



زمین‌شیمی و خاستگاه خاک صنعتی کانسار فلدسپار بیداخوید (زون گسلی دهشیر) با استفاده از داده‌های عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌های پایدار

بنول تقی‌پور^{۱*}، بیژن اعتمادی^۲، محمد علی مکی‌زاده^۳، امیر مهدوی^۴

۱- استادیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۲- دانشیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۳- استادیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌الملل واحد شیراز، شیراز، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: taghipour@shirazu.ac.ir

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۵/۲۸، پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۸/۱۱

چکیده

معدن فلدسپار بیداخوید در جنوب‌غرب شیرکوه یزد، در ۷۰ کیلومتری شهر یزد قرار گرفته است. این منطقه از نظر موقعیت زمین‌شناسی، در زون ایران مرکزی و بخشی از کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر قرار دارد. معدن فلدسپار بیداخوید به شکل ذخیره آبرفتی کواترنری در همبری گسلی سنگ‌های گرانیتی شیرکوه با آهک‌های سازند جمال (پرمین) واقع است. هم‌اکنون خروج گازهای گوگردی از این زون گسلی فعال، مشاهده می‌شود. آن‌ها و ماسه‌سنگ‌های تحکیم‌نیافته، سنگ‌های اصلی معدن را تشکیل می‌دهد. بیشتر رسوبات این معدن در رده‌بندی فولک در محدوده کوارتزارنیت و آرکوز قرار می‌گیرد. براساس مطالعات پراش پرتو X، کانی‌های اصلی سازنده این ماسه‌سنگ‌ها شامل کوارتز، آلپیت، مسکوویت، ایلپیت و ارتوکلاز است. گردشگی و جورشدگی ضعیف در دانه‌ها نشانگر نزدیک‌بودن این رسوبات به سنگ منشا است. با توجه به شواهد صحرایی، مطالعات سنگ‌نگاری و مقایسه ترکیب کانی‌شناسی رسوبات با گرانیت شیرکوه، به نظر می‌رسد بانولیت گرانیتی شیرکوه، نقش مهمی در تشکیل کانسار بیداخوید داشته است. این رسوبات که به‌عنوان خاک صنعتی ارزش اقتصادی دارند؛ از دیدگاه محیط زمین‌ساختی در محدوده مرتبط با زون فرورانش قرار می‌گیرند. الگوی بهنجار شده تغییرات عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های رسوب و گرانیت‌ها، نشان‌دهنده غنی‌شدگی شدید در LREEها و تهی‌شدگی در HREE است، الگوی این تغییرات مشابه نمونه‌های گرانیت‌های میزبان است که نشان‌دهنده هم‌منشا بودن رسوبات و سنگ مادر است. مقادیر حاصل از ایزوتوپ‌های پایدار O^{18} و D در رسوبات منطقه بیداخوید به ترتیب (δO^{18}) از $\% -3.34$ تا $\% -7.6$ و (δD) از $\% -48.34$ تا $\% -75.4$ متغیر است که نقش بیشتر آب‌های زیرزمینی در دگرسان کردن سنگ میزبان نفوذی و ایجاد این رسوبات را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: بیداخوید، گرانیت شیرکوه، معدن فلدسپار، خاک صنعتی، عناصر جزئی و خاکی کمیاب

۱- مقدمه

خاک صنعتی استان یزد، ۱۳۷۸). خسرو تهرانی و وزیر مقدم، (۱۳۷۲) نیز چینه‌شناسی کرتاسه زیرین در این منطقه را مورد پژوهش قرار داده‌اند. در ابتدا سبزه‌ای (۱۳۶۵)، این معدن را از نوع خاک صنعتی فلدسپار معرفی کرده است و تشکیل آن را در ارتباط با هوازگی و تجزیه سنگ‌های نفوذی شیرکوه در نظر گرفته است. این پژوهش برای نخستین بار به بررسی دقیق کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی رسوبات این معدن می‌پردازد. همچنین مقایسه زمین‌شیمی توده نفوذی شیرکوه و رسوبات بیداخوید از دیگر مواردی است که در این تحقیق به آن توجه می‌شود.

۲- زمین‌شناسی منطقه بیداخوید

توده نفوذی شیرکوه با ترکیب گرانودیوریتی- گرانیتی از مهم‌ترین ارتفاعات برکه خضرآباد با ارتفاع ۴۰۷۵ متر است. ارتفاعات سازند سنگستان

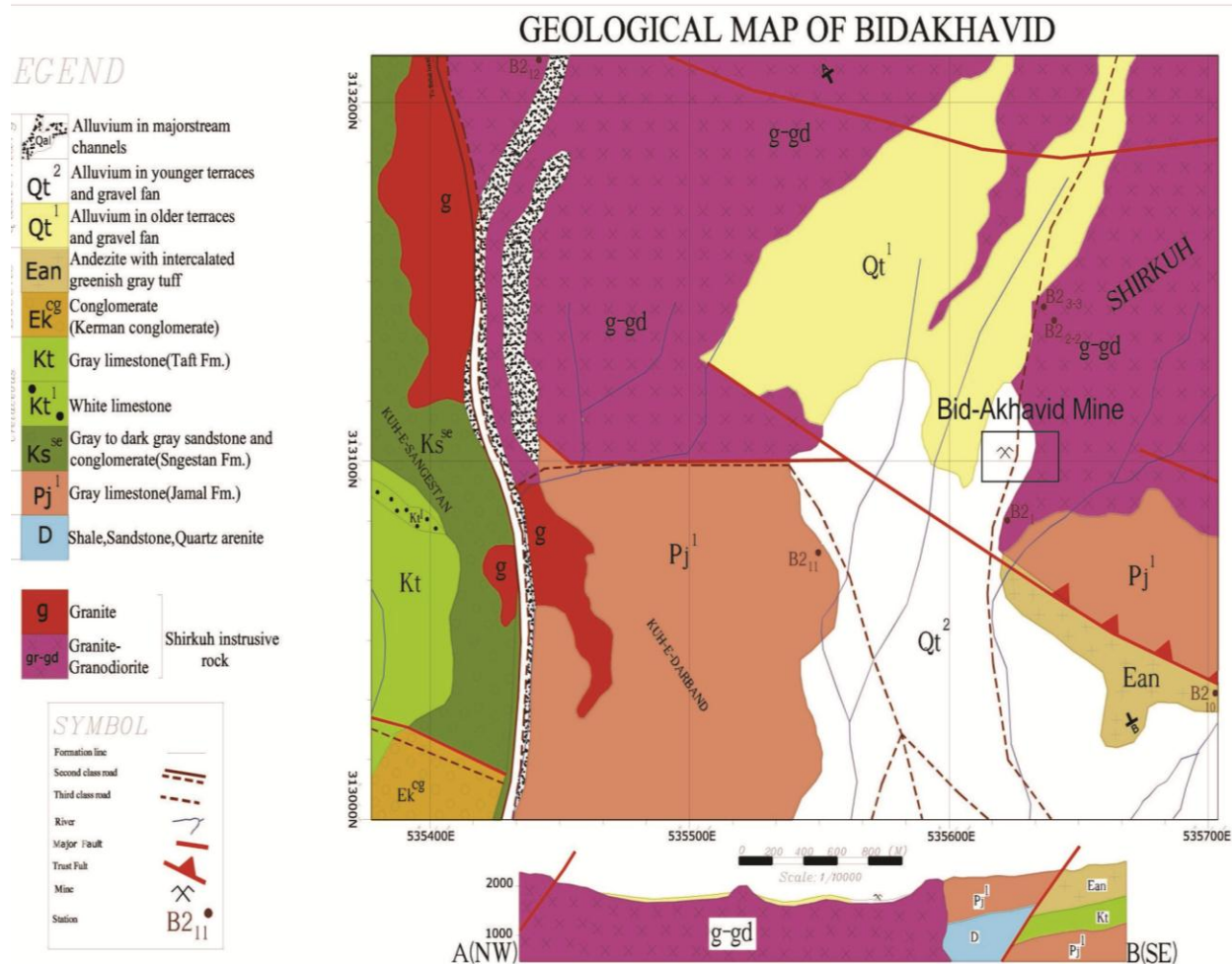
بیش از پنجاه کانسار و معدن خاک صنعتی در استان یزد عمدتاً شامل کائولن، ایلپیت، فلدسپار، تالک، بنتونیت و خاک‌های نسوز شناسایی شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که این مواد معدنی در محیط‌های زمین‌شناسی خاص تشکیل شده‌اند. منطقه مورد مطالعه در محدوده جغرافیایی به مختصات $31^{\circ} 31' 21.01''$ تا $53^{\circ} 55' 55.87''$ طول شرقی و $48.76'$ تا $31^{\circ} 30'$ عرض شمالی در استان یزد در نزدیکی تفت قرار دارد. معدن فلدسپار بیداخوید در حاشیه غربی بانولیت گرانیتی شیرکوه قرار دارد و ماده معدنی از توالی رسوبات در اندازه گراول و رسوبات سخت‌شده که توسط سیمان اکسید آهن به یکدیگر جوش خورده، تشکیل شده است. مطالعات پیشین شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی خضرآباد (۱/۱۰۰۰۰) و مطالعه پتانسیل اقتصادی این معدن بوده است (طرح جامع شناسایی معادن

