

# تغییرات جرمی در حین دگرسانی / کانی زائی کانسار مس پرفیری میدوک، شهر بابک، کرمان، ایران

اردشیر هزارخانی (استاد)

پژمان طهماسبی (دانشجوی دکتری)

دانشکده‌ی مهندسی معدن، متالورژی و نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر

کانسار مس پرفیری میدوک در قسمت جنوبی - مرکزی ایران، در درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت - بازالت قرار گرفته است. کانی‌زایی مس به وسیله‌ی دو بخش پتاسیک و فیلیک رخ داده است که بیشترین تمرکز آن در بخش پتاسیک است. در این نوشتار دگرسانی‌های موجود در منطقه (پتاسیک، انتقالی، فیلیک و پروپیلیتیک) از نقطه‌نظر انتقال جرم و تحرک‌پذیری عناصر در طول فرایند هیدروترمالی کانساره‌ی میدوک مورد بررسی قرار گرفته است. نمودارهای ایزوکون نشان می‌دهند که Ga و Al، Ti، Si در طول دگرسانی نسبتاً نامتحرک‌اند و تغییر جرم در طول دگرسانی ثابت است. در تمام مراحل برآورد سیستم هیدروترمال، تغییرات حجمی نزدیک به صفر است. در بخش دگرسانی پتاسیک تهی‌شدگی بارزی از Na، Ca، Mg، Mn و غنی‌شدگی K و Ba مشاهده می‌شود. دگرسانی پتاسیک با افزایش شدید Cu همراه است که بیان‌گر پخش شدن کالکوپیریت و پیریت در این بخش است. در بخش دگرسانی انتقالی Ca اضافه شده و Cu و K دچار تهی‌شدگی هستند و Mn و Na بدون تغییر مانده‌اند. بخش دگرسانی انتقالی از عناصر Na، K، Ba و تهی و از عناصر Cu، Ca، Fe اشباع شده است. نهایتاً در بخش دگرسانی پروپیلیتیک عناصر Ba و Fe تهی و عناصر Na، Mg، Ca، Cu غنی شده‌اند.

Ardehez@aut.ac.ir  
pejman@aut.ac.ir

واژگان کلیدی: تغییرات جرمی، دگرسانی، مس پرفیری، میدوک.

## مقدمه

کالک آلکالن مربوط به سن میوسن همراه است که در عمق ۲/۵km و دمای  $380^{\circ}\text{C} - 550^{\circ}\text{C}$  قرار گرفته است.<sup>[۴]</sup>

مجموعه‌ی آتشفشانی رازک، سنگ میزبان مس پرفیری میدوک است. این مجموعه‌ی آتشفشانی مربوط به اواخر ائوسن است که بر روی آن مجموعه‌ی آتشفشانی «هزار» به سن الیگوسن قرار گرفته است. براساس مطالعات ایزوتوپی صورت‌گرفته،<sup>[۵]</sup> سن توده‌ی نفوذی میدوک در حدود ۱۲/۵ میلیون سال است. از ویژگی‌های این توده‌ی نفوذی می‌توان به بافت کاملاً پرفیری، رخداد انواع رگچه‌ها و رگه‌های مختلف، و نیز ترکیب کوارتز دیوریتی آن اشاره کرد.<sup>[۵]</sup>

تاکنون مطالعات زیادی برای توصیف کانی‌زایی و بخش‌های دگرسانی و نیز ویژگی‌های سیالات درگیر همراه کانی‌زایی انجام شده است، اما برای تعیین کامل کیفیت تغییرات جرمی در طول دگرسانی‌های مختلف تلاش چندانی صورت نگرفته است.<sup>[۶-۸]</sup> در این نوشتار تغییرات عناصر اصلی و فرعی به صورت کمی در بخش‌های دگرسانی بررسی می‌شود. برای انجام بررسی تغییرات جرمی از روش‌های Gresens و Grant استفاده شد. این عملیات با مقایسه‌ی آنالیزهای مربوط به بخش‌های دگرسانی و بخش‌هایی با کم‌ترین دگرسانی انجام شد. نهایتاً براساس نتایج به دست آمده، تغییرات جرمی در این کانسار مورد بحث واقع شد.

کانسار مس میدوک یکی از کانسارهای مهم مس ایران به شمار می‌رود. این کانسار درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت - بازالت قرار گرفته است. در ایران اکثر کانسارهای مس در نوار سهند - بزمان، که خود بخشی از نوار پرفیری مس‌دار شرقی جهان محسوب می‌شود، قرار دارند.<sup>[۱]</sup> اکثر معادن مس ایران همراه با دیوریت / گرانودیوریت تا استوک‌های کوارتز مونزونیت در میوسن میانی تا نهایی هستند<sup>[۱]</sup> (شکل ۱ و ۲).

مس میدوک در منطقه‌ی شهر بابک قرار گرفته است. به دلیل گسترش وسیع کمربند ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی (کمربند ارومیه - دختر) در منطقه‌ی شهر بابک، پی‌سنگ در این منطقه رخنمون ندارد. تنها نشانه‌ی وجود پی‌سنگ دگرگونی-نفوذی پرکامبرین در این منطقه، وجود قطعاتی از گنایس مافیک در گدازه‌های میوسن - پلیوسن کوه مساهیم است که بیان‌گر وجود یک پی‌سنگ دگرگونی در این منطقه است.<sup>[۳]</sup>

کانسار مس پرفیری میدوک در درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت - بازالت قرار گرفته است و کانی‌زایی نوع پرفیری، با دو توده‌ی نفوذی پرفیری

تاریخ: دریافت ۱۳۸۷/۳/۵، داوری ۱۳۸۸/۲/۲۲، پذیرش ۱۳۸۸/۶/۴.

این دگرسانی با حضور مگنتیت به صورت انتشاری و رگچه و رگه‌ی کوارتز، فلدسپات پتاسیم، مقدار کمی بیوتیت ثانویه، و سریسیت مشخص می‌شود. فنوکریست‌های (درشت‌بلور) پلاژیوکلاز کاملاً دگرسان شده‌اند و تنها قالبی از آنها بر جای مانده است. فنوکریست‌های بیوتیت نیز به بیوتیت ثانویه، سریسیت، و کلریت و در بعضی قسمت‌ها به مگنتیت و تیتانیت تبدیل شده است. کالکوپیریت تنها کانی مس‌دار در این دگرسانی محسوب می‌شود که به صورت افشان یا رگه‌ی دیده می‌شود. کانی پیریت عمدتاً حضور ندارد یا در مقادیر بسیار کم و به صورت بلورهای ریز شکل‌دار دیده می‌شود. این دگرسانی متأثر از دگرسانی سریسیت، رس و کلریت است.

## ۲. دگرسانی پتاسیک

دو نوع دگرسانی پتاسیک براساس شدت دگرسانی در کانسار میدوک شناسایی شده است: [۱۳]

۱. سنگ‌هایی با دگرسانی پتاسیک ضعیف که به وسیله‌ی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار سالم و بیوتیت سالم در زمینه، هورنبلند و مقدار کمی بیوتیت ماگمایی مشخص می‌شود. این دگرسانی در مرکز کانسار و در عمیق‌ترین قسمت آن دیده می‌شود. کانی فلدسپار پتاسیم به مقدار کمی جانشین فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شده است.

۲. دگرسانی شدید پتاسیک که در حضور فلدسپات پتاسیم ثانویه، بیوتیت ثانویه و انیدریت مشخص می‌شود. در این دگرسانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به فلدسپات پتاسیم، و فنوکریست‌های هورنبلند به بیوتیت ثانویه پولکی تبدیل شده است. فنوکریست‌های بیوتیت نیز به بیوتیت ثانویه، فلدسپات پتاسیم، انیدریت، مگنتیت و در بعضی قسمت‌ها به کالکوپیریت، آپاتیت، تیتانیت و روتیل تبدیل شده‌اند.

کانی‌زایی مگنتیت در بخش پتاسیک به صورت افشان و همراه با رگه‌های کوارتز، کالکوپیریت و انیدریت است. کالکوپیریت کانی اصلی سولفیدی در این بخش است که به صورت افشان با مگنتیت، به صورت رگچه با انیدریت، و به صورت رگه با کوارتز، انیدریت و مگنتیت دیده می‌شود. مقادیر کمی از بورنیت همراه با کالکوپیریت در این بخش دیده می‌شود. پیریت به صورت افشان و رگچه تشکیل شده است و رگچه‌ها و رگه‌های کوارتز فاقد کانی‌زایی نیز در این بخش فنوکریست‌های پلاژیوکلاز را قطع کرده‌اند.

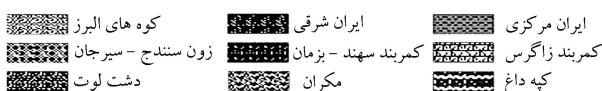
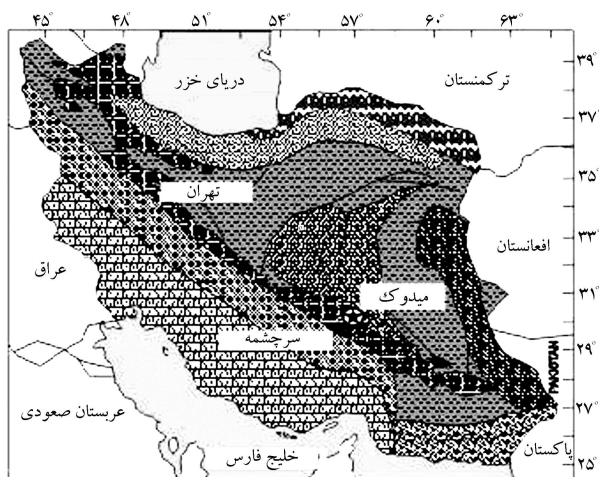
## ۳. دگرسانی پتاسیک - فیلیک (انتقالی)

گسترش این دگرسانی در کانسار میدوک نسبتاً زیاد است و با تأثیرپذیری دگرسانی پتاسیک از دگرسانی فیلیک به وجود آمده است و با حضور کانی‌های فلدسپات پتاسیم، بیوتیت ثانویه، انیدریت، سریسیت و کوارتز مشخص می‌شود. در این دگرسانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به طور کامل به فلدسپات پتاسیم، سریسیت و کانی‌های رسی، و مقدار کمی به انیدریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت نیز به بیوتیت‌های ثانویه، سریسیت و روتیل تبدیل شده است.

پیریت و کالکوپیریت مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی‌اند و به صورت افشان و رگچه و رگه حضور دارند. کانی‌زایی مگنتیت نیز به صورت افشان و رگه‌ی همراه با کوارتز، کالکوپیریت و انیدریت است.

