

## بررسی ژئوشیمی سنگ کل به منظور مطالعه و تفکیک دگرسانی‌های گرمایی منطقه پی‌جویی آهن-مس (±طلا)

## کوه‌دم، ایران مرکزی

بهزاد مهرابی

دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

ابراهیم طالع فاضل

دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

امیر علی طباطبائی

استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

تاریخ پذیرش: ۹۳/۳/۱۱

تاریخ دریافت: ۹۳/۱/۱۷

fazel\_tale@yahoo.com

## چکیده

سنگ‌های نفوذی میزبان کانه‌زایی آهن-مس (±طلا) در منطقه پی‌جویی کوه‌دم تحت تأثیر تبادلات جرمی رخ داده در دگرسانی‌های سدیک (-کلسیک)، پتاسیک و کوارتز-کلسیت (±کلریت-سولفید) موجب تشکیل کانی‌سازی رگه‌ای-برشی از جنس کوارتز-هماتیت-طلا شده است. دگرسانی سدیک (-کلسیک) در مجاورت رگه‌ها، دگرسانی پتاسیک با فاصله از آن و دگرسانی کوارتز-کلسیت (±کلریت-سولفید) بصورت پراکنده در رگه‌ها و سنگ میزبان کانی‌سازی تشکیل شده است. در این تحقیق از داده‌های ژئوشیمی سنگ کل نمونه سنگ‌های دگرسان و غیردگرسان معادل به منظور ارزیابی تبادلات جرمی، گرادیان ترکیبی و نسبت‌های عنصری مولار در تفکیک دگرسانی‌های گرمایی منطقه استفاده شده است. بر اساس این شواهد، دگرسانی سدیک (-کلسیک) در منطقه طی مرحله نخست با حضور آلیت همراه با غنی‌شدگی نسبی عناصر  $\text{CaO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Cu}$  و  $\text{Co}$  و در مقابل تهی‌شدگی عناصر  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Rb}$  و  $\text{MgO}$  در مجاورت رگه‌ها و آف‌های معدنی کانه‌دار رخ داده است. دگرسانی پتاسیک در مرحله دوم با کانی‌های شاخص ارتوز، کوارتز و کلسیت و غنی‌شدگی نسبی عناصر  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{Y}$  و  $\text{Sr}$  و تهی‌شدگی عناصر  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{MgO}$  با فاصله از رگه‌ها قابل تشخیص است. رخداد دگرسانی کوارتز-کلسیت (±کلریت-سولفید) نیز اغلب بصورت پراکنده در رگه‌ها با غنی‌شدگی نسبی عناصر  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  (از قبیل  $\text{Ce}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{Nd}$ ) و تهی‌شدگی عناصر  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{Ba}$  و  $\text{Sr}$  مشخص می‌شود. بر اساس مطالعه نسبت‌های عنصری مولار در دگرسانی‌ها، بیشترین نسبت  $(2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$  متعلق به دایک‌های مافیک با میزان  $1/4$  و فلسیک با مقدار  $1/2$  است. همبستگی منفی میان غلظت عناصر کانه‌ساز آهن و مس در مقابل نسبت عنصری مولار  $\text{K}/(2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$  گویای غنی‌شدگی این عناصر در رگه‌ها و آف‌های کانه‌ساز و ارتباط ژئوشیمیایی آنها با دگرسانی سدیک (-کلسیک) در منطقه است. بر مبنای شواهد پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ کل و نسبت‌های عنصری مولار در سنگ‌های دگرسان منطقه پی‌جویی کوه‌دم می‌توان گفت بیشترین سهم دگرسانی سدیک (-کلسیک) در دایک‌های مافیک و فلسیک منطقه رخ داده که این عامل موجب تحرک سیال گرمایی غنی از فلز و شکل‌گیری بخش مهمی از کانه‌زایی‌های رگه‌ای-برشی آهن-مس (±طلا) مرتبط با این دایک‌ها شده است. بررسی این الگوی غنی‌شدگی فلزی مرتبط با ژئوشیمی دگرسانی در دایک‌های جنوب منطقه می‌تواند راهبردی برای ادامه عملیات پی‌جویی و ورود به مراحل اکتشافی بعدی در سایر کانی‌سازی‌های منطقه باشد.

**کلمات کلیدی:** دگرسانی گرمایی، ژئوشیمی سنگ کل، تبادلات جرمی، آهن-مس (±طلا)، منطقه پی‌جویی کوه‌دم

## مقدمه

انارک در ایران مرکزی از جمله آنها است. منطقه پی‌جویی کوه‌دم در بخش شمالی مجموعه فلززایی انارک با طول شرقی  $52^{\circ}45'$  تا  $52^{\circ}53'$  و عرض شمالی  $33^{\circ}54'$  تا  $34^{\circ}01'$ ، در فاصله ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق اردستان (استان اصفهان) قرار دارد. نخستین مطالعات اکتشافی و زمین‌شناسی منطقه کوه‌دم طی سال‌های ۱۹۷۵ تا ۱۹۸۱ با استفاده از نقشه‌های  $1/250000$  انارک (GSI, 1979) و  $1/100000$  کوه‌دم (GSI, 1981) توسط کارشناسان روسی شرکت تکنواکسپورت (ژنومتال) انجام شده است. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و برداشت‌های ژئوفیزیکی انجام شده توسط شرکت تکنواکسپورت سه منطقه امیدبخش در منطقه کوه‌دم معرفی شده که دارای آنومالی‌های آهن، طلا و مس است. در سال‌های اخیر با ادامه عملیات پی‌جویی بیش از ۲۰۰۰ متر حفاری مغزه‌گیری در منطقه انجام شده که تناژ ۵۰ تن طلا با عیار تقریبی ۳ گرم در تن برای آن تخمین زده می‌شود (شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۸۸). امروزه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای ASTER و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار ( $\text{H}_2\text{O}$  و  $\text{S}$ ) برای بررسی و تفکیک پهنه‌های دگرسانی در یک کانسار استفاده می‌شود

طی جایگیری توده نفوذی و صعود محلول‌های داغ، اختلاط فازهای گاز و آبگین در سیال گرمایی در هنگام مواجه با سنگ‌های دربرگیرنده منجر به تغییرات یون‌های  $\text{H}^+$  و  $\text{OH}^-$  و مواد فرار شامل  $\text{B}$ ،  $\text{CO}_2$  و  $\text{F}$  و در نتیجه عدم تعادل سیال می‌شود. این واکنش‌ها در مرحله نخست موجب کاهش نظم، رخداد واکنش‌های گرماگیر بین یون‌های مختلف و سنگ دربرگیرنده شده که این تبادلات یونی خود موجب تغییرات حجم، جرم و چگالی سنگ می‌شود که اساس مطالعات تعادلات جرمی و مباحث ترمودینامیک را تشکیل می‌دهد. پوسته ایران به عنوان بخشی از کمربند برخوردی کوهزاد آلپ-همیالیا میزبان توده‌های نفوذی مرتبط با فرورانش فراوانی است که سیالات گرمایی منشأ گرفته از این توده‌ها با حجم بالا موجب رخداد واکنش‌های متقابل آب به سنگ، تبادلات جرمی وسیع و شکل‌گیری دگرسانی‌های گرمایی مختلفی شده که بررسی آنها به عنوان کلیدی در ردیابی و شناسایی رخداد‌های معدنی محسوب می‌شود. کمربند ارومیه-دختر با راستای شمال غرب-جنوب شرق در امتداد کوهزاد زاگرس، میزبان دگرسانی‌ها و ذخایر گرمایی فراوانی است که مجموعه فلززایی

نبوی و همکاران (۱۳۶۳)، خلعتبری (۱۳۷۱)، سامانی (۱۳۷۳)، Bagheri and Stampfli (2008) و Znachi et al. (2009) و سرجوقیان (۱۳۹۱) بر روی آن انجام شده است. کارشناسان روسی شرکت تکنواکسپورت، زون انارک را به شش بلوک تقسیم می‌کنند که منطقه کوهدم در بلوک شمال‌غربی این مجموعه قرار می‌گیرد. منطقه مورد مطالعه بخشی از کمربند آتشفشانی-نفوذی ارومیه-دختر به سن ائوسن است. توده گرانودیوریتی کوهدم به سن ائوسن میانی-بالایی (۴۷ میلیون سال) و وسعت تقریبی ۴۰ کیلومتر مربع در سنگ‌های دگرگونه پالئوزوئیک-مزوزوئیک، آهک‌های کرتاسه و واحدهای آتشفشانی-نیمه‌نفوذی ائوسن، نفوذ کرده است (شکل ۱). بر اساس سن‌سنجی K/Ar بر روی کانی‌های آمفیبول و میکا در واحدهای فیلیت و شیست دگرگونه توسط Znachi et al. (2009) سن معادل ۲۰۸ تا ۲۲۲ میلیون سال (تریاس بالایی) بدست آمده که این واحدها به عنوان قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه محسوب می‌شوند. واحدهای دگرگونه اغلب در غرب باتولیت کوهدم رخنمون دارند (شکل ۱). آهک‌های ضخیم تا متوسط لایه کرم تا قهوه‌ای رنگ کرتاسه در منطقه مورد مطالعه اغلب در بخش‌های نزدیک به توده نفوذی کوهدم دچار تغییر ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی شده که موجب تشکیل اسکارن، سنگ آهک بلورین و در مواردی مرمر به ویژه در بخش‌های جنوبی باتولیت کوهدم شده است. کانی‌سازی اسکارن آهن کوهدم ۳ مرتبط با واحدهای سنگی کرتاسه در منطقه رخ داده است (شکل ۱). سنگ‌های آتشفشانی-نیمه‌نفوذی ائوسن زیرین در منطقه متشکل از واحدهای سنگی آندزیت و بازالت است که توسط سنگ‌های ریولیت، ریوداسیت، توف و ایگنمبریت بطور ناپیوسته پوشیده شده است. یکی از خصوصیات بارز منطقه کوهدم فراوانی بالای دایک‌های اسیدی و مافییک در بخش‌های مختلف منطقه است که بیشترین فراوانی آن در بخش‌های جنوب منطقه و مرکز باتولیت کوهدم مشاهده می‌شود (شکل ۱). مطالعات این تحقیق حاکی از آنست که شکل‌گیری این دایک‌ها نقش مهمی در تحرک سیال گرمایی و رخداد عناصر فلزی پایه (سرب و روی، آهن، مس) و با ارزش (طلا و نقره) در بخش‌های مختلف داشته است (شکل ۱). در منطقه پی‌جویی کوهدم بر پایه عملیات‌های اکتشافی انجام شده (Technoexport, 1981)، سه منطقه کانه‌زایی معرفی شده است که شامل آنومالی‌های کوهدم ۱ (کانسنگ رگه‌ای کوارتز-هماتیت-طلا)، کوهدم ۲ (کانسنگ رگه-رگه‌ای و افشان فلزات پایه-تنگستن ± مولیبدن) و کوهدم ۳ (کانسنگ اسکارنی آهن) است (شکل ۱). بیشترین حجم و عیار کانی‌سازی طلا (تا بیش از ۵۰ گرم در تن) در منطقه پی‌جویی کوهدم ۱ رخ داده که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است.

(نجفیان و همکاران، ۱۳۹۱؛ افشونی و همکاران، ۱۳۹۲). هدف از این مطالعه بررسی ژئوشیمی سنگ کل، تبادلات جرمی دگرسانی و نسبت‌های عنصری مولار در سنگ‌های دگرسان منطقه پی‌جویی کوهدم است که به منظور دستیابی به یک گرادیان ترکیبی در مجاورت کانی‌سازی‌های رگه‌ای کوارتز-هماتیت-طلا انجام شده است. برای دستیابی به این اهداف از داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل نمونه‌های دگرسان و غیردگرسان معادل، شواهد کانی‌شناسی و ساخت و بافت سنگ‌های دگرسان استفاده شده است.

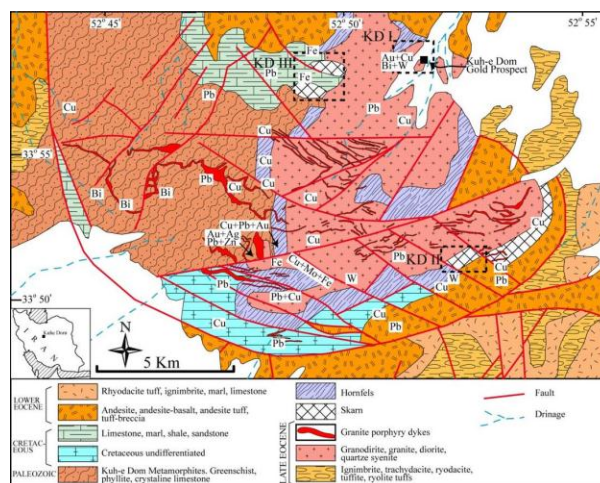
## روش مطالعه

به منظور بررسی ژئوشیمی سنگ کل نمونه سنگ‌های دگرسان و غیردگرسان معادل، تعداد ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی دگرسان و آذرین غیردگرسان برداشت شده که با انتخاب نمونه‌های مناسب تعداد ۴۰ مقطع نازک در دانشگاه خوارزمی تهران تهیه شد. این مقاطع با استفاده از میکروسکوپ عبوری-بازتابی زایس، مدل Axioplan2 در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی تهران مورد مطالعه قرار گرفتند. پس از مطالعات پتروگرافی، تعیین کانی‌های دگرسان و تشخیص سنگ اولیه، از میان ۴۰ نمونه مطالعه شده تعداد ۳۲ نمونه پس از عملیات آماده‌سازی با استفاده از روش‌های دستگاهی مورد تجزیه قرار گرفتند. تجزیه‌ها با استفاده از دستگاه فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) به ترتیب در دانشگاه خوارزمی تهران و AcmeLabs کانادا با استفاده از گروه IT-MS تجزیه شدند که اطلاعات کامل آن در سایت [www.acmelab.com](http://www.acmelab.com) موجود است. نتایج این تجزیه‌ها در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است. همچنین تعداد ۴۰ نمونه پودر سنگ از هاله‌های دگرسانی مختلف به منظور تشخیص کانی‌های دگرسان، توسط تجزیه دستگاهی پراش اشعه ایکس (XRD) در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفتند. علاوه بر این به منظور تعبیر و تفسیر داده‌ها شامل بدست آوردن روابط جرمی میان عناصر و همچنین رسم نمودارهای مولار از نرم افزارهای آماری-گرافیکی Origin و SPSS استفاده شده است.

