

بررسی ژئوشیمی دگرسانیه‌های گرمابی مرتبط با کانی‌سازی طلای اپی‌ترمالی در ناحیه مسجدداغی، شرق جلفا، شمال‌باختر ایران

علی امامعلی‌پور^۱، حسین عبدلی‌اسلاملو^۲، بهزاد حاج‌علیلو^۲

۱- گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، مرکز تبریز

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۹/۱۵، نسخه نهایی ۱۳۸۹/۲/۳

چکیده

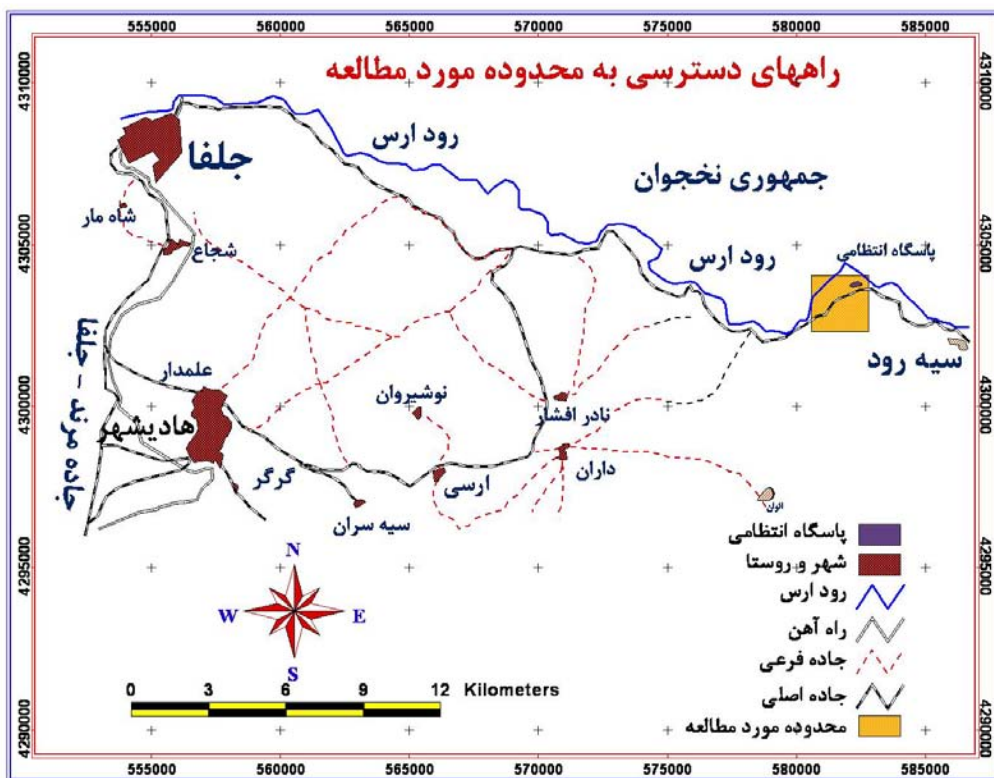
در ناحیه مسجدداغی، دو نوع کانی‌سازی مس پورفیری-طلای اپی‌ترمالی در پیوند با یک مجموعه آذرین آتشفشانی-نفوذی حدواسط روی داده است. انواع دگرسانیه‌های سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک در ارتباط با کانی‌سازی اپی‌ترمالی شناخته شده‌اند که حالت منطقه‌ای دارند. بررسی تغییرات جرمی عناصر با استفاده از عنصر Zr به‌عنوان عنصر بی‌تحرك ناظر، گویای غنی‌شدگی SiO_2 و تا حدودی K_2O و Al_2O_3 ، و تهی‌شدگی CaO و MgO ، Na_2O در زون دگرسانی سیلیسی است. عناصر Sr, Pb, Gنی‌شدگی Cu و As, Rb, Ba نیز دارای غنی‌شدگی هستند. زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، در اکسیدهای اصلی SO_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , L.O.I و MgO غنی‌شدگی و در CaO , Fe_2O_3 , Na_2O و MnO تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در این زون Sr, Cu, Ba, Zn کاهش یافته‌اند. زون پروپیلیتیک از نظر اکسیدهای CaO , MgO , SiO_2 و L.O.I غنی‌شدگی و در اکسیدهای K_2O و Na_2O تهی‌شدگی نشان می‌دهد. شواهد ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی نشان می‌دهند که آب‌شویی گرمابی فلدسپارها و کانیهای مافیک در سنگ اولیه، و تشکیل تجمعات کوارتز، کائولینیت، پیریت، باریت، آلونیت و سرسیت در زون آرژیلیک پیشرفته و تجمعات کلریت، اپیدوت و کلسیت در زون پروپیلیتیک، مسؤول ایجاد تغییرات شیمیایی یاد شده است. به نظر می‌رسد افزایش و کاهش عناصر توسط عواملی نظیر ترکیب شیمیایی محلولهای گرمابی، تغییرات دما و نسبت سنگ/آب کنترل شده است. شاخصهای دگرسانی CIA و MIA در سنگهای دگرسان، نشانگر بالا بودن شدت دگرسانیه‌ها در زونهای سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته در مقایسه با زون پروپیلیتیک است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، دگرسانی، اپی‌ترمال، تغییرات جرمی، مسجدداغی، جلفا.

مقدمه

ناحیه، بخشی از زون فلززایی ارسباران (اهر) را تشکیل می‌دهد [۳]. زون فلززایی ارسباران در شمال باختر کشور واقع شده و نواحی اهر، کلپیر، ورزقان و سیه رود را در برمی‌گیرد. این محدوده در سال ۱۳۷۹ شناسایی شد و از سال ۱۳۷۹ تا ۱۳۸۴ از سوی طرح اکتشاف سراسری وابسته به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تحت پوشش عملیات اکتشافی قرار گرفت. عملیات اکتشافی گسترده‌ای در سالهای اخیر توسط شرکت ملی صنایع مس ایران در این ناحیه برای اکتشاف مس پورفیری شروع شده و در حال حاضر نیز حفاری

منطقه کانه‌دار مسجدداغی مشتمل بر کانی‌سازیه‌های مس پورفیری-طلای اپی‌ترمالی، در ۳۵ کیلومتری شرق جلفا (استان آذربایجان شرقی) به مختصات جغرافیایی $38^{\circ}03'N$ ، $45^{\circ}57'E$ تا $38^{\circ}52'N$ ، $45^{\circ}58'E$ طول شرقی و $38^{\circ}52'N$ تا $38^{\circ}11'N$ عرض شمالی واقع است (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای، منطقه مورد بررسی در شمال باختر واحد زمین‌ساختی البرز - آذربایجان (در تقسیم بندی [۱]) و پهنه ایران میانی (در تقسیم بندی [۲]) قرار گرفته است. این



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی کانسار مس پورفیری- طلای اپی ترمالی مسجدداغی.

سنگهای آذرآواری وابسته به آنها تزریق شده است. یکسری دایکهای آندزیتی تأخیری نیز این مجموعه را قطع می‌کنند [۵] و [۶]. شکل ۲، واحدهای سنگی منطقه مسجدداغی را نشان می‌دهد.

کانی‌سازی و دگرسانیهای همراه آن در دو سیستم پورفیری (تیپ دیوریتی) و طلای اپی ترمالی در این سنگها روی داده است [۴]. کانی‌سازی اپی ترمالی حالت تأخیری داشته و به صورت رگه‌های کانه‌دار سنگهای آتشفشانی را با راستای تقریباً خاوری - باختری بریده‌اند [۴].

بر اساس بررسی ژئوشیمیایی، سنگهای منطقه در محدوده کالک آلکالن با پتاسیم متوسط تا بالا و بر اساس نمودار دو متغیره Y+Nb-Rb سنگهای منطقه در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. محیط تکتونیکی سنگهای پتاسیک منطقه با استفاده از نمودارهای خاص سنگهای پتاسیک پیشنهادی، مرتبط با قوس می‌باشد [۵].

