنکبوتی معمولاً غلظت عناصر خاکی کمیاب موجود در سنگ‌ها، نسبت به استاندارد خاصی که معمولاً متئوریت کندریتی

از بالابودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده آنهاست و همچنین فراوانی زیاد آمفیبول در سنگ‌های پرتوزای منطقه مورد پژوهش و اینکه آمفیبول دارای بی‌هنجاری منفی Eu است، نیز می‌توانند دلایل تأییدکننده دیگری بر وجود بی‌هنجاری منفی Eu باشند (شکل ۹).

REE‌های سه‌طرفیتی ناسازگار هستند؛ بنابراین جداسدن فلدسپار از مذاب فلسیک چه از راه تفریق بلوری و چه به علت ذوب‌بخشی، باعث پیدایش بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود (Rollinson, 1993). فوگاسیته بالای اکسیژن ماگما، به دلیل حضور کانی‌های اسفن، مگنتیت و کوارتز، همراه با آمفیبول در سنگ‌های پرتوزای منطقه مورد پژوهش است که حاکی



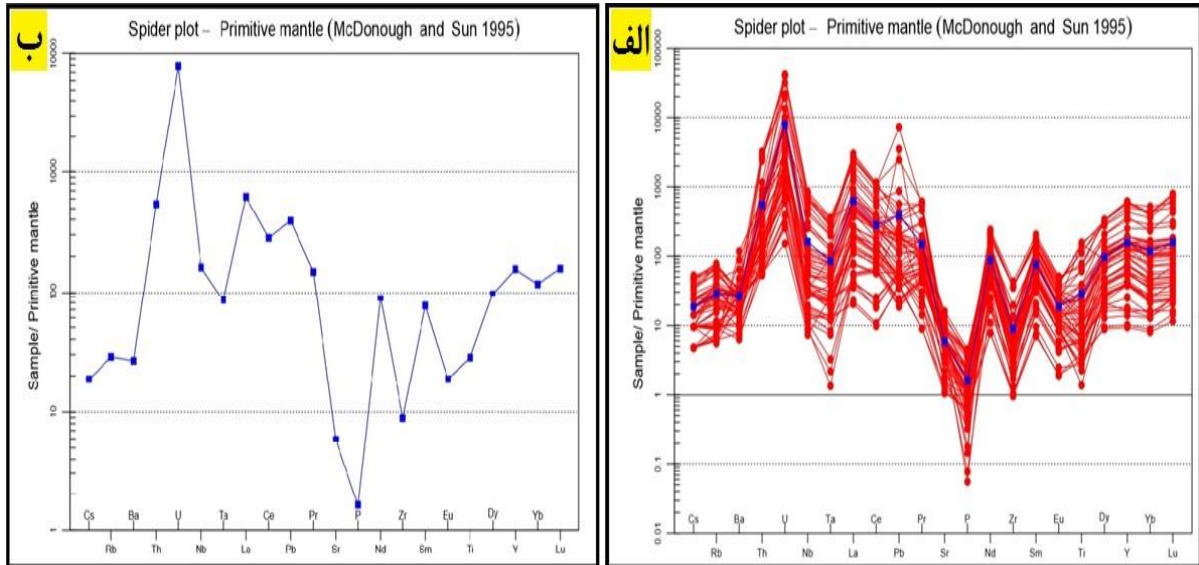
شکل ۸- نمودارهای دومتغیره عنصر خاکی کمیاب نسبت به اورانیوم



شکل ۹- الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، ب) میانگین کل نمونه‌ها

همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، نمونه‌های پیاده‌شده بر روی نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب سنگ‌های پرتوزای منطقه مورد پژوهش، نسبت به عناصر Pb و Ce, La, Th, U غنی‌شدگی یا بی‌هنجاری مثبت و نسبت به عناصر Sr و P تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری‌های مثبت عناصر پرتوزا و عناصر Sr و همچنین بر اثر تفریق پلاژیوکلاز است.

همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، نمونه‌های پیاده‌شده بر روی نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب سنگ‌های پرتوزای منطقه مورد پژوهش، نسبت به عناصر Pb و Ce, La, Th, U غنی‌شدگی یا بی‌هنجاری مثبت و نسبت به عناصر Sr و P تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری‌های مثبت عناصر پرتوزا و عناصر Sr و همچنین بر اثر تفریق پلاژیوکلاز است.



شکل ۱۰- الف) نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، ب) میانگین کل نمونه‌ها

مدیریت اکتشاف و استخراج سایت ساغند و همچنین مدیریت محترم آزمایشگاه‌های چرخه سوخت هسته‌ای و کارکنان و کارشناسان مجموعه آزمایشگاهی، مدیریت محترم آزمایشگاه‌های دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی و تمامی عزیزانی که در این پژوهش به نحوی به ما یاری رساندند کمال تشکر و سپاس را داریم.

مراجع

بومری، م.، ۱۳۹۱، "بررسی کانی‌های خاکی کمیاب در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، ناحیه بافق" مجله علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۵، صفحات ۷۱-۸۲.

بهبزادی، م.، ۱۳۸۵، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی واقع در منطقه بافق یزد" پایان‌نامه دکتر، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۱۲ صفحه.