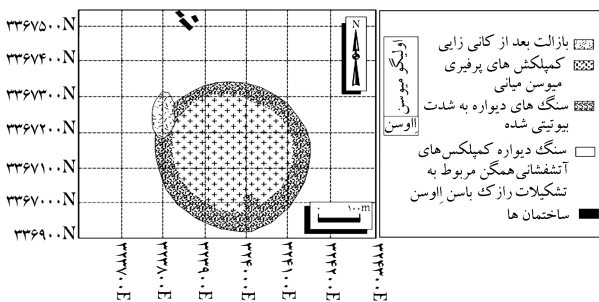
## ۴. دگرسانی فیلیک

دگرسانی فیلیک یا سریسیت به وسیله‌ی شسته شدن Na و Ca از کانی‌های



نشانه‌ها: منطقه مورد مطالعه گسل گسل تراستی

شکل ۱. نقشه‌ی زمین‌شناسی ایران و موقعیت جغرافیایی میدوک. [۱۱]



شکل ۲. نقشه‌ی زمین‌شناسی کانسار میدوک. [۱۱]

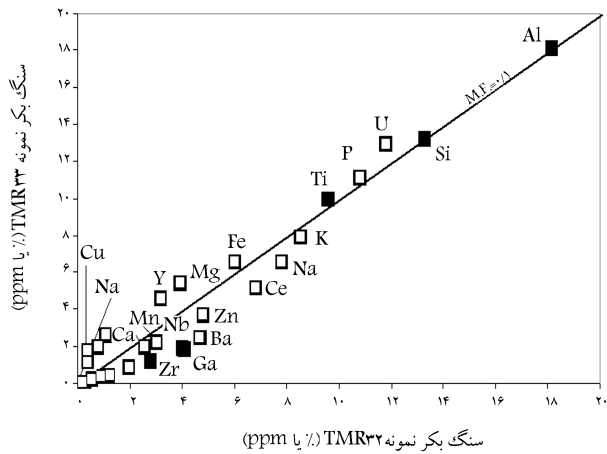
## بررسی روش

در کانسار میدوک شاهد حضور واحدهای دگرسانی و کانی‌زایی خاص سیستم‌های مس پرفیری هستیم. بنابراین سعی شده براساس داده‌های موجود، نمونه‌برداری چنان انجام شود که تمام این واحدها را پوشش دهد. برای این مطالعه از بیش از ۲۵ گمانه نمونه‌برداری شد که از آنها برای تهیه‌ی مقاطع نازک (۴۵ عدد)، صیقلی (۵۴ عدد) و نازک صیقلی (۴۳ عدد)، تجزیه‌ی اکسیدهای اصلی و فرعی، و مطالعه‌ی ایزوتوپی استفاده شد. [۹] بر روی تعداد ۲۲ نمونه از توده‌ی میدوک پرفیری به روش XRF و ICP-MS تجزیه صورت گرفته است. [۱۰]

## دگرسانی

### ۱. دگرسانی پتاسیک غنی از مگنتیت

دگرسانی پتاسیک غنی از مگنتیت با حضور رگچه‌ها و رگه‌های نوع M مشخص می‌شود که در بعضی از کانسارهای مس پرفیری مانند Island Copper [۱۱] و کانسار Bajo de la Alumbrera در آرژانتین [۱۲] شناسایی شده است. این نوع دگرسانی نیز برای اولین بار در کانسار مس پرفیری میدوک شناسایی شده است. [۱۳]



شکل ۳. نمودار ایزوکون که بیان‌گر مقایسه‌ی دو نمونه سنگ با کم‌ترین دگرسانی است. بیشتر عناصر اصلی و فرعی نزدیک به خط با شیب یا فاکتور جرمی ۱ قرار گرفته‌اند.

(بکر) است. روش ایزوکون Grant با رابطه‌ی ۲ معرفی می‌شود:

$$DX_n = 100 (M^b/M^a) X_n^b - X_n^a \quad (2)$$

که در آن  $X_n^b$  مقدار عناصر در نمونه‌ی دگرسان‌شده و  $X_n^a$  مقدار عناصر در نمونه‌ی دگرسان‌نشده (بکر) هستند. همچنین  $M^b/M^a$  نسبت جرمی میان نمونه‌ی دگرسان‌شده و نمونه‌ی بکر است؛ این نسبت به‌وسیله‌ی رسم غلظت اجزاء در سنگ دگرسان‌شده (مثلاً محور X) در مقابل نمونه‌ی بکر (مثلاً محور Y) محاسبه می‌شود. اجزایی که غیرمتحرک‌اند بر روی شیب خط  $M^b/M^a$  در نمودار ایزوکون قرار می‌گیرند. اجزایی که در بالای خط مذکور قرار می‌گیرند در طول دگرسانی مقدارشان اضافه شده و برعکس اجزایی که در زیر خط قرار می‌گیرند بیان‌گر کاهش آنها در سیستم دگرسانی است. در ضمن باید خاطرنشان ساخت که شیب ایزوکون (فاکتور جرم) می‌تواند به‌صورت گرافیکی تعیین شود و برای محاسبه‌ی افزایش و کاهش جرم اجزاء باقی مانده از معادله‌ی ۲ بهره می‌گیریم.

## ۲. فاکتورهای جرم

تخمین فاکتور جرم که با این روش به دست می‌آید به علت وجود شکستگی‌ها در طول دگرسانی ممکن است با مشکل مواجه شود. خوشبختانه بررسی‌های انجام شده نشان داده‌اند که شکستگی‌های کانی‌زایی در دیوریت /گرانودیوریت کم‌تر از ۱۰ درصد است.<sup>[۱۸]</sup> بنابراین، بیان این فرض که تغییرات جرمی مربوط به فرایندهای ماگماتیکی ناچیز است منطقی است. نمونه‌های بکر دیوریت /گرانودیوریت از مناطق عمیق کانساره انتخاب شده‌اند. چنان‌که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، سه نمونه‌ی انتخاب‌شده به‌لحاظ غلظت عناصر عمدتاً شبیه هم هستند و این بیان‌گر آن است که نمونه‌ها به‌صورت بکر باقی مانده‌اند. اگر به نمودار دقت شود می‌بینیم که فاکتور جرمی تقریباً برابر ۱ است.

## تغییرات جرمی

### ۱. دگرسانی پتاسیک

مقایسه‌ی نمونه‌ی TMR۱۱ از بخش پتاسیک با نمونه‌ی TMR۳۲ از بخش

آلومینوسیلیکاتی و منیزیم‌دار به وجود می‌آید. این دگرسانی به‌وسیله‌ی حضور کوارتز، سرسیست و پیریت مشخص می‌شود. تقریباً تمام کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌ها در این دگرسانی به‌طور کامل به سرسیست و کوارتز تبدیل شده‌اند. انیدریت و تیتانیت کانی‌های فرعی این بخش محسوب می‌شوند. تغییر دگرسانی از پتاسیک به فیلیک تدریجی است و به‌وسیله‌ی افزایش مقدار سرسیست و کوارتز مشخص می‌شود. پیریت مهم‌ترین کانی سولفیدی این بخش است که به‌صورت پراکنده و در رگه‌ها نیز مشاهده می‌شود.

### ۵. دگرسانی پروپیلیتی

این دگرسانی در حواشی استوک پرفیری میدوک، به‌ویژه در قسمت شمالی کانسار دیده می‌شود. دگرسانی پروپیلیتی در قسمت‌های عمیق‌تر و در بخش انتقالی پتاسیک دیده نشده است. در این دگرسانی کانی‌های مافیک به کلریت، اپیدوت، کلسیت و پیریت دگرسان شده‌اند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به سرسیست، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

### ۶. دگرسانی آرژیلیک

دگرسانی آرژیلیک تحت تأثیر محلول‌های گرمابی اولیه به وجود نمی‌آید<sup>[۱۴]</sup> بلکه بیشتر بر اثر فرایندهای سوپرژن ایجاد می‌شود. همه‌ی کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ در این دگرسانی به‌طور کامل به کانی‌های رسی، سرسیست، کوارتز و هماتیت دگرسان می‌شوند. این دگرسانی در قسمت‌های فوقانی کانسار میدوک رخ داده و براساس تحلیل‌های XRD اغلب از کانی‌های سیلیکاتی ورقه‌بندی و به‌طور خاص از ایلیت تشکیل شده‌اند.

## تغییرات جرمی در طول دگرسانی

### ۱. محاسبات توازن جرمی

روش‌های گوناگونی برای محاسبه‌ی کاهش و افزایش جرم در کانسارها وجود دارد که از آن میان می‌توان به روش فاکتور حجمی، روش ایزوکون و روش اجزاء نام‌متحرک<sup>[۱۵]</sup> اشاره کرد.

یک نمونه از مناطق عمیق در توده‌ی گرانیت/گرانودیوریت انتخاب شده و با یک نمونه سنگ بکر از کانساره مقایسه شد. چنان‌که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، این نمونه با نمونه‌ی انتخاب‌شده به‌لحاظ ترکیب شبیه است.

روش ایزوکون<sup>[۱۶]</sup> Grant از نظر ریاضی شبیه روش<sup>[۱۷]</sup> Gresens است اما به‌لحاظ ارائه‌ی گرافیکی داده‌ها متفاوت‌اند. در روش Gresens از عناصری که در طول دگرسانی غیرمتحرک بوده‌اند، برای شناسایی تغییرات جرمی احتمالی استفاده می‌شود. اگر فرض شود که تغییر جرمی عامل رایج رفتار تمام اجزاء است، ممکن است افزایش یا کاهش سایر اجزاء نیز محاسبه شود. افزایش و کاهش وزن به‌وسیله‌ی معادله‌ی ۱ بیان می‌شود:

$$X_n = [F_v (S^b/S^a) C_n^b - C_n^a] \times 100 \quad (1)$$

که در آن  $X_n$  جرم افزایش یا کاهش یافته برای جزء  $m$ ،  $F_v$  فاکتور حجم،  $S^b$  وزن مخصوص نمونه‌ی دگرسان‌شده،  $S^a$  وزن مخصوص نمونه‌ی دگرسان نشده،  $C_n^b$  غلظت جزء  $n$  در نمونه‌ی دگرسان‌شده و  $C_n^a$  غلظت جزء  $n$  در نمونه‌ی دگرسان نشده

دگرسان نشده (بکر) (جدول ۱) نشان می‌دهد که شیب عناصر  $Al_2O_3$ ،  $SiO_2$ ،  $TiO_2$  و  $Ga$  تقریباً معادل ۱ است و این عناصر نزدیک به خطاند (شکل ۴). عنصر Nb اگرچه به لحاظ ژئوشیمیایی غیر متحرک است، بر روی خط نیسن که این به علت اثر خفگی<sup>۱۸</sup> است. براساس دانسته‌های قبلی، در بخش پتاسیک K و Ba غنی شده هستند. بخش است.