## منطقه پی‌جویی آهن-مس (±طلا) کوهدم

### زمین‌شناسی

مجموعه فلززایی انارک در بخش میانی ایران مرکزی، از شمال به ادامه بخش غربی گسل درونه، از جنوب غربی به زون افیولیتی ناین-زواره و از جنوب به فروافتادگی ناین-انارک محدود می‌شود. منطقه انارک از دیرباز با خصوصیات فلززایی، ماگماتیسیم، تکتونیک و دگرگونی خاصی شناخته می‌شود که مطالعات متعددی توسط



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی-فلززایی منطقه کوهدم که در آن توزیع عناصر مختلف و زون‌های کوهدم ۱ تا ۳ در آن نشان داده شده است (ریعی، ۱۳۸۸)

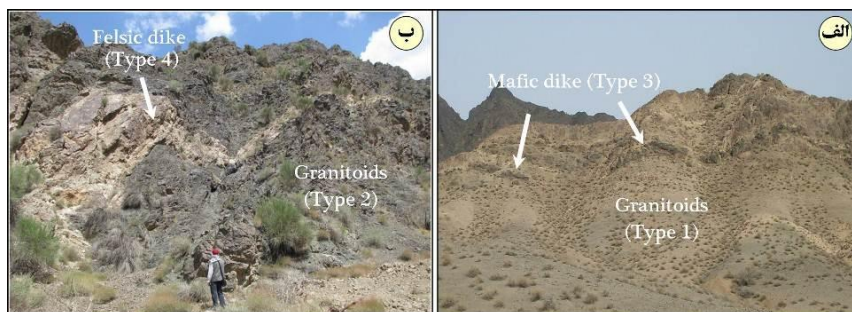
**سنگ‌شناسی توده نفوذی کوهدم**

بر اساس مجموعه شواهد صحرایی (شامل روابط متقاطع بین واحدهای سنگی)، شواهد توصیفی و خصوصیات بافتی و ساختی سنگ‌ها و استفاده از ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادرخاکی و بهنجار کردن نمونه‌ها به کندریت چهار نوع واحد سنگی مجزا شامل واحد گرانیتوئیدی (شامل دو نوع ۱ و ۲)، واحد دایک مافیگ (نوع ۳) و واحد دایک فلسیک (نوع ۴) در منطقه کوهدم تشخیص داده شد (شکل ۲).

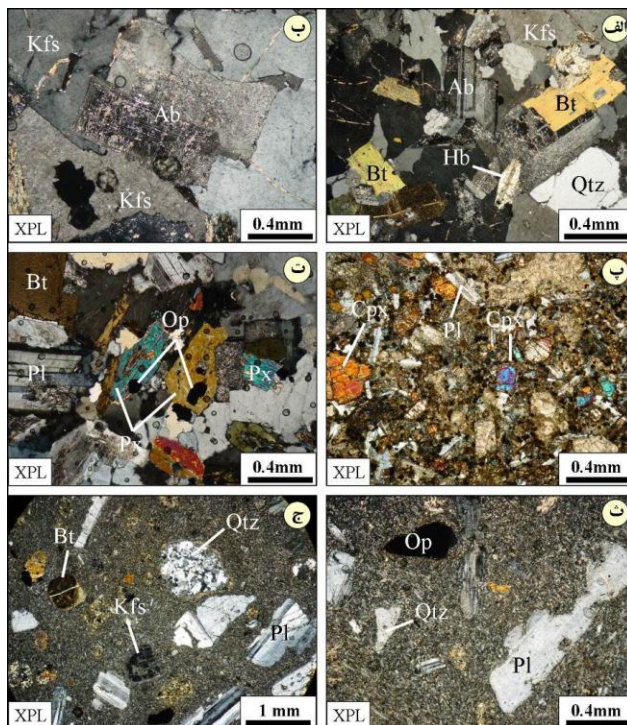
**گرانیتوئیدها**

گرانیتوئیدها در منطقه متشکل از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و کوارتزومونزونیت با ظاهر خاکستری روشن، گوشتی و سفید قابل مشاهده‌اند که ابعاد بلورها در آنها بین ۰/۵ تا ۱ میلیمتر در تغییر است. کانی‌های اصلی در آنها شامل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۶۵٪)،

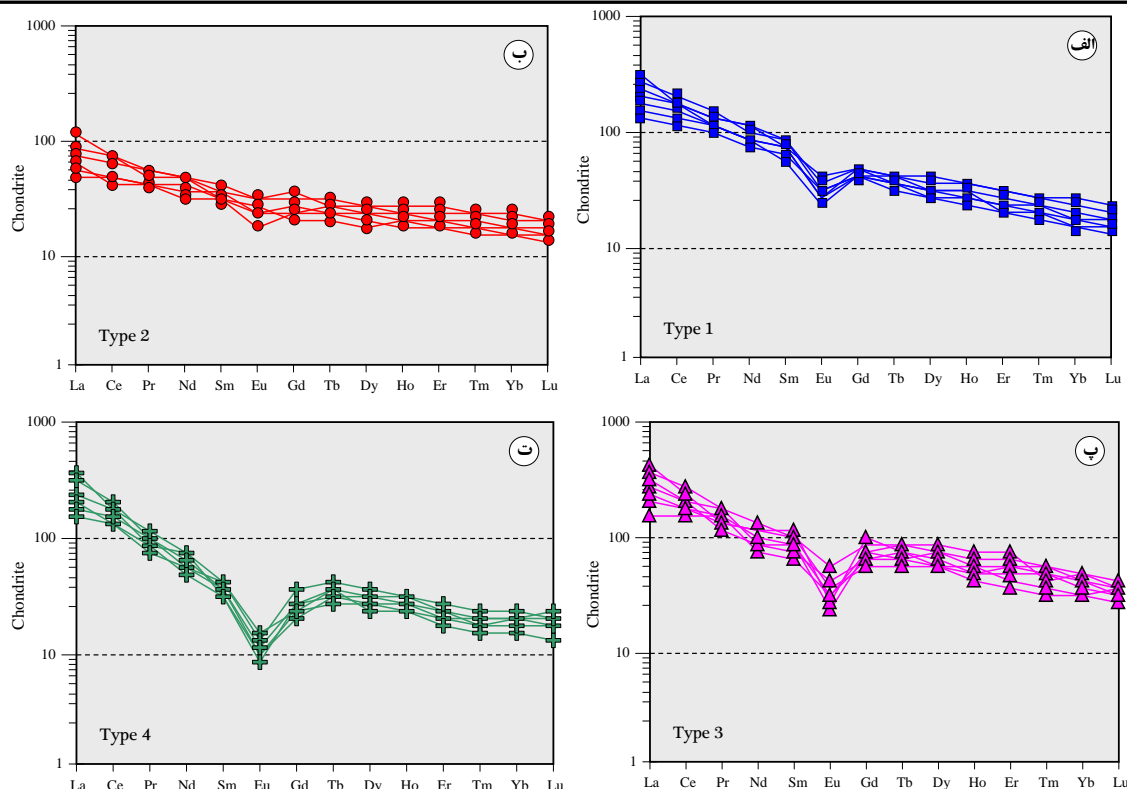
فلدسپارتاسیم (۱۲ تا ۳۰٪)، هورنبلاند (۱۰ تا ۲۰٪)، کوارتز (۵ تا ۱۰٪) و بیوتیت (۲ تا ۱۰٪) است. کانی‌های فرعی نیز شامل اسفن، زیرکن، موسکویت (سریسیت)، کلسیت و کانی‌های تیره است که کمتر از ۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. بافت‌های گرانولار (همسان‌دانه)، آنتی‌راپاکیوی (فراگیری آلبیت توسط فلدسپارتاسیم)، پویکیلیتیک و پورفیریتیک مهمترین بافت‌های مشاهده شده در گرانیتوئیدها است (شکل ۳الف و ب). با استفاده از خصوصیات ژئوشیمیایی و بی‌هنجاری Eu در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (توسط McDonough and Sun, 1995) دست کم دو نوع گرانیت مختلف تشخیص داده شد (شکل ۴). این سنگ‌ها در منطقه از فراوانی بالایی برخوردار بوده و از دیدگاه پتروگرافی و خصوصیات کانی‌شناسی دارای اشتراکات زیادی با یکدیگر هستند.



شکل ۲. تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی منطقه کوهدم شامل، الف) دایک‌های مافیگ نوع ۳ با راستای شرقی-غربی در میزبان واحد گرانیتوئیدی نوع ۱ (دید به شمال)، ب) دایک اسیدی نوع ۴ در میزبان گرانیتوئیدهای نوع ۲



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپ نوری عبوری از سنگ‌های مختلف منطقه شامل، الف) بافت گرانولار گرانیت با حضور کانی‌های بیوتیت، هورنبلاند، پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپارتاسیم، ب) بافت آنتی‌راپاکیوی در گرانیتوئیدهای نوع ۱ با حضور فلدسپارتاسیم در حاشیه آلبیت، پ) دایک مافیگ با درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه کانی‌های ریزبلور پلاژیوکلاز و بیوتیت، ت) دایک مافیگ با بافت گرانولار هم بعد متشکل از بلورهای پیروکسن، پلاژیوکلاز و بیوتیت که در آن کانی‌های تیره بصورت ادخال در پیروکسن‌ها بدام افتاده است، ث) دایک فلسیک با بافت حاشیه خورده شده درشت بلور پلاژیوکلاز که همراه درشت بلورهای کوارتز و کانی تیره در زمینه دانه‌ریز قابل مشاهده است، ج) دایک فلسیک با بافت پورفیریتیک متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپارتاسیم و بیوتیت که به همراه کوارتزهای پلی کریستالین مشاهده می‌شود. حروف اختصاری: Cpx-کلینوپیروکسن، Qtz-کوارتز، Bt-بیوتیت، Px-پیروکسن، Pl-پلاژیوکلاز، Op-کانی تیره، Kfs-فلدسپارتاسیم، Ab-آلبیت.



شکل ۴. نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌ها نسبت به کندریت توسط (McDonough and Sun (1995) شامل، الف) سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع ۱، ب) سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع ۲، پ) دایک‌های مافیک نوع ۳ و ت) دایک‌های فلسیک نوع ۴

است. این سنگ‌ها اغلب ظاهر پورفیری داشته که بطور جزئی در بخش‌هایی کلریتی شده است. از لحاظ کانی‌شناسی دایک‌های اسیدی متشکل از کانی‌های فلدسپارتاسیم (۳۰ تا ۴۳٪)، پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۳۰٪)، کوارتز (۱۵ تا ۲۳٪)، بیوتیت (۸ تا ۱۴٪) و بطور ناچیز هورنبلاند (کمتر از ۵٪) است. پلاژیوکلازها با بافت حاشیه خورده و کوارتزها اغلب بصورت تجمعات بلوری حفره پرکن با بافت پلی کریستالین مشاهده می‌شود (شکل ۳ و ج). فلدسپارتاسیم و پلاژیوکلاز فراوانترین کانی‌های سنگ هستند. اگرچه برخی از دایک‌های میکروگرانیتی پورفیری حاوی بیش از ۹۰ درصد درشت‌بلور کوارتز و مقادیر کمتری فلدسپارتاسیم، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند.

#### کانه‌زایی

بر اساس مطالعات اکتشافات ژئوفیزیکی توسط (Technoexport (1981) تعداد ۱۰ زون کانه‌دار در کوه‌دم ۱ شناسایی شده که در آن تعداد ۵ افق معدنی کوارتز-هماتیت-سولفید به صورت رگه‌ای تا عدسی‌شکل با ماهیت اپی‌ژنتیک و امتداد شمال‌شرق-جنوب‌غرب در میزبان مجموعه سنگ‌های نفوذی-نیمه‌نفوذی (انوسن بالایی) کوه‌دم تشخیص داده شد (شکل ۵). در این منطقه ماده معدنی (رگه‌های ۱ تا ۵) به موازات یکدیگر با امتداد تقریبی ۵۰ تا ۷۰ درجه شمال‌شرقی و شیب ۶۰ تا ۷۰ درجه به سمت جنوب‌غرب تشکیل شده است. این رگه‌ها بطور تقریبی دارای درازای بین ۴۰ تا ۳۰۰ متر، عمق قائم ۳۰ متر و ضخامت کمینه ۰/۵ تا بیشینه ۱۵ متر (متوسط ۵ متر) با عیار متوسط ۲۱ درصد آهن هماتیته هستند. در این میان رگه شماره ۱ (شکل ۵) به عنوان بزرگترین و غنی‌ترین افق معدنی این منطقه با طول تقریبی ۳۰۰ متر و ضخامت ۱۵ تا ۳۰ متر، دارای عیار متوسط ۵ گرم در تن طلا است (Technoexport, 1981).

#### دایک‌های مافیک

دایک‌های مافیک با ضخامت کمتر از ۱ متر و درازای ۱ تا بیش از ۱۰۰ متر با ترکیب فنولیت، بازائیت و تراکی‌اندزیت در منطقه کوه‌دم رخنمون دارند (شکل ۲). این دایک‌ها با رنگ ظاهری قهوه‌ای تا سبز تیره و اغلب روند شرقی-غربی شناخته می‌شوند که دارای ابعاد بلوری ریز تا متوسط بلور هستند. فراوانی دایک‌های مافیک در منطقه به مراتب از دایک‌های فلسیک کمتر است. از لحاظ کانی‌شناسی متشکل از درشت بلورهای کلینوپیکروکسن (۵۰ تا ۶۰٪)، پلاژیوکلاز (۵ تا ۱۵٪) و زمینه حاوی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپارتاسیم و کانی‌های تیره بین ۱۰ تا ۳۰٪ هستند (شکل ۳). دایک‌های مافیک در منطقه دارای بافت‌های آفانیتیک (ریزبلور) تا پورفیریتیک (درشت بلور در زمینه ریزبلور) هستند که پلاژیوکلاز در آنها به عنوان درشت بلور اصلی بصورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و کشیده دارای ابعاد تقریبی ۰/۳ میلی‌متر است. بلورهای کلینوپیکروکسن اغلب بصورت نیمه خودشکل فراوانترین کانی مافیک در این دایک‌ها هستند که در مواردی کانی‌های تیره با ابعاد کوچکتر از ۰/۲ میلی‌متر را در بر گرفته‌اند (شکل ۳).