پوشاند. انوسن در این منطقه بیشتر شامل گدازه‌های آندزیتی، داسیتی و ریوداسیتی همراه با توف و برش‌های وابسته است که توسط واحدهای سنگی الیگوسن و کواترنری پوشیده شده است (شکل ۱). خاک صنعتی معدن بیداخوید به شکل آبرفت‌های کواترنری در گودال گسلی تشکیل شده است. این گودال گسلی با امتداد شمالی- جنوبی ظاهراً از شاخه‌های فرعی گسل بزرگ دهشیر در غرب منطقه است. این زون گسلی هم‌اکنون با رخداد تراورتن دگرسانی‌های گرمایی جوان و خروج گازهای گوگردی (بوی گوگرد در منطقه به شدت استشمام می‌شود) و همچنین رسوبات گوگردی در محدود معدن مشخص است (سبزه‌ای، ۱۳۶۵). این معدن حاصل تجمع و تجزیه رسوبات آبرفتی گرانیته است، این رسوبات به رنگ‌های متنوعی از سفید کرم تا قهوه‌ای دیده می‌شود. اکسید آهن در تغییر رنگ واحدها نقش مهمی دارد، دگرسانی در مقیاس بسیار وسیع در منطقه رخ داده است، دانه بندی واحدهای دگرسان شده بیشتر در حد شن، ماسه و رس است (شکل ۲). با توجه به شواهد صحرایی و مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی، فرایند دگرسانی و هوازگی در یک گودال گسلی که مربوط به دوره کواترنری است، رخ داده است (شکل ۳).

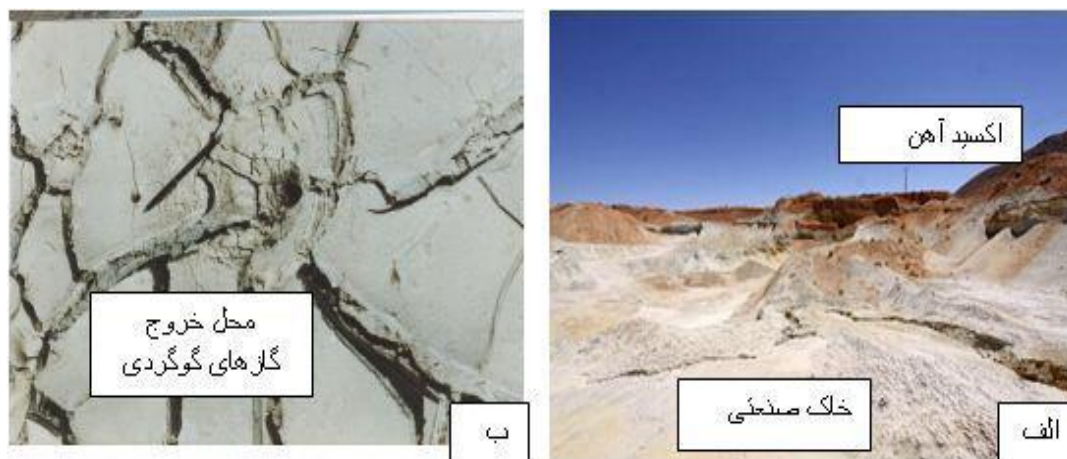
نیز از نقاط مرتفع به شمار می‌رود. معدن فلدسپار بیداخوید یکی از پنجاه کانسار خاک صنعتی استان بوده که با عنوان ماده معدنی فلدسپار شناسایی شده است (قربانی، ۱۳۸۶).

منطقه مورد مطالعه، بخشی از زون آتشفشانی ارومیه- دختر بوده و از دیدگاه رده‌بندی زون‌های زمین‌ساختاری ایران جزو ایران مرکزی به‌شمار می‌رود (آقابیاتی، ۱۳۸۵). براساس پی‌جویی‌ها و مشاهدات صحرایی، واحدهای تشکیل‌دهنده زمین‌شناسی موجود در منطقه شامل سنگ‌های آهکی، دولومیتی و آهک‌های دولومیتی شده سازند جمال به سن پرمین میانی است، این سازند در غرب منطقه در همبندی گسلی با باتولیت قرار گرفته است. بخش اصلی باتولیت از سنگ‌های گرانیته‌ییدی شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیته و تونالیت تشکیل شده است. باتولیت شیرکوه دارای محدوده زمانی وسیع پلوتونیزم از ژوراسیک میانی تا پس از کرتاسه است (آقابیاتی، ۱۳۸۵).

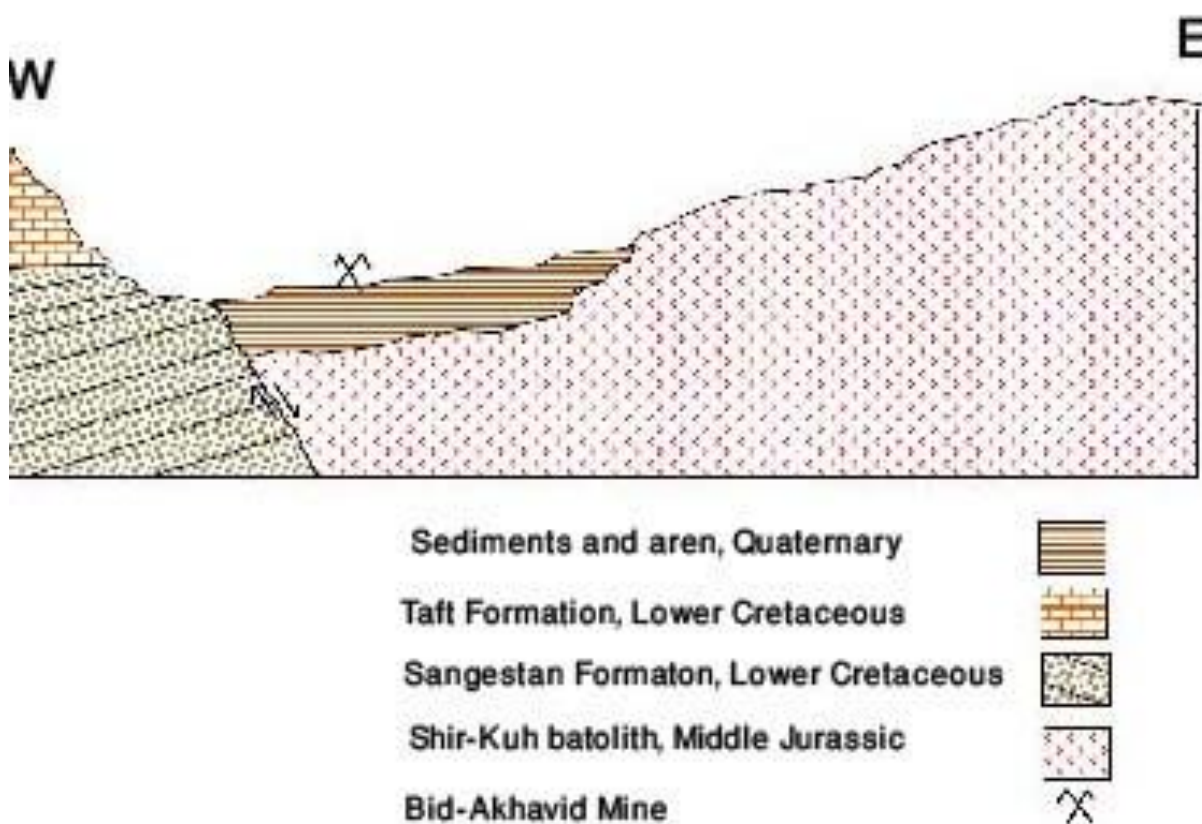
سازند سنگستان که بیشتر شامل کنگلومرا- ماسه‌سنگ و آرکوز است، توده نفوذی شیرکوه را با دگرشیمی زاویه‌ای می‌پوشاند. آهک‌های اوربیتولین‌دار خاکستری رنگ سازند تفت به سن کرتاسه پیشین که بر روی آهک‌های سازند سنگستان قرار دارد، کنگلومرای درشت‌دانه کرمان را می-