فرآیندهای دگرسانی معمولاً در ارتباط بسیار نزدیک با کانی‌سازی گرمایی و در واقع بخشی از آن هستند. مطالعه زونهای مختلف دگرسانی، از آن‌جا که بهترین نشانگر محل

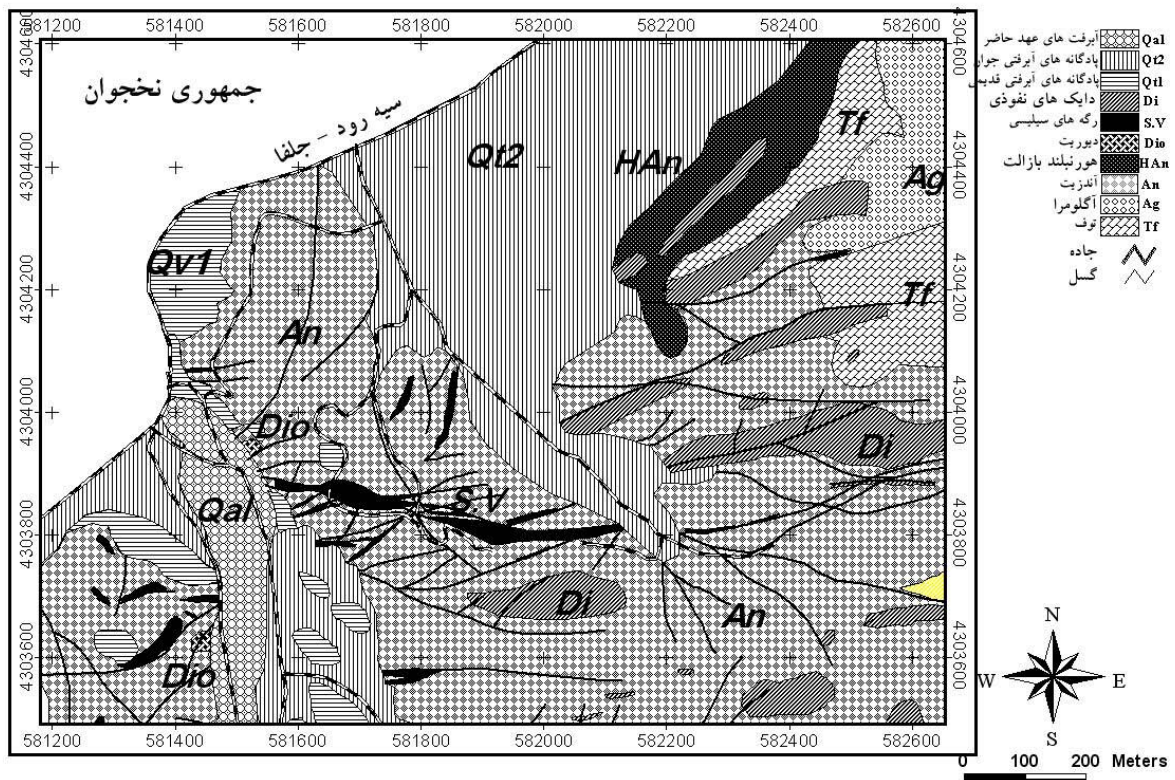
گمانه‌ها ادامه دارد. بر اساس اطلاعات حاصل از حفر ۱۲ ترانشه و ۱۰ گمانه اکتشافی برای این رگه ذخیره‌ای حدود ۱/۲ تن با عیار میانگین ۲ گرم در تن محاسبه شده است و می‌تواند دارای ارزش معدن کاری باشد [۴].

از نظر زمین‌شناسی در منطقه مسجدداغی توالیههایی از سنگهای تخریبی (فیلیش) ائوسن به همراه سنگهای آذرین درونی و بیرونی ائوسن- الیگوسن دیده می‌شود. مهمترین رویداد پلوتونیک ناحیه که غالب کانی‌سازیهایی فلزی در ارتباط با آن می‌باشد، توده نفوذی قره‌داغ واقع در خاور منطقه کانه‌دار مسجد داغی است. با توجه به تنوع واحدهای آتشفشانی و نفوذی، نحوه استقرار و ارتباط آنها به نظر می‌رسد مجموعه مسجدداغی یک آتشفشان چینه‌ای و یا آتشفشان مرکب قدیمی به سن ائوسن- الیگوسن است [۴]. روندهای عمده ساختمانی اعم از صفحه محوری چینها یا امتداد گسلها در این ناحیه تقریباً شمال غرب- جنوب شرق هستند.

واحدهای سنگی این ناحیه به‌طور عمده شامل توده نفوذی کم‌ژرفا با ترکیب سنگ‌شناسی دیوریت پورفیری است که به درون سنگهای آتشفشانی نوع آندزیتی- تراکی آندزیتی و

دگرسانیهای مرتبط با سیستم پورفیری ناحیه مسجدداغی پیش از این توسط برخی پژوهشگران مورد بررسی قرار گرفته است، در این پژوهش ژئوشیمی دگرسانی گرمابی مرتبط با کانی سازی اپی ترمالی مورد توجه قرار می گیرد.

کانی سازی هستند، در انجام کارهای اکتشافی بسیار مهم و تأثیرگذارند. در زونهای دگرسانی که همراه با کانی سازی گرمابی هستند، غنی شدگی و فقیرشدگی عناصر نسبت به سنگ میزبان دگرسان نشده سنجدیده می شود [۷].



شکل ۲. نقشه زمین شناسی محدوده کانه دار مسجدداغی، اقتباس [۴].

قرار گرفت. تعداد ۱۰ نمونه از زونهای مختلف دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک حد واسط و پروپلیتیک، و نیز سنگهای سالم و دگرسان نشده (۲ نمونه) برداشت و به روش XRF برای اکسیدهای اصلی و برخی از عناصر کمیاب (آنالیز ۳۴ عنصری) تجزیه شیمیایی شدند. در این بررسیها، از نتایج تجزیه ۲۷ عنصر استفاده شده است (جدول ۱). در انتخاب سنگهای سالم، فاصله مکانی آنها نسبت به مناطق کانه دار و دگرسانی مورد توجه قرار گرفت و با مطالعه میکروسکوپی از دگرسان نبودن آنها اطمینان حاصل شد. خطای آزمایشگاهی در تجزیه شیمیایی نمونهها (بر پایه تعداد ۳ نمونه کنترلی) برای اکسیدهای اصلی کمتر از ۵ درصد و برای عناصر کمیاب در دامنه ۵-۸ درصد به دست آمد.

روش مطالعه

در این پژوهش، با بهره گیری از دانسته های پیشین در مورد منطقه کانه دار مسجدداغی، به منظور بررسی ژئوشیمی دگرسانیهای مرتبط با کانی سازی، از مناطق دگرسانی مختلف نمونه برداری انجام گرفت. از آنجا که هدف از این بررسیها، پرداختن به دگرسانیهای مرتبط با کانی سازی اپی ترمالی (رگه ای) بود، زونهای دگرسانی عمقی مرتبط با سیستم پورفیری که بر اساس گمانه های اکتشافی شناسایی شده اند، مورد توجه قرار نگرفته است. ترکیب کانی شناسی سنگهای دگرسان به روشهای سنگ نگاری میکروسکوپی (۲۵ نمونه) و پراش اشعه ایکس (XRD) (۱۵ نمونه) مورد بررسی

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های انتخابی از زونهای دگرسانی و سنگهای دگرسان نشده

Sample	TR6	TR7	TR28	TR5-6	TR5-4	V1	TR39	TR38-1	TR38-2	TR5-5	TR5-7
<i>Wt %</i>											
SiO ₂	95.20	68.6	57.24	57.50	66.44	69.28	58.33	58.71	58.24	61.07	62.12
Al ₂ O ₃	0.84	19.53	27.32	15.68	13.25	14.85	14.38	14.08	13.25	15.52	15.24
Fe ₂ O ₃	0.80	2.34	3.23	6.83	5.36	2.48	4.83	4.91	6.30	5.63	6.20
CaO	0.09	0.13	0.35	4.24	1.39	2.49	6.02	6.35	7.17	3.02	3.27
Na ₂ O	0.06	0.05	1.19	3.32	3.63	3.47	2.98	1.66	2.65	4.75	4.32
K ₂ O	0.09	3.18	1.90	1.97	1.45	2.35	1.43	3.68	1.77	2.47	2.86
MgO	0.05	0.89	3.18	4.85	1.76	1.53	5.15	4.05	4.50	2.79	2.45
TiO ₂	0.01	0.231	0.449	0.551	0.388	0.266	0.388	0.457	0.733	0.412	0.255
MnO	0.02	0.12	0.026	0.131	0.262	0.034	0.262	0.138	0.176	0.034	0.10
SO ₃	0.02	0.87	0.31	0.003	0.086	0.143	0.345	0.143	0.023	0.143	0.105
L.O.I	0.85	3.23	4.45	3.56	5.75	3.62	5.39	5.60	4.96	3.41	2.80
<i>ppm</i>											
Ba	10000	4448	144	1347	2212	1687	2212	2098	2714	1706	1095
Sr	957	1058	320	998	1150	865	1150	1014	2004	1090	998
Cu	421	79	160	7998	49	58	60	97	71	382	125
Zn	252	15	19	263	65	69	136	85	127	102	85
Pb	820	128	22	32	42	35	13	20	24	25	32
V	8.0	78	19	150	45	49	108	116	24	111	95
Ce	2.5	62	44	42	34	38	18	56	165	38	32
La	1.3	29	29	20	21	19	16	27	72	21	19
Nb	0.2	2	2	5	5	6	20	17	30	24	22
Zr	20	154	136	156	192	199	156	199	158	201	198
Y	0.5	27	25	21	19	23	18	24	24	20	18
Rb	3	131	73	59	85	97	45	90	85	71	65
Co	0.5	3	9	19	5	4	9	2	15	7	9
Ni	4	4	2	94	5	7	10	14	48	38	25
As	1	816	26	7	7	5	2	9	30	35	28
Total	97.80	99.73	99.69	99.63	100.11	100.67	99.67	100.09	100.24	100.78	99.98