خلج‌معصومی، م.، ۱۳۹۱، "بررسی عناصر نادر خاکی آنومالی ۵ ساغند در ارتباط با فرآیندهای زمین‌شناسی و کانه‌زایی" پایان‌نامه دکتر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ۳۸۱ صفحه.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۸، "سنگ‌شناسی دگرگونی" انتشارات دانشگاه پیام‌نور، ۲۷۸ صفحه.

حیدریان، ح.، علیرضایی، س.، دلیران، ف.، ۱۳۹۱، "متاسوماتیسم سدیمی (آلبیتی) و کلسیمی (اکتینولیتی) در سنگ‌های میزبان کانسار آهن چادرملو (باقفق، ایران مرکزی) و ارتباط آن با کانی‌سازی آهن" چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند، صفحات ۷۵۲ تا ۷۶۲.

نتیجه‌گیری

از بین واحدهای سنگی منطقه گرانت‌ها کمترین دگرسانی و سنگ‌های بازی بیشترین دگرسانی را متحمل شده‌اند. طی فرایندهای متاسوماتیتی، محلول‌های سدیمی در سنگ نفوذ کرده‌اند و باعث تشکیل آلبیت و سدیم آمفیبول شده‌اند که با توجه به مطالعات ژئوفیزیکی در زمان برداشت نمونه‌ها و با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری بیشترین پرتوزایی را سنگ‌های به‌شدت دگرسان شده از خود نشان می‌دهند که البته این شامل دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی نمی‌شود زیرا به علت ماهیت به‌شدت اسیدی محلول‌های درگیر این دگرسانی، اورانیوم از محیط خارج شده است، بنابراین در منطقه هر جا این نوع دگرسانی دیده می‌شود میزان پرتوزایی در آن محدوده کمترین است. براساس مطالعات ژئوشیمیایی انجام‌شده، سنگ‌های با پرتوزایی بالا در بی‌هنجاری ۵ ساغند نسبت به عناصر Pb و Ce, La, Th, U غنی‌شدگی یا بی‌هنجاری مثبت و نسبت به عناصر Sr و P بی‌هنجاری تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین در نمودارهای دو متغیره، همبستگی مثبت U با تمام عناصر خاکی کمیاب دیده می‌شود که نشانگر شیمی مشابه آنهاست. در نمودارهای مربوط به REE ها نیز بی‌هنجاری نسبتاً منفی (شیب منفی) Eu مشهود است، همچنین غنی‌شدگی نسبی LREE ها نسبت به HREE ها دیده می‌شود.

تقدیر و تشکر

از کارکنان محترم سازمان انرژی اتمی، مدیریت محترم سایت ساغند،

Deposits of the Bafq District, East-Central Iran", In: *Corriveau L, Mumin H (eds) Exploring for Iron oxide copper-gold deposits: Canada and Global analogues. Geol Assoc Canada, Short Course Notes 20, P.143-155.*

McDonough, W. F., Sun, S.S., 1995, "the composition of the Earth", *Chemical Geology, 120, P.223-254.*

Nakamura, N., 1974, "Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*", 38, P.757-775.

Ramezani, J., Toker, R.D., 2003, "The Saghand region Central Iran: U-Pb geochronology, protogenesis and implications for Gondwana tectonics", *American Journal of Science, Vol. 303. P.622-665.*

Rollinson, H. R., 1993, "Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation", *Longman, Scientific and Technical Publication, P.252.*

Shelly, D., 1993, "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", *Chapman and Hall.*

Torab, F.M., Lehmann, B., 2007, "Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology", *Mineralogical Magazine, Vol. 71(3), P.347-363.*

سامانی، ب.، ۱۳۹۲، "متالوژنی پرکامبرین در ایران و مقایسه آن با رخدادهای پان آفریکن در گندوانا" سمینار تخصصی پرکامبرین، دانشگاه فردوسی مشهد، صفحات ۱ تا ۳۱.

متقیان، م.ع.، ۱۳۶۶، سنگ‌شناسی توصیفی (پتروگرافی) سنگ‌های محل آنومالی‌های منطقه اکتشافی ساغند، گزارش سازمان انرژی اتمی واحد اکتشاف، شماره ۲۲۸.

نعیمی، م.، رزم آرا، م.، خشنودی، خ.، ۱۳۹۲، "مطالعه و شناسایی خصوصیات ریخت‌شناسی و تعیین توزیع اندازه ذرات ریزگرد معدن اورانیوم ساغند" همایش تخصصی ریزگردها، پایش، اثرات و راهکارهای مقابله با آن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۲۳ مهر ۱۳۹۳، ۵ صفحه.

نوریان، ز.، ۱۳۸۷، "ژئوشیمی، کانی‌شناسی و ژئز اورانیوم در محدوده چاه جوله، ایران مرکزی" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۴۳ صفحه.

Bardina, N. Yu., Popov, V. S., 1992, "Classification of metasomatic rocks and facies of shallow metasomatism", *Int. Geology. Review., 34, No.2, P.187-196.*

Daliran, F., Stosch, H. G., Williams, P., Jamli, H., Dorri, M.B., 2010, "Early Cambrian Iron Oxide-Apatite-REE (U)

Archive of SID