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی، محدوده مورد بررسی در نقشه مشخص شده است (اقتباس از حاج ملاعلی، ۱۳۷۵ با تغییرات)



شکل ۲- الف- نمایی از معدن بیداخوید و واحدهای دگرسان شده با تنوع رنگی قهوه‌ای تا کرم و سفید ب- محل خروج گازهای گوگردی در معدن فلدسپار بیداخوید



شکل ۳- نیمرخ زمین‌شناسی از همبری گسلی واحدهای رسوبی کرتاسه با باتولیت گرانیتی شیرکوه و جایگاه معدن فلدسپار بیداخوید در محدوده رسوبات حاصل از فرسایش گرانیت شیرکوه

۳- روش پژوهش

مورد مطالعه برداشت شد. ۲۵ مقطع نازک تهیه شد و مطالعات سنگ‌نگاری توسط میکروسکوپ پلاریزان BH2 انجام شده است. از نمونه‌های مطالعه‌شده، هشت نمونه از رسوبات و سنگ‌های اطراف در منطقه انتخاب و برای تجزیه به روش‌های XRF و ICP-MS به آزمایشگاه ACME در کانادا ارسال و نتایج به‌دست‌آمده تحلیل شد. برای مشخص کردن کانی‌های

پس از مطالعه کتابخانه‌ای، بازدیدهای صحرائی و بررسی روابط میان واحدهای سنگ‌شناسی مختلف، سه پیمایش در منطقه انجام گرفت و طی آن بیش از ۶۰ نمونه از خاک صنعتی و سنگ‌های رخنمون‌شده از منطقه

۴ ت و ج). همچنین در این سنگ‌ها، فراوانی ذرات کوارتز دارای درجه دوم اهمیت است که کوارتزها بیشتر به صورت ذرات پراکنده و دارای خاموشی موجی هستند. ذرات کوارتز در زمینه‌ای از اکسید آهن دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد سیمانی از جنس اکسید آهن ذرات کوارتز را به یکدیگر پیوند داده است. همراهی مسکوویت با کوارتز در این مجموعه قابل توجه است و خاموشی موجی شدید در کوارتزها نشان‌دهنده فشارهای زیادی است که پس از مراحل هوازدگی، ماسه‌سنگ‌ها متحمل شده‌اند (شکل ۴ چ و ح).

رسی در سنگ‌های دگرسان‌شده، ابتدا چندین نمونه را با هم مخلوط کرده و سپس ذرات را پودر کرده و از صافی در حد ۲۰۰ میکرون عبور داده شد. مواد عبور داده شده از صافی با روش XRD تجزیه شد و با این روش، کانی رسی غالب منطقه به‌دست آمد (علی‌خاصی و همکاران، ۱۳۹۰). ۵ نمونه از رسوبات معدن برای انجام آزمایش‌های ایزوتوپ پایدار اکسیژن و هیدروژن انتخاب و به آزمایشگاه کورنل آمریکا ارسال شد.

۳-۱- سنگ‌نگاری

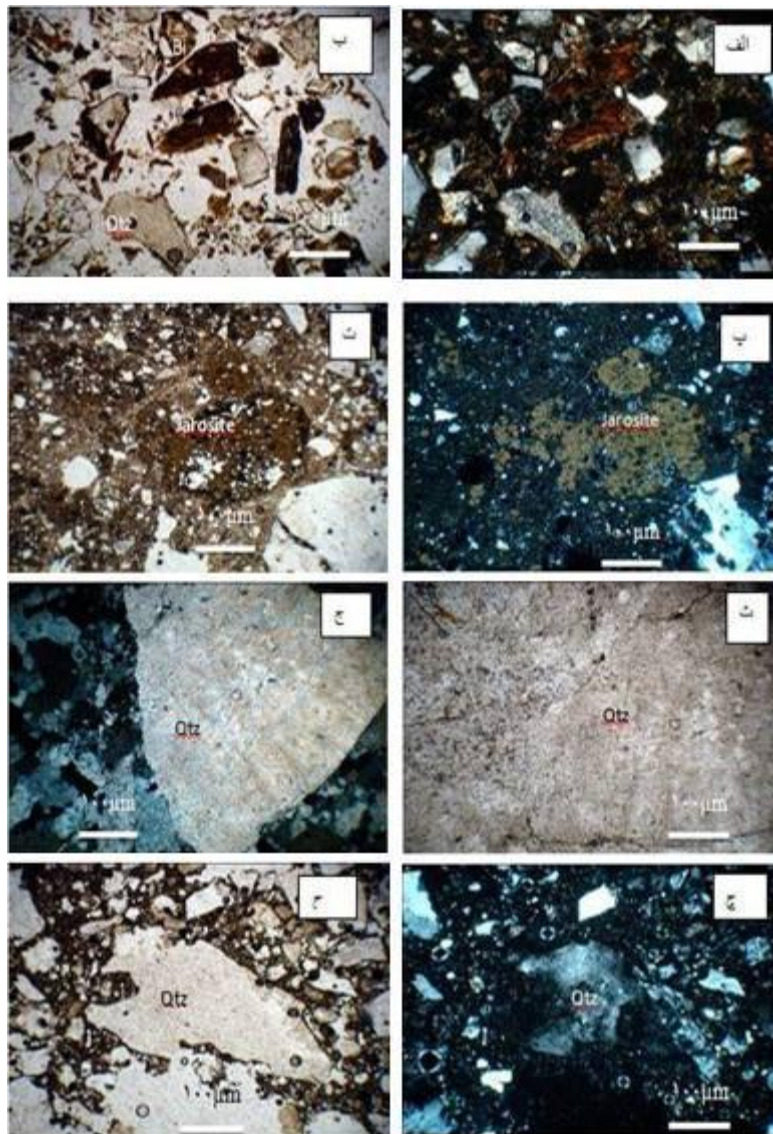
۳-۲- مطالعات کانی‌شناسی

به منظور شناسایی دقیق کانی‌های ثانویه تشکیل‌شده در طی فرایند دگرسانی، ۸ نمونه از خاک صنعتی بیداخوید مورد آزمایش‌های پراش اشعه X قرار گرفت. برای شناسایی کانی‌های رسی در سنگ‌های دگرسان‌شده، ابتدا متوسط نمونه‌ها انتخاب و سپس ذرات را در حد ۲۰۰ میکرون ریز کرده و توسط روش‌های شیمیایی آب‌شویی نموده و از صافی عبور داده شد. مواد عبور داده شده از صافی با روش XRD تجزیه شد، کانی‌های اصلی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، آلپیت و مسکوویت است. کانی‌های فرعی نیز شامل ایلیت، ژاروسیت، ارتوکلاز، تورمالین و کلریت تعیین شد. کانی رسی غالب رسوبات دگرسان‌شده ایلیت است. رکتوریت و سیلویت نیز از دیگر کانی‌های موجود در این خاک‌های صنعتی هستند (جدول ۱). رکتوریت کانی رسی مربوط به شرایط گرمایی دما پایین به همراه کانی‌های میکایی و اسمکتیت است. با کاهش دو عامل فعالیت پتاسیم و دما رابطه زیر در مورد پایداری کانی‌های میکا، اسمکتیت و رکتوریت دیده شده است: اسمکتیت > رکتوریت > میکا (Kawano & Tomita, 1991).