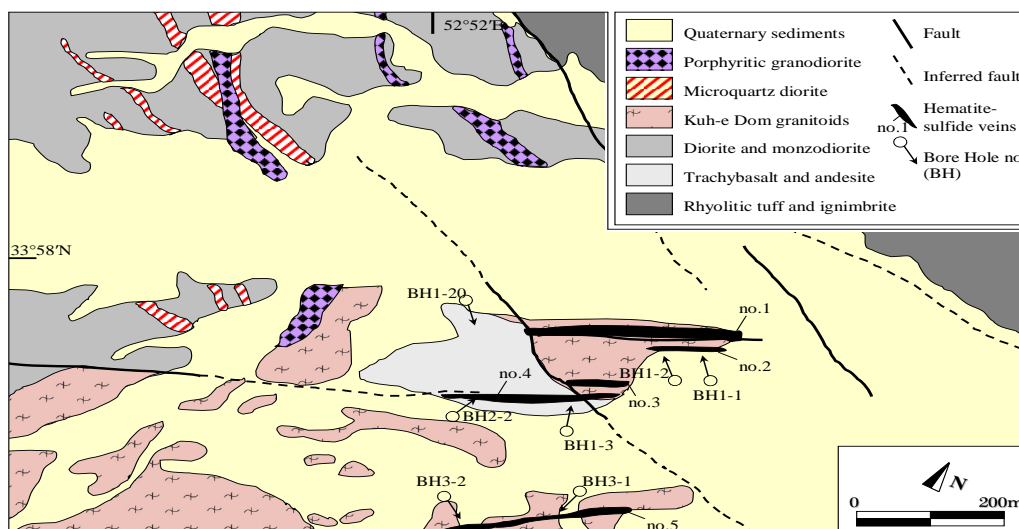
#### دایک‌های فلسیک

دایک‌های اسیدی در منطقه کوه‌دم با راستای شرقی-غربی تا شمال‌غربی-جنوب‌شرقی متشکل از میکروگرانیت پورفیری، میکروگرانودیوریت پورفیری و آپلیت هستند (شکل ۲). این سنگ‌ها از لحاظ حجمی تقریباً ۱۰ درصد سنگ‌های منطقه را بخود اختصاص داده‌اند. رنگ آنها در ظاهر گرم تا خاکستری کم رنگ است که فراوانی آنها همراه با دایک‌های مافیک در جنوب کوه‌دم از سایر بخش‌ها بیشتر است (شکل ۱). ضخامت این دایک‌ها از ۰/۵ تا بیش از ۲۰ متر در تغییر بوده ولی اغلب بین ۵ تا ۶ متر

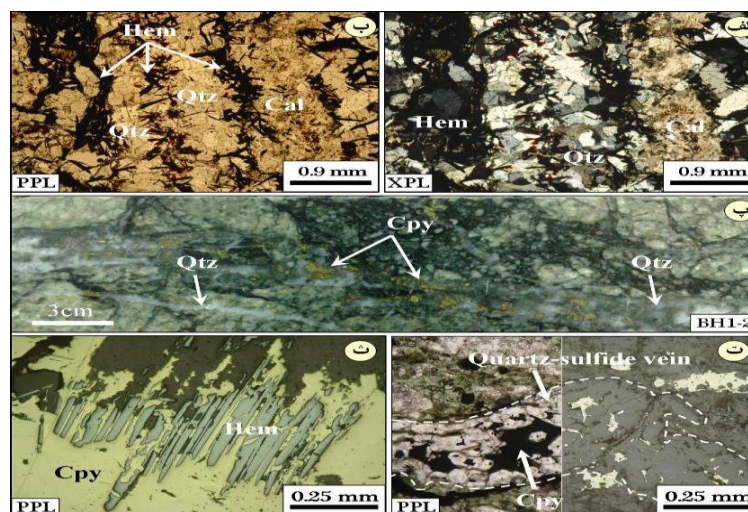
## پتروگرافی رگه‌ها

فراوانی نسبی ۲۰ درصد بصورت افشان تا رگچه‌های اغلب همراه با تجمعات بلوری هماتیت در میزبان کانی‌های کوارتز و کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۶). مهمترین کانی‌های سولفیدی در رگه‌ها به ترتیب شامل کالکوپیریت (۱۰ درصد) و پیریت (۳ درصد)، کانه‌های برون‌زاد مس (۳ درصد)، ایمپلکتیت (۲ درصد) و مقادیر اندکی مولیبدنیت (کمتر از ۱ درصد) است (شکل ۶ت و ث). طلا نیز بصورت آزاد با اندازه متوسط ۴۰ میکرون در میزبان کالکوپیریت و هماتیت مشاهده شد. مهمترین کانه‌های برون‌زاد در رگه‌ها شامل کالکوسیت، کولین، دیژنیت، مالاکیت، آزوریت و گوتیت است. کانی‌های تورمالین، مگنتیت، کلسدون و کلریت نیز بطور ناچیز (کمتر از ۲ درصد) در نمونه‌ها تشخیص داده شد. با توجه به مطالب ذکر شده مراحل کانی‌سازی در منطقه پی‌جویی کوهدم به همراه رخداد دگرسانی‌های مختلف در (شکل ۷) نشان داده شده است.

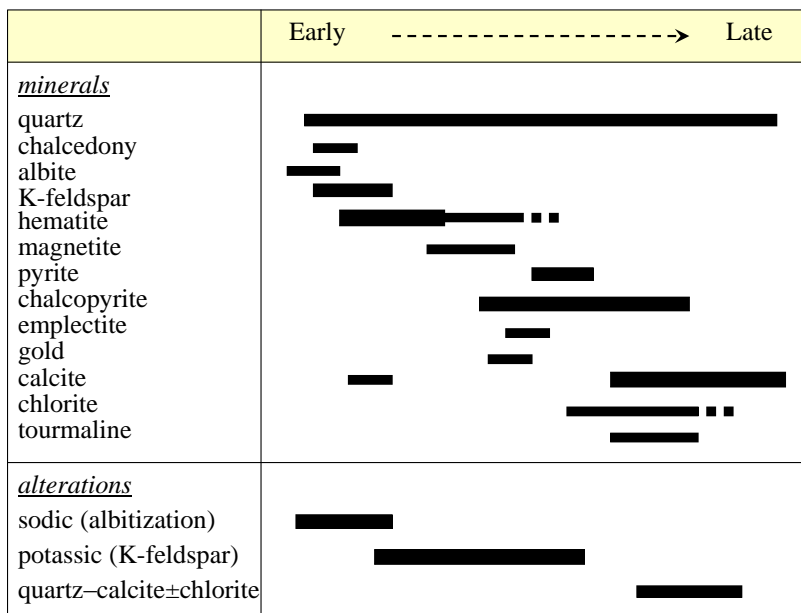
همانطور که اشاره شد تعداد ۵ رگه معدنی کوارتز-هماتیت-سولفید با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب و ساخت و بافت پرکننده فضای خالی در میزبان سنگ‌های نفوذی منطقه تشکیل شده است. کوارتز به عنوان فراوانترین کانی در رگه‌ها با فراوانی تقریبی ۴۰ درصد اغلب همراه هماتیت و کانه‌های درون‌زاد و برون‌زاد سولفیدی تشکیل شده که توسط کانی‌های دگرسان مختلف همراهی می‌شود. ساخت و بافت‌های مشاهده در کوارتزهای منطقه شامل، بافت‌های قشری (crustiform)، کلو فورم (colloform)، برشی، حفره‌دار و رگه-رگچه‌ای است (شکل ۶الف و ب). پس از کوارتز، هماتیت‌های تیغه‌ای یا اسپیکولار به عنوان فراوانترین کانی تشکیل دهنده رگه‌ها اغلب به همراه کوارتزهای شفاف تا سفید با فراوانی تقریبی ۳۰ درصد در رگه‌ها به عنوان کانه اصلی در منطقه محسوب می‌شود. کانی‌سازی هماتیت به صورت پراکنده و بلورهای تجمعی بصورت هم‌رشدی با کوارتزهای هگزگونال تشکیل شده است. کانی‌های سولفیدی با



شکل ۵. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه کوهدم ۱ که در آن ۵ افق معدنی کوارتز-هماتیت-سولفید با راستای شمال‌شرق و شیب به سمت جنوب‌غرب در امتداد یکدیگر تشکیل شده‌اند. شماره نقاط حفاری و رگه‌ها در شکل ذکر شده است (با تغییرات از Technoexport, 1981).



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی و نمونه‌دستی از ساخت و بافت کانی‌سازی در منطقه شامل، الف و ب) بافت قشری متشکل از نوارهای کوارتز-کلسیت و ردیف‌هایی از هماتیت تیغه‌ای بصورت موازی در میان آنها، پ) کانی‌سازی افشان سولفیدی کالکوپیریت و پیریت در میزبان رگه کوارتز برشی (گمانه شماره BH1-2 از عمق ۸۸ متر)، ت) کانی‌سازی رگه‌ای کوارتز-سولفیدی (همراه ذرات پراکنده کالکوپیریت)، ب) دستجات موازی تیغه‌ای هماتیت در میزبان کالکوپیریت. حروف اختصاری: Cal-کلسیت، Qtz-کوارتز، Hem-هماتیت، Cpy-کالکوپیریت.



شکل ۷. مراحل رخداد کانی‌ها و دگرسانی همراه در منطقه پی‌جویی کوهدم. ضخامت خطوط نشان دهنده فراوانی است.

### کانی‌شناسی دگرسانی

استفاده از شواهد کانی‌شناسی و بافت و ساخت هاله‌های دگرسانی عامل مهمی در بررسی ماهیت ژئوشیمی سیال و نسبت‌های آب به سنگ دارد. بر مبنای مشاهدات کانی‌شناسی، دست کم سه نوع دگرسانی مجزا در منطقه کوهدم و بویژه اطراف رگه‌های کوارتز-هماتیت سولفیدی مشاهده شد که توزیع آنها در اطراف رگه‌ها با منطقه‌بندی معینی همراه است. این دگرسانی‌ها شامل، دگرسانی سدیک (آلیبتیتی‌شدن) در مجاورت رگه‌های کانه‌ساز، دگرسانی پتاسیک با فاصله از کانی‌سازی رگه‌ای و دگرسانی کوارتز-کلسیت (±کلریت-سولفید) به همراه غنی‌سازی آهن، است.

### دگرسانی سدیک (-کلسیک)

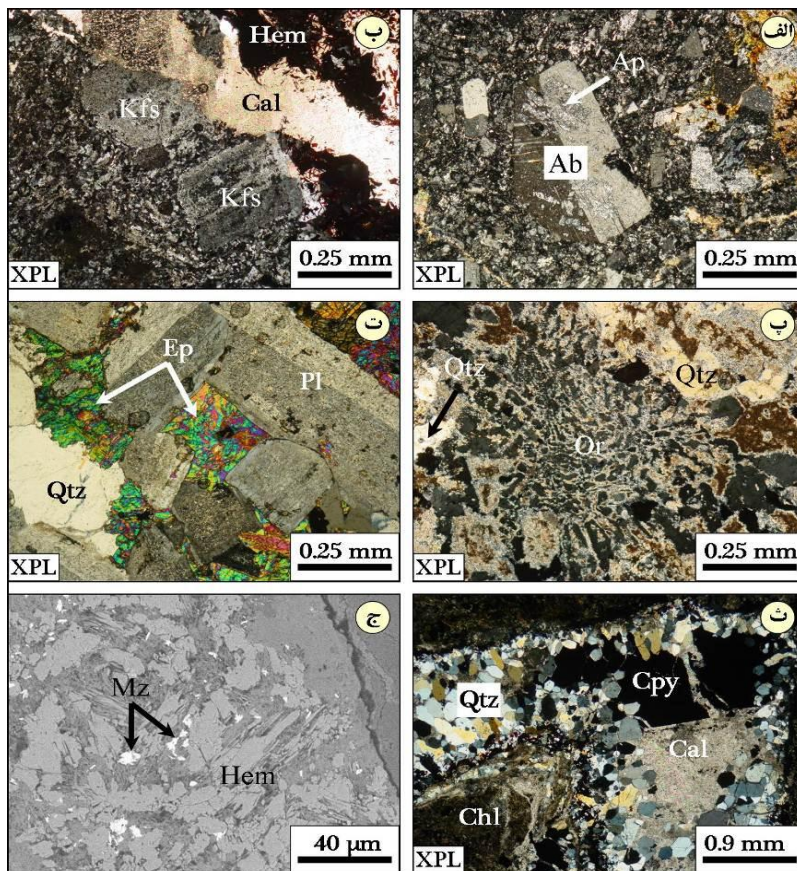
دگرسانی سدیک (-کلسیک) در دایک‌های مافیک و فلسیک نوع ۳ و ۴ با مقدار متوسط  $Na_2O$  بیش از ۵ درصد وزنی مشخص می‌شود (جدول ۱). همچنین نسبت عناصر آلکالی  $Na_2O/K_2O+CaO$  نیز در این سنگ‌ها در حدود ۱/۵ است که گویایی غنی‌شدگی سدیم در دایک‌های دگرسان شده منطقه است. این نسبت در سنگ‌های دگرسان دیگر اغلب کمتر از ۱ است (جدول ۱). در این دایک‌ها درشت بلورهای آلیبت با ابعاد بیش از ۰/۳ میلیمتر همراه با بلورهای سوزنی آپاتیت و روتیل‌های ریز با ابعاد کوچکتر از ۰/۱ میلیمتر بطور پراکنده در زمینه سنگ مشاهده شد (شکل ۸الف). علاوه بر این، درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم به مقدار کمتر در این دگرسانی مشاهده شد که اغلب توسط سرسپت‌های ریز بلور در مرکز و حاشیه جانشین شده و در مواردی این بلورها توسط رگه‌های تأخیری کلسیت-هماتیت قطع شده‌اند (شکل ۸ب). همچنین در دایک‌های مافیک نوع ۳ که حاوی کانی‌های تیره بیوتیت و آمفیبول است، این کانی‌ها اغلب طی دگرسانی سدیک (-کلسیک) به مجموعه کربناته از قبیل کلسیت و آنکریت تبدیل شده و توسط این کانی‌ها جانشین شده است.

### دگرسانی پتاسیک

دگرسانی پتاسیک با مقدار متوسط  $K_2O$  بیش از ۷ درصد وزنی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع ۲ قابل تشخیص است (جدول ۱). علاوه بر این، نسبت عناصر آلکالی  $K_2O/Na_2O+CaO$  در این سنگ‌ها در حدود ۲/۷ بدست آمد که گویایی غنی‌شدگی بالای پتاسیم در این آنها است. کانی‌های دگرسانی در این مجموعه با حضور ارتوز، کوارتز، کلسیت، آپاتیت، کلریت و زیرکن مشخص می‌شود. زمینه سنگ در این دگرسانی متشکل از کانی‌های ریزبلور کوارتز، کلسیت و کلریت است. دگرسانی پتاسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع ۲ با حضور بافت گرافیکی متشکل از کوارتز-ارتوز شناخته می‌شود (شکل ۸پ) که بر روی دگرسانی مرحله اول تحمیل شده و آن را قطع کرده است. در برخی از نمونه‌ها سنگ‌های گرانیتوئیدی در نتیجه رخداد دگرسانی مجموعه کانی‌های کلسیت، کلریت و اپیدوت حضور دارد که مشابه دگرسانی پروپیلیتیک است (شکل ۸ت).