بحث و بررسی

ماهیت کانی‌سازی و انواع دگرسانیه‌ها

در منطقه مسجداغی در بخش فوقانی سیستم پورفیری، ذخیره طلای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون بالا حضور دارد [۵]. این کانی‌سازی بیشترین گسترش سطحی را در میان کانی‌سازیها داشته و به صورت زونهایی از سنگهای سیلیسی شده، رگه‌های کوارتزی و استوکورکهای سیلیس با ضخامت و طولهای بسیار متنوع دیده می‌شود. تعداد ۴ رگه کانه‌دار در این محدوده مورد اکتشاف قرار گرفته است. طول بزرگترین رگه حدود ۷۰۰ متر و پهنای آن در برخی قسمتها به ۱۰ متر و حتی بیشتر می‌رسد، ولی ضخامت واقعی آن بر اساس حفاریهای اکتشافی ۵ متر به‌دست آمده است [۴] (شکل ۲). رگه‌های کانه‌دار به دلیل حضور رگه‌های کوارتزی و زونهای سیلیسی برجسته‌تر از سنگهای درون‌گیر دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). ترکیب کانی‌شناسی این رگه‌ها عموماً کوارتز ± باریت با مقادیر بسیار اندکی سولفید (پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن) است. کانی‌سازی به‌شدت تحت کنترل ساختارها و گسلها بوده و همزمانی مکانی و زمانی را با دگرسانی سیلیس بازماندی نشان می‌دهد. طلا که در این تیپ کانی‌سازی با کوارتز حضور دارد عیار ی تا ۵ ppm را نشان می‌دهد اما عیار میانگین رگه اصلی کانی‌سازی ۲ گرم در تن گزارش شده است [۴]. شواهد زیر، دال بر رخداد کانه‌زایی اپی‌ترمالی نوع سولفیداسیون بالا در این منطقه است [۵]:

- همراهی با سنگهای آتشفشانی آندزیت و توده‌های نفوذی کم‌ژرفای دیوریت پورفیری.
- حضور دگرسانیه‌های فراگیر سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته درون‌زاد همراه با آلونیت.
- حضور سیلیس با بافتهای شاخص پرشدگی فضاهای خالی، رگه‌ای و حفره‌ای (شکل‌های ۳-ث و ج).
- دمای به‌دست آمده از حرارت سنجی میانبارهای سیال نشان داده که دمای کانی‌سازی (رگه‌ای) بین ۲۴۰ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد، و شوری متوسط آن کمتر از ۱۰ درصد وزنی معادل کلرور سدیم بوده است [۵].
- کانی‌سازی اپی‌ترمال در منطقه مسجداغی طبیعتی بسیار انفجاری داشته و انواع مختلف برشها، برشهای فریتوماگماتیک و برشهای هیدروترمال را ایجاد نموده است (شکل ۳-ت)، که نظم خاصی نداشته و اغلب در

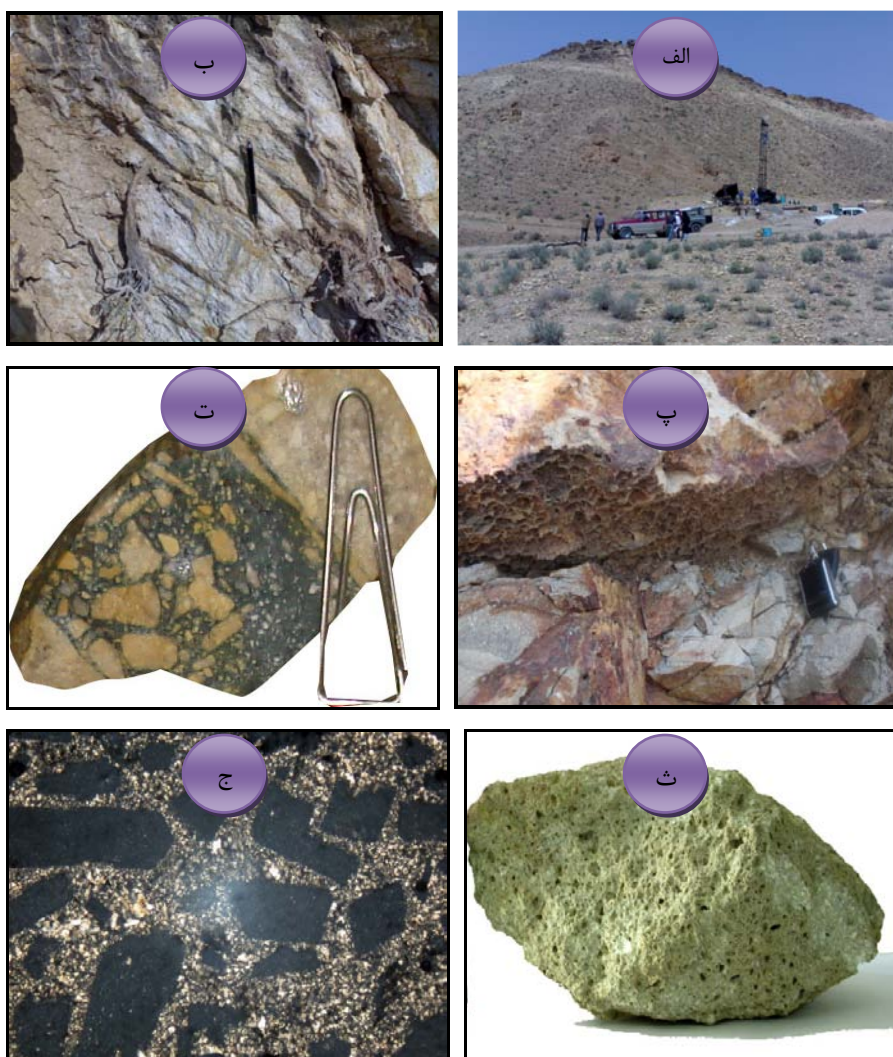
گمانه‌ها قابل تطابق نیست. با فاصله گرفتن از مرکز کانی‌سازی پورفیری حجم برشها افزایش یافته و در واقع رگه‌های کانی‌سازی شده طلای اپی‌ترمال اغلب منطبق بر مناطق برشی شده می‌باشند [۴]. رگه‌های اپی‌ترمال با مقادیر بالای Pb, Zn, As و Au مشخص می‌گردند که با مجموعه عناصر کانی‌سازی پورفیری Mo و Cu متفاوتند. در مناطق هم‌پوشانی دو سیستم عیار As و Au در زون پورفیری افزایش می‌یابد [۴].

چهار نوع دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک و سرسیتیک در گستره مسجداغی قابل تشخیص است. افزون بر آن دگرسانی پتاسیک (نوع بیوتیتی) در مغزه‌های حفاری شناسایی شده که با کانی‌سازی پورفیری عمقی در ارتباط است. دگرسانیه‌های منطقه متأثر از انواع مرتبط با کانی‌سازی پورفیری و دگرسانی تأخیری مربوط به کانی‌سازی اپی‌ترمالی هستند. اثرات روی هم افتادن (Overprinting) فاز دگرسانی تأخیری بر روی فاز دگرسانی پیشین به چشم می‌خورد. از میان دگرسانیه‌های یاد شده به نظر می‌رسد که انواع سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته و آرژیلیک بیشترین ارتباط را با کانی‌سازی اپی‌ترمالی داشته باشند. دگرسانی همراه با کانی‌سازی اپی‌ترمالی طلادارای منطقه‌بندی است و از مرکز (دگرسانی سیلیسی مرکزی) به سمت حاشیه با دور شدن از منبع حرارتی، دگرسانیه‌های آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک حدواسط و پروپلیتیک (کلریتی) قرار دارند. به نظر می‌رسد که دگرسانی پروپلیتیک که در گستره وسیعی سنگها را تحت تأثیر قرار داده است، با کانی‌سازی پورفیری مرتبط با استوک پورفیری واقع در عمق در ارتباط باشد.