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که مهم‌ترین واحد سازنده این معدن، رسوبات و رسوبات سخت‌شده توسط سیمانی با ترکیب اکسید آهن است. کانی‌های غالب این مجموعه شامل کوارتز، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلازهای سوسوریتی و کانی‌های رسی است. از مهم‌ترین واحدهای سنگی در این منطقه می‌توان به رسوبات سخت‌شده با ترکیب کوارتزآرنیت، آراکوز، ساب‌آراکوز، لیت‌آرنیت و ساب‌لیت‌آرنیت که در آنها کانی فلدسپار غالب است، اشاره کرد. وجود حاشیه‌ای از اکسید آهن در اطراف خرده‌سنگ‌ها، فلدسپارهای خردشده و دانه‌های بیوتیت قابل توجه است (شکل ۴ الف و ب). از مشخصات بارز دانه‌های تشکیل‌دهنده رسوبات سخت‌شده، زاویه‌دار بودن این ذرات و همچنین جورشدگی نسبتاً ضعیف (0-1) آنهاست، بنابراین این واحدهای سنگی در فاصله نزدیک از سنگ منشا خود قرار دارند. از دیگر کانی‌های مهمی که حاصل دگرسانی است می‌توان به ژاروسیت اشاره کرد، این کانی در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای است و برجستگی نسبتاً بالایی را نشان می‌دهد (شکل ۴ پ و ت). فلدسپارها به دو صورت تجزیه‌شده (کائولینیتی‌شده) و غیردگرسان‌شده، دیده می‌شوند (شکل

جدول ۱- مجموعه کانی‌های اصلی و فرعی شناسایی‌شده در رسوبات دگرسان‌شده معدن فلدسپار بیداخوید، توسط روش پراش پرتو X

شماره نمونه	کانی‌های سازنده
BD-1	کوارتز + فلدسپار پتاسیم + ایلیت
BD-2	فلدسپار پتاسیم + بیوتیت + کوارتز + هماتیت
BD-3	آلپیت + سیلویت + مسکوویت + فلدسپار پتاسیم
BD-4	مسکوویت + ژاروسیت + هماتیت + ایلیت
BD-5	بیوتیت + کوارتز + رکتوریت
BD-6	هماتیت + تورمالین + کوارتز
BD-7	کائولینیت + هماتیت + کوارتز + کلریت
BD-8	کوارتز + فلدسپار پتاسیم + آلپیت + بیوتیت



شکل ۴- الف و ب- دانه‌های بیوتیت در حاله‌ای از اکسید آهن در اطراف خرده سنگ‌ها و فلدسپارهای خرد شده، ب و ت- زاروسیت به رنگ قهوه‌ای با برجستگی زیاد در زمینه‌ای از سیمان اکسید آهن به همراه درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز، ث و ج- فلدسپار به شدت کانولینیتی شده در زمینه‌ای از دانه‌های کوارتز چ و ح- ذرات پراکنده کوارتز با خاموشی موجی

۴- بحث و بررسی نتایج

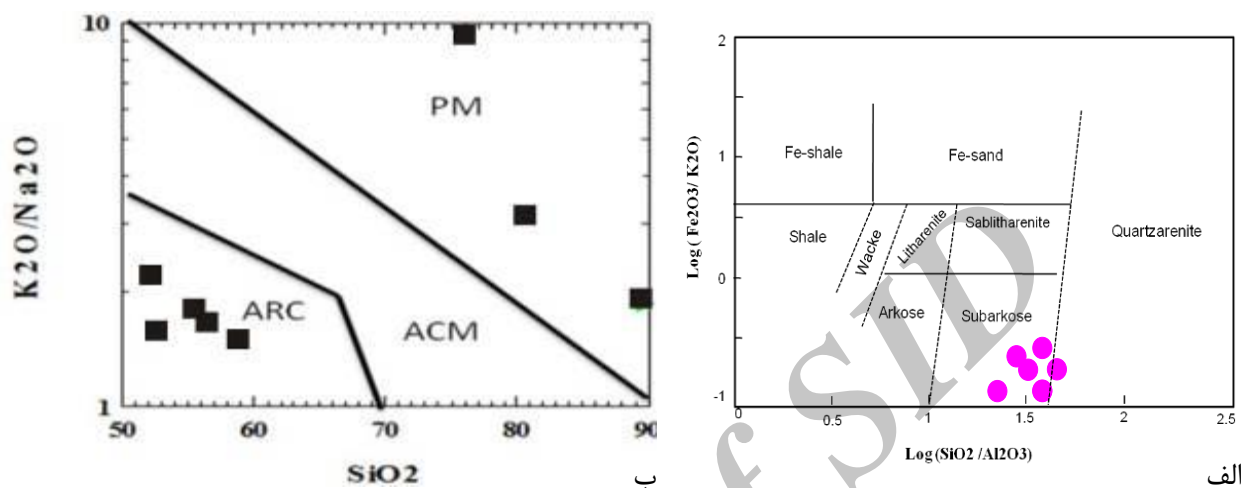
۴-۱- رده‌بندی رسوبات سخت‌شده

می‌کند (Rollinson, 1993). داده‌های حاصل از تجزیه زمین‌شیمیایی عناصر اصلی این‌گونه سنگ‌های رسوبی بر روی نمودار دوتایی $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ در مقابل $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ رسم شد که ترکیب کوارتزآرنیت را برای این نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۵- الف) (Pettijohn et al., 1972). پیاده‌کردن داده‌ها بر روی نمودار (Herron, 1988) نشان‌دهنده حضور سیمان هماتیته به طور فراوان در این سنگ‌هاست که در مقاطع میکروسکوپی نیز این پدیده مشاهده شده است که سبب قرار گرفتن برخی نمونه‌ها در محدوده ماسه‌سنگ‌های آهن‌دار شده است. برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌ها از نمودار $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ - SiO_2 (Roser & Korsch, 1988)، استفاده شده است. به عقیده محققان روند کاهش K_2O همراه با افزایش SiO_2 ، احتمالاً در نتیجه کاهش محتوی رس در ماسه‌سنگ‌های درشت‌تر است (Herron, 1988). نمونه‌های

به‌منظور تعیین ترکیب شیمیایی رسوبات سخت‌شده بیداخوید و مشخص کردن خاستگاه زمین‌شناسی آنها، تجزیه‌های زمین‌شیمیایی به روش‌های XRF و ICP-MS بر روی این نمونه‌ها انجام گرفت (جدول‌های ۲ و ۳). بر خلاف بسیاری از سنگ‌های آذرین، یافتن رابطه‌ای ساده میان ترکیب کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی رسوبات و ماسه‌سنگ‌ها دشوار است. به این دلیل، رده‌بندی زمین‌شیمیایی رسوبات از رده‌بندی کانی‌شناختی مرسوم آنها که بر پایه کوارتز، فلدسپار، قطعات سنگی استوار است، پیروی نمی‌کند. در عوض، این رده‌بندی رسوبات بالغ را از نابالغ جدا

با توجه به اینکه سنگ مادر رسوبات تخریبی باتولیت شیرکوه به سن ژوراسیک میانی است که طی فرایندهای برخورد دو قاره (ایران مرکزی و صفحه عربی)، به وجود آمده است (Forster, 1978)، بنابراین می‌توان گفت محیط تحولات رسوبات بیداخلید در یک محیط فرورانشی است.

معدن بیداخلید بر روی نمودار نسبت K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 ، در محدوده مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۵-ب). همچنین مطالعات انجام شده توسط شیپی و اسماعیلی، (۱۳۸۸) بر باتولیت شیرکوه تیپ این گرانیت را S و محیط زمین‌ساختاری تشکیل آن را فرورانش مشخص کرده‌اند.



شکل ۵-الف - نمودار دوتایی $\log(Fe_2O_3/K_2O)$ در مقابل $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ (Pettijohn et al., 1972)، نمونه‌ها در محدوده کوارتز آنیت قرار می‌گیرند ب- نمودار SiO_2 در مقابل K_2O/Na_2O (Roser et al., 1988)، برای تفکیک محیط زمین‌ساختی نمونه‌های شیرکوه و رسوبات سخت‌شده منطقه بیداخلید، به دلیل دگرسانی شدید و افزایش نسبت K_2O/Na_2O ، سه نمونه در محدوده PM قرار گرفتند. (ARC = کمان، ACM = حاشیه قاره ای فعال، PM = حاشیه غیرفعال)

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه زمین‌شیمیایی XRF نمونه‌های معدن بیداخلید