جدول ۱. داده‌های تجزیه دستگامی ژئوشیمی سنگ کل از نمونه‌های سنگی دگرسان منطقه کوهدم، ND-عدم آشکارسازی

شماره نمونه جنس سنگ تیپ	AK۲۰۱۰ گرانیت ۱	AK۲۰۲۰ گرانودیوریت ۱	AK۲۰۳۰ گرانیت ۱	AK۲۰۴۰ گرانیت ۲	AK۲۰۵۰ مونزونیت ۲	AK۲۰۶۰ گرانیت ۲	AK۲۰۷۰ بازالت ۳	AK۲۰۸۰ بازالت ۳	AK۲۰۹۰ آندزیت ۳	AK۲۱۰۰ ریولیت ۴	AK۲۱۱۰ ریولیت ۴	AK۲۱۲۰ ریولیت ۴
wt. %	۶۳/۶۵	۶۶/۰۲	۶۴/۲۲	۶۴/۴۳	۶۲/۰۲	۶۵/۱۷	۵۳/۲۳	۵۲/۰۵	۵۴/۴۳	۷۰/۴۳	۷۳/۲۱	۷۲/۰۶
SiO <sub>2</sub>	۱۳/۲۳	۱۵/۰۷	۱۴/۳۴	۱۶/۰۳	۱۵/۲۷	۱۵/۳۴	۱۵/۴۰	۱۶/۰۲	۱۴/۶۷	۱۰/۳۲	۱۱/۵۴	۱۱/۴۳
TiO <sub>2</sub>	۶/۵۵	۴/۲۱	۵/۴۸	۰/۵۵	۰/۳۴	۸/۰۵	۸/۰۵	۶/۲۳	۷/۲۳	۴/۵۴	۳/۴۳	۴/۸۵
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>total</sup>	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۵۴	۰/۷۲	۰/۸۶	۰/۷۶	۰/۵۹	۰/۸۹
MnO	۳/۲۱	۳/۰۶	۲/۴۲	۱/۳۲	۱/۶۶	۰/۸۴	۲/۰۷	۲/۱۳	۳/۰۲	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۴۸
MgO	۴/۰۶	۵/۳۲	۵/۰۶	۰/۹۴	۱/۰۲	۱/۲۴	۶/۲۳	۵/۴۳	۴/۵۴	۱/۲۳	۱/۴۳	۰/۹۸
CaO	۱/۱۳	۱/۰۷	۲/۰۶	۱/۶۷	۲/۰۵	۱/۳۳	۵/۷۶	۶/۰۶	۶/۱۲	۵/۳۲	۴/۷۶	۴/۳۴
Na <sub>2</sub> O	۳/۲۱	۲/۷۶	۳/۰۱	۶/۸۷	۷/۳۲	۸/۰۵	۱/۲۲	۰/۹۷	۰/۹۷	۲/۲۱	۱/۲۵	۲/۰۲
K <sub>2</sub> O	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۳۷	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۳۵	۰/۵۴	۰/۳۳
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۳/۳۲	۳/۵۴	۳/۰۶	۷/۷۶	۷/۴۳	۶/۰۳	۶/۱۵	۸/۰۶	۷/۳۶	۴/۰۲	۳/۷۶	۳/۲۱
LOI	۹۹/۳۰	۱۰۰/۷۴	۱۰۰/۵۲	۱۰۰/۰۱	۹۸/۵۱	۹۹/۳۷	۱۰۰/۳۴	۹۸/۸۶	۱۰۰/۳۸	۱۰۰/۲۶	۱۰۱/۳۴	۱۰۱/۴۶
<b>Total</b>												
ppm												
Ba	۲۲۴	۳۲۵	۴۳۶	۱۰۳۲	۸۴۴	۵۳۲	۴۳	۶۵	۴۸	۵۵	۳۶	۶۰
Co	۵۶	۷۴	۶۶	۸۷	۱۰۷	۱۳۴	۶۵	ND	۸۷	۹۸	۱۰۵	ND
Cu	۳۳	۳۴	۵۳	۶۵	۷۳	ND	۵۴	۷۶	۵۴	۱۲۵	ND	۹۵
W	ND	۱۳	۲۱	ND	ND	ND	ND	ND	۳۰	۳۱	ND	ND
Rb	۱۳۴	۲۱۴	۲۰۴	۵۲۸	۵۳۲	۵۲۸	۴۳	۲۴	۵۶	۷۶	۸۸	۴۵
Sr	۲۵۶	۲۴۸	۲۲۸	۸۳۶	۶۵۳	۵۳۲	۳۳	۲۵	۵۶	۳۲	۶۴	۳۴
Y	۱۷	۲۸	۳۳	ND	۴۳	۶۴	۱۵	۴	۱۶	۲۳	ND	ND
Zr	۴۲۲	۳۳۶	۴۰۲	۲۲۱	۲۵۲	۱۷۹	۴۶	۶۷	۸۵	۱۳۴	۱۲۴	۱۴۴
Nb	۲۱	ND	ND	۲۳	۳۲	۲۰	۱۴	۱۵	ND	۲۱	۱۳	۱۴
Th	۲۱	۳۳	۱۹	۴۳	۵۲	۶۲	۱۸	۲۲	ND	۶۲	۶۲	۴۴
Pb	۱۱	۲۱	ND	ND	۱۴	ND	۱۲	۱۱	۱۴	ND	ND	۱۰
Ni	۴۳	۲۳	۱۰	۱۰	۵	۷	۴۳	۵۴	۶۶	۱۲	۱۴	۳۲
V	۳۴	۵۵	۳۲	۶۵	۵۹	ND	۸۷	۸۷	ND	۱۶	۲۱	ND
Cr	۴۳	۲۲	ND	۴۴	۳۲	ND	۱۵۷	۲۱۴	۱۸۷	ND	۱۲	۱۱
Hf	۳	۵	۷	۲	۳	۳	۵	۸	۴	۵	۶	ND
Cs	۱۱/۳	۳/۴	۳/۳	۱۰/۳	۷/۰۱	۸/۵	۲/۳	ND	۱/۳	ND	۳/۳	۱/۴
Ta	۲/۳	۲/۵	۳/۵	۲/۲	۱/۰	۱/۱	۱/۱	۱/۷	۲/۳	۱/۴	۳/۰	۰/۹
La	۹۵	۷۵	۸۶	۲۱	۳۲	۲۰	۴۳	۴۳	ND	۴۵	۶۴	۲۴
Ce	۱۶۱	۱۷۶	۱۴۶	۲۱	۱۰۲	۷۷	۳۷	۶۳	۷۷	۲۳	۷۸	۴۴
Pr	۴/۳	۴/۷	۲/۱	۷/۸	۸/۲	۵/۸	۳/۲	۵/۴	ND	ND	۱/۶	۲/۲
Nd	۵۴	۴۸	۶۰	۵۴	ND	۴۵	۳۳	۶۵	ND	۲۵	۳۳	۴۲
Sm	۴/۳	۶/۶	ND	ND	۵/۲	۷/۳	۱/۶	۴/۷	۳/۲	۱/۲	۳/۲	۱/۶
Eu	۲/۰۲	۱/۰۳	۰/۷۶	۰/۹۸	۱/۳۲	۲/۰۵	۰/۵۸	۰/۶۲	۱/۰۳	۰/۲۳	۰/۵۰	۰/۴۵
Gd	۳/۲	۱/۳۲	۷/۸	۱۰/۶	ND	۱۱/۱۸	۲/۵۴	۱/۷۶	۱/۸۴	۱/۸۴	۲/۳۲	۳/۰۹
Tb	۰/۶۵	ND	۰/۳۴	ND	۰/۶۲	۰/۷۸	۰/۳۵	۰/۵۵	ND	۰/۶۳	۰/۸۷	۰/۴۳
Dy	۳/۲	۲/۲	۱/۷	۲/۳	۲/۵	۲/۱	۲/۱	۳/۶	۲/۲	۲/۲	۰/۹	۱/۳
Ho	۰/۲۳	ND	۰/۲۱	ND	۰/۷۳	۰/۴۰	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۲۷	۰/۹	۰/۳	ND
Er	۲/۲	۱/۷	۰/۸	۲/۱	۲/۲	۱/۸	۱/۸	۲/۲	۱/۰	۰/۹	۱/۵	۱/۱
Tm	ND	۰/۵۴	۰/۳۱	۰/۶۵	ND	۰/۳۲	۰/۲۱	۰/۵۸	۰/۴۳	ND	۰/۴۴	۰/۴۴
Yb	۲	۱	ND	۱	۲	ND	۱	۱	ND	۱	۲	۱
Lu	۰/۲	۰/۲	۰/۶	۰/۸	۰/۴	ND	۰/۳	ND	۰/۲	۰/۵	ND	۰/۳



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپ نوری عبوری از پتروگرافی دگرسانی‌های مختلف منطقه شامل، الف) درشت بلور آلبيت با ابعاد بیش از ۰/۳ میلی‌متر همراه به لکه‌های ریز آپاتیت در آن، ب) رگه‌های کلسیت و هماتیت که بلورهای فلدسپارتاسیم را قطع کرده است، پ) بافت گرافیکی کوارتز-ارتوز که در آن کانی‌های ارتوز از حاشیه توسط سریسیت جانشین شده‌اند، ت) تجمعات بلوری اپیدوت در میان پلاژیوکلاز و کوارتز، ث) کانی‌سازی کالکوپیریت در رگه کوارتز-کلسیت که در زمینه آن کلریت تشکیل شده است و ج) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از بلورهای هماتیت تیغه‌ای که در متن آنها بلورهای ریز مونازیت با ترکیب  $(Ce, La, Y)PO_4$  بصورت پراکنده حضور دارد. حروف اختصاری: Cal-کلسیت، Qtz-کوارتز، Hem-هماتیت، Cpy-کالکوپیریت، Chl-کلریت، Mz-مونازیت، Pl-پلاژیوکلاز، Ep-اپیدوت، Or-ارتوز، Kfs-فلدسپارتاسیم، Ab-آلبيت و Ap-آپاتیت.

در این دگرسانی کانی اصلی شامل درشت بلورهای هگزائونال کوارتز با منطقه‌بندی مشخص است که وجود بلورهای کلسیت در منطقه‌بندی آن طی رشد بلور حاکی از همزمانی شکل‌گیری و رخداد کوارتزها طی یک مرحله است. همچنین کانی‌های کلسیت، کلریت، هماتیت، کالکوپیریت و پیریت از کانی‌های فرعی این دگرسانی هستند که کمتر از ۱۰ درصد حجم رگه‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های کمیاب از قبیل مونازیت با ترکیب  $(Ce, La, Y)PO_4$  و آلانیت با ترکیب  $(Ce, Ca, Y, La)_2(Al, Fe^{2+})(SiO_4)_3(OH)$  نیز در این دگرسانی توسط مطالعات میکروسکوپی الکترونی روبشی شناسایی شد که اغلب بصورت ذرات ریزبلور با ابعاد کوچکتر از ۱۰ میکرون در میزبان هماتیت‌های تیغه‌ای مشاهده شدند (شکل ۸ج). لازم به ذکر است که بر اساس تجزیه‌های دستگاهی ICP-MS انجام شده در این دگرسانی، علاوه بر حضور فلزاتی از قبیل مس و آهن با مجموع غلظت بیش از ۲۰ درصد، طلا با فراوانی ۴/۳ گرم در تن و نقره با فراوانی ۷/۷ گرم در تن بدست آمده است.

#### ارزیابی تبادلات جرمی در سنگ‌های دگرسان

مطالعه انتقال یا تبادل جرم عناصر در سنگ‌های مختلفی که تحت فرآیندهای گرمایی مورد دگرسانی و تبادلات یونی قرار گرفته‌اند، معیاری مناسب برای دستیابی به خصوصیات افزایشی و کاهش‌ی عناصر در نتیجه تبدیل کانی‌های

#### دگرسانی کوارتز-کلسیت (±کلریت-سولفید)

دگرسانی کوارتز-کلسیت به همراه مقادیر ناچیزی کلریت و کانی‌های سولفیدی، اغلب بصورت پراکنده در رگه‌های کانی‌سازی کوارتز-هماتیت و در مواردی سنگ میزبان نفوذی رخ داده است (شکل ۸ث). این دگرسانی بصورت رگه و رگچه‌های کوارتز-کلسیت (سولفید) در متن سنگ و در مواردی جانشینی در ارتوزهای دانه درشت مرحله پتاسیک شکل گرفته است که به عنوان جوانترین نسل دگرسانی‌ها در منطقه کوه‌دم شناخته می‌شود. همچنین از شواهد ژئوشیمی سنگ کل در این دگرسانی نیز می‌توان به این مسئله پی‌برد زیرا موجب تهی‌شدگی بخش زیادی از عناصر قلیایی بویژه سدیم در این مجموعه شده است. بیشترین پراکندگی این دگرسانی در گرانیتوئیدهای نوع ۱ و ۲ مشاهده می‌شود که داده‌های ژئوشیمی دگرسانی آنها نیز در جدول ۱ آورده شده است. بر این اساس، دگرسانی کوارتز-کلسیت (±کلریت-سولفید) مرحله سوم با مقادیر نسبتاً بالای  $Fe_2O_3$  (متوسط ۵ درصد وزنی) و  $CaO$  (متوسط ۴/۸ درصد وزنی) بویژه در سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع ۱ قابل مشاهده است. علاوه بر این، نسبت عناصر  $Fe_2O_3/MgO+CaO$  در این سنگ‌ها در حدود ۰/۷۵ است که در دگرسانی‌های قبلی این نسبت بطور متوسط کمتر از ۰/۵ بدست آمد که خود گویای غنی‌شدگی نسبی آهن در دگرسانی کوارتز-کلسیت مرحله سوم است.



نتایج آن در جدول ۴ ارائه شده است. همانطور که در جدول ضرایب همبستگی مشاهده می‌شود (جدول ۴) سدیم با عناصر  $\text{Cu}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{MnO}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  همبستگی بیش از ۰/۶ داشته و با عناصر  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ce}$  و  $\text{Zr}$  و اغلب عناصر نادرخاکی سبک و سنگین همبستگی منفی نشان می‌دهد. همچنین پتاسیم با عناصر  $\text{Ba}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$  و  $\text{Zr}$  و عناصر نادرخاکی سبک و سنگین همبستگی بیش از ۰/۵ نشان می‌دهد.

### نمودارهای هم غلظت (Isocon diagrams)

در نمودار هم غلظت Grant (1986) که در آن میانگین غلظت عناصر در سنگ دگرسان در مقابل سنگ غیردگرسان معادل رسم می‌شود می‌توان تغییرات جرم و غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر اصلی و کمیاب در سنگ دگرسان در مقایسه با سنگ سالم را بدست آورد. از آنجایی که در نمودارهای هم غلظت ترسیم شده، مجموعه عناصر  $\text{Al}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Nb}$  و HREE به صورت عناصر غیرمتحرک عمل کرده و در نزدیک خط ثابت قرار گرفتند لذا تغییرات جرمی سایر عناصر در سنگ دگرسان نسبت به این عناصر سنجیده شده است. به منظور بررسی صحت استفاده از عناصر غیرمتحرک نمودار دوتایی  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3$  رسم شده و رابطه مستقیم این عناصر در شکل ۹ قابل مشاهده است.