زون دگرسانی سیلیسی از شاخص‌ترین دگرسانیه‌های منطقه است که به صورت رگه‌ها و رگه‌های فراوان در متن سنگ میزبان آندزیتی در ارتباط با کانی‌سازی محدوده مشخص می‌باشد. بافتهای شاخص در این دگرسانی شامل پرشدگی فضاهای باز، برشی (نشان‌دهنده طبیعت انفجاری سیال هیدروترمالی و احتمالاً به واسطه جوشش)، کوکاد (تاج خروسی)، موزاییکی و نواربندی پوسته‌ای (اثر رسوب-گذاری پی‌درپی کانیها از دیواره) و بافت حفره‌ای (Vuggy Silica) است که نشان‌دهنده شرایط تشکیل در دما و فشار نسبتاً پایین و شرایط جوشش است [۸] و [۹] (شکل ۳-ث و ج). این فرآیند، نتیجه آب‌شویی بسیاری از اجزای سنگ از

به کانیهای رسی، مقادیر زیادی سیلیس در متن سنگ آزاد شده‌است. این زون در بیشتر قسمت‌ها همراه اکسیدهای آهن مانند است. به همین لحاظ رخنمون این زون دگرسانی در بیشتر نواحی قرمز رنگ تا تیره است. در رخنمونهای صحرایی، زون آرژلیک پیشرفته در مجاورت زون سیلیسی کانه‌دار و در ترانشه‌های موجود در محدوده قابل رؤیت است (شکل ۳- پ)، اگرچه در بیشتر موارد، مرز بین این دو زون تدریجی بوده و قابل تشخیص یا نقشه‌برداری نیست.

جمله AI توسط سیال هیپوژن اسید هیدروکلریک- سولفوریک با pH بسیار پایین است. این آب‌شویی یک بازمانده سیلیسی بر جای می‌گذارد که کوارتز گاهی با بافت حفره‌ای (Vuggy) تبلور دوباره می‌یابد و همچنین می‌تواند دگرسانی آرژلیک پیشرفته را ایجاد کند [۱۰]. حضور رگه‌های سیلیسی و گاهی کوارتز با بافت حفره‌ای در منطقه می‌تواند تأییدی بر اسیدی بودن محلولها و $pH > 2$ باشد. فازهای کریپتوکریستالین سیلیس نیز به فراوانی تشکیل شده‌اند. از سوی دیگر در طول این دگرسانی با تبدیل کانیهایی مثل پلاژیوکلازها و فلدسپاتها



شکل ۳. رگه کانه‌دار اصلی با زون سیلیسی مرکزی و دگرسانیهای آرژلیک پیشرفته و آرژلیک پیرامون آن (الف)، استوکورک سیلیسی در زون آرژلیک پیشرفته (ب)، همبری بین زونهای سیلیسی و آرژلیک پیشرفته (پ)، برشهای گرمایی (فر: توماگماتیک) در زون سیلیسی حاوی طلا (ت)، سیلیس با بافت حفره‌ای در زون سیلیسی مرکزی، حاصل شست و شوی سنگ توسط محلولهای اسیدی (ث)، تصویر میکروسکوپی از سیلیس حفره ای، حفرات خالی ایجاد شده ناشی از تخریب پلاژیوکلازها، و (نور پلاریزه، بزرگ‌نمایی ۴۰ برابر).

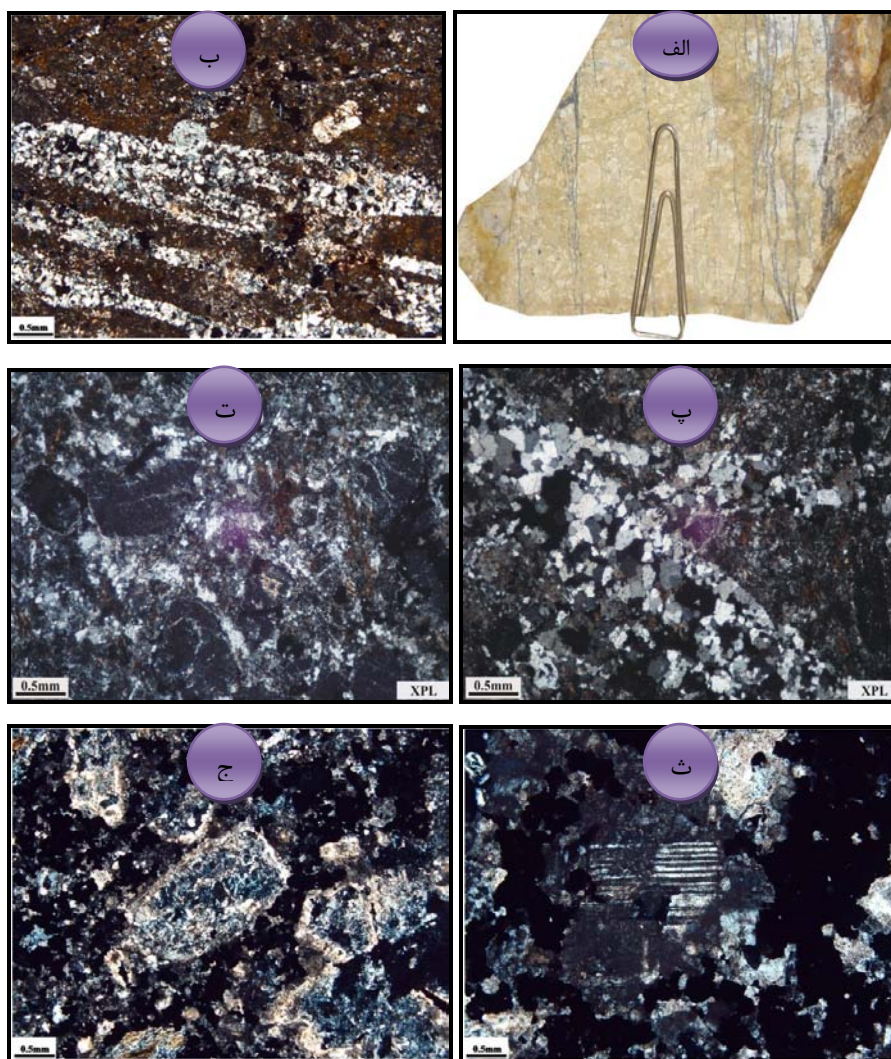
در زون آرژیلیک پیشرفته بیشتر پلاژیوکلازهای سنگها به طور کامل تبدیل به کانیه‌های رسی (کائولینیت) شده‌اند (شکل‌های ۴- الف و ب). مطالعات میکروسکوپی و نتایج پراش پرتو ایکس کانی‌شناسی این زون را به صورت مجموعه کوارتز، کائولینیت، باریت، آلونیت، تورمالین، پیریت و کائولینیت مشخص می‌کند؛ افزون بر آن، کانیه‌های سرسیت، هماتیت، ژیپس و گوگرد نیز کم و بیش حضور دارند. تورمالین اغلب در برشها همراه با کوارتز زمینه یا سیمان برشی حضور دارد. حضور این کانی می‌تواند بر نقش سیالات اسیدی غنی از مواد فرار در کانی‌سازی دلالت کند. شکل ۵، نمودار پراش پرتو ایکس مربوط به یکی از نمونه‌های برداشته‌شده از این زون را نشان می‌دهد. دگرسانی آرژیلیک حدواسط با دور شدن از رگه اصلی (مرکز زون کانه‌دار) قابل مشاهده است. تبدیل فلدسپارها به کانیه‌های رسی (مونت موریلونیت و کائولینیت) فرآیند اصلی در این دگرسانی است، اگرچه کانیه‌های سرسیت، اپیدوت، کربنات‌ها، کوارتز و پیریت نیز گاه تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۴- پ و ت). کانیه‌های اپیک این زون شامل پیریت، گوتیت است. پیریت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار ریز در متن سنگ پراکنده است. در بعضی قسمت‌ها پیریت به گوتیت دگرسان شده است.