همچنین Cu نیز شدیداً غنی شده است و Na، Mg، Mo و Ca رقیق‌شدگی دارند. تغییرات جرمی دگرسانی پتاسیک به صورت گرافیکی در شکل ۴ و به صورت عددی در جدول ۲ نشان داده شده است. بیشتر فاکتورهای جرمی (VF) محاسبه شده بین ۰/۹۸ و ۱/۰۳ بوده‌اند (جدول ۳) که نشان‌دهنده‌ی نبود تغییرات جرمی در این بخش است.

جدول ۱. تغییرات جرمی موجود در عناصر اصلی و فرعی مربوط به سنگ بکر تغییرات جرمی با توجه به روش گفته شده در متن برای کل جرم محاسبه شده است. (Fe کل به عنوان  $Fe_2O_3$  در نظر گرفته شده است.)

میانگین	محدوده	نسبت مولکولی			سنگ بکر			نوع شماره نمونه
		۳ TMR <sub>۳۴</sub>	۲ TMR <sub>۳۳</sub>	۱ TMR <sub>۳۲</sub>	۳ TMR <sub>۳۴</sub>	۲ TMR <sub>۳۳</sub>	۱ TMR <sub>۳۲</sub>	
								g/۱۰۰ g
۷۱,۴۴	۹,۴۲	۶۵,۲۲	۷۴,۶۴	۷۴,۴۷	۶۵,۲	۶۶,۱۴	۶۱,۳۳	SiO <sub>۲</sub>
۱۴,۷۸	۱۸۱	۱۳,۶۲	۱۵,۴۲	۱۵,۳۱	۰,۵۴	۱۸,۱۷	۱۸,۱۲	Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>
۵,۸۷	۵,۲۹	۹,۲۷	۴,۳۶	۳,۹۸	۱۵,۷۳	۶,۵۶	۸,۰۲	Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>
۱,۰۴	۰,۸۸	۱,۵۴	۰,۹۲	۰,۶۶	۴,۰۸	۲,۱۶	۱,۵۶	MgO
۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۳	۰,۰۴	MnO
۰,۷۹	۰,۱۱	۰,۷۳	۰,۸۴	۰,۸۰	۱,۷۴	۰,۵	۰,۴۸	TiO <sub>۲</sub>
۳,۱۸	۱,۷۲	۴,۱۰	۲,۳۸	۳,۰۶	۳,۸۳	۱,۹۷	۲,۵۴	CaO
۱,۳۴	۳,۵۵	۳,۶۴	۰,۰۹	۰,۲۹	۳,۷۵	۰,۰۸	۰,۲۷	N <sub>۲</sub> O
۱,۳۷	۰,۶۰	۱,۷۴	۱,۱۴	۱,۲۲	۲,۷۳	۱,۵۹	۱,۷	K <sub>۲</sub> O
۰,۱۴	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۳۷	۰,۳۶	P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>
								g/۱۰۰۰ kg
۸۵,۹۸	۱۳,۸۴	۸۸,۰۱	۹۱,۸۸	۷۸,۰۴	۲۵	۵۰	۳۰	Cu
۱,۹۶	۲,۸۴	۱,۴۶	۰,۷۹	۳,۶۳	۲۰۳	۱۸۲	۳۲۰	Ba
۰,۱۹	۰,۲۲	۰,۱۸	۰,۰۹	۰,۳۰	۲۵,۲	۲۰,۶	۲۷,۳	Ce
۰,۲۹	۰,۵۴	۰,۱۷	۰,۰۹	۰,۶۳	۱۰,۱۶	۸,۶	۲۳,۷	Co
۴,۴۸	۰,۰۳	۴,۴۷	۴,۴۹	۴,۵۰	۲۳۶	۳۹۰	۱۵۰	Cr
۰,۱۹	۰,۳۰	۰,۱۴	۰,۰۶	۰,۳۶	۱۰,۲	۷,۳	۱۶,۲	Ga
۰,۰۷	۰,۱۱	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۱۳	۵	۳,۸	۸	Nb
۰,۲۲	۰,۲۳	۰,۲۰	۰,۱۱	۰,۳۵	۱۲	۱۱	۱۳	Ni
۰,۲۷	۰,۰۱	۰,۲۵	۰,۲۶	۰,۲۷	۲۳	۳۷	۱۵	Pb
۰,۷۵	۱,۱۲	۰,۶۵	۰,۲۵	۱,۳۷	۵۶,۲	۳۵,۷	۷۴,۹	Rb
۱,۹۹	۳,۲۵	۱,۳۵	۰,۶۸	۳,۹۳	۱۲۰,۳	۹۹,۹	۲۲۱	Sr
۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۶	۶,۲۵	۳,۵۹	۹,۵۴	Th
۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۱	۱۲,۳	۱,۳	۱,۱۸	U
۱,۴۹	۲,۳۲	۱,۲۲	۰,۴۷	۲,۷۹	۶۳	۴۰	۹۱	V
۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۱۱	۷,۳	۹,۲	۶,۳	Y
۰,۷۰	۰,۸۱	۰,۶۲	۰,۳۴	۱,۱۴	۴۱,۲	۳۷	۴۸	Zn
۱,۲۷	۱,۹۷	۱,۰۶	۰,۴۰	۲,۳۷	۹۸,۳	۶۰,۳	۱۳۸,۵	Zr

جدول ۲. تغییرات جرمی موجود در عناصر اصلی و فرعی در کانسار میدوک (سنگ دگرسان پیشین به عنوان مرجع مقایسه با دگرسانی بعدی در نظر گرفته شد به جز در دگرسانی فیلیک که با دگرسانی پتاسیک مقایسه شده است). تغییرات جرمی با توجه به روش گفته شده در متن برای کل جرم محاسبه شده است. همچنین Fe کل به عنوان  $Fe_2O_3$  در نظر گرفته شده است.

$\delta(^{21})$	M/D <sup>(۱)</sup>	میانگین	محدوده	دگرسانی پتاسیک			نسبت مولکولی			دگرسانی پتاسیک			نوع شماره نمونه			
				تغییرات جرمی در بخش			۳	۲	۱	۳	۲	۱		۳	۲	۱
				۳	۲	۱										
														g/۱۰۰		
														g		
۰٫۴۹	۰٫۷۸	۱٫۳۹	۲٫۰۱	۲٫۲۳	۱٫۷۳	۰٫۲۲	۷۶٫۷۰	۷۶٫۲۰	۷۴٫۶۹	۶۶٫۷۴	۳۲٫۲۱	۶۴٫۳۵		SiO <sub>۲</sub>		
۰٫۵۳	۰٫۸۵	-۱٫۸۳	۲٫۱۱	-۳٫۱۰	-۰٫۹۹	-۱٫۴۰	۱۲٫۲۱	۱۴٫۳۲	۱۳٫۱۹	۱۴٫۱۴	۱۵٫۸۱	۱۵٫۹۵		Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>		
۰٫۲۵	۰٫۳۹	۰٫۶۸	۱٫۰۱	۱٫۲۷	۰٫۵۲	۰٫۲۶	۵٫۲۶	۴٫۵۰	۴٫۲۴	۷٫۷۶	۶٫۳۴	۶٫۲۰		Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>		
۰٫۱۳	۰٫۲۱	-۰٫۲۱	۰٫۵۶	-۰٫۲۸	-۰٫۴۶	۰٫۱۰	۰٫۳۸	۰٫۲۰	۰٫۷۶	۰٫۸۸	۰٫۴۴	۱٫۷۳		MgO		
۰٫۰۰	۰٫۰۰	-۰٫۰۲	۰٫۰۰	-۰٫۰۲	-۰٫۰۲	-۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲		MnO		
۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۲۴	۰٫۳۵	۰٫۰۷	۰٫۲۴	۰٫۴۲	۰٫۷۸	۱٫۰۴	۱٫۲۳	۰٫۵۱	۰٫۵۸	۰٫۷۱		TiO <sub>۲</sub>		
۰٫۲۸	۰٫۴۶	-۲٫۱۶	۱٫۰۴	-۱٫۴۸	-۲٫۴۹	-۲٫۵۲	۱٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۵۳	۱٫۲۸	۰٫۴۴	۰٫۴۳		CaO		
۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۸۰	-۰٫۰۵	۰٫۷۵	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۱٫۰۴	۰٫۵۹	۰٫۲۲	۰٫۸۹	۰٫۵۲		Na <sub>۲</sub> O		
۰٫۴۶	۰٫۷۱	۱٫۶۰	۱٫۹۰	۱٫۳۸	۰٫۷۷	۲٫۶۷	۲٫۶۰	۱٫۹۸	۳٫۸۹	۳٫۵۴	۲٫۵۸	۵٫۲۵		K <sub>۲</sub> O		
۰٫۰۱	۰٫۰۱	-۰٫۰۳	۰٫۰۳	-۰٫۰۳	-۰٫۰۵	-۰٫۰۲	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۳۰	۰٫۲۴	۰٫۳۱		P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>		
														g/۱۰۰۰		
														kg		
۴۰۹	۶۶۶۶	۱۵۱۷۵	۱۵۶۰۰	۲۰۷۷۵	۱۹۵۷۵٫۰	۵۱۷۵٫۰	۳۲۷٫۳۰	۴۵۶٫۳	۸۱٫۸۳	۲۰۸۰۰	۲۹۰۰	۵۲۰۰		Cu		
۳۷٫۰	۶۰٫۴	۲۰۵٫۳	۱۳۸٫۰۰	۲۰۳٫۰	۲۰۷٫۰	۳۴۱٫۰	۲٫۹۶	۰٫۸۶	۳٫۹۶	۴۰۶٫۰	۱۱۷٫۵۰	۵۴۴٫۰		Ba		
۶٫۴	۱۰٫۴	۲۸٫۳	۲۵٫۰۰	۲۲٫۰	۱۹٫۰	۴۴٫۰	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۴۹	۴۷٫۲۰	۴۴٫۵۰	۶۹٫۲۰		Ce		
۲٫۴	۴٫۰	۲٫۶	۹٫۲۰	-۰٫۲	-۰٫۷	۸٫۵	۰٫۱۷	۱٫۳۷	۰٫۳۲	۱۰٫۰۰	۸۱٫۰۰	۱۸٫۷۰		Co		
۲۲٫۳	۳۵٫۶	-۱۱۹٫۳	۹۰٫۰۰	-۶۶٫۰	-۱۵۶٫۰	-۱۳۶٫۰	۳٫۲۷	۱٫۹۲	۱٫۹۲	۱۷۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰		Cr		
۰٫۴	۰٫۷	۶٫۵	۱٫۹۰	۷٫۴	۶٫۶	۵٫۵	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۲۳	۱۷۶۰	۱۹٫۶۰	۱۵٫۷۰		Ga		
۰٫۲	۰٫۳	۵٫۲	۰٫۷۰	۴٫۷	۵٫۴	۵٫۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۹٫۷۰	۱۰٫۲۰	۱۰٫۴۰		Nb		
۲٫۴	۳٫۳	۴٫۰	۱۰٫۰۰	۴٫۰	-۱٫۰	۹٫۰	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۳۶	۱۶٫۰۰	۱۴٫۰۰	۲۱٫۰۰		Ni		
۱٫۲	۱٫۸	-۵٫۷	۵٫۰۰	-۶٫۰	-۳٫۰	-۸٫۰	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۱۷٫۰۰	۱۳٫۰۰	۱۵٫۰۰		Pb		
۱۵٫۵	۲۵٫۰	۳۴٫۳	۶۲۱	۹٫۷	۲۱٫۵	۷۱٫۸	۰٫۷۷	۰٫۸۸	۱٫۵۰	۶۵٫۹۰	۷۵٫۶۰	۱۲۸٫۰		Rb		
۸۶٫۵	۱۳۹٫۸	۱۸۹٫۹	۳۴۰٫۵۰	۳۲۰٫۷	۲۶۸۷	-۱۹٫۸	۵۰٫۳	۱٫۳۸	۱٫۱۵	۴۴۱٫۰۰	۱۲۱٫۰۰	۱۰۰٫۵		Sr		
۱٫۹	۳٫۱	۸٫۲	۷٫۷۰	۶٫۶	۵٫۲	۱۲٫۹	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۱۲٫۸۵	۱۶٫۶۰	۱۹٫۱۵		Th		
۰٫۶	۰٫۹	-۱۰٫۲	۲٫۰۷	-۱۰٫۹	-۱۰٫۹	-۸٫۹	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۱٫۴۲	۱٫۶۴	۳٫۴۳		U		
۱۹٫۷	۳۱٫۸	۴۰٫۳	۷۸٫۰۰	۲۳٫۰	۱۰٫۰	۸۸٫۰	۱٫۶۹	۱٫۵۹	۲٫۹۶	۸۶٫۰۰	۸۱٫۰۰	۱۵۱٫۰		V		
۳٫۸	۶٫۲	۷٫۱	۱۴٫۷۰	۳٫۳	۱٫۷	۱۶٫۴	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۲۷	۱۰٫۶۰	۱۱٫۵۰	۲۳٫۷۰		Y		
۳٫۱	۴٫۴	۱٫۱	۱۳٫۰۰	۰٫۸	۷٫۸	-۵٫۲	۰٫۶۴	۰٫۹۰	۰٫۵۵	۴۲٫۰۰	۵۹٫۰۰	۳۶٫۰۰		Zn		
۶	۳۸٫۱	۴۳٫۰	۹۳٫۰۰	۷٫۲	۲۱٫۷	۱۰۰٫۲	۱٫۱۶	۱٫۳۸	۲٫۱۸	۱۰۵٫۵۰	۰۰٫۱۲۶	۵٫۱۹۸		Zr		