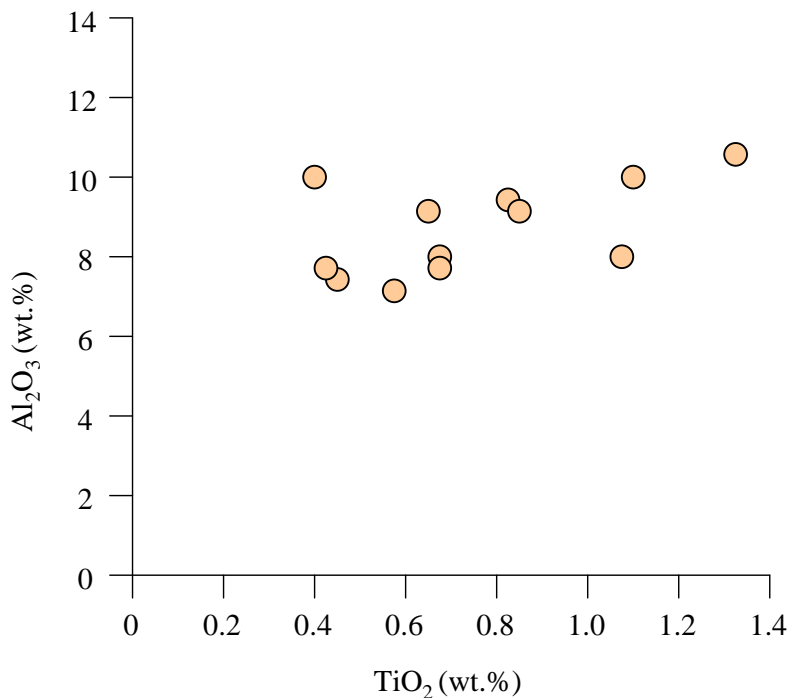
اولیه به کانی‌های دگرسان است (Leitch and Lentz, 1994). مقایسه مستقیم ترکیب سنگ دگرسان با هم ارز غیردگرسان آن با تغییرات شدید جرم و حجم همراه خواهد بود که تاکنون توسط محققان مختلفی از جمله Gresens (1967)، Babcock (1973)، Grant (1986)، MacLean and Kranidiotis (1987)، Appleyard (1991)، MacLean (1990) و MacLean and Barrett (1993) مورد بررسی قرار گرفته است. محاسبات تبدلات جرمی با استفاده از معادله اصلاح شده توسط Grant (1986) به صورت معادله (۱) بیان می‌شود:

$$\Delta X = [(X^{Ai}/X^{Bi})X^B] - X^A \quad \text{معادله (۱)}$$

اجزاء این معادله به ترتیب شامل موارد زیر است:

$\Delta X$  = تغییر جرم برای جزء X متحرک (بر حسب گرم در ۱۰۰ گرم یا گرم در تن)  
 $X^{Ai}/X^{Bi}$  = نسبت غلظت عنصر غیرمتحرک در سنگ غیردگرسان به دگرسان (یا میانگین نسبت چند عنصر غیرمتحرک)

$X^A$  = غلظت جزء X متحرک در سنگ دگرسان و  $X^B$  = غلظت جزء X متحرک در سنگ غیردگرسان با استفاده از رابطه ۱ و استفاده از داده‌های تجزیه دستگاهی ژئوشیمی سنگ کل (جداول ۱ و ۲) می‌توان تبدلات جرمی میان سنگ‌های دگرسان و سنگ آذرین غیردگرسان معادل را محاسبه کرد. نتایج کلی این محاسبات بر روی سه گروه عنصری شامل عناصر اصلی و فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی در جدول ۳ آورده شده است. همچنین ضریب همبستگی بین گروه‌های عنصری مختلف با استفاده از نرم افزار آماری SPSS مورد محاسبه قرار گرفت که



شکل ۹. رابطه مستقیم درصد وزنی عناصر  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در تعداد ۱۲ نمونه سنگ دگرسان شده

جدول ۲. داده‌های تجزیه دستگامی ژئوشیمی سنگ کل از نمونه‌های سنگی غیردگرسان معرف از هر تیپ. ND-عدم آشکارسازی

شماره نمونه	TS۱۰۰۴	TS۱۰۱۰	TS۱۰۱۴	TS۱۰۲۳
جنس سنگ	گرانیت	گرانیت	بازالت	ریولیت
تیپ	۱	۲	۳	۴
<i>wt. %</i>				
SiO <sub>2</sub>	۶۷/۳۲	۶۸/۴۳	۵۴/۱۳	۷۳/۱۳
TiO <sub>2</sub>	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۸۷	۰/۱۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵/۴۷	۱۵/۲۳	۱۵/۳۰	۱۰/۵۴
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup>	۱/۵۴	۱/۰۴	۷/۳۵	۴/۳۲
MnO	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۲۲	۰/۰۷
MgO	۱/۱۱	۱/۸۲	۳/۶۵	۱/۳۴
CaO	۲/۱۳	۳/۰۲	۵/۳۲	۰/۸۷
Na <sub>2</sub> O	۳/۲۵	۳/۸۰	۱/۳۱	۲/۷۶
K <sub>2</sub> O	۵/۲۷	۳/۳۲	۵/۲۴	۵/۸۷
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۶
LOI	۳/۳۲	۳/۰۳	۶/۴۴	۰/۱۳
Total	۹۸/۸۶	۱۰۰/۰۸	۹۹/۸۰	۹۹/۲۷
<i>ppm</i>				
Ba	۴۳۸	۵۵۲	۵۴۶	۱۷۶
Co	۲۸	۴۳	۲۰	۱۵
Cu	۵۴	۱۹	۲۳	۳۲
W	۲۳	ND	۳۲	ND
Rb	۱۷۸	۱۴۸	۱۴۳	۱۴۲
Sr	۳۲۱	۲۲۱	۱۳۲	۴۳
Y	۲۳	۲۹	۱۸	۱۰
Zr	۳۴۳	۲۸۳	۵۳	۳۳۱
Nb	۱۴	۱۸	۱۲	۱۷
Th	۱۶	۷	۲۱	۳۴
Pb	۱۲	۱۰	۹	۱۰
Ni	۴	۶	۸۷	۲
V	ND	۵۸	۸۹	ND
Cr	۵۶	۱۸	۱۶۷	۸
Hf	۸	۶	۳	۳
Cs	۴/۳	۴/۷	۳/۶	۴/۶
Ta	۱/۸	۱/۳	۱/۴	۲/۴
La	۴۳	۱۳	۳۱	۴۱
Ce	۱۰۰	۹۸	۸۷	۸۷
Pr	۳/۵	۴/۸	۴/۷	۳/۳
Nd	۲۸	۱۸	۲۷	۲۱
Sm	۴/۴	۶/۹	۵/۶	۳/۴
Eu	۱/۱۲	۱/۰۵	۰/۶۸	۰/۴۳
Gd	۴/۲	۸/۸	۳/۲۳	۲/۵۴
Tb	۱/۸	۰/۹۸	۰/۶۵	۰/۶۳
Dy	۳/۷	۳/۰	۳/۲	۲/۸
Ho	۰/۴۳	۰/۸۷	۰/۶۵	۰/۸۷
Er	۱/۸	۱/۴	۲/۶	ND
Tm	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۲۶
Yb	۲	۲	۱	۲
Lu	۰/۲۸	۰/۳۳	۰/۲	۰/۵

جدول ۳. مقادیر تغییرات جرمی عناصر در دگرسانی‌های مختلف منطقه پی‌جویی کوه‌دم شامل الف) عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد وزنی، ب) عناصر کمیاب بر حسب گرم در تن و پ) عناصر نادر خاکی گرم در تن. ND-عدم آشکارسازی

الف. عناصر اصلی و فرعی

شماره نمونه	تیپ	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
AK۳۰۱۰	۱	-۷/۲۹	۰/۰۰	-۲/۷۷	۲/۲۳	۰/۰۷	۰/۷۴	-۰/۳۲	-۱/۸۶	-۱/۸۳	-۰/۰۲
AK۳۰۲۰	۱	۷/۵۹	۰/۰۰	۱/۶۲	۲/۲۸	۶	۱/۵۱	۲/۷۶	-۱/۵۴	-۱/۰۸	-۰/۰۸
AK۳۰۳۰	۱	-۱۱/۸۲	۰/۰۰	-۳/۵۰	۱/۰۴	-۰/۰۲	۰/۱۴	-۰/۳۲	-۱/۵۶	-۲/۲۵	-۰/۰۱
AK۳۰۴۰	۲	۹/۸۸	۰/۰۰	۳/۰۷	-۰/۷۱	-۰/۰۳	۰/۰۳	-۱/۶۲	-۱/۰۹	۴/۰۴	-۰/۰۲
AK۳۰۵۰	۲	۲۲/۱۹	۰/۰۰	۶/۱۵	-۰/۰۸	-۰/۰۴	۰/۷۶	-۱/۲۲	-۰/۰۳	۷/۲۶	-۰/۰۲
AK۳۰۶۰	۲	۳۴/۹۱	۰/۰۰	۹/۱۲	-۰/۲۹	۰/۰۴	۰/۰۵	-۰/۶۲	-۰/۶۴	۱۰/۷۴	-۰/۰۲
AK۳۰۷۰	۳	-۴/۳۳	۰/۰۰	-۱/۰۵	-۰/۸۳	۰/۱۶	-۱/۷۱	-۰/۷۷	۲/۰۹	-۲/۶۹	-۰/۱۰
AK۳۰۸۰	۳	-۱/۱۷	۰/۰۰	-۰/۴۵	-۰/۳۹	۰/۳۶	-۱/۵۰	-۰/۷۴	۲/۹۳	-۲/۷۵	-۰/۰۳
AK۳۰۹۰	۳	۵/۱۵	۰/۰۰	۱/۳۴	۲/۱۱	۰/۶۰	-۰/۵۹	-۰/۷۱	۳/۹۱	-۲/۵۳	-۰/۱۰
AK۳۱۰۰	۴	-۲۸/۷۴	۰/۰۰	-۵/۰۰	-۱/۹۴	۰/۰۲	-۰/۶۵	-۰/۳۷	-۰/۶۵	-۴/۶۶	-۰/۰۱
AK۳۱۱۰	۴	-۲۶/۵۴	۰/۰۰	-۴/۵۴	-۱/۹۳	۰/۰۳	-۰/۶۵	-۰/۲۹	-۰/۵۱	-۴/۷۳	-۰/۰۴
AK۳۱۲۰	۴	-۲۹/۳۱	۰/۰۰	-۵/۰۳	-۱/۹۸	۰/۰۲	-۰/۶۴	-۰/۴۱	-۰/۸۳	-۴/۷۳	-۰/۰۰

ب. عناصر کمیاب

Ba	Co	Cu	Rb	Sr	Zr	Nb	Th	Pb	Ni	V	Cr	Hf	Cs	Ta
-۲۹۴/۹	۱۷/۳	-۱۰/۸	-۵۳/۳	-۷۶/۳	۲۵/۹	۲/۳	۳/۹	-۲/۳	۲۸/۹	-۳۷/۶	-۷/۳	-۴/۲	۴/۱	۰/۴
-۷۵/۶	۶۵/۱	۱۳/۲	۱۰۶/۸	۲۹/۹	۱۶۰/۳	ND	۲۸/۴	۱۵/۱	۲۳/۶	۳/۸	-۱۳/۹	-۰/۴	-۰/۲	۱/۷
-۲۰۴/۳	۱۴/۸	۴/۴	-۳۰/۳	-۱۳۴/۳	-۵۲/۲	ND	-۰/۶	ND	۱/۳	-۴۴/۳	ND	-۲/۱	-۲/۴	۰/۸
۹۴۲/۷	۸۵/۹	۴۴/۳	۴۳۲/۴	۹۱۷/۵	-۲۲۸/۲	۴۳	ND	-۰/۰۶	۸۰/۱	-۶/۰	-۲۳/۲	۹/۵	-۰/۲	۱/۵
۱۰۶۸/۱	۱۶۰/۷	۸۷/۸	۷۹۹/۷	۹۶۴/۱	۱۹۲/۳	۴۲/۵	۸۲/۳	۱۱/۵	۱/۷۶	۴۰/۵	۳۰/۰	۱/۰۵	۹/۳۶	ND
۷۰۰/۰	۲۵۷/۱	ND	۹۸۱/۸	۹۳۸/۰	۱۲۵/۶	۲۸/۲	۱۲۲/۵	ND	۷/۸	ND	ND	۲/۱	۱۵/۰	۰/۷
-۴۲۸/۲	۳۲/۴	۱۴/۲	-۹۷/۴	-۲۴۵/۹	-۴۴/۷	-۲/۵	-۱/۵	-۰/۵	-۲۹/۱	-۶۵/۵	-۶۶/۸	-۰/۹۷	-۰/۶	-۰/۶
-۴۰۰/۲	ND	۴۳/۸۸	-۱۱۰/۰	-۲۴۹/۰	-۱۷/۲	۰/۴	-۴/۰	۰/۳	-۱۲/۰	-۲۵/۸	۱۲/۳	۲/۷	ND	۰/۱
-۴۰۷/۲	۸۱/۵	۹۵/۳	-۶۶/۸	-۲۰۶/۸	۱۸۰/۱	-۶/۰۳	ND	۶/۱۴	۱۳/۴	ND	۲۳/۹	-۰/۴۲	-۰/۹۹	۱/۳۳
-۱۵۵/۲	-۱۴/۵	-۹/۸	-۱۴۱/۰	-۵۳/۱	-۲۲۱/۷	-۱/۱۱	-۲۲/۶	ND	-۳/۴	-۱۳/۱	ND	-۳/۴	ND	-۱/۸۹
-۱۵۶/۲	-۷/۲	ND	-۱۳۳/۲	-۴۴/۰	-۲۶۱/۱	-۱/۱۷	-۱۷/۴	ND	-۲/۷	-۱۱/۱	-۹/۶	-۲/۹	-۳/۶	-۱/۴
-۱۵۵/۶	ND	-۱۶/۷۱	-۱۴۷/۰	-۵۳/۵	-۲۳۳/۰	-۱۲/۶	-۲۵/۱	-۱۳/۲	-۱/۲۴	ND	۱۰/۷	ND	-۴/۱	-۲/۰