دگرسانی پروپلیتیک، خارجی‌ترین زون دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی اپی‌ترمالی منطقه است، مرز این زون دگرسانی تدریجی و نامشخص است. پاراژنز کانیه‌ها شامل کلریت، اپیدوت و به مقدار کم سرسیت، رس و کانیه‌های سولفیدی است (شکل‌های ۴- ث و ج). پلاژیوکلازها به کلریت و به طور بخشی به کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. آمفیبول نیز به طور کامل به کلریت، سرسیت، اپیدوت دگرسان شده‌است. سولفید غالب پیریت است که نسبت به سایر زونها از مقدار اندکی برخوردار است. به نظر می‌رسد که دگرسانی پروپلیتیک بیشتر با سیستم کانی‌سازی پورفیری عمقی در ارتباط باشد تا سیستم اپی‌ترمالی تأخیری.

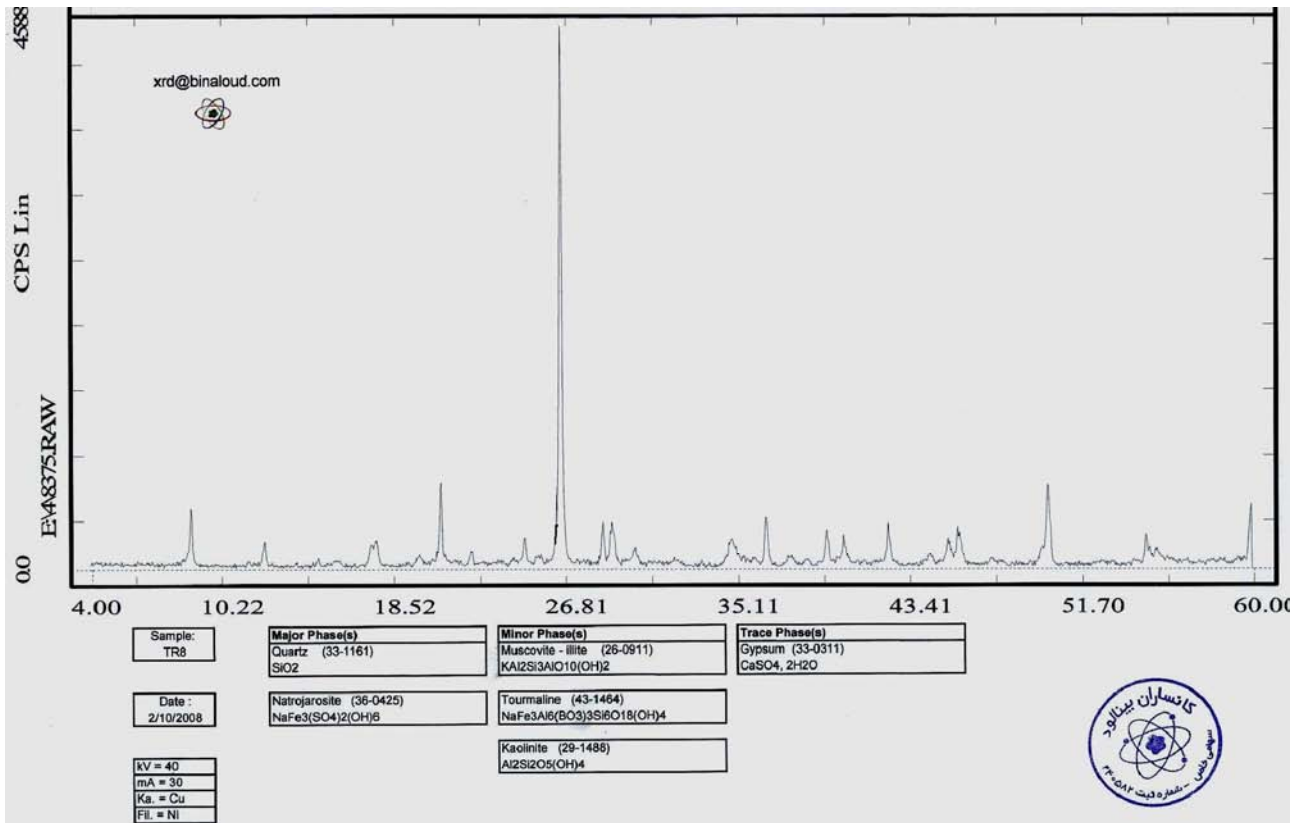
ژئوشیمی دگرسانیهای گرمایی

برای تعیین قلمرو ژئوشیمیایی و جدایش سنگهای دگرسان از انواع دگرسان نشده (سنگهای سالم) یا کمتر دگرسان شده، از نمودار تغییرات عناصری مانند $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ و CaO در مقابل پارامتر $(\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ که اصطلاحاً به اندیس سرسیتی معروف است [۱۱]، استفاده شده‌است (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). با توجه به این‌که دگرسانیهای آرژیلیک پیشرفته و

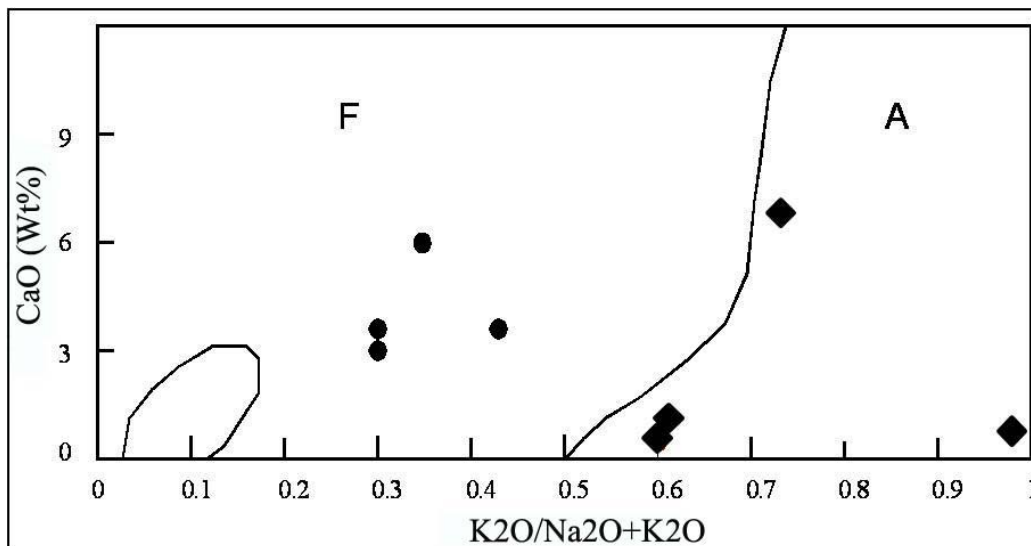
عنصری‌تحرک [۱۱]، [۱۶] و [۱۷] اشاره کرد. در این پژوهش از روش تغییرات جرم مک لین [۱۱] که بر اساس سه مؤلفه زیر بنا شده، استفاده شده‌است.



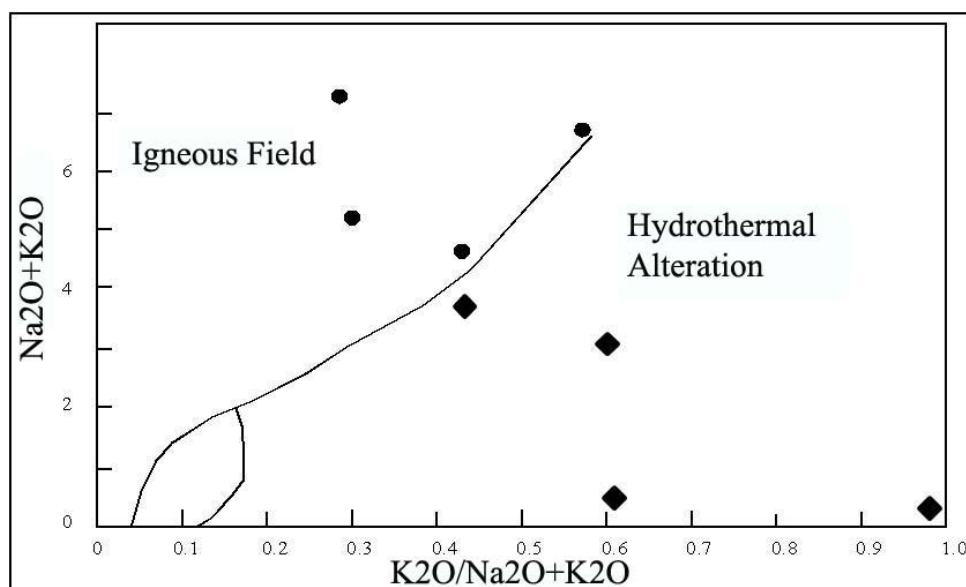
شکل ۴. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (جایگزینی کامل فنوکریستهای فلدسپارها آنها توسط کانیهای رسی و رگه‌های سیلیسی) (الف)، تصویر میکروسکوپی شکل قبلی (جایگزینی رگه‌های سیلیسی و کانیهای رسی در کانیهای اولیه سنگ) (ب)، تصاویر میکروسکوپی از نمونه برداشت شده از دگرسانی آرژیلیک (جایگزینی فلدسپارها توسط کانیهای رسی و رگچه سیلیسی) (پ و ت)، آلبیت ثانویه و هم‌رشدی آن با اپیدوت و کلریت در زون دگرسانی پروپلیتیک (ت)، دگرسانی پروپلیتیک (کلریت نوع پنین، اپیدوت، کانیهای رسی، و مقدار قابل توجه کانیهای سولفیدی اغلب پیریت) (ج).