MgO دچار غنی‌شدگی و Cu، Ca، K<sub>2</sub>O دچار تهی‌شدگی شده‌اند. جرم‌های مطلق به دست آمده و کم‌شده به صورت گرافیکی در شکل ۵ و به صورت عددی در جدول ۳ نشان داده شده‌اند.

### ۳. دگرسانی فیلیک

عموماً دگرسانی فیلیک به وسیله‌ی حضور مقادیر زیادی از سرسیت و پیریت و به وسیله‌ی عدم وجود بیوتیت و K - فلدسپار مشخص می‌شود. براساس نتایج حاصل از مقایسه بین نمونه‌ی دگرسان‌شده‌ی پتاسیک (TMR۵) و نمونه‌ی بکر بخش فیلیک (TMR۱۴) درمی‌یابیم که عناصر SiO<sub>2</sub>، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، Mn، Ga، TiO<sub>2</sub>، Nb تقریباً نزدیک خط جرمی با شیب ۱ قرار گرفته‌اند (جدول ۴). اگرچه عنصر Zr از لحاظ ژئوشیمیایی غیرمتحرک است ولی خارج از خط افتاده است که مطابق آنچه که پیش‌تر گفته شد ناشی از پدیده‌ی «خفگی» است. اکثر فاکتورهای جرمی محاسبه‌شده بین ۰/۹۸ و ۱/۰۴ هستند که نشان‌دهنده‌ی تغییرات جرمی خیلی کوچکی است.

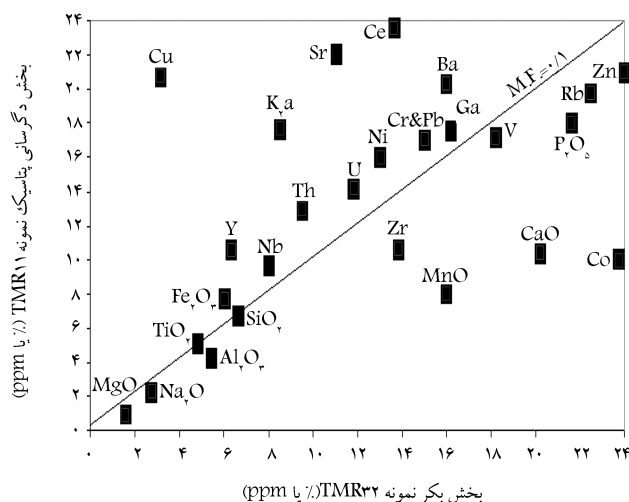
### ۴. دگرسانی پروپلیتیک

این دگرسانی از خارج، دگرسانی‌های یادشده را در بر می‌گیرد. بدین صورت که از بیرون به بخش فیلیک و از درون به پتاسیک ختم می‌شود. یک بخش‌بندی کانی‌شناختی در این دگرسانی دیده می‌شود که خود راهنمای مناسبی برای اکتشاف است. در نزدیکی بخش پتاسیک با به طرف مرکز سیستم، اپیدوت و کلریت زیاد است اما در حرکت به طرف خارج آن از مقدار اپیدوت کاسته می‌شود و جای آن را کانی‌های آلپیت، کلسیت و مونتموریلونیت می‌گیرد.

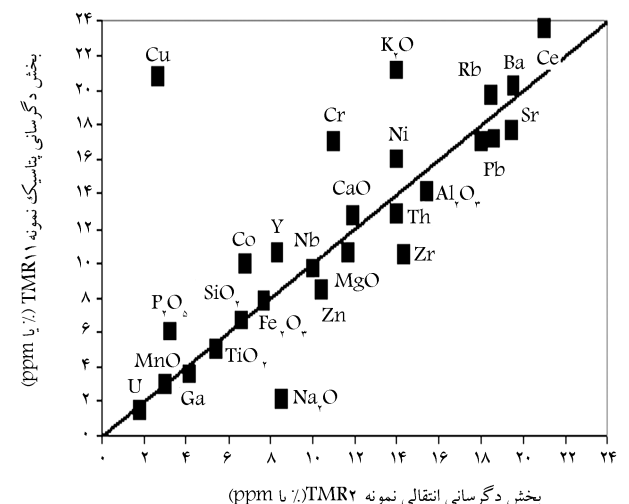
مقایسه‌ی دو بخش دگرسانی فیلیک (TMR۱) و دگرسانی پروپلیتیک (TMR۳۱) نشان می‌دهد که عناصر غیرمتحرک SiO<sub>2</sub>، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، TiO<sub>2</sub>، Ga، Nb و K<sub>2</sub>O نزدیک به خط جرمی ثابت با شیب ۱ افتاده‌اند (شکل ۷). بیشترین فاکتور حجمی محاسبه‌شده بین ۰/۹۹ و ۱/۰۲ است که نشان‌دهنده‌ی تغییرات حجمی کم است. مهم‌ترین تغییرات جرمی در بخش دگرسانی پروپلیتیک در مقایسه با بخش دگرسانی فیلیک کاهش اکثر اجزاء مانند Cu، CaO، Ni، FeO و افزایش K<sub>2</sub>O و Zr، Ba، و نیز مقدار کمی افزایش TiO<sub>2</sub>، Nb مشاهده می‌شود (جدول ۵).

### بحث

در تمام مراحل برآورد سیستم کانی‌زایی میدوک، براساس محاسبات انجام شده و نیز از روی فاکتورهای حجمی، به راحتی می‌توان دریافت که این کانی‌زایی با عدم تغییرات قابل ملاحظه‌ی جرمی همراه بوده است. مهم‌ترین تغییرات جرمی در بخش دگرسانی پتاسیک در مقایسه با بخش بکر مربوط به تهی‌شدگی Mg، Ca، Na و غنی‌شدگی K، Cu و Ba است که Cu شدیداً در معرض غنی‌شدگی قرار گرفته است (شکل ۴). از لحاظ کانی‌شناسی این تغییرات همراه با مصرف پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌منظور کانی‌زایی K - فلدسپار و بیوتیت بوده است. جایگزینی پلاژیوکلاز و آمفیبول به وسیله‌ی K - فلدسپار و بیوتیت، به‌منظور افزایش K و کاهش Na و Ca است. باریت در کانساره میدوک یافت نشد و تنها کانی‌هایی که ممکن است همراه Ba باشند عبارت‌اند از: K - فلدسپار و میکا که در سنگ‌های دگرسانی پتاسیک شکل گرفته‌اند.



شکل ۴. نمودار ایزوکون که نشان‌گر مقایسه‌ی نمونه‌ی سنگ دگرسان پتاسیک (TMR۱۱) با نمونه‌ی سنگ بکر (TMR۳۲) است. خط مستقیم بیان‌گر عدم تغییر جرمی بین نمونه‌ها و در نتیجه دگرسانی‌ها است. با توجه به شکل عناصری مانند SiO<sub>2</sub>، TiO<sub>2</sub>، Ga، Nb غیر متحرک‌اند که در شکل به صورت برجسته مشاهده می‌شود.