پ. عناصر نادر خاکی

Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
-۱۵/۸	۴۱/۱	۵۷/۹	-۱/۱	۱۵/۱	-۱/۰	۰/۶۳	-۳/۱	-۰/۶	-۱/۱	-۰/۲	-۰/۳	ND	-۰/۰۲	-۰/۰۲
۵/۵۹	۵۹/۳	۱۴۹/۶	۱/۳	۳۲/۲	۳/۷	۰/۳۲	-۳/۹	ND	-۰/۹	ND	۰/۱	-۰/۳۳	-۰/۳۶	-۰/۰۹
-۱۴/۷	۲۰/۴	۲۳/۱	-۲/۲	۱۰/۴	ND	-۰/۴۸	-۰/۷	-۰/۱	-۲/۶	-۰/۴	-۱/۵	۰/۱۴	ND	۰/۰۴
۳۹۹/۰	۱۷/۰	-۴۵/۵	۵/۷	۳۸/۱	ND	۰/۲۲	۴/۴	ND	۱/۳	ND	۲/۲	-۰/۰۵	-۰/۲۶	۰/۷۴
۴۴/۶	۴۶/۱	۱۰۰	۹/۹	ND	۲/۵	۱/۳۷	ND	۰/۱	۱/۴	۰/۷	۱/۹	ND	۱/۹۸	۰/۳۸
۱۰۵/۲	۳۱/۸	۸۲/۸	۷/۶	۶۲/۳	۸/۸	۳/۳۱	۱۵/۵	۰/۶	ND	-۰/۲	۱/۸	-۰/۲۳	ND	ND
-۱/۹۲	-۷/۴	-۳۳/۳	-۲/۸	۱/۱	-۲/۴	-۰/۲۲	-۱/۳	-۰/۶	-۱/۶	-۰/۵	-۱/۰	-۰/۱۳	۰/۰۹	-۰/۰۵
-۱۰/۶	۱۷/۴	-۲/۲	-۰/۱	۳۷/۵	۰/۹	-۰/۱۰	-۱/۷	-۰/۳	۰/۱	-۰/۳	-۰/۴	-۰/۲۶	-۰/۶۱	۰/۰۸
۴/۵۳	ND	۲۷/۴	ND	ND	ND	۰/۵۲	-۲/۱	-۰/۷	-۰/۸	-۰/۵	-۱/۴	۰/۲۰	ND	-۰/۰۶
-۸/۶	-۳۳/۶	-۶۴/۰	-۴/۲	-۱۷/۳	-۲/۴	-۰/۵۰	-۱/۶	-۰/۴	-۲/۰	-۰/۵	-۱/۵	ND	-۱/۸۴	-۰/۳۶
ND	-۲۶/۸	-۵/۰۵	-۴/۲۲	-۱۴/۱	-۱/۹	-۰/۴۳	-۱/۴	-۰/۳۶	-۲/۳۴	-۰/۵۸	-۱/۳۷	-۰/۲۲	-۱/۵۶	ND
ND	-۳۷/۵	-۶۱/۵۳	-۴/۲	-۱۵/۴	-۲/۴	-۰/۴۸	-۱/۴۷	-۰/۴۹	-۲/۱۷	ND	-۱/۵۴	-۰/۲۰	-۱/۸۶	-۰/۰۴

جدول ۴. ضریب همبستگی تغییرات جرمی میان گروه‌های عنصری مختلف در منطقه کوهدم

	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Ba	Co	Cu	Zr	V	Cr	La	Ce	Eu	Dy	Ho	Er	
	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(wt.%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
Si (wt.%)	۱																					
Al (wt.%)	+۰.۹۷	۱																				
Fe (wt.%)	+۰.۴۷	+۰.۳۰	۱																			
Mn (wt.%)	-۰.۰۸	-۰.۰۸	+۰.۴۳	۱																		
Mg (wt.%)	+۰.۳۷	+۰.۳۱	+۰.۳۷	-۰.۴۲	۱																	
Ca (wt.%)	-۰.۱۱	-۰.۱۹	+۰.۴۵	-۰.۱۰	+۰.۵۵	۱																
Na (wt.%)	-۰.۱۲	-۰.۱۳	-۰.۱۸	+۰.۸۸	-۰.۶۶	-۰.۲۱	۱															
K (wt.%)	+۰.۸۹	+۰.۹۲	-۰.۱۲	-۰.۲۷	+۰.۴۰	-۰.۲۷	-۰.۱۶	۱														
P (wt.%)	-۰.۱۸	-۰.۱۴	+۰.۵۰	+۰.۶۰	-۰.۱۳	+۰.۲۵	+۰.۶۱	-۰.۱۴	۱													
Ba (ppm)	+۰.۶۳	+۰.۷۱	-۰.۲۲	-۰.۵۱	+۰.۴۴	-۰.۲۷	-۰.۲۴	+۰.۸۶	-۰.۲۷	۱												
Co (ppm)	+۰.۹۴	+۰.۹۷	-۰.۱۳	-۰.۰۱	+۰.۲۶	-۰.۲۴	+۰.۷۸	+۰.۹۴	-۰.۰۰	+۰.۷۰	۱											
Cu (ppm)	+۰.۷۸	+۰.۸۳	+۰.۲۴	+۰.۵۰	-۰.۰۰	-۰.۴۱	+۰.۶۱	+۰.۶۰	+۰.۳۹	+۰.۴۱	+۰.۸۵	۱										
Zr (ppm)	+۰.۷۵	+۰.۶۸	+۰.۷۱	-۰.۱۵	+۰.۵۱	+۰.۳۳	-۰.۱۰	+۰.۵۵	+۰.۴۵	-۰.۲۲	+۰.۶۲	+۰.۴۵	۱									
V (ppm)	+۰.۴۷	+۰.۶۲	-۰.۲۶	-۰.۴۰	+۰.۵۵	-۰.۰۲	-۰.۲۴	+۰.۶۵	-۰.۱۰	+۰.۷۵	+۰.۶۷	+۰.۶۶	+۰.۳۲	۱								
Cr (ppm)	-۰.۱۵	+۰.۲۴	-۰.۰۵	+۰.۲۴	+۰.۲۶	-۰.۰۹	-۰.۱۲	-۰.۲۰	-۰.۲۰	-۰.۲۰	+۰.۵۴	+۰.۴۷	+۰.۲۶	+۰.۷۵	۱							
La (ppm)	+۰.۷۷	+۰.۶۶	+۰.۸۲	-۰.۰۰	+۰.۷۱	+۰.۳۶	-۰.۱۸	+۰.۵۸	-۰.۱۸	+۰.۳۷	+۰.۵۲	+۰.۴۸	+۰.۸۵	+۰.۳۴	-۰.۱۸	۱						
Ce (ppm)	+۰.۶۸	+۰.۶۰	+۰.۷۰	-۰.۰۰	+۰.۷۴	+۰.۵۴	-۰.۱۵	+۰.۵۰	+۰.۳۲	+۰.۲۴	+۰.۵۳	+۰.۲۹	+۰.۹۴	+۰.۴۱	+۰.۲۹	+۰.۸۹	۱					
Eu (ppm)	+۰.۸۴	+۰.۸۶	+۰.۲۶	-۰.۰۳	+۰.۳۵	-۰.۱۱	-۰.۰۵	+۰.۸۸	-۰.۰۴	+۰.۵۸	+۰.۹۴	+۰.۶۶	+۰.۶۴	+۰.۶۱	+۰.۴۳	+۰.۵۴	+۰.۵۹	۱				
Dy (ppm)	+۰.۸۳	+۰.۹۰	-۰.۱۵	-۰.۰۶	+۰.۲۴	-۰.۲۱	-۰.۱۸	+۰.۸۶	-۰.۰۱	+۰.۷۳	+۰.۸۸	+۰.۷۰	+۰.۳۹	+۰.۶۰	+۰.۲۸	+۰.۵۶	+۰.۳۱	+۰.۷۵	۱			
Ho (ppm)	+۰.۷۷	+۰.۷۹	-۰.۰۶	-۰.۲۶	+۰.۶۲	-۰.۲۶	-۰.۲۲	+۰.۸۷	-۰.۱۹	+۰.۹۲	+۰.۷۶	+۰.۴۶	+۰.۸۳	+۰.۷۵	+۰.۴۹	+۰.۷۵	+۰.۸۳	+۰.۷۰	+۰.۸۲	۱		
Er (ppm)	+۰.۸۲	+۰.۸۵	-۰.۰۸	-۰.۲۲	+۰.۴۴	-۰.۲۵	-۰.۲۱	+۰.۹۰	-۰.۲۰	+۰.۸۹	+۰.۷۷	+۰.۴۵	+۰.۴۳	+۰.۶۳	-۰.۰۷	+۰.۶۳	+۰.۴۲	+۰.۶۹	+۰.۹۱	+۰.۹۴	۱	

توضیحات: در این جدول عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) نشان داده شده است. ضریب همبستگی برای عناصر مختلف از معادله  $Correlation(r) = \frac{[N \sum XY - (\sum X)(\sum Y)]}{\sqrt{[N \sum X^2 - (\sum X)^2][N \sum Y^2 - (\sum Y)^2]}}$  بدست آمده که در آن X و Y مقادیر دو عنصر و N تعداد تجزیه‌ها از عناصر است. اعداد توپر (bold) همبستگی مثبت و اعداد ایتالیک با خط تیره همبستگی منفی را بر اساس مقدار بحرانی ۰/۲۴ با سطح اعتماد ۹۵ درصد نشان می‌دهند.

نوع ۱ در مقابل سنگ آذرین غیردگرسان از همین نوع (نمونه شماره TS1004) رسم شده است (شکل ۱۰ پ). همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود عناصر Zr, Ta, Y و Al بصورت غیرمتحرک عمل کرده و در نزدیکی خط با جرم ثابت با شیب ۰/۹۴ رسم شده‌اند (شکل ۱۰ پ). همچنین عنصری از قبیل  $Co, CaO, MgO, Fe_2O_3$  و عناصر نادر خاکی سبک از قبیل La, Ce و Nd هر یک با نسبت‌های غنی‌شدگی متفاوت در بالای خط جرم ثابت قرار گرفته و در مقابل عنصری از قبیل  $Na_2O, K_2O, Sr$  و Ba در زیر خط ثابت و طی دگرسانی مرحله سوم تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

#### نسبت‌های عنصری مولار

علاوه بر محاسبات تبادل جرمی مطلق که با استفاده از معادله Grant (1986) (معادله ۱) قابل دستیابی است، ارزیابی تبادلات جرمی همچنین می‌تواند از طریق روش ترسیمی (نیمه مطلق) مرتبط با کانی‌های دگرسان شده گرمایی بدست آید. این روش با استفاده از نسبت عنصری مولار (غلظت عنصر به وزن مولکولی آن) بر روی داده‌های ژئوشیمی سنگ کل نمونه‌های دگرسان بدست می‌آید که به تکنیک نسبت عنصری Pearce معروف بوده و توسط Stanley and Madeisky (1994) معرفی شده است.

با استفاده از غلظت‌های مولار عناصر اصلی سدیم، پتاسیم، کلسیم و آلومینیوم و نمایش آنها بر روی نمودارهای مثلثی می‌توان چهار نوع سنگ دگرسان را از یکدیگر تفکیک کرد (شکل ۱۱). همانطور که در این نمودارها مشاهده می‌شود سنگ‌های دگرسان نوع ۲ با مقادیر بالای آلومینیوم و پتاسیم مولار و سنگ‌های دگرسان نوع ۴ با مقادیر بالای سدیم مولار مشخص می‌شود

مرحله اول؛ که برای سنگ‌های دگرسان مرحله سدیک (کلسیک) رسم شده است میانگین غلظت عناصر در سنگ‌های دگرسان نوع ۴ در مقابل سنگ آذرین غیردگرسان از همین نوع (نمونه شماره TS1023) رسم شده است (شکل ۱۰ الف). همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به همراه  $Al_2O_3, Nb$  و Ta بصورت غیرمتحرک عمل کرده و در نزدیکی خط با جرم ثابت با شیب ۱/۰۱ رسم شده‌اند (شکل ۱۰ الف). بر اساس این نمودار عناصر  $Na_2O, CaO, Fe_2O_3, MnO, P_2O_5, Th, Cu$  و Co هر یک با نسبت‌های غنی‌شدگی متفاوت در بالای خط جرم ثابت قرار گرفته و در مقابل عنصری از قبیل  $K_2O, MgO, Ba, Ce, Rb$  در زیر خط ثابت و طی دگرسانی سدیک تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

مرحله دوم؛ که برای سنگ‌های دگرسان پتاسیک رسم شده و در آن میانگین غلظت عناصر در سنگ‌های گرانیتوئیدی دگرسان نوع ۲ در مقابل سنگ آذرین غیردگرسان از همین نوع (نمونه شماره TS1010) رسم شده است (شکل ۱۰ ب). همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به همراه  $Al_2O_3, SiO_2$  و Zr بصورت غیرمتحرک عمل کرده و در نزدیکی خط با جرم ثابت با شیب ۰/۹۶ رسم شده‌اند (شکل ۱۰ ب). بر اساس این نمودار عناصر  $K_2O, Ba, Rb, Th, Y$  و Sr هر یک با نسبت‌های غنی‌شدگی متفاوت در بالای خط جرم ثابت قرار گرفته و در مقابل عنصری از قبیل  $Na_2O, CaO, MgO$  و  $Fe_2O_3$  در زیر خط ثابت و طی دگرسانی پتاسیک تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

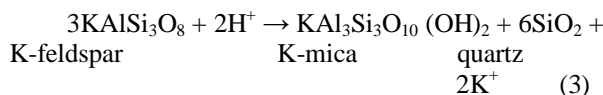
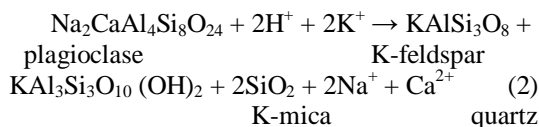
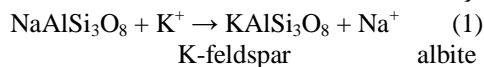
مرحله سوم؛ که برای سنگ‌های دگرسان کوارتز-کلسیت (±کلریت-سولفید) مرحله سوم رسم شده است میانگین غلظت عناصر در سنگ‌های گرانیتوئیدی دگرسان

K/Al تعیین کننده نوع فازهای کانیاپی پتاسیم در سنگ است؛ بصورتی که فلدسپار پتاسیم (آدولاریا) و/یا بیوتیت تقریباً برابر  $K/Al \sim 1$ ، میکا پتاسیک تقریباً برابر  $K/Al < 0.33$  و در ایلیت  $K/Al < 0.33$  است.

بر این اساس، در منطقه مورد مطالعه نسبت مولار عناصر  $K/Al$ ،  $K/(2Ca+Na+K)$  و  $(2Ca+Na+K)/Al$  در سنگ‌های دگرسان مورد محاسبه قرار گرفته و نتایج آن در جدول ۵ ارائه شده است. در این میان نسبت مولار  $K/Al$  در سنگ‌های دگرسان نوع ۲ با نسبت بیش از ۰/۵ حاکی از غنی‌شدگی پتاسیک در این سنگ‌ها همراه با حضور بیوتیت و فلدسپار پتاسیم است. در مقابل این نسبت در سنگ‌های نوع ۳ از کمترین میزان برخوردار است (کمتر از ۰/۱). علاوه بر این، نسبت مولار مجموعه عناصر  $2Ca+Na+K/Al$  که به عنوان معیاری برای تفکیک دگرسانی‌های سدیک از پتاسیک استفاده می‌شود گویای غنی‌شدگی این نسبت در سنگ‌های نوع ۳ و ۴ (بیش از ۱) و رخداد دگرسانی سدیک (-کلسیک) در این مجموعه‌ها است. با توجه به این مطالب نمودار دوتایی نسبت مولار  $(2Ca+Na+K)/Al$  در مقابل  $K/Al$  برای سنگ‌های منطقه کوهدم رسم شد که در شکل ۱۲ نشان داده شده است.