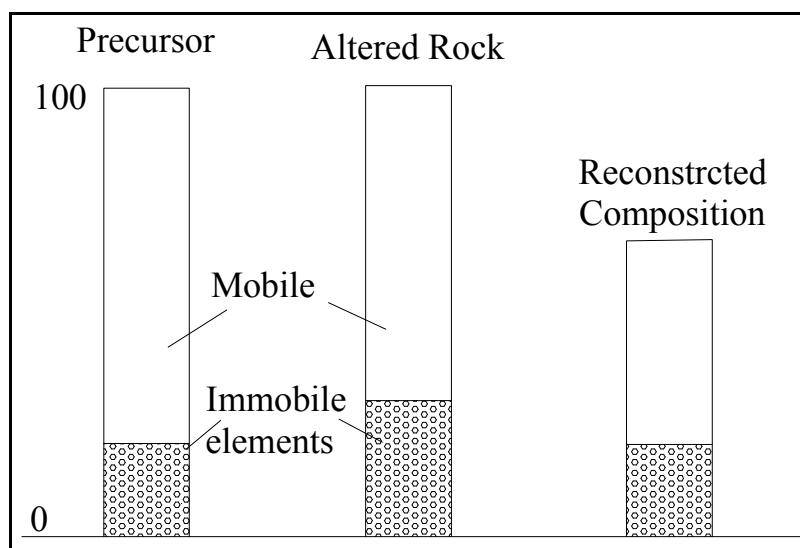
شکل ۵. نمودار پراش پرتو ایکس مربوط به یک نمونه برداشته شده از زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته.



شکل ۶. نمودار نسبت اندیس سرسیتی شدن در مقابل (CaO) در نمونه‌های مربوط به زون آرژیلیک (مربع در محدوده A) و غیردگرسان (دوایر مشکی در محدوده F) محدوده مورد مطالعه، نمودار از [۱۱].



شکل ۷. نمودار نسبت اندیس سرسیتی شدن در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، در نمونه‌های مربوط به زون آرژیلیک (مربع) و غیردگرسان (دایره مشکی) محدوده مورد مطالعه، نمودار از [۱۱].



شکل ۸. ارتباط بین ترکیب بازسازی‌شده، ترکیب سنگ مادر و سنگ دگرسان [۴].

۱- عنصر بی‌تحرک شاخص: عناصری مانند Zr ، Nb ، Ti و Al در طول فرآیندهای دگرسانی کم‌تحرکند [۱۱] و [۱۶]. در این پژوهش، از عنصر Zr به عنوان عنصر ناظر بی‌تحرک بر اساس فراوانی و رفتار یکسان در طول دگرسانی استفاده شده است.

۲- عامل غنی‌شدگی (Enrichment Factor): عامل غنی‌شدگی بر اساس مقادیر Zr در نمونه مربوط به سنگ میزبان آندزیتی-تراکی آندزیتی و زونهای مختلف دگرسان با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود:

۳- ترکیب بازسازی شده (Reconstructed Composition): این مؤلفه منعکس‌کننده جرم واقعی از سنگ دگرسان شده است که از عناصر متحرک غنی یا تهی می‌شود و با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود. مفهوم ترکیب بازسازی شده در شکل ۸ نشان داده شده است. ترکیب بازسازی شده سنگ دگرسان از طریق تغییر جرم عناصر بی‌تحرک در سنگ دگرسان نسبت به سنگ مادر محاسبه

می‌شود. معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$E.F. = \text{Zr Andesite} / \text{Zr Alteration Zone}$$

می‌شود. به عبارت دیگر کاهش عناصر متحرک در سنگ دگرسان، افزایش عناصر بی‌تحرک را باعث می‌شود. (فراوانی عنصر در زون دگرسان) $R.C = E.F. \times$ با به‌دست آوردن مؤلفه‌های بالا، تغییرات جرم اکسیدها و عناصر محاسبه شده است. $M.C = R.C.$

فراوانی عنصر در سنگ مادر آندزیتی در زون دگرسانی سیلیسی، سنگ اولیه متحمل آب‌شویی کامل به وسیله سیالات فوق‌العاده اسیدی با $pH > 3$ می‌شود [۱۸]. این سیالات، در طی دگرسانی سنگ بازماندی متخلخل با حدود ۹۰-۹۵ درصد SiO_4 تولید می‌کنند. تغییرات جرمی عناصر اصلی و فرعی در این زون، غنی‌شدگی اکسید SiO_4 و تهی‌شدگی سایر اکسیدهای Na_2O ، MgO و CaO را نشان می‌دهد (شکل ۹). عناصر فلزی Ba ،

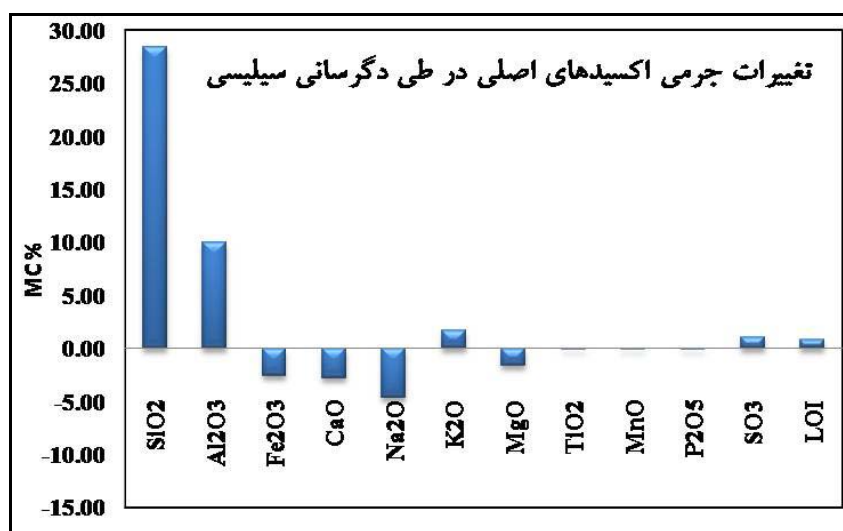
می‌شود. به عبارت دیگر کاهش عناصر متحرک در سنگ دگرسان، افزایش عناصر بی‌تحرک را باعث می‌شود.

$$R.C = E.F. \times (\text{فراوانی عنصر در زون دگرسان})$$

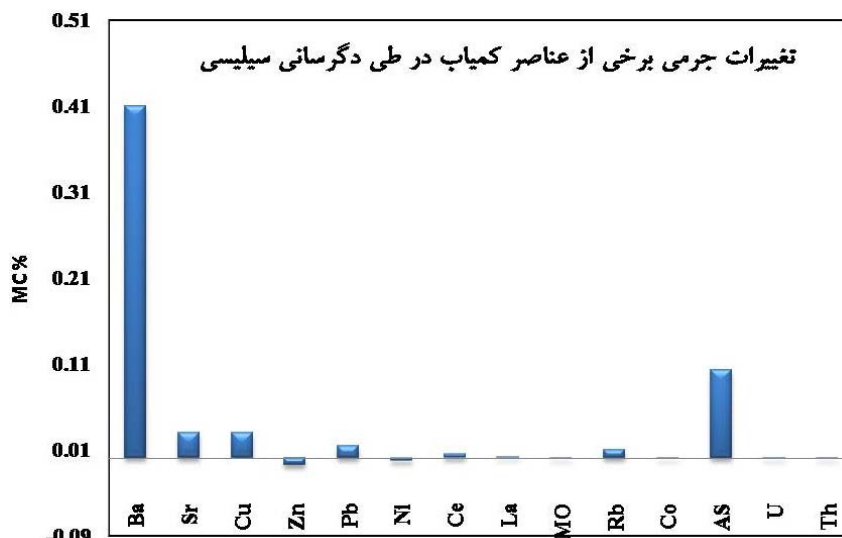
با به‌دست آوردن مؤلفه‌های بالا، تغییرات جرم اکسیدها و عناصر محاسبه شده است.