شکل ۵. نمودار ایزوکون نشان‌دهنده‌ی مقایسه بین نمونه‌سنگ دگرسانی پتاسیک (TMR۱۱) با نمونه‌سنگ بخش انتقالی (TMR۲). برای جزئیات بیشتر می‌توانید به زیرنویس شکل ۴ مراجعه کنید.

### ۲. دگرسانی انتقالی

بخش دگرسانی انتقالی بین بخش دگرسانی پتاسیک و دگرسانی فیلیک است. برای بررسی تغییرات جرمی در این بخش، نمونه‌ی طرف مقابل که برای مقایسه به کار برده شد از بخش پتاسیک انتخاب شد (نمونه‌ی TMR۱۰). [۱۵] براساس مقایسه‌ی به عمل آمده بین نمونه‌ی دگرسانی انتقالی (TMR۲) با نمونه‌ی دگرسانی پتاسیک (TMR۱۱)، عناصر SiO<sub>2</sub>، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، Mn، U، Nb، Ga، TiO<sub>2</sub> تقریباً نزدیک خط جرمی ثابت با شیب تقریباً ۱ افتاده‌اند (جدول ۳ و شکل ۵). تغییرات جرمی عناصر اصلی و فرعی نیز در شکل ۵ نشان داده شده است. در مقایسه با سنگ‌های دگرسانی پتاسیک، در بخش انتقالی Na، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>،

جدول ۳. تغییرات جرمی موجود در عناصر اصلی و فرعی در کانسار میدوک که سنگ دگرسانی انتقالی با پتاسیک مقایسه شده است.

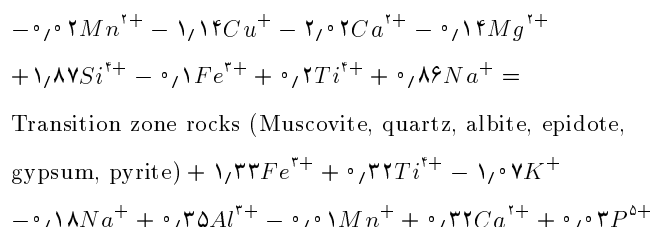
نوع شماره نمونه	دگرسانی انتقالی			نسبت مولکولی			تغییرات جرمی در بخش دگرسانی انتقالی			محدوده	میانگین	M/D(۱)	δ(۲)
	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۱	۲	۳				
	TMR۶	TMR۱۶	TMR۲	TMR۶	TMR۱۶	TMR۲	TMR۶	TMR۱۶	TMR۲				
g/۱۰۰													
g													
SiO <sub>۲</sub>	۶۲,۳۴	۵۹,۸۱	۶۵,۹۷	۷۳,۲۵	۷۱,۲۴	۷۵,۹۰	-۱,۴۴	-۳,۴۵	۱,۲۱	۴,۶۶	-۱,۲۳	۱,۶۳	۱,۱۰
Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۱۶,۹۳	۱۶,۱۷	۱۵,۴۱	۱۴,۹۶	۱۴,۴۹	۱۳,۳۴	۱,۰۶	۰,۵۸	-۰,۵۷	۱,۶۳	۰,۳۵	۰,۶۲	۰,۳۹
Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۷,۸۱	۸,۷۱	۷,۶۶	۵,۴۱	۶,۱۱	۵,۱۹	۱,۱۷	۱,۸۷	۰,۹۵	۰,۹۲	۱,۳۳	۰,۳۶	۰,۲۳
MgO	۱,۶۸	۳,۶۱	۰,۹۷	۰,۷۴	۱,۶۲	۰,۴۲	-۰,۰۱	۰,۸۶	-۰,۳۴	۱,۲۰	۰,۱۷	۰,۴۶	۰,۲۹
MnO	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
TiO <sub>۲</sub>	۱,۰۵	۱,۰۶	۰,۵۴	۱,۸۴	۱,۸۸	۰,۹۳	۰,۶۱	۰,۶۵	-۰,۳۰	۰,۹۶	۰,۳۲	۰,۴۲	۰,۲۵
CaO	۰,۱۲	۰,۷۴	۱,۱۹	۰,۱۵	۰,۹۴	۱,۴۷	-۰,۳۸	۰,۴۱	۰,۹۳	۱,۳۲	۰,۳۲	۰,۴۷	۰,۳۱
Na <sub>۲</sub> O	۰,۰۹	۰,۱۳	۰,۸۵	۰,۱۰	۰,۱۵	۰,۹۵	-۰,۴۸	-۰,۴۴	۰,۳۶	۰,۸۵	-۰,۱۸	۰,۳۷	۰,۲۲
K <sub>۲</sub> O	۴,۵۵	۴,۴۱۰	۲,۲۳	۳,۴۱	۳,۳۴	۱,۷۱	-۰,۴۸	-۰,۵۴	-۲,۱۸	۱,۷۰	-۱,۰۷	۰,۷۴	۰,۴۵
P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>	۰,۲۳	۰,۳۶	۰,۱۶	۰,۱۱	۰,۱۸	۰,۰۸	-۰,۰۴	۰,۰۳	-۰,۰۷	۰,۱۰	-۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲
kg/۱۰۰۰													
kg													
Cu	۷۳۰۰	۹۶۰۰	۲۶۰۰	۱۱۴,۸۷	۴۶۵,۷۷	۴۰,۹۱	-۱۳۵۰۰	۸۸۰۰	-۱۸۲۰۰	۲۷۰۰	-۷۶۳۳	۱۰۹۵۵	۶۷۹۹
Ba	۳۴۷,۰۰	۲۷۰,۰۰	۳۹۱,۰۰	۲,۵۳	۱,۹۷	۲,۸۵۵	-۵۹,۰	-۱۳۶,۰	-۱۵,۰	۱۲۱,۰۰	-۷۰,۰	۴۴,۰	۲۸,۹
Ce	۵۲,۵۰	۵۱,۸۰	۴۲,۰۰	۰,۳۷	۰,۳۷	۰,۳۰	۵,۳	۴,۶	-۵,۲	۱,۰۵۰	۱,۶	۴,۵	۲,۸
Co	۱۹,۸۰	۱۱,۸۰	۶,۸۰	۰,۳۴	۰,۲۰	۰,۱۲	۹,۸	۱,۸	-۳,۲	۱۳,۰۰	۲,۸	۴,۷	۳,۱
Cr	۱۴,۰۰	۱۳,۰۰	۱۱,۰۰	۲,۶۹	۲,۵۰	۲,۱۲	-۳,۰	-۴,۰	-۶,۰	۳,۰۰	-۴۳,۳	۱۱,۱	۷,۲
Ga	۱۶,۲۰	۱۶,۲۰	۲۰,۶۰	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۳۰	-۱,۴	-۱۱,۴	۳,۰	۴,۴۰	۰,۱	۲,۰	۱,۲
Nb	۱۰,۲۰	۹,۳۰	۱۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۵	-۰,۴	۰,۳	۰,۹۰	۱,۱	۰,۴	۰,۲
Ni	۲۸,۰۰	۲۲,۰۰	۱۴,۰۰	۰,۴۸	۰,۳۷	۰,۲۴	۰,۱۲	۶,۰	-۲,۰	۱۴,۰۰	۵,۳	۴,۹	۳,۳
Pb	۱۰۴,۰۰	۱۳,۰۰	۱۸,۰۰	۰,۵۰	۰,۰۶	۰,۰۹	۸۷,۰	-۴,۰	۱,۰	۹۱,۰۰	۲۸,۰	۳۹,۳	۲۴,۱
Rb	۱۰۳,۰۰	۱۳۱,۵۰	۶۱,۶۰	۱,۲۱	۱,۵۴	۰,۷۲	۳۷,۱	۶۵,۶	-۴,۳	۶۹,۹۰	۳۲,۸	۲۴,۷	۱۶,۶
Sr	۲۳۸,۰۰	۱۶۳,۵۰	۴۸۶,۰۰	۲,۷۲	۱,۸۷	۵,۵۵	-۲۰۳,۰	-۲۷۷,۵	۴۵,۰	۳۲۲,۵۰	-۱۴۵,۲	۱۲۶,۸	۷۹,۶
Th	۳,۵۴	۴,۶۵	۱۴,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۶	-۹,۳	-۸,۲	۱,۲	۱,۰۴۶	-۵,۵	۴,۴	۲,۷
U	۲,۰۸	۱,۸۰	۱,۸۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۷	۰,۴	۰,۴	۰,۲۸	۰,۵	۰,۱	۰,۱
V	۱۸۰,۰۰	۱۵۲,۰۰	۹۳,۰۰	۳,۵۳	۲,۹۸	۱,۸۳	۹۴,۰	۶۶,۰	۷,۰	۸۷,۰۰	۵۵۷	۳۲,۴	۲۰,۹
Y	۳۰,۶۰	۱۸,۴۰	۸,۳۰	۰,۳۴	۰,۲۱	۰,۰۹	۲,۰	۷,۸	-۲,۳	۲۲,۳۰	۸,۵	۷,۷	۵,۳
Zn	۴۲,۰۰	۷۷,۰۰	۵۲,۰۰	۰,۶۴	۱,۱۸	۰,۸۰	۰,۰	۳۵,۰	۱,۰	۳۵,۰۰	۱۵,۰	۱۳,۳	۸,۵
Zr	۱۶۴,۵۰	۱۶۱,۰۰	۱۴۳,۵۰	۱,۸۰	۱,۷۶	۱,۵۷	۵۹,۰	۵۵,۵	۳۸,۰	۲۱,۰۰	۵۰,۸	۸,۶	۵,۳

Fresh (Hornbland, plagioclase and K-feldspar) +  $۱,۳۷K^{+} + ۱,۱۳Cu^{+} + ۰,۱۴P^{۵+} + ۱,۰۴Mg^{۲+} + ۰,۰۴Mn^{+} + ۰,۷۹Ti^{۴+} + ۱,۳۴Na^{+} + ۱,۳۷K^{+} =$  Potassically alteration rocks (Hydrothermal biotite, K-feldspar, quartz, anhydrite, pyrite, chalcopyrite -  $۰,۰۲Mn^{۲+} + ۱,۸۷Si^{۴+} + ۰,۲Ti^{۴+} + ۱,۸۸K^{+} - ۰,۰۴P^{۵}$

تحلیل‌های انجام‌شده از حجم توده‌های سنگ که برای انواع دگرسانی‌ها انجام گرفت به‌طور خاص ویژگی‌های کانسار و دگرسانی‌ها را مشخص می‌کردند. در بخش دگرسانی پتاسیک کانی‌های موجود این بخش را دقیقاً از سایر دگرسانی‌ها مجزا می‌کنند. بنابراین تغییرات جرمی یادشده برای  $۱۰۰۰\text{cm}^3$  از سنگ بکر (دیوریت/گرانودیوریت) با  $۱۰۰۰\text{cm}^3$  از سنگ‌های دگرسان‌شده‌ی پتاسیکی محاسبه شده است.<sup>[۱۹]</sup> براین اساس، واکنش مورد نظر برای بخش دگرسانی پتاسیک عبارت است از (جدول ۱):

جدول ۴. تغییرات جرمی موجود در عناصر اصلی و فرعی در کانسار میدوک که دگرسانی فیلیک با زون انتقالی مقایسه شده است.