همانطور که اشاره شد با استفاده از نسبت عنصری مولار  $K/(2Ca+Na+K)$  در مقابل غلظت عناصر کانه‌ساز و ردیاب در نمونه‌های دگرسان نیز می‌توان به عملکرد دگرسانی‌های مختلف و تأثیر دگرسانی در جایجایی عناصر دست یافت. نسبت عنصری مولار  $K/(2Ca+Na+K)$  در برابر عناصر اصلی (آهن و مس)، عناصر فرعی کانه‌ساز (تیتان، نیکل، وانادیوم و کبالت)، نسبت  $Rb/Sr$  و میانگین عناصر نادرخاکی سبک (LREE) و سنگین (HREE) نمونه‌های دگرسان منطقه رسم شد. این نمودارها در شکل ۱۳ نشان داده شده است.

دگرسانی کوارتز-کلسیت ( $\pm$ کلریت-سولفید) با حضور کانی‌های کوارتز، کلسیت، کلریت، کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و کانی‌های حاوی عناصر نادرخاکی (موناژیت و آلانیت) بطور پراکنده در رگه‌ها و توده نفوذی میزبان تشکیل شده است. این دگرسانی با غنی‌شدگی عناصر  $Co, CaO, MgO, Fe_2O_3$  و عناصر نادرخاکی سبک (از قبیل  $Ce, La, Nd$ ) و تهی‌شدگی عناصر  $K_2O, Na_2O, Ba$  و  $Sr$  نمایان می‌شود. دگرسانی‌های سدیک و پتاسیک از جمله دگرسانی‌هایی هستند که طی صعود سیال در محیط‌های احیایی و pH خنثی همزمان با رخداد جوشش و کاهش دمای سیال در مناطق شکستگی اطراف رگه‌ها تشکیل می‌شوند (Giggenbach, 1981, 1997, 1984). محاسبه تغییرات جرمی سدیم، پتاسیم، سیلیس و کلسیم در منطقه کوهدم گویای رخداد تبادلات یونی متعددی میان دگرسانی‌های سدیک و پتاسیک است که این تبادلات با ظهور کانی‌های گرمایی مختلف نظیر آلینت، فلدسپار پتاسیم، کلریت، کانی‌های رسی، کلسیت و کوارتز طی واکنش‌های شیمیایی ۱ تا ۳ به صورت زیر انجام گرفته است.



(شکل ۱۱) که به ترتیب گویایی رخداد دگرسانی پتاسیک و سدیک (-کلسیک) در آنها است. علاوه بر این سنگ‌های دگرسان نوع ۱ که با حضور کلسیت و مقادیر بالای کلسیم مولار همراه است (شکل ۱۱) نشان دهنده رخداد دگرسانی کوارتز-کلسیت ( $\pm$ کلریت-سولفید) است. مجموعه کانی‌های دگرسان در سه دگرسانی سدیک (-کلسیک)، پتاسیک و کوارتز-کلسیت ( $\pm$ کلریت-سولفید) در منطقه کوهدم بر روی نمودارهای سه‌تایی مولار  $Al-0.5Ca-0.5Na$  و  $Al-0.5K-0.5Na$  نشان داده شده است (شکل ۱۲). همچنین تبادلات جرمی رخ داده طی دگرسانی را می‌توان در نمودار دوتایی نسبت‌های مولار  $(2Ca+Na+K)/Al$  در مقابل  $K/Al$  نشان داد که توسط Warren et al. (2007) پیشنهاد شده است (شکل ۱۲). بر اساس این نمودار سنگ‌هایی که تنها حاوی پلاژیوکلاز (اعضای انتهایی آلینت-آورتیت یا محلول جامدی از آنها) هستند در محور  $(2Ca+Na+K)/Al$  دارای ارزش ۱ بوده و در مقابل سنگ‌های حاوی فلدسپار پتاسیم یا بیوتیت در محور  $K/Al$  دارای مقدار ۱ هستند. همچنین سنگ‌های غنی از آلومینیوم حاوی کانولینیت و کلریت که فاقد مقادیر سدیم، پتاسیم و کلسیم هستند در نقطه صفر نمودار قرار می‌گیرند که ممکن است با حضور عناصر آهن و منیزیم (به عنوان مثال در کلریت) از این نقطه فاصله بگیرند. سنگ‌های ولکانیکی بدون دگرسانی با نسبت مولار مشخص  $K/Al$  در نزدیکی خط ۱ قرار می‌گیرند و سنگ‌های حدواسط تا مافیک با داشتن مقادیر بالای کلسیم در سمت راست این محور جای دارند (شکل ۱۲).

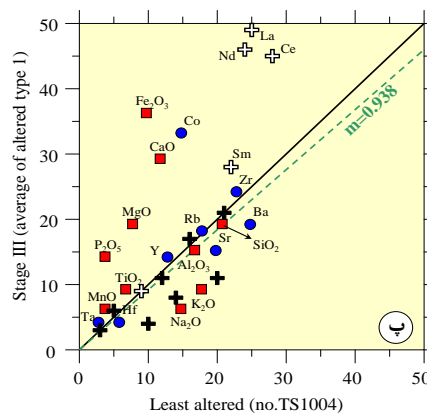
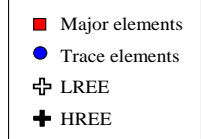
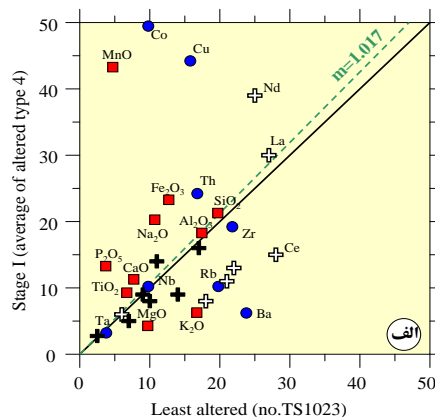
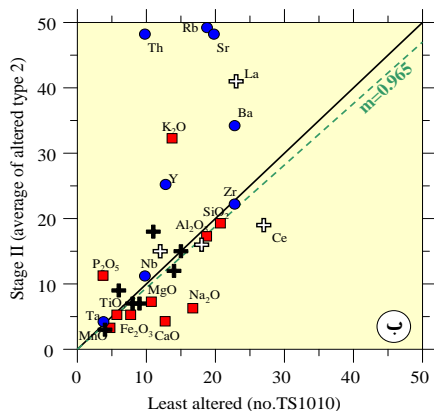
طبق این نمودار کاهش نسبت  $K/Al$  در مقابل افزایش نسبت مولار  $(2Ca+Na+K)/Al$  موجب تغییر ترکیب و جنس سنگ‌ها از ریولیت (گرانیت) به سمت داسیت، آندزیت و بازالت (گابرو) می‌شود. علاوه بر این، نسبت مولار با توجه به این نمودارها عناصر فرعی کانه‌ساز نظیر کبالت و وانادیوم با افزایش محتوای پتاسیم سنگ‌ها همبستگی مثبت نشان داده و در این میان بیشترین نسبت  $K/(2Ca+Na+K)$  متعلق به گرانیتوئیدهای دگرسان نوع ۲ است. تهی‌شدگی عناصر کانه‌ساز آهن، مس و تیتان در این نمودارها گویای غنی‌شدگی آنها در دگرسانی سدیک (-کلسیک) و رگه‌های کانه‌ساز کوارتز-هماتیت همراه آن است. کاهش نسبت  $Rb/Sr$  همراه با افزایش نسبت پتاسیم گویای غنی‌شدگی این نسبت در فلدسپار پتاسیم و بیوتیت است. علاوه بر این عناصر نادرخاکی سبک و سنگین نیز با نسبت  $K/(2Ca+Na+K)$  همبستگی مثبت نشان می‌دهند که بیشترین غنی‌شدگی آنها به ترتیب در سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع ۱ و ۲ همراه با دگرسانی‌های شاخص کوارتز-کلسیت ( $\pm$ کلریت-سولفید) و پتاسیک است (شکل ۱۳). این غنی‌شدگی از ویژگی‌های بارز ذخایر آهن مرتبط با توده‌های نفوذی اکسیدی-اسیدی نوع IOCG است (Pollard, 2001; Barton and Johnson, 2000; Hitzman et al., 1992; Oliver et al., 2004).

### نتیجه گیری

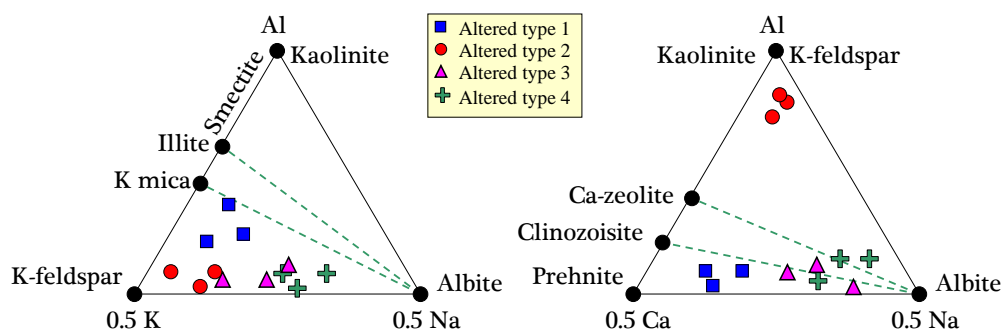
در منطقه مطالعاتی کوهدم نوعی منطقه‌بندی دگرسانی در مجاورت رگه‌های آهن-مس ( $\pm$ طلا) قابل مشاهده است که از نظم خاصی پیروی می‌نماید. دگرسانی سدیک (-کلسیک) با کانی شاخص آلینت طی مرحله نخست در مجاورت رگه‌ها و افق‌های معدنی کانه‌دار همراه با غنی‌شدگی عناصر اصلی  $CaO, Na_2O, Fe_2O_3, P_2O_5, MnO$  و عناصر کانه‌ساز  $Co$  و  $Cu$  و در مقابل تهی‌شدگی عناصر اکسیدی اصلی  $MgO$  و  $K_2O$  تشکیل شده است. دگرسانی مرحله دوم یا دگرسانی پتاسیک با رخداد کانی‌های شاخص ارتوز، کوارتز و کلسیت دارای غنی‌شدگی نسبی عناصری از قبیل  $Na_2O, Sr$  و  $Y, Th, Rb, Ba, K_2O$  و در مقابل تهی‌شدگی عناصر اکسیدی  $CaO, MgO, Fe_2O_3$  با فاصله از رگه‌های کانه‌ساز قابل تشخیص است. رخداد

Pollard (2001) دگرسانی سدیک (-کلسیک) اغلب در نتیجه عدم اختلاط سیالات گرمایی غنی از نمک در سیستم‌های  $H_2O-NaCl-CO_2$  رخ می‌دهد که این خصوصیت از ویژگی‌های بارز کانه‌زایی‌های نوع IOCG است که از این لحاظ مشابه رخداد دگرسانی پتاسیک در ذخایر مس-طلا پورفیری است. همانطور که بخش زمین‌شناسی اشاره شد براساس مطالعات اکتشافات عمومی در منطقه پی‌جویی کوهدم تاکنون سه منطقه امید بخش معرفی شده است که کانی‌سازی‌های چندفلزی متعددی در بخش‌های مختلف آن صورت گرفته است (شکل ۱). در این میان رخداد دایک‌های متقاطع با ترکیب گرانیته تا بازیک بویژه در بخش مرکزی باتولیت کوهدم از جایگاه ویژه‌ای در پراکندگی فلزات در منطقه برخوردار است (شکل ۱). همچنین تمرکز این دایک‌ها در اندیس‌های کوهدم ۱ و ۲ از سایر مناطق بیشتر است. برمبنای شواهد پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ‌کل و نسبت‌های عنصری مولار در سنگ‌های دگرسان منطقه پی‌جویی کوهدم ۱ می‌توان گفت بیشترین سهم دگرسانی سدیک (-کلسیک) در دایک‌های مافیک و فلسیک منطقه رخ داده که این عامل موجب تحرک سیال گرمایی غنی از فلز و شکل‌گیری بخش مهمی از کانه‌زایی‌های رگه‌ای-برشی آهن-مس (تطلا) مرتبط با این دایک‌ها شده است. به نظر می‌رسد این ویژگی در دایک‌های متقاطع جنوب منطقه و به ویژه اندیس معدنی کوهدم ۲ نیز حاکم باشد که استفاده از الگوی دگرسانی ارائه شده در این پژوهش می‌تواند راهبردی برای ادامه مراحل پی‌جویی و ورود به فاز اکتشافات تفصیلی در کانی‌سازی‌های دیگر منطقه باشد.