$$M.C = R.C.$$

فراوانی عنصر در سنگ مادر آندزیتی در زون دگرسانی سیلیسی، سنگ اولیه متحمل آب‌شویی کامل به وسیله سیالات فوق‌العاده اسیدی با $pH > 3$ می‌شود [۱۸]. این سیالات، در طی دگرسانی سنگ بازماندی متخلخل با حدود ۹۰-۹۵ درصد SiO_4 تولید می‌کنند. تغییرات جرمی عناصر اصلی و فرعی در این زون، غنی‌شدگی اکسید SiO_4 و تهی‌شدگی سایر اکسیدهای Na_2O ، MgO و CaO را نشان می‌دهد (شکل ۹). عناصر فلزی Ba ،



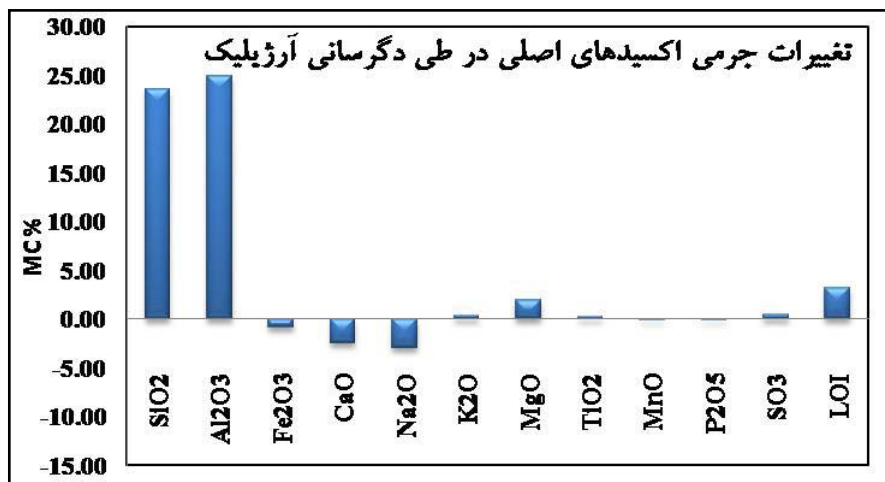
شکل ۹. تغییرات جرم اکسیدهای اصلی در زون دگرسانی سیلیسی نسبت به سنگ اولیه



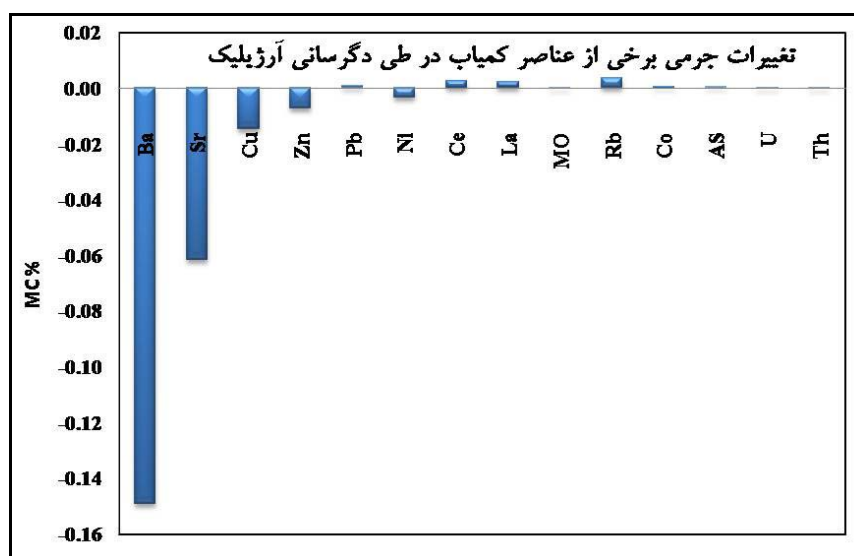
شکل ۱۰. تغییرات جرم برخی عناصر کمیاب در زون دگرسانی سیلیسی نسبت به سنگ اولیه

در میان عناصر کمیاب و نیز عناصر فلزی، عناصر Sr, Cu و Ba و نیز Zn دارای تهی‌شدگی هستند (شکل ۱۲). تهی‌شدگی مس و روی در محیط‌های دگرسانی به آبشویی کانیهای سولفیدی اولیه نسبت داده شده است [۲۰]. کاهش جرم این عناصر همچنین می‌تواند به واسطه دگرسانی کانیهای آمفیبول و بیوتیت که به طور جزئی حامل آنها هستند، شدت یابد. فروشست فلدسپارها (که معمولاً حامل کلسیم، باریوم و استرانسیوم هستند) توسط سیالات اسیدی، احتمالاً سبب کاهش این عناصر در زون آرژیلیک پیشرفته شده است. به دلیل شباهت شعاع یونی Sr با Ca، این عنصر می‌تواند در ساختار کانیهای کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلازها جای گرفته باشد. افزایش جزئی Rb در ارتباط با افزایش جزئی K_2O می‌باشد. عناصر Pb, Ni, Ce, La, Mo, Co, As, U, Th تغییرات بسیار اندکی از خود نشان می‌دهند.

تغییرات عنصری در زون دگرسانی آرژیلیک (پیشرفته) شامل غنی‌شدگی در اکسیدهای Al_2O_3 , SO_3 , L.O.I, SiO_4 , MgO و K_2O و تهی‌شدگی در اکسیدهای CaO , Fe_2O_3 , Na_2O و MnO می‌باشد. Al_2O_3 و SiO_4 بیشترین افزایش را نشان می‌دهند که دلیل آن تشکیل سیلیس (فازهای مختلف)، کائولینیت و سرسیت در این زون است (شکل ۱۱). تهی‌شدگی عناصر Ca و Na می‌تواند در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول صورت گرفته باشد. غنی‌شدگی SiO_4 به واسطه افزایش سیلیس ناشی از آبشویی سایر تشکیل‌دهنده‌ها و نیز افزایش سیلیس به صورت رگه‌های کوارتزی است. غنی‌شدگی LOI در این زون نیز می‌تواند به دلیل تشکیل کانیهای ثانویه آبدار به‌ویژه کانیهای رسی باشد. کاهش جرم Fe می‌تواند به واسطه شرایط احیایی محلی بوده باشد که اجازه مهاجرت Fe^{2+} را همراه با سایر عناصر حساس به شرایط اکسایش - کاهش به خارج از سیستم داده است [۱۹].



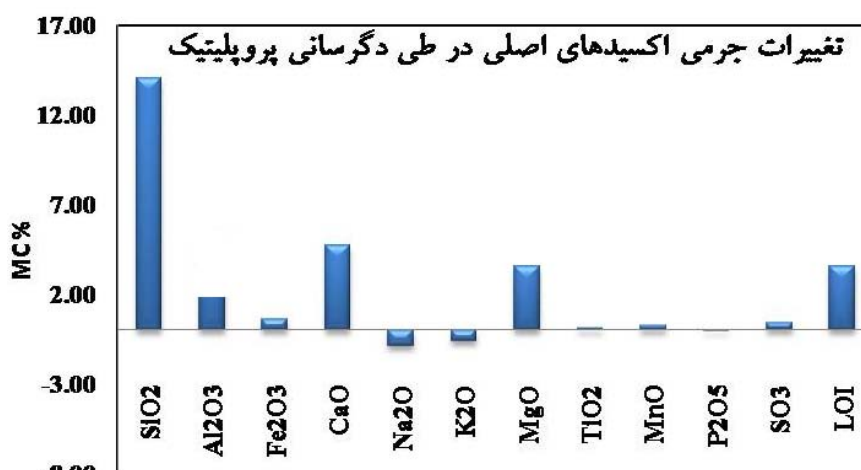
شکل ۱۱. تغییرات جرم اکسیدهای اصلی در زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته نسبت به سنگ اولیه.



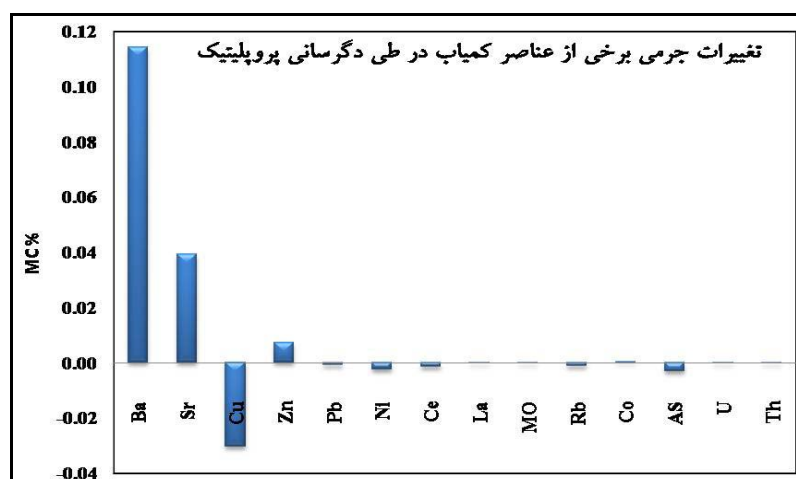
شکل ۱۲. تغییرات جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته نسبت به سنگ اولیه.