Sample	%SiO ₂	%TiO ₂	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃	%MnO	%MgO	%CaO	%Na ₂ O	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	Total%
B25	۸۲/۸	۰/۰۹	۶/۹۹	۰/۵۱	۱/۰۱	۰/۰۸	۰/۳۴	۲/۲	۳/۲۳	۰/۰۱	۹۷/۲۶
B39	۸۰/۶	۰/۶۸	۱۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۲۶	۱/۴۹	۵/۷۲	۰/۰۴	۹۸/۹۶
B64	۷۷/۵	۰/۵۸	۱۶/۳۸	۰/۲۵	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۲۶	۳/۳۹	۰/۰۹	۹۸/۵۶
B2-6	۵۲/۱	۰/۸۱	۱۸/۹۴	۶/۱۶	۱/۰۱	۷/۰۱	۳/۴۱	۳/۳۰	۲/۷۹	۰/۱۳	۹۵/۶۶
B2-9	۵۵/۹	۰/۷۹	۱۷/۵۷	۹/۳۲	۰/۰۲	۴/۶۸	۳/۳۰	۱/۸۹	۳/۲۹	۰/۰۸	۹۶/۸۴
B2-7	۵۶	۰/۸۶	۱۸/۵۲	۱۰/۱۴	۰/۰۲	۲/۷۱	۲/۲۱	۲/۸۸	۲/۸۸	۰/۱۱	۹۶/۳۳
B2-8	۵۶/۷	۰/۸۶	۱۷/۱۲	۱۱/۵۹	۰/۰۳	۳/۱۶	۰/۹۳	۳/۰۳	۳/۲۹	۰/۴۳	۹۷/۱۴
B2-4up	۶۰/۹	۰/۹۱	۲۱/۲۸	۶/۶۴	۰/۰۲	۲/۸۰	۰/۷۷	۲/۱۸	۳/۲۰	۰/۰۶	۹۸/۷۶

عنصر با پتاسیم و حضور در بیوتیت‌ها و فلدسپارهای پتاسیم باشد. تهی‌شدگی Sr ناشی از دگرسانی شدید پلاژیوکلازهاست Krauskopf (and Bird, 1994). به طور کلی در همه نمونه‌ها، تهی‌شدگی عناصر HFSE مانند Zr, Nb دیده می‌شود، تهی‌شدگی این عناصر نشان‌دهنده زون فرورانش است. تمامی عناصر کمیاب در رسوبات و ماسه‌سنگ‌های بیداخلید غنی‌شدگی بیشتری نسبت به گرانیت شیرکوه نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که این عناصر پس از طی فرایند هوازدگی و فرسایش توده نفوذی در ماسه‌سنگ‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

نمودارهای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی برای نمایش تحرک عناصر در سنگ دگرسان نسبت به سنگ غیر دگرسان شده استفاده می‌شود. با توجه به شکل ۷، بیشترین میزان تهی‌شدگی عناصر مربوط به عنصر Ga است که این کاهش عمدتاً در نمونه‌های دگرسان‌شده است و از آنجا که در این

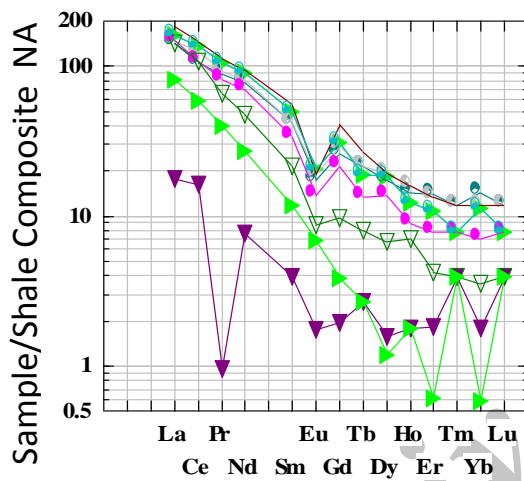
۴-۲- زمین‌شیمی عناصر فرعی

به منظور بررسی عناصر کمیاب و فرعی، هشت نمونه به آزمایشگاه Acme کانادا ارسال شد و تجزیه ICP-MS شد (جدول ۳). پراکندگی عناصر کمیاب و نادر مربوط به این منطقه براساس کندریت بهنجار شد (Thompson, 1982)، همان‌گونه که در شکل ۶-الف مشخص است، بی‌هنجاری مثبت Th و Ba در تمامی نمونه‌ها مشاهده می‌شود، همچنین تهی‌شدگی Nb در این نمونه‌ها دیده می‌شود. تهی‌شدگی شاخص از Sr و Zr در نمونه‌ها دیده می‌شود. غنی‌شدگی Th به‌عنوان یک عنصر نامتحرک و تهی‌شدگی از Nb به‌عنوان عنصر گوشته‌ای، می‌تواند نشان‌دهنده ماگماتیسیم زون فرورانش باشد (Odigi & Amajor, 2008). بی‌هنجاری مثبت Ba به‌عنوان یک عنصر متحرک می‌تواند به دلیل جانشین شدن این

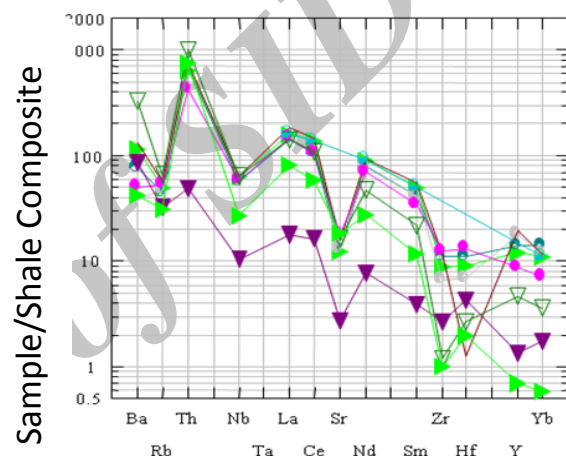
تغییرات مربوط به عناصر فرعی میزان Sr در گرانیت‌های دگرسان بسیار کاهش یافته است و روند تغییرات آن کاملاً نزولی است، این مسئله نشان‌دهنده افزایش HCO_3^- در آب‌های زیرزمینی است که می‌تواند سبب تجزیه کانی‌های کلسیم‌دار مانند کربنات‌ها، پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و اپیدوت باشد (CHANG-BOCK, 2002)، این روند همچنین در نمونه‌های دگرسان شده معدن بیداخوید نیز مشاهده می‌شود. همچنین Ga از جمله عناصری است که به‌طور کلی تهی‌شدگی بسیار بالایی را در گرانیت‌های دگرسان شده معدن kyongsang نشان می‌دهد، این کاهش عمدتاً به دلیل تحرک بالای آب‌های جوی بین درز و شکاف‌های موجود و آبشویی کانی‌های دارای Al و Ga است که در منطقه بیداخوید نیز کاهش Ga در رسوبات حاصل از دگرسانی مشاهده می‌شود.

منطقه کانی‌های فلدسپار و میکا به فراوانی یافت می‌شود، بر اثر رخداد فرایند دگرسانی، Ga از کانی فلدسپار خارج شده و وارد ساختار کانی‌های ثانویه شده است، در مقابل غنی‌شدگی از عناصر Ni، Y و U در نمونه‌های گرانیتی مشاهده می‌شود که این غنی‌شدگی مشخص در گرانیت‌ها به‌طور واضح در ارتباط با انحلال متاسوماتیکی کانی‌های فرعی و همچنین سرپسیتی‌شدن پلاژیوکلازها است. به‌طور کلی الگوی پراکندگی Y بسیار شبیه به REEها است و روند تغییرات آن در گرانیت‌ها با افزایش شدت دگرسانی، افزایش می‌یابد، به همین دلیل و با توجه به شکل ۷، میزان Y در گرانیت‌های دگرسان شده بیشتر است.

براساس مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌های گرانیتی دگرسان شده در حوضه رسوبی ترشیری Gampo در منطقه Kyongsong کره جنوبی و



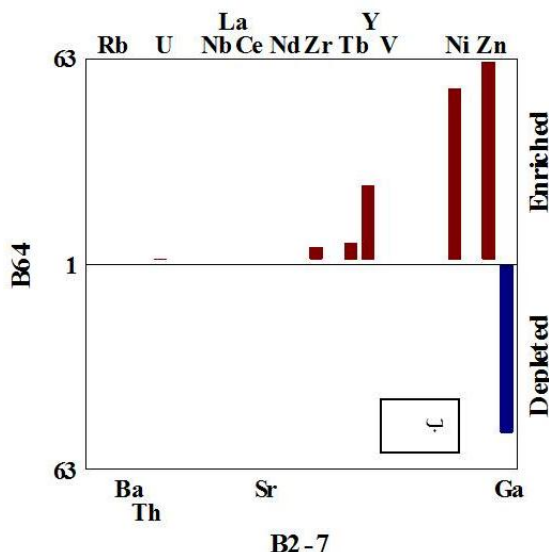
ب



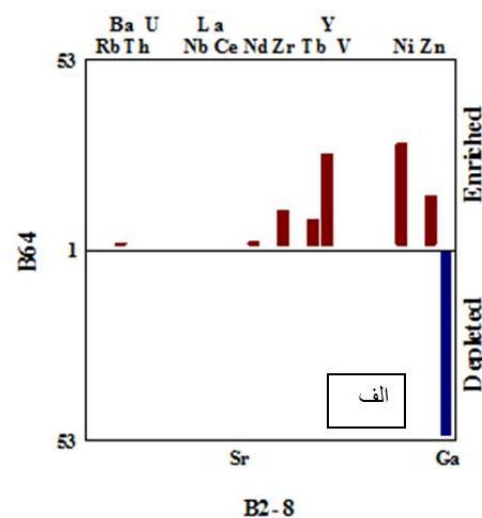
الف

نمونه گرانیت شیرکوه

شکل ۶- الف- نمودار عنکبوتی عناصر فرعی در رسوبات بیداخوید و مقایسه آن با یک نمونه گرانیت شیرکوه، داده‌ها براساس (Krauskopf and Bird, 1994) بهنجار شده است.
ب- نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده در رسوبات بیداخوید و مقایسه آن با یک نمونه گرانیت شیرکوه، براساس داده‌های (Henderson, 1984)