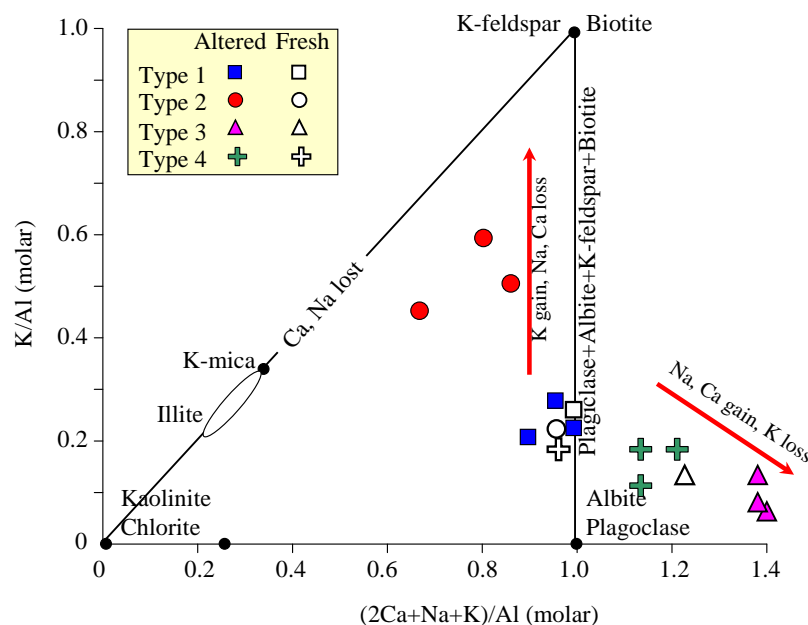
همچنین مطالعات تغییرات جرمی دگرسانی گویای غنی‌شدگی نسبی سدیم همراه با مجموعه عناصر کانه‌ساز آهن و مس است که این غنی‌شدگی اغلب با کاهش نسبی عناصر پتاسیم و منیزیم صورت گرفته است. به تدریج با افزایش آلکالینیته سیال و رخداد دایک‌های پتاسیک در منطقه غلظت پتاسیم افزایش یافته و هاله‌ای از فلدسپارپتاسیم در اطراف آلبیت تشکیل شده و دگرسانی پتاسیک را ایجاد کرده است. علاوه بر تغییرات جرمی دگرسانی، استفاده از نسبت‌های عنصری مولار نمونه‌های دگرسان تا حد زیادی می‌تواند تغییرات ژئوشیمیایی سنگ دگرسان در مجاورت افق‌های کانه‌ساز را نمایش دهد. بر این اساس با استفاده از نسبت مولار  $K/Al$  در مقابل  $(2Ca+Na+K)/Al$ ، علاوه بر تفکیک سنگ‌های دگرسان از غیردگرسان می‌توان روند افزایشی یا کاهشی مجموعه عناصر سدیم، پتاسیم و کلسیم در سنگ‌های دگرسان را مورد ارزیابی قرار داد. در منطقه کوهدم بالاترین نسبت مولار  $K/Al$  با مقدار بین ۰/۴ تا ۰/۶ متعلق به گرانیتوئیدهای نوع ۲ و بیشترین نسبت  $(2Ca+Na+K)/Al$  متعلق به دایک‌های مافیک (نوع ۳) و فلسیک (نوع ۴) با مقدار تقریبی به ترتیب ۱/۴ و ۱/۲ است. همچنین همبستگی منفی میان غلظت عناصر کانه‌ساز آهن و مس در مقابل نسبت عنصری مولار  $K/(2Ca+Na+K)$  گویای غنی‌شدگی این عناصر در رگه‌ها و افق‌های کانه‌ساز و ارتباط ژئوشیمیایی آنها با دگرسانی سدیک (-کلسیک) در منطقه است. از آنجایی که بیشترین سهم دگرسانی سدیک در دایک‌های مافیک و فلسیک منطقه رخ داده است لذا می‌توان گفت بخش مهمی از کانه‌زایی آهن-مس (تطلا) در منطقه مطالعاتی کوهدم مرتبط با این دایک‌ها و دگرسانی سدیک (-کلسیک) مرتبط با آنها انجام شده است. بر اساس مطالعات



شکل ۱۰. نمودارهای هم غلظت (ایزوکون) محاسبه شده بر اساس معادله Grant (1986) مقادیر میانگین دگرسانی‌های الف) سدیک (-کلسیک) در مقابل نمونه غیردگرسان با شماره TS1023، ب) پتاسیک در مقابل نمونه غیردگرسان با شماره TS1010 و پ) کوآرتز-کلسیت (±کلیت-سولفید) در مقابل نمونه غیردگرسان با شماره TS1004.



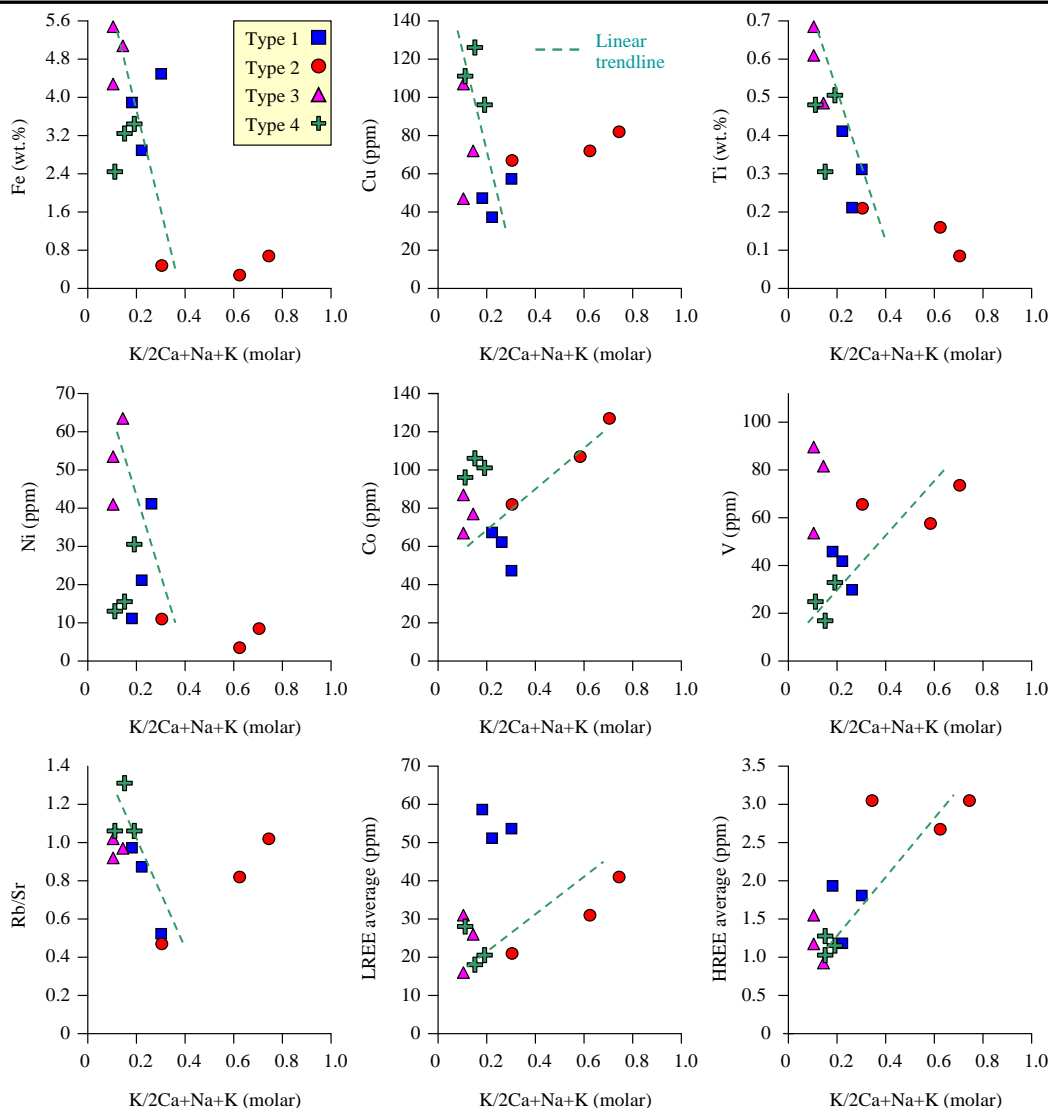
شکل ۱۱. نمودارهای سه تایی غلظت مولار عناصر  $Al-0.5K-0.5Na$  و  $Al-0.5Ca-0.5Na$  که در آن ترکیب انواع سنگ‌های دگرسانی ۱، ۲، ۳ و ۴ نشان داده شده است.



شکل ۱۲. نمودار دوتایی نسبت مولار  $(2Ca+Na+K)/Al$  در مقابل  $K/Al$  (بر اساس Warren et al., 2007)، که در آن موقعیت سنگ‌های دگرسان منطقه کوهدم و نمونه سنگ غیردگرسان از همان نوع در این نمودار ترسیم شده است.

جدول ۵. نسبت‌های مولار عناصر  $K, Ca, Al$  و  $Na$  در سنگ‌های دگرسان منطقه کوهدم

تیپ	K molar	2Ca molar	Na molar	Al molar	K/Al molar	$(2Ca+Na+K)/Al$	$K/(2Ca+Na+K)$
۱	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۹۶	۰/۳۰
۱	۰/۰۶	۰/۱۸	۰/۰۳	۰/۲۹	۰/۲۰	۰/۹۳	۰/۲۲
۱	۰/۰۶	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۲۷	۰/۲۲	۱/۰۷	۰/۲۰
۲	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۳۰	۰/۴۶	۰/۶۶	۰/۲۱
۲	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۲۹	۰/۵۱	۰/۸۶	۰/۶۰
۲	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۲۹	۰/۶۰	۰/۸۲	۰/۷۰
۳	۰/۰۲	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۳۰	۰/۰۶	۱/۴۰	۰/۰۴
۳	۰/۰۲	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۰۶	۱/۴۰	۰/۰۲
۳	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۲۸	۰/۰۷	۱/۳۵	۰/۰۵
۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۲۰	۱/۲۵	۰/۱۶
۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۰۹	۱/۰۰	۰/۰۵
۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۳۰	۰/۹۵	۰/۲۰



شکل ۱۳. نسبت عنصری مولار  $K/2Ca+Na+K$  در مقابل غلظت عناصر کانه‌ساز و فرعی در نمونه‌های دگرسان منطقه. غلظت عناصر اصلی آهن و تیتان بر حسب درصد وزنی (wt.%) و سایر عناصر بر حسب گرم در تن (ppm) است.

## منابع

- افشونی. ز.، اسماعیلی. د.، اسدی هارونی. ه.، ۱۳۹۲. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (S و H, O) در زون‌های دگرسانی فیلیک و پتاسیک-فیلیک کانسار مس-مولیبدن پورفیری کهنک (شمال شرق اصفهان)، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۷، ص ۶۴-۷۳.
- خلعتبری. ر.، ۱۳۷۱. پلوتونیسیم ترشیری منطقه اردستان و ایران مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ربیعی. م.، ۱۳۸۵. اکتشافات ژئوشیمیایی ناحیه کوه‌دم و بررسی ژئوآندیس طالی آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی تهران، ۱۳۰ صفحه.
- سامانی. ب.، ۱۳۷۳. فلزایی و ایالت‌های متالوژنی ایران، سیزدهمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سرجوقیان. ف.، ۱۳۹۱. ماهیت پلوتونیسیم (شمال شرق اردستان): پدیده‌های زمین‌شناسی و تحولات ماگمایی آن، رساله دکتری دانشگاه تهران.
- شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۸۸. مطالعات اکتشافات تفصیلی آنومالی‌های طلا و مس منطقه کوه‌دم.
- نبوی. م.ح.، هوشمندزاده. ع.و.، حمدی. ب.، ۱۳۶۳. نکته‌ها و پیچیدگی‌هایی از زمین‌شناسی دگرگونه سنگ‌های منطقه انارک-خور جندق (ایران مرکزی) در پیوند با کارهای زمین‌شناسی، شرکت تکنواکسپورت (ژئومتال).
- نجفیان. ط.، فتحیان پور. ن.، رنجبر. ح.، بخش پور. ر.، ۱۳۹۱. شناسایی پدیده‌های طیفی ناشناخته از داده‌های تلفیقی تصاویر ماهواره‌ای ALI+ASTER و ابر طیفی Hyperion بر مبنای روش ضریب همبستگی، مطالعه موردی (محدوده معدنی مس سرچشمه)، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۵، ص ۵۹-۶۷.
- Appleyard. E.C., 1991, SOMA-A package of Fortran programs for calculating mass exchange in metasomatic and altered rocks, Waterloo, ON, University of Waterloo, 65 p.



- Babcock. R.S., 1973, Computational models of metasomatic processes, *Lithos*, Vol: 6, p: 279–290
- Bagheri. S., Stampfli. G.M., 2008, The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications, *Tectonophysics*, No. 451, p: 123–155
- Barton. M.D., Johnson. D.A., 2000, Alternative brine sources for Fe–oxide (–Cu–Au) systems: implications for hydrothermal alteration and metals. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper gold & related deposits: a global perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, p: 43–60
- Giggenbach. W.F., 1981, Geothermal mineral equilibria, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, p: 393–410
- Giggenbach. W.F., 1984, Mass transfer in hydrothermal alteration systems—a conceptual approach, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 48, p: 2693–2711
- Giggenbach. W.F., 1997, The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3<sup>rd</sup> ed.: New York, John Wiley and Sons, p: 737–796
- Grant. J.A., 1986, The isocon diagram—a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration, *Economic Geology*, Vol. 81, p: 1976–1982
- Gresens. R.L., 1967, Composition-volume relationships of metasomatism, *Chemical Geology*, Vol. 2, p: 47–65
- GSI (Geological Survey of Iran). 1981, Geological map of Iran 1:100,000 series, Sheet 6557, Kuh-e Dom
- GSI (Geological Survey of Iran). 1979, Geological map of Iran 1:250,000 series, No.G7, Anarak
- Hitzman. M.W., Oreskes. N., Einaudi. M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits, *Precambrian Res*, Vol: 58, p: 241–287
- Leitch. C.H.B., Lentz. D.R., 1994, The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems, *Geological Association of Canada Short Course Notes*, Vol: 11, p: 161–192
- MacLean. W.H., 1990, Mass change calculations in altered rock series, *Mineralium Deposita*, Vol: 25, p: 44–49
- MacLean. W.H., Barrett. T.J., 1993, Lithogeochemical techniques using immobile elements, *Journal of Geochemical Exploration*, Vol: 48, p: 109–133
- MacLean. W.H., Kranidiotis. P., 1987, Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec, *Economic Geology*, Vol: 82, p: 951–962
- McDonough. W.F., Sun. S.S., 1995, The composition of the earth, *Chemical Geology*, Vol: 120, p: 223–253
- Oliver. N.H.S., Cleverley. J.S., Mark. G., Pollard. P.J., Fu. B., Marshall. L.J., Rubenach. M.J., Williams. P.J., Baker. T., 2004, Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron–oxide–copper–gold deposits, eastern Mount Isa block, Australia, *Economic Geology*, Vol: 99, p: 1145–1176
- Pollard. P.J., 2001, Sodic (–calcic) alteration in Fe–oxide–Cu–Au districts: an origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl±CaCl<sub>2</sub>–KCl fluids, *Miner Deposita*, Vol: 36, p: 93–100
- Stanley. C.R., Madeisky. H.E., 1994, Lithogeochemical exploration for hydrothermal ore deposits using Pearce element ratio analysis, *Geological Association of Canada Short Course Notes*, Vol: 11, p: 193–212
- Technoexport., 1981, Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran, Geological Survey of Iran, Report No. 9
- Warren. I., Simmons. S.F., Mauk. J., 2007, Whole-Rock Geochemical Techniques for Evaluating Hydrothermal Alteration, Mass Changes, and Compositional Gradients Associated with Epithermal Au–Ag Mineralization, *Economic Geology*, Vol: 102, p: 923–948
- Zanchi. A., Zanchetta. S., Garzanti. E., Balini. M., Berra. F., Mattei. M., Muttoni. G., 2009, The Cimmerian evolution of the Nakhlak–Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin in Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J. W. (eds) *South Caspian to Central Iran Basins*, The Geological Society, London, Special Publications, Vol: 312, p: 261–286