$\delta(^2)$	M/D	میانگین	محدوده	تغییرات جرمی در بخش دگرسانی فیلیک			نسبت مولکولی			دگرسانی فیلیک			نوع شماره نمونه
				۳	۲	۱	۳	۲	۱	۳	۲	۱	
				TMR۱۵	TMR۱۴	TMR۱	TMR۱۵	TMR۱۴	TMR۱	TMR۱۵	TMR۱۴	TMR۱	
													g/۱۰۰
۱,۶۴	۲,۸۰	-۱,۸۹	۵,۹۲	۱,۵۶	۰,۵۸	-۴,۳۶	۷۶,۲۵	۷۵,۲۷	۷۰,۳۲	۶۸,۱۲	۶۴,۱۵	۵۸,۰۰	SiO <sub>۲</sub>
۱,۵۳	۲,۵۰	۰,۵۵	۵,۸۰	-۱,۵۱	-۱,۱۴	۴,۳۰	۱۲,۴۰	۱۲,۷۷	۱۸,۲۱	۱۴,۷۳	۱۴,۴۷	۱۹,۹۶	Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>
۰,۹۵	۱,۵۰	۰,۴۳	۳,۹۲	-۱,۸۲	۰,۹۹	۲,۱۰	۲,۴۲	۵,۲۳	۶,۳۵	۳,۶۷	۷,۵۷	۸,۸۸	Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>
۰,۱۴	۰,۲۲	-۰,۳۸	۰,۵۸	-۰,۱۳	-۰,۹۰	-۰,۷۱	۰,۶۳	۰,۴۵	۰,۰۵	۱,۴۹	۱,۰۳	۰,۱۱	MgO
۰,۰۱	۰,۰۱	-۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	-۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	MnO
۰,۰۱	۰,۰۲	-۰,۲۴	۰,۰۵	-۰,۲۴	-۰,۲۷	-۰,۲۲	۰,۹۸	۰,۹۶	۱,۰۱	۰,۵۹	۰,۵۵	۰,۵۶	TiO <sub>۲</sub>
۰,۱۹	۰,۲۹	۰,۰۱	۰,۸۱	۰,۰۶	۰,۴۰	-۰,۴۲	۰,۶۰	۰,۹۳	۰,۱۲	۰,۵۰	۰,۷۴	۰,۰۹	CaO
۰,۹۸	۱,۵۹	۰,۷۶	۳۳,۷۱	۳,۱۵	-۰,۳۰	-۰,۵۶	۳,۷۳	۰,۲۸	۰,۰۲	۳,۴۴	۰,۲۵	۰,۰۲	Na <sub>۲</sub> O
۰,۲۷	۰,۴۳	-۰,۳۸	۰,۹۹	-۱,۰۳	-۰,۰۴	-۰,۰۷	۲,۸۶	۳,۸۵	۳,۸۲	۴,۰۰	۵,۱۴	۴,۹۴	K <sub>۲</sub> O
۰,۰۳	۰,۰۵	-۰,۰۱	۰,۱۳	-۰,۰۴	۰,۰۸	-۰,۰۵	۰,۱۱	۰,۲۳	۰,۱۰	۰,۲۳	۰,۴۶	۰,۲۰	P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>
													g/۱۰۰۰
۸۵۶۲	۱۲۳۷۷	۱۱۷۳۳	۳۶۳۰۰	۴۰۴۰۰	۳۰۳۰۰	-۶۰۰۰	۲۸۶,۴	۵۹۱,۷	۲۰,۵	۱۸۲۰۰	۳۷۶۰	۱۳۰۰	Cu
۱۸۴,۲	۲۹۹,۸	۳۳۳,۳	۷۰۷,۰۰	۱۴۱,۰	۷۶,۰	۷۸۳,۰	۳,۶	۳,۱	۸,۲	۴۸۸,۰۰	۴۲۳,۰۰	۱۱۳۰	Ba
۷,۱	۱۱,۶	۱۱,۰	۲۷,۱۰	۳,۴	۱,۳	۲۸,۴	۰,۴	۰,۴	۰,۶	۵۵,۹۰	۵۳,۸۰	۸۰,۹۰	Ce
۳,۵	۵,۶	-۵,۲	۱۳,۸۰	-۱۰,۶	-۸,۳	۳,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۴	۹,۲۰	۱۱,۵۰	۲۳,۰۰	Co
۱۹,۱	۳۱,۱	-۵۶,۷	۷۰,۰۰	-۱۰,۰	-۸,۰	-۸,۰	۲,۵	۱,۲	۱,۲	۱۳۰,۰۰	۶۰,۰۰	۶۰,۰۰	Cr
۴۶,۷	۷۶,۲	۵۶,۵	۱۷۲,۴۰	۰,۴	-۱,۶	۱۷۰,۸	۰,۲	۰,۲	۲,۷	۱۶,۶۰	۱۴,۶۰	۱۸۷,۰	Ga
۰,۴	۰,۷	-۰,۲	۱,۶۰	۰,۴	-۱,۲	۰,۲	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۱۰,۶۰	۹,۰۰	۱۰,۴۰	Nb
۳,۶	۵,۸	-۱۹,۳	۱۴,۰۰	-۱۴,۰	-۱۶,۰	-۲۸,۰	۰,۲	۰,۲	۰,۰	۱۴,۰۰	۱۲,۰۰	۰,۰۰	Ni
۴,۳	۶,۲	-۹۰,۳	۱۸,۰۰	-۸۱,۰	-۹۱,۰	-۹۹,۰	۰,۱	۰,۱	۰,۰	۲۳,۰۰	۱۳,۰۰	۵,۰۰	Pb
۹,۰	۱۴,۳	-۲,۵	۳۶,۶۰	-۸,۹	-۱۷,۶	۱۹,۰	۱,۱	۱,۰	۱,۴	۹۴,۱۰	۸۵,۴۰	۱۲۲,۰	Rb
۴۰,۲	۶۵,۳	۷,۰	۱۵۵,۰۰	۴۸,۰	-۹۱,۰	۴۶,۰	۳,۳	۱,۷	۳,۴	۲۸۶,۰۰	۱۴۷,۰۰	۳۰۲,۰	Sr
۲,۴	۳,۷	۸,۳	۱۰,۱۹	۷,۵	۳,۷	۱۳,۹	۰,۰	۰,۰	۰,۱	۱۱,۰۰	۷,۲۱	۱۷,۴۰	Th
۰,۳	۰,۵	۰,۴	۱,۲۹	۰,۱	-۰,۱	۱,۲	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۲,۱۵	۱,۹۸	۳,۲۷	U
۱۵,۱	۲۴,۴	-۶۷,۷	۵۹,۰۰	-۸۲,۰	-۹۰,۰	-۳۱,۰	۱,۹	۱,۸	۲,۹	۹۸,۰۰	۹۰,۰۰	۱۴۹,۰	V
۲,۲	۳,۶	۱۷,۳	۸,۴۰	-۲۰,۲	-۱۹,۸	-۱۱,۸	۰,۱	۰,۱	۰,۲	۱۰,۴۰	۱۰,۸۰	۱۸,۸۰	Y
۱۰,۷	۱۶,۷	۳,۰	۴۴,۰۰	۲۲,۰	۹,۰	-۲۲,۰	۱,۰	۰,۸	۰,۳	۶۴,۰۰	۵۱,۰۰	۲۰,۰۰	Zn
۲۲,۲	۳۶,۲	-۱۹,۳	۸۲,۵۰	۴۵,۵	-۴۷,۵	۳۵,۰	۱,۳	۱,۳	۲,۲	۱۱۹,۰۰	۱۱۷,۰۰	۱۹۹,۵	Zr



دگرسانی فیلیک بر روی دگرسانی انتقالی قرار دارد که به وسیله‌ی سرپستی شدن

در بخش دگرسانی انتقالی Cu, Ca, K<sub>۲</sub>O, Na و Mg غنی شده‌اند، و Fe و Mn تقریباً بدون تغییر مانده‌اند. کاهش K در ارتباط با Na، با مقدار جایگزینی K - فلدسپار به وسیله‌ی آلپیت یکسان است. تغییرات جرمی یادشده بیانگر واکنش زیر بین سیال هیدروترمال و سنگ دگرسان شده‌ی پتاسیکی است (جدول ۲ و ۶):

Potassically alteration rocks (Hydrothermal biotite, K-feldspar, quartz, anhydrite, pyrite, chalcopyrite)



جدول ۵. تغییرات جرمی موجود در عناصر اصلی و فرعی در کانسار میدوک که دگرسانی پروپیلیتیک با زون فیلیک مقایسه شده است.