B2-7



B2-8

شکل ۷- نمودار تهی‌شدگی- غنی‌شدگی عناصر کمیاب در مقایسه با گرانیت‌های شیرکوه

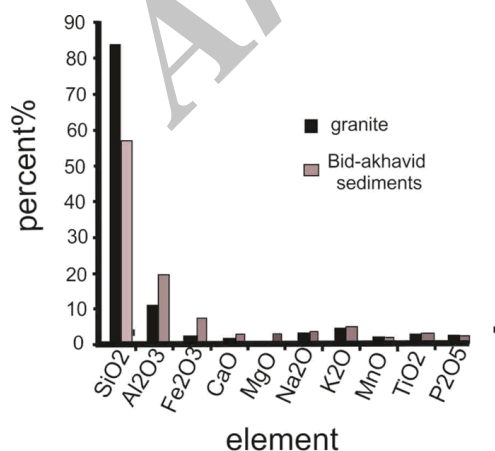
۳-۴- زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب

توسط فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا Eu برخلاف REE‌های سه‌ظرفیتی که در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم عناصری ناسازگارند، عنصری سازگار به شمار می‌آید. بنابراین خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک از راه جزء به جزء شدن بلوری یا ذوب‌بخشی سنگی که فلدسپار در منشا آن باقی‌مانده است، باعث بی‌هنجاری منفی Eu مذاب می‌شود. همچنین بی‌هنجاری منفی Eu در پلاژیوکلاز نشان‌دهنده شرایط محیط با فوگاسیته اکسیژن بالا است (Henderson, 1984). به دلیل اهمیت بی‌هنجاری منفی عنصر Eu در منطقه، نسبت تغییرات Eu/Eu^* محاسبه شد (شکل ۸-الف). براساس این نمودار بیشترین میزان تغییرات Eu مربوط به گرانیتهای دگرسان‌شده است که نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط اکسایش در منطقه است. این شرایط احتمالا در زمان شکل‌گیری ذخیره آبرفتی به دلیل حاکم بودن اقلیم گرم و مرطوب است.

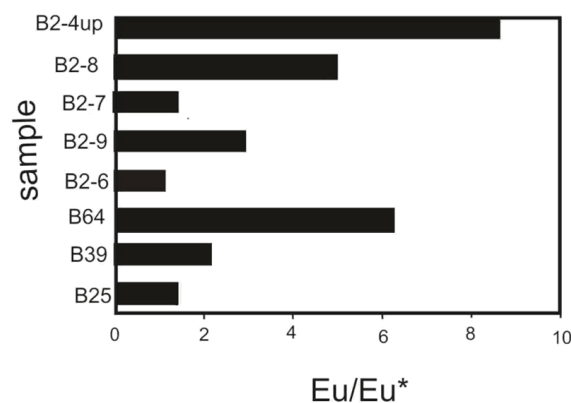
مقایسه غلظت عناصر در توده نفوذی شیرکوه و رسوبات بیداخوید نشان می‌دهد که فراوانی SiO_2 در نمونه‌های شیرکوه بیشتر از رسوبات است (شکل ۸-ب). SiO_2 در گرانیتهای دگرسان‌شده، رفتاری متحرک دارد که نشان‌دهنده تجزیه کانی‌های سیلیکاتی مانند فلدسپار و میکا توسط فعالیت‌های هوازدگی، گرمایی و دگرسانی است. میزان K_2O و Na_2O در سنگ‌های گرانیتهی شیرکوه کمتر از نمونه‌های رسوبات شده است. علت افزایش این عناصر به دلیل افزایش شدت دگرسانی و تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم است. افزایش میزان CaO نیز در نمونه‌های دگرسان‌شده به دلیل تجزیه پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در گرانیتهای دگرسان‌شده است. به دلیل تجزیه پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در گرانیتهای دگرسان‌شده، به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر اصلی در نمونه‌های گرانیتهی دگرسان شده قابل انتظار است و نشان‌دهنده ایجاد و تشکیل آنها توسط فرایندهای دگرسانی دما پایین است (جدول ۲ و شکل ۸-ب). فراوانی عناصر کمیاب و نادر در نمونه‌های رسوبات نسبت به گرانیتهای شیرکوه بیشتر است (شکل ۶). غنی‌شدگی این عناصر نشان‌دهنده آبشویی آنها در طی فرایندهای هوازدگی و دگرسانی از سنگ والد و تمرکز آنها در کانی‌های ثانویه مانند کانی‌های رسی است.

مطالعات اخیر نشان می‌دهند که تقریباً تمام عناصر اصلی و بسیاری از عناصر جزئی و حتی REE طی فرایندهای گرمایی ناشی از چرخش سیال، متحرک می‌شوند (Palacios et al., 1986), Dickin (1988), Alderton et al., (1980), Selvrstone et al., (1991)) خاکی کمیاب با انحلال‌پذیری ناچیز هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی گرمایی نسبتاً نامتحرک هستند، بجز در شرایطی که نسبت سیال به سنگ بسیار بالا باشد (Michard & Albarede, 1986)، عامل انحلال‌پذیری REE در سامانه‌های گرمایی عموماً کمپلکس‌های کربناتی و فلوریدی است (Bonin et al., 1993)، افزون بر آن کمپلکس‌های سولفاتی نیز می‌توانند عاملی بر حمل REE باشند (Felsche & Herrmann, 1978)، در واقع تحرک یا عدم تحرک REE در سامانه‌های دگرسانی و هوازدگی به پایداری و فراوانی فازهای REE‌دار که خود تابع ترکیب سیال، تغییرات دما و فشار است، مرتبط است. به‌رحال پایداری کانی‌های REE‌دار خود توسط pH، فشار بخشی اکسیژن و غلظت لیگاند‌های SO_4^{2-} , PO_4^{2-} , F^- , CO_3^{2-} , OH^- کنترل می‌شود (Rolland et al., 2003).

براساس نتایج تجزیه ICP-MS (جدول ۳)، پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در سنگ والد گرانیتهی و نمونه‌های رسوبات منطقه مورد بررسی قرار گرفت. همان‌گونه که در شکل ۶-ب مشاهده می‌شود، فراوانی عناصر خاکی کمیاب در رسوبات به نسبت نمونه‌های سنگ گرانیتهای بالاتر است، اما در عین حال روند تغییرات مشابهی را با نمونه‌های سنگ گرانیتهی نشان می‌دهد، همچنین غنی‌شدگی مثبت در عناصر خاکی کمیاب سبک مشاهده شده و در کل نسبت LREE/HREE در نمونه‌ها بالاست که نشان‌دهنده عملکرد هوازدگی در منطقه است، زیرا LREE‌ها به راحتی در طی هوازدگی از محیط خارج می‌شوند، اما HREE‌ها در جریان دگرسانی کمتر تحت تاثیر قرار می‌گیرند (Xianwu et al., 2002). بی‌هنجاری منفی Eu در تمامی نمونه‌ها به روشنی قابل مشاهده است (شکل ۶-ب). بی‌هنجاری Eu عمدتاً



ب



الف

شکل ۸-الف- مقایسه تغییرات Eu/Eu^* در نمونه‌های شیرکوه و معدن بیداخوید ب- مقایسه تغییرات عناصر اصلی در نمونه‌های توده نفوذی شیرکوه و رسوبات معدن بیداخوید

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر خاکی کمیاب، نمونه‌های گرانیت شیرکوه و نمونه‌های رسوبات معدن بیداخوید (بر حسب ppm)

Sample/ppm	Rock type	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
B25	granodiorite	۴/۲۰	۹/۰۹	۰/۹۰	۳/۶۰	۰/۶	۰/۰۱	۰/۴	۰/۱	۰/۴	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰/۳	۰/۱
B39	granodiorite	۳۳/۹	۶۵/۷۲	۶/۲۰	۲۲/۲	۳/۳	۰/۵	۲	۰/۳	۱/۷	۰/۴	۰/۷	۰/۱	۰/۶	۰/۱
B64	granodiorite	۱۹/۲	۳۵/۹۲	۳/۸۰	۱۲/۸	۱/۸	۰/۴	۰/۸	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
B2-6	sediment	۳۳/۴	۶۸/۷۴	۸/۴	۳۶/۶	۶/۴	۱/۰۰	۵/۳	۰/۸	۴/۴	۰/۸	۲/۳	۰/۳	۲/۴	۰/۳
B2-9	sediment	۳۴/۹	۶۵/۰۱	۷/۷	۳۲/۸	۵/۲	۰/۸۰	۴/۴	۰/۵	۳/۵	۰/۵	۱/۳	۰/۲	۱/۲	۰/۲
B2-7	sediment	۳۴/۸	۷۶/۶۹	۸/۷۰	۳۷/۹	۶/۴	۱/۱۰	۵/۹	۰/۸	۴/۹	۰/۹	۲/۲	۰/۳	۲/۰۰	۰/۳
B2-8	sediment	۴۳/۸	۹۸/۳	۱۰/۶	۴۴/۱	۸/۴	۱/۱۰	۸/۳	۱/۰۰	۶/۲	۱/۱	۳/۱	۰/۳	۲/۶۰	۰/۴
B2-4up	sediment	۳۸/۴	۹۸/۷	۹/۹	۴۱/۹	۷/۶	۱/۲۰	۶/۴	۰/۷۰	۴/۷	۰/۷	۱/۸	۰/۲	۱/۹۰	۰/۲

۴-۴- مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار

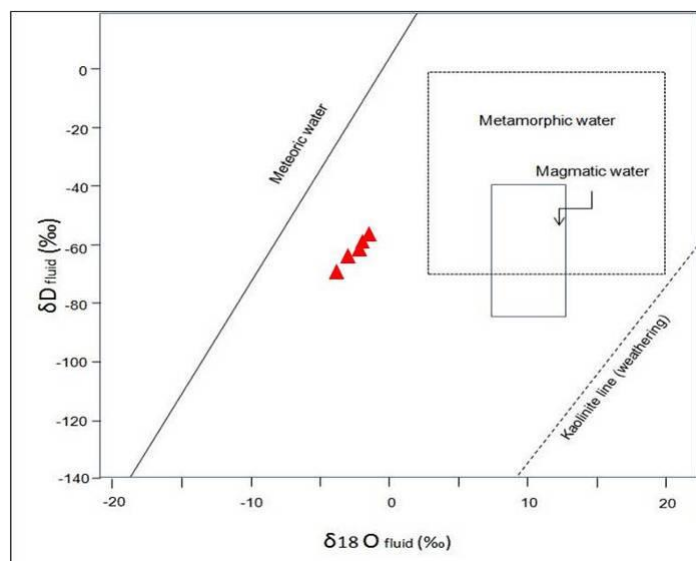
این دامنه تغییرات در منطقه بیداخوید برای ایزوتوپ اکسیژن ($O\delta^{18}$) از % ۳.۳۴- تا % ۷.۶- و برای ایزوتوپ هیدروژن (δD) از % ۴۸.۳۴- تا % ۷۵.۴- متغیر است (شکل ۹). با توجه به اینکه ترکیب آب نمونه‌ها در محدوده آب‌های سازندی قرار گرفته است، بنابراین نقش آب‌های سازندی را در دگرسان کردن منطقه نمی‌توان نادیده گرفت. براساس شواهد صحرایی ارتفاعات شمال غربی و غرب منطقه متشکل از ضخامت زیادی (بیش از ۶۰۰ متر) از سنگ‌های آهک کرتاسه زیرین هستند، بنابراین آب‌های سازندی در تشکیل رسوبات معدن بیداخوید، نقش قابل ملاحظه‌ای داشته است.

همان‌گونه که در پیشتر گفته شد، براساس شواهد صحرایی و زمین‌شناسی در کانسار بیداخوید، خروج گازهای گوگردی تایید می‌شود. مطالعات کانی‌شناسی نیز نشان‌دهنده تشکیل کانی‌های ژاروسیت و رکتوریت تحت تاثیر گازهای گوگردی است. احتمالاً منشأ گازهای گوگردی یک منبع ماگمایی عمیق است که می‌توان آن را مرتبط با فعالیت آتشفشانی‌های کواترنری موجود در منطقه در نظر گرفت. حضور گسل‌های عمیق (مانند گسل دهشیر و شاخه‌های فرعی آن) به حرکت گازها کمک زیادی می‌کند. با توجه به شکل ۸، قرارگیری نمونه‌ها با فاصله از محدوده آب‌های ماگمایی و نزدیک به خط آب جوی، نقش آب‌های جوی فرورو را نیز در دگرسان کردن و از همپاشی گرانیت‌ها نشان می‌دهد.

یکی از بهترین روش‌های تعیین منشأ سیالات دگرسان‌کننده، استفاده از ایزوتوپ‌های سنگین اکسیژن و هیدروژن است (Taylor, 1997). براساس مطالعات صورت گرفته توسط (McLennan, 1985) و Taylor (1997) تجزیه نسبت‌های O^{18}/O^{16} و D/H سنگ‌های میزبان، کانه‌ها، کانه‌های باطله و میانبارهای سیال، اساس پیشرفت بزرگی در شناخت نظام‌های گرمایی موثر در تشکیل کانسارها فراهم کرده است. به منظور انجام آزمایش‌های ایزوتوپ پایدار اکسیژن (O^{18}) و دوتریم (D)، ۵ نمونه از رسوبات معدن بیداخوید انتخاب شد (جدول ۴). برای انجام این مطالعات ابتدا نمونه‌ها به روش handpicking جداسازی شدند و پس از اسیدشویی با اسیدکلریدریک ضعیف در اندازه بسیار ریز پودر شده و به آزمایشگاه کورنل آمریکا ارسال شد. نمودار $O\delta^{18}$ در برابر δD از رایج‌ترین نمودارها در تعیین منشأ سیالات است (Taylor, 1997). مطالعات انجام‌شده ایزوتوپ‌های پایدار بر گرانیت‌های منطقه Kyongsang (Chang-Book, et al., 2002) نشان می‌دهد که سیال موثر در دگرسانی گرانیت‌ها، آب‌های زیرزمینی نشأت گرفته از آب‌های جوی هستند. دامنه تغییرات این ایزوتوپ‌ها در گرانیت‌های منطقه Kyongsang، از % ۸- تا % ۹- برای $O\delta^{18}$ و از % ۵۰- تا % ۶۰- برای δD متغیر است.

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی O^{18} و D ، نمونه‌های رسوب کانسار فلدسپار منطقه بیداخوید

Sample ID	weight (mg)	%H	% δD vs. VSMOW	$\delta^{18}O$ PDB	%O	% $\delta^{18}O$ vs. VSMOW
B2-4	۰/۴۹۷	۰/۰۵۲	-۴۸/۳۴۰	۲۷/۴۱	۰/۷۲۶	-۳/۳۴
B2-6	۰/۴۵۸	۱/۴۴۳	-۵۲/۳۴۰	۲۵/۴۹	۳۴/۲۷۶	-۵/۲۱۰
B2-7	۰/۵۰۳	۰/۰۲۳	-۶۰/۷۲۰	۲۴/۳۶	۰/۳۶۰	-۶/۳۱۰
B2-9	۰/۴۹۵	۰/۰۳۱	-۷۵/۲۱۰	۲۳/۰۳	۰/۶۴۴	-۷/۶۰۰
B2-8	۰/۴۸۲	۰/۰۶۱	-۵۵/۹۸۰	۲۶/۳۴	۰/۶۰۵	-۴/۳۰۰



شکل ۹- نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در برابر δD (Taylor, 1997) و موقعیت نمونه‌های رسوبات معدن بیداخوید

۵- نتیجه‌گیری

به طور کلی در منطقه بیداخوید براساس شواهد صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، خروج گازهای گوگردی تایید می‌شود (بوی شدید گوگرد)، که تحت تاثیر این گازها، کانی‌های ژاروسیت و رکتوریت تشکیل شده است. بنابراین احتمالاً گازهای گوگردی از یک منبع ماگمایی عمیق منشأ گرفته‌اند که می‌تواند در ارتباط با فعالیت آتشفشانی‌های کواترنری موجود در منطقه باشد. حضور گسل‌های عمیق به این فعالیت و حرکت گازها کمک زیادی می‌کند. نقش آب‌های سازندی نیز در دگرسان‌کردن گرانیت‌ها توسط مطالعات کانی‌شناسی و ایزوتوپی تایید می‌شود. بنابراین احتمالاً گوگردزایی در کانسلر فلدسپار بیداخوید منشأ ماگمایی دارد و دگرسانی‌های دیگر تحت تاثیر آب‌های سازندی شکل گرفته‌اند.