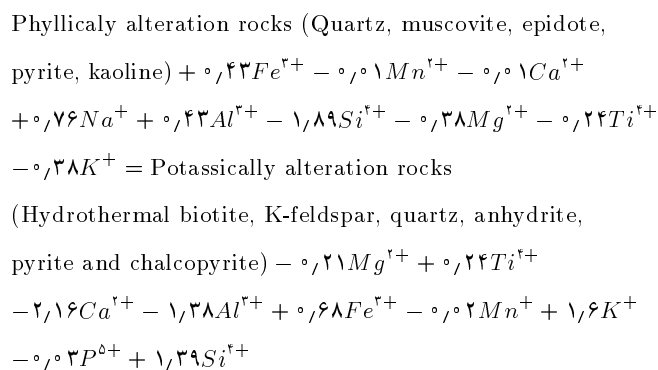
نوع شماره نمونه	دگرسانی پروپیلیتیک			نسبت مولکولی			تغییرات جرمی در بخش دگرسانی پروپیلیتیک			محدوده	میانگین	M/D <sup>(۱)</sup>	δ <sup>(۲)</sup>
	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۱	۲	۳				
	TMR۳۱	TMR۳۴	TMR۳۵	TMR۳۱	TMR۳۴	TMR۳۵	TMR۳۱	TMR۳۴	TMR۳۵				
g/۱۰۰													
g													
SiO <sub>2</sub>	۵۸٫۱۶	۵۸٫۳۱	۵۷٫۸۶	۶۶٫۲۵	۶۸٫۹۳	۶۷٫۸۲	-۴٫۰۷	-۱٫۴۰	-۲٫۵۱	۲٫۶۷	-۲٫۷۳	۰٫۹۷	۰٫۰۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۰٫۵۹	۲۲٫۱۴	۲۱٫۹۸	۱۷٫۶۴	۱۹٫۶۹	۱۹٫۳۸	-۰٫۵۶	۱٫۴۸	۱٫۱۷	۲٫۰۴	۰٫۷۰	۰٫۸۵	۰٫۵۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴٫۹۹	۶٫۵۶	۶٫۳۱	۳٫۳۵	۴٫۵۷	۴٫۳۶	-۳٫۰۰	-۱٫۷۸	-۱٫۹۹	۱٫۲۲	-۲٫۲۵	۰٫۵۰	۰٫۳۱
MgO	۱٫۷۵	۲٫۱۲	۲٫۷۲	۰٫۷۵	۰٫۹۴	۱٫۲۰	۰٫۷۰	۰٫۸۹	۱٫۱۵	۰٫۴۵	۰٫۹۱	۰٫۱۶	۰٫۱۱
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۰۴
TiO <sub>2</sub>	۰٫۶۴	۰٫۶۰	۰٫۶۳	۱٫۰۹	۱٫۰۶	۱٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۱
CaO	۳٫۹۸	۰٫۴۷	۱٫۰۸	۴٫۸۶	۰٫۶	۱٫۳۶	۴٫۷۴	۰٫۴۸	۱٫۲۴	۴٫۲۶	۲٫۱۵	۱٫۷۲	۱٫۰۷
Na <sub>2</sub> O	۱٫۳۷	۰٫۶۲	۰٫۷۷	۱٫۵۱	۰٫۷۱	۰٫۸۷	۱٫۴۹	۰٫۶۹	۰٫۸۵	۰٫۸۰	۱٫۰۱	۰٫۳۲	۰٫۲۰
K <sub>2</sub> O	۵٫۷۹	۴٫۱۵	۴٫۵۷	۴٫۲۱	۳٫۱۳	۳٫۴۲	۰٫۳۹	-۰٫۶۹	-۰٫۴۰	۱٫۰۸	-۰٫۲۴	۰٫۴۲	۰٫۲۶
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
g/۱۰۰۰													
kg													
Cu	۲۶۰۰٫۰۰	۱۴۰۰٫۰۰	۱۱۰۰٫۰۰	۴۰٫۹۱	۲۲٫۰۳	۱۷٫۳۱	-۳۵۰۰۰	-۳۶۲۰۰	-۳۶۵۰۰	۱۵۰۰	-۳۵۹۰۰	۶۰۰٫۰	۳۷۴٫۲
Ba	۲۸۳٫۰۰	۴۶۷٫۰۰	۳۰۹٫۰۰	۲٫۰۶	۳٫۴۰	۲۲٫۵۰	-۱۴۰٫۰	۴۴٫۰	۲۶۶۷٫۰	۲۸۰۷٫۰۰	۸۵۷٫۰	۱۲۰۶٫۷	۷۴۰٫۲
C	۲۱٫۸۰	۳۸٫۵۰	۸۰٫۱۰	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۵۷	-۳۲٫۰	-۱۵٫۳	۲۶٫۳	۵۸٫۳۰	-۷٫۰	۲۲٫۲	۱۴٫۲
Co	۱۸٫۱۰	۷٫۰۰	۱۵٫۲۰	۰٫۳۱	۰٫۱۲	۰٫۲۶	۶٫۶	-۴٫۵	۳٫۷	۱۱٫۱۰	۱٫۹	۴٫۳	۲٫۷
Cr	۲۴۰٫۰۰	۷۰٫۰۰	۲۰٫۰۰	۴٫۶۲	۱٫۳۵	۰٫۳۸	۱۸۰٫۰	۱۰۰٫۰	-۴۰٫۰	۲۲۰٫۰۰	۵۰٫۰	۸۶٫۷	۵۴٫۴
Ga	۱۳٫۴۰	۱۸٫۱۰	۱۶٫۶۰	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۲۴	-۱٫۲	۳٫۵	۲٫۰	۴٫۷۰	۱٫۴	۱٫۸	۱٫۱
Nb	۷٫۴۰	۹٫۲۰	۱۱٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۱۲	-۱٫۶	۰٫۲	۲٫۰	۳٫۶۰	۰٫۲	۱٫۲	۰٫۸
Ni	۱۳٫۰۰	۱۰٫۰۰	۸٫۰۰	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۱٫۰	-۲٫۰	-۴٫۰	۵٫۰۰	-۱٫۷	۱٫۸	۱٫۲
Pb	۱۶٫۰۰	۲۰٫۰۰	۲۸٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۳٫۰	۷٫۰	۱۵٫۰	۱۲٫۰۰	۸٫۳	۴٫۴	۲٫۹
Rb	۶۲٫۳۰	۱۲۰٫۵۰	۱۹۲٫۵۰	۰٫۷۳	۱٫۴۱	۲٫۲۵	-۲۳٫۱	۳۵٫۱	۱۰۷٫۱	۱۳۰٫۲۰	۳۹٫۷	۴۴٫۹	۳۰٫۷
Sr	۹۷٫۸۰	۲۵۱٫۰۰	۷۱۶٫۰۰	۱٫۱۲	۲٫۸۶	۸٫۱۷	-۴۹٫۲	۱۰۴٫۰	۵۶۹٫۰	۶۱۸٫۲۰	۲۰۷٫۹	۲۴۰٫۷	۱۵۱٫۸
Th	۵٫۶۱	۱۱٫۵۰	۲۰٫۵۰	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۹	-۱٫۶	۴٫۰	۱۳٫۳	۱۴٫۸۹	۵٫۲	۵٫۴	۳٫۵
U	۰٫۸۵	۱٫۱۵	۴٫۶۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	-۱٫۱	-۰٫۸	۲٫۷	۳٫۸۲	۰٫۲	۱٫۶	۱٫۰
V	۵۸٫۰۰	۷۸٫۰۰	۱۶۲٫۰۰	۱٫۴	۱٫۵۳	۳٫۱۸	-۳۲٫۰	-۱۲٫۰	۷۲٫۰	۱۰۴٫۰۰	۹٫۳	۴۱٫۸	۲۶٫۰
Y	۶٫۰۰	۹٫۳۰	۳۲٫۸۰	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۳۷	-۴٫۸	-۱٫۵	۲۲٫۰	۲۶٫۸۰	۵٫۲	۱۱٫۲	۶٫۹
Zn	۵۳٫۰۰	۴۴٫۰۰	۲۵۹٫۰۰	۰٫۸۱	۰٫۶۷	۳٫۹۶	۲٫۰	-۷٫۰	۲۰٫۸۰	۲۱۵٫۰۰	۶۷٫۷	۹۳٫۶	۵۷٫۳
Zr	۹۴٫۵۰	۱۲۳٫۰۰	۲۰۸٫۰۰	۱٫۰۴	۱٫۳۵	۲٫۲۸	-۲۲٫۵	۶٫۰	۹۱٫۰	۱۱۳٫۵۰	۲۴٫۸	۴۴٫۱	۲۷٫۸

MD<sup>(۱)</sup> = میزان پراکندگی δ<sup>(۲)</sup> = انحراف استاندارد

جدول ۶. عناصر نامتحرک، فاکتور جرم و فاکتور حجم محاسبه شده براساس روش ایزوکون.

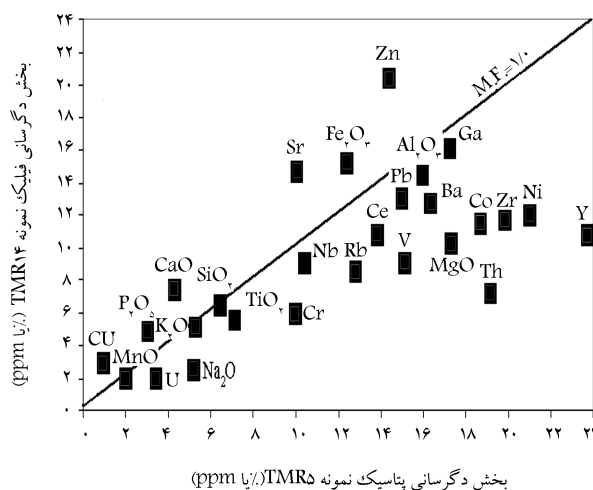
میانگین VF	میانگین MF	VF	MF	عناصر نسبی نامتحرک	دگرسانی	نمونه
۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۲	Ti, Al, Ga, Si, Zn, Rb, Pb	پتاسیک	TMR۳
		۱/۰۱	۱/۰۰	Si, Al, Ti, Pb, Fe, Ga, Nb		TMR۵
		۰/۹۹	۱/۰۱	Si, Al, Nb, Ti, Y, Ga, Pb		TMR۹
		۱/۰۳	۱/۰۰	Si, Al, Fe, Ti, Nb, Ni, U, Ga		TMR۱۰
		۱/۰۰	۱/۰۱	Si, Al, Na, Ti, Ga, Fe, V		TMR۱۱
		۱/۰۱	۱/۰۲	Ti, Al, Ni, Si, Zn, Ga, Nb, Rb		TMR۱۳
		۱/۰۲	۱/۰۰	Th, Al, Ti, Si, Ga, Ni, P		TMR۱۹
۰/۹۸	۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۱	Al, Ga, Mn, Rb, Nb, U, P	انتقالی	TMR۲
		۰/۹۷	۱/۰۰	U, Pb, P, Si, Al, Nb		TMR۶
		۰/۹۷	۱/۰۲	Ni, Ti, Mn, Al, Ga, Si, U		TMR۱۶
۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۰۱	۱/۰۲	Si, Al, Mn, K, Ga, Nb, Ti, Nb	فیلیک	TMR۱
		۱/۰۰	۱/۰۰	Al, Fe, Si, Ga, Ti, Th		TMR۷
		۱/۰۲	۱/۰۱	Si, K, Al, Ga, Ti, Mn		TMR۱۴
		۰/۹۹	۱/۰۳	Si, Al, Mg, Mn, Ti, Ga, Nb		TMR۱۵
۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۰۰	Ti, Nb, Si, K, Al	پروپیلیتیک	TMR۳۱
		۱/۰۱	۱/۰۱	Ti, Si, Rb, Cr, Al, Nb		TMR۳۴
		۰/۹۹	۱/۰۱	Si, Ti, K, Ce, Zr, Al, Nb		TMR35

دگرسانی فیلیک در شکل ۶ و جدول ۳ نشان داده شده است. واکنش کلی براساس اکسیدهای اصلی برای حجم کلی  $1000 \text{ cm}^3$  سنگ دگرسان شده پتاسیکی با  $1000 \text{ cm}^3$  سنگ دگرسان شده فیلیکی از تغییرات جرمی متوسط محاسبه شده است (جدول ۳ و ۶):



چنان که پیش تر گفته شد، دگرسانی پروپیلیتیک بیرون دگرسانی فیلیک قرار دارد [۲۰] که در این دگرسانی کانی های مافیک به کلریت، اپیدوت، کلسیت و پیریت دگرسان شده اند. فنوکریست های پلاژیوکلاز به سریسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده اند. براساس مقایسه با بخش دگرسانی فیلیک، بخش دگرسانی پروپیلیتیک از Fe و Ba تهی و از Cu, Na, Mg, Ca غنی شده است. تهی شدن Fe مربوط به دگرسانی ماکمایی آمفیبول غنی از آهن و بیوتیت به وسيله بیوتیت و موسکویت فنزیتیک با نسبت پایین Fe/Fe+Mg است.