تقدیر و تشکر

نویسندگان این مقاله از حمایت‌های کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز در به انجام رسانیدن این پژوهش تشکر می‌نمایند.

مراجع

آقابیاتی، ع.، ۱۳۸۵، "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
 خسروتهرانی، خ.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۷۲، "چینه‌شناسی کرتاسه زیرین در نواحی غرب و جنوب غربی یزد" فصلنامه علوم زمین، سال دوم، شماره ۷، صفحه ۳۶-۴۵.
 سبزه‌ای، م.، ۱۳۶۵، "گزارش فلدسپار استان یزد" منتشر نشده، ۵۸ صفحه.
 شبیبی، م.، اسماعیلی، د.، ۱۳۸۸، "پتروژنز گرانیتوئیدهای پرآلومین شیرکوه (جنوب غرب یزد)" مجله علوم دانشگاه تهران، چاپ سی و پنجم، شماره ۳، صفحه ۷۱-۸۳.
 سازمان صنایع و معادن، ۱۳۷۸، "طرح جامع شناسایی معادن خاک صنعتی استان یزد" منتشر نشده.

معدن فلدسپار بیداخوید در حاشیه غربی شیرکوه بزرگ‌ترین معدن فلدسپار در استان یزد است. در این معدن رسوبات و سنگ‌های رسوبی با ترکیب معادل آرکوز، ساب‌آرکوز، ساب‌لیت‌آرنیت و آرنیت از واحدهای سنگی مهم است. بررسی‌های کانی‌شناسی انجام گرفته، نشان می‌دهد که کانی‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت، رکتوریت، کائولینیت، ایلیت و ژاروسیت از کانی‌های موجود در این معدن هستند. همچنین براساس مطالعات بافتی، رسوبات از ذراتی با جورشدگی و گردشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند. بنابراین با توجه به این شواهد و نزدیکی توده نفوذی شیرکوه، نقش گرانیت شیرکوه در تشکیل رسوبات بیداخوید بسیار روشن است. نتایج زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این واحدها ترکیبی مشابه با گرانیت شیرکوه دارند. نمونه‌های این منطقه براساس نمودارهای موجود، جزء ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنیتی رده‌بندی می‌شوند.

بررسی رفتار عناصر جزئی و کمیاب در رسوبات نشان‌دهنده افزایش Ba, Sr, Th و کاهش Nb است، که نشانگر محیط زمین‌ساختاری فرورانشی است. همچنین پژوهش‌های صورت گرفته بر گرانیت شیرکوه نیز محیط زمین‌ساختاری فرورانشی را برای تشکیل این باتولیت نشان داده است، بنابراین می‌توان گفت رسوبات بیداخوید حاصل دگرسانی گرانیت شیرکوه با خاستگاه فرورانشی هستند. افزایش قابل توجه LREE در برابر HREE نشان‌دهنده جابه‌جایی عناصر LREE از سنگ گرانیتی در طی فرایند دگرسانی و تجمع این عناصر در کانی‌های ثانویه است و نیز می‌تواند حاکی از منشأ پوسته‌ای سنگ مادر باشد. به‌طور کلی الگوی عناصر REE و نمودار عنکبوتی گرانیت‌های شیرکوه و رسوبات بیداخوید کاملاً مشابه است، این تشابه هم‌منشای این دو واحد سنگی را تایید می‌کند. بر مبنای داده‌های ایزوتوپی، نمونه‌های بیداخوید در محدوده آب‌های سازندی قرار گرفته است.

- area, Kagoshima Prefecture, Japan", *Clays and Clay Minerals*, V 39, No. 6, P.597-608.
- Kruskopf, K. B., Bird, D. K., 1994**, "Introduction to Geochemistry", *McGraw-Hill Science*.
- Michard, A., Albarede, F., 1986**, "The REE content of some hydrothermal fluids", *Chemical Geology*, 55, P.51-60.
- Odigi, M., Amajor, L. C., 2008**, "Petrology and geochemistry of sandstones in the southern Benue Through of Nigeria: Implications for provenance", *Chinese Journal of Geochemistry*, 27, P.384-394.
- Palacios, C. M., Hein, U. F., Dulski, P., 1986**, "Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile", *Earth and Planetary Science Letters*, 80, P.208-216.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972**, "Sand and sanstones", *Springer Verlag, Berlin*. P.618.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., 2003**, "Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps)", *Earth and Planetary Science Letters*, 214, P.203-219.
- Rollinson, H. R., 1993**, "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation (Longman Geochemistry Series)", *Pearson Prentic hall*.
- Roser, B. P., Korsch, R. J., 1988**, "Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio", *Journal of Geology*, 94, P.635-650.
- Selvrstone, J., Morteani, G., Stuade, J. M., 1991**, "Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite in to aluminous schist in the Tauern Window, eastern Alps", *Journal of Metamorphic geology*, 9, P. 419-431.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985**, "The Continental Crust: its Composition and Evolution", *Black-well, Oxford*.
- Taylor, H. P., 1997**, "Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits", *In: Barnes HL (ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd edition, John Wiley, New York*, P.229-302.
- Thompson R. N., 1982**, "British Tertiary volcanic province. Scott", *Journal of Geology*, 18, P.49-107.
- Xianwu Bi., Cornell, D.H, Ruizhong, H.U., 2002**, "REE composition of primary and altered feldspar from the mineralized alteration zone of alkaline intrusive rocks, western Yunnan Province, China", *Ore Geology Reviews*, 19, P.69-78.
- علی‌خاصی، ع.، حسینی برزی، م.، شادان، م.، ۱۳۹۰، "محیط رسوبی و برخاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند آب حاجی در برش‌های چشمه بخشی" فصلنامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۲، صفحه ۲۳۱-۲۴۲.
- قربانی، م.، ۱۳۸۶، "زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران" انتشارات آراین زمین، صفحه ۴۹۲.
- حاج ملاعلی، ا.، ۱۳۷۵، "نقشه (۱/۱۰۰۰۰۰) یزد" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Alderton, D. H. M., Pearee, J. H., Potts, P. J., 1980**, "Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southeast England", *Earth Planet Sci. Lett.*, 49, P. 149-165.
- Bonin, B., Brandlein, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggenberger, U., Finger, F., 1993**, "Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement.in: J.F. von Raumer, F. Neubauer (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in the Alps", *Springer, Heidelberg*, P.171-201.
- Chang-Book, I, Koh, S. M., Chang, Tetsuichi Takagi, H. W., 2002**, "The geochemical behavior of altered igneous rocks in the Tertiary Gampo Basin, Kyongsang Province, South Korea", *Geochemical Journal*, 36, P.391-407.
- Dickin, A. P., 1988**, "Evidence for limited REE leaching from the Roffna Gneiss, Switzerland-a discussion of the paper by Vocke et al", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, P.273-275.
- Felsche, J., Herrmann, A. G., 1978**, "Yttrium and lanthanides. In: Wedpohl, K. (Ed), Handbook of Geochemistry", *Springer- Verlag, New York*, 11, P.57-71.
- Forster, H., 1978**, "Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran", *Jour. Geol. Soc. London*. 135, P.443-455.
- Henderson, P., 1984**, "Rare Earth Element Geochemistry", *Elsevier science publisher B.V. [27] Taylor, H. P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition Economic Geology*, 69 (1974), P.843-883.
- Herron, M.M., 1988**, "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data", *Journal of sedimentary petrology*, 58, P.820-829.
- Kawano, M., Tomita, K., 1991**, "Mineralogy and genesis of clays in postmagmatic alteration zones, Makurazaki volcanic