فلدسپارها مشخص می شود. [۲۱] براساس مقایسه با بخش دگرسانی پتاسیک، بخش دگرسانی فیلیک از عناصر K, Na, Ba و از عناصر Cu, Ca, Fe غنی شده است (شکل ۶). کاهش Na و K نشانه ی سریسیتی شدن آلکالی فلدسپار است (مانند بیوتیت هیدروترمال که در طول دگرسانی پتاسیک شکل می گیرد). افزایش Cu در این بخش می تواند به علت تحرک پذیری آن باشد. تغییرات جرمی همراه با



شکل ۶. نمودار ایزوکون حاصل از مقایسه ی نمونه سنگ دگرسانی پتاسیک (TMR۵) با نمونه سنگ بخش فیلیک (TMR۱۴). برای جزئیات بیشتر می توانید به زیر نویس شکل ۴ مراجعه کنید.

## نتیجه‌گیری

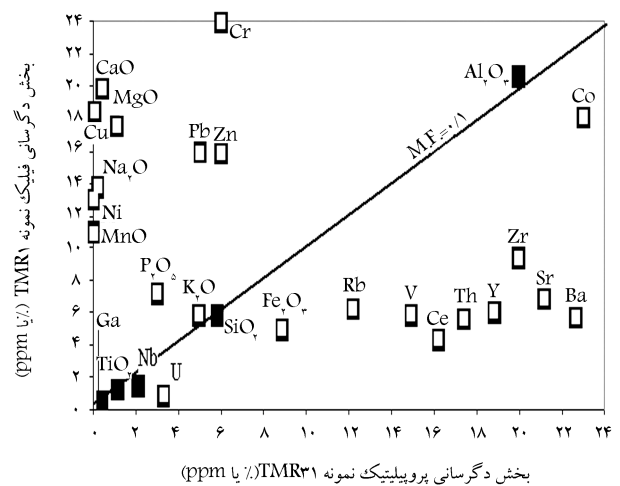
- براساس نتایج ایزوکون مشاهده می‌شود که Al, Ti, Ga, Si در طول دگرسانی غیرمتحرک‌اند.
- در تمام مراحل دگرسانی (پتاسیک، انتقالی، فیلیک و پروپیلیتیک) براساس فاکتورهای حجمی محاسبه‌شده، تغییرات حجمی ناچیز و تقریباً ثابت است.
- مهم‌ترین تغییرات جرمی در بخش دگرسانی پتاسیک در مقایسه با بخش بکر مربوط به تهی‌شدگی Ca, Na, Mg, Mn و غنی‌شدگی K, Cu, Ba است. از لحاظ کانی‌شناسی این تغییرات همراه با مصرف پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌منظور کانی‌زایی K - فلدسپار و بیوتیت بودند. جایگزینی پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌وسیله‌ی K - فلدسپار و بیوتیت، به‌منظور اضافه‌شدن K و کم‌شدن Ca و Na است. در این بخش مقدار Cu شدیداً افزایش یافته است.
- در بخش دگرسانی انتقالی Ca افزایش یافته، K و Cu تهی شده‌اند، و Na و Mn تقریباً بدون تغییر مانده‌اند. کاهش K در ارتباط با Na، با مقدار جایگزینی K - فلدسپار به‌وسیله‌ی آلپیت یکسان است. اگرچه حضور Ca تعجب‌انگیز است، می‌تواند بیان‌گر حضور انیدرید (ژپس) باشد.
- بخش دگرسانی فیلیک از عناصر Na, K, Ba و تهی و از عناصر Ca, Cu و Fe غنی شده است. کاهش K و Na نشانه‌ی سرپسیتی شدن آلکالی فلدسپار است (مانند بیوتیت هیدروترومال که در طول دگرسانی پتاسیک شکل می‌گیرد). افزایش Cu در این بخش می‌تواند به علت تحرک پذیری آن باشد.
- بخش دگرسانی پروپیلیتیک از عناصر Fe و Ba تهی و از عناصر Na, Mg, Ca, Cu و غنی شده است. تهی‌شدگی Fe مربوط به دگرسانی ماگمایی آمفیبول غنی از آهن و بیوتیت به‌وسیله‌ی بیوتیت و موسکویت فنزیتیک با نسبت پایین Fe/Fe+Mg است. غنی‌شدگی Cu در این بخش به‌علت تحرک پذیری آن و انتقال از بخش‌های بالادست مثل پتاسیک به این بخش است.

## پانویس

- nugget effect

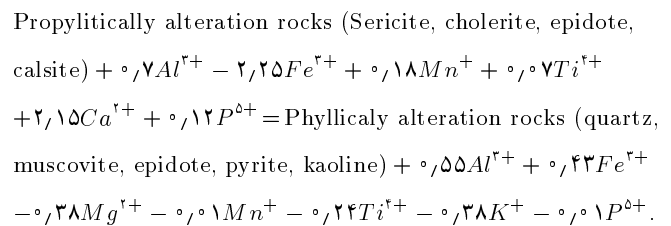
## منابع

- Waterman, G.C. and Hamilton, R.L. "The Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit", *Economic Geology*, **70**, pp. 568-576 (1975).
- Hezarkhani, A.; Williams-Jones, A.E. and Gammons, C.H. "Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran", *Mineralium Deposita*, **34**, pp. 770-783 (1999).
- Hezarkhani, A. "Hydrothermal evaluation of the Miduk porphyry copper system, Keraman, Iran: A fluid inclusion investigation", *IGR, Stanford*, **50**, pp. 1-20 (1999).



شکل ۷. نمودار ایزوکون حاصل از مقایسه‌ی نمونه سنگ دگرسانی فیلیک (TMR1) با نمونه سنگ بخش پروپیلیتیک (TMR31) برای جزئیات بیشتر می‌توانید به زیرنویس شکل ۴ مراجعه کنید.

تغییرات جرمی همراه با دگرسانی پروپیلیتیک در شکل ۷ و جدول ۵ نشان داده شده است. واکنش کلی براساس اکسیدهای اصلی برای حجم کلی  $1000 \text{ cm}^3$  سنگ دگرسان شده فیلیک با  $1000 \text{ cm}^3$  سنگ دگرسان شده پروپیلک از تغییرات جرمی متوسط در جداول ۵ و ۶ محاسبه شده است.



- Hezarkhani, A. "Hydrothermal evolution of the Miduk porphyry copper system, Kerman, Iran: A fluid inclusion investigation", *International Geology Review*, **50**, pp. 1-20 (2008).
- McInnes, B.I.A.; Evans, N.J.; Fu, F.Q. and Garwin, S. "Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits", *Review in Mineralogy & Geochemistry*, **58**, p. 467- 498 (2005).
- Lowenstern, J.B. "Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems", *Mineralium Deposita*, **36**, pp. 490-502 (2001).
- Carten, R.B. "Sodium calcium metasomatism: chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit", *Economic Geology*, **81**, pp. 1495-1519 (1986).
- Brimhall, G.H. "Deep hypogene oxidation of porphyry copper potassium silicate protore at Butte, Montana: A

- theoretical evaluation of the copper remobilization hypothesis”, *Economic Geology*, **75**, pp. 384-409 (1980).
9. Taghipour, N. “The application of fluid inclusion and isotope geochemistry as guides exploration, alteration and mineralization at the Miduk porphyry copper deposit, Shahr-Babak, Kerman”, PhD thesis, Shahid bakhonar university of Kerman, p. 77 (2007).
  10. Hassanzadeh, J. “Metalogenic and tectonomagmatic events in SE sector of the cenozoic active continental margin of central Iran (Shahre-Babak, Kerman Province)”, Unpubl. PhD thesis, University of California, Los Angeles, p. 204 (1993).
  11. Arancibia, O.N. and Clark, A.H. “Early magmatic-palgioclase alteration mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia”, *Economic Geology*, **91**, pp. 402-458 (1996).
  12. Ulrich, T. and Henric, C. “Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina”, *Economic Geology*, **96**, pp. 1719-1742 (2001).
  13. Hezarkhani, A. “Mass changes during hydrothermal alteration/mineralization at the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Southeastern Iran”, *International Geology Review*, **48**, (2006).
  14. Beane, R.E. and Bodnar, R.J. “Hydrotherma; fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits, In Pierce, F.W. and Bohm, J.G., Porphyry copper deposit of American Cordillera”, *Arizona Geological Society Digest*, **20**, Tucson, pp. 83-93 (1995).
  15. MacLean, W.H. and Kranidiotis, P. “Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec”, *Economic Geology*, **8**, pp. 951-962 (1987).
  16. Gresens, R.L. “Composition–volume relationships of metasomatism”, *Chemical Geology*, **2**, pp. 47-55 (1967).
  17. Grant, J.A. “The isocon diagram—a simple solution to Gresens’ equation for metasomatic”, *Economic Geology*, **81**, pp. 1976-1982 (1986).
  18. Hezarkhani, A. and Williams-Jones, A.E. “Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: evidence from fluid inclusions and stable isotopes”, *Economic Geology*, **93**, pp. 651-670 (1998).
  19. Hezarkhani, A. “Mass changes during hydrothermal alteration/mineralization in a porphyry copper deposit, eastern Sungun, northwestern Iran”, *Journal of Asian Earth Sciences*, **43**, (3) (2003).
  20. Pourhosseini, F. “Petrogenesis of Iranian plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes”, University of Cambridge, p. 315 (1981).