اپیدوت باشد. همچنین بخشی از غنی‌شدگی CaO می‌تواند به واسطه ته‌نشینی کلسیت باشد [۱۹]. در میان عناصر جزئی، عناصر Ba و Sr، و تا حدودی Zn دارای غنی‌شدگی و عناصر Cu و Th, U, As, Co, Rb, Mo, La, Co, Ni, Pb دارای تهی‌شدگی هستند (شکل ۱۴).

نمودار تغییرات جرمی عناصر در زون دگرسانی پروپلیتیک نشانگر غنی‌شدگی در اکسیدهای Al_2O_3 , SiO_4 , Fe_2O_3 و MgO , CaO , K_2O و تهی‌شدگی در اکسیدهای Na_2O و K_2O است (شکل ۱۳). کاهش Na_2O و K_2O می‌تواند به دلیل دگرسانی کانیهایی مانند بیوتیت و فلدسپارها باشد. غنی‌شدگی MgO و CaO , Al_2O_3 , SiO_4 نیز در این زون می‌تواند به واسطه تشکیل کانیهای آلومینوسیلیکاته از جمله کلریت و



شکل ۱۳. تغییرات جرم اکسیدهای اصلی در زون دگرسانی پروپلیتیک نسبت به سنگ اولیه.



شکل ۱۴. تغییرات جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی پروپلیتیک نسبت به سنگ اولیه.

فرآیند دگرسانی، تخریب فلدسپارها و تشکیل کانیه‌های رسی (به ویژه کائولینیت) است. کمترین مقدار CIA مربوط به زون پروپلیتیک است. برای ارزیابی شدت دگرسانی (تخریب) کانیه‌های تشکیل‌دهنده سنگ میزبان منطقه، همچنین از روش محاسبه شاخص دگرسانی کانی‌شناختی MIA (Mineralogical Index of Alteration) ارائه شده توسط [۲۳] استفاده شد (جدول ۲).

$MIA = 2 \times (CIA - 50)$ بر اساس مقدار MIA شدت هوازدگی (یا دگرسانی) را به ۴ دسته کلی به شرح زیر تقسیم شده است [۲۳]: (الف) نمونه سالم بدون تأثیر هوازدگی (۰-۲۰٪)، (ب) شدت هوازدگی ضعیف (۲۰-۴۰٪)، (پ) شدت هوازدگی متوسط (۴۰-۶۰٪)، (ج) شدت هوازدگی شدید تا بسیار شدید (۶۰-۱۰۰٪).

شاخص شیمیایی و کانی‌شناختی دگرسانی

شدت دگرسانی از طریق محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) با استفاده از نسبت‌های مولکولی محاسبه می‌شود [۲۱] و [۲۲]. محاسبه CIA اندازه‌گیری نسبت Al_2O_3 در مقابل اکسیدهای ناپایدار شیمیایی ($Na_2O + K_2O + CaO$) می‌باشد.

$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)$ به طور کلی فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی به خارج نمودن عناصر قابل حل و افزایش مقدار CIA منجر می‌شود. با افزایش CIA مقدار Al_2O_3 افزایش و $Na_2O + K_2O + CaO$ کاهش می‌یابد. در دگرسانی‌های مورد مطالعه، مقادیر CIA در محدوده ۶۰/۷۰ تا ۸۸/۸۲ تغییر می‌کند (جدول ۲). بالاترین مقدار CIA مربوط به زون آرژلیک پیشرفته است که غالباً به دلیل شدت

نشانگر شدت دگرسانی شدید تا بسیار شدید در این زونهاست. زون پروپلیتیک از این نظر، شدت دگرسانی ضعیفی را نشان می‌دهد.

مقدار MIA برابر ۱۰۰ درصد، نشان‌دهنده تبدیل کامل کانیهای اولیه به کانیهای ثانویه است. بیشترین مقدار MIA به زونهای دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته تعلق دارند که

جدول ۲. مقادیر CIA و MIA در زونهای دگرسانی منطقه.

	Silica Alteration	Advanced argillic Alt.	Propylitic Alt.
CIA	۵۸/۳۲-۷۷/۷۸	۸۸/۸۲	۶۰/۷۰
MIA	۷۰/۶۴-۵۵/۵۶	۷۷/۶۳	۲۱/۴۰

رگه- رگچه‌های سیلیسی تأخیری است. در زون پروپلیتیک، عناصر منیزیم، کلسیم، مواد فرار (آب) و تا حدودی سیلیسیم افزایش، و عناصر سدیم و پتاسیم کاهش یافته‌اند. شواهد ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی نشان می‌دهند که آب‌شویی گرمایی کانیهای اولیه سنگهای مسیر محلولهای گرمایی، و تشکیل تجمعات کوارتز، کائولینیت، باریت، پیریت، آلونیت، ژپس و سرسیت در زون آرژیلیک پیشرفته و تجمعات کلریت، اپیدوت و کلسیت در زون پروپلیتیک مسؤول ایجاد تغییرات شیمیایی یاد شده است. با دور شدن از مرکز سیستم کانی‌سازی ماهیت دگرسانی تغییر می‌کند. به اعتقاد [۲۴]، عوامل مختلفی همچون دما، فشار، ترکیب سنگ اولیه، ترکیب شیمیایی اولیه محلول گرمایی و نسبت w/t، ماهیت و مقدار کانیها را در تجمعات دگرسانی مشخص می‌کنند.

بررسی شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) و شاخص کانی‌شناختی دگرسانی (MIA) در زونهای دگرسانی گویای شدت فرآیندهای دگرسانی در زونهای سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته است. آب‌شویی شدید کانیهای اولیه همچون فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت و سولفیدها توسط محلولهای با pH پایین و تشکیل فازهای مختلف سیلیس، کائولینیت و سرسیت در این زونها در حین فرآیندهای کانی‌سازی و دگرسانی سبب پیدایش چنین تغییراتی شده است. بررسی ژئوشیمیایی تغییرات جرم عناصر در زونهای دگرسانی همراه با بررسی کانی‌شناسی می‌تواند در شناخت ماهیت محلولهای گرمایی و شرایط کانی‌سازی مفید واقع شود. افزون بر آن، توسعه روشهایی برای شناخت زونهای دگرسانی می‌تواند راهنمای ارزشمندی در شناسایی مناطق کانه‌دار و طراحی برنامه‌های اکتشافی باشد.

برداشت

منطقه مسجوداگی سیستمهای کانی‌سازی جالب توجهی از مس پورفیری (نوع دیوریتی) و طلائی اپی‌ترمالی را به نمایش می‌گذارد. کانی‌سازی طلائی اپی‌ترمالی حالت تأخیری داشته و به فرم رگه‌ای سنگهای آتشفشانی با ترکیب آندزیتی- تراکی آندزیتی میزبان را قطع می‌کند. این کانی‌سازی با فرآیند دگرسانی وسیعی همراه است، به طوری که سبب پیدایش زونهای مختلف دگرسانی با حالت منطقه‌ای شده است. زون مرکزی سیلیسی شامل منطقه‌ای به شدت برشی است که بیشترین تمرکز طلا را با خود به همراه دارد. این زون عمدتاً از کوارتز (به همراه کالسدونن)، باریت و سولفید تشکیل می‌یابد. به سمت حاشیه زون آرژیلیک پیشرفته با فراوانی کانیهای کائولینیت، سرسیت، آلونیت به همراه تورمالین و کوارتز جای دارد. زونهای آرژیلیک حدواسط و پروپلیتیک (کلریتی) در فاصله دورتری از مرکز سیستم واقع هستند.

شرایط تشکیل و ترکیب کانی‌شناسی هر کدام از این دگرسانیها با دیگری متفاوت است. تغییرات جرمی عناصر در سنگهای دگرسان نسبت به سنگهای نادرگرسان انعکاسی از تغییرات کانی‌شناسی دگرسانی است. از نظر ژئوشیمیایی زون دگرسانی سیلیسی با غنی‌شدگی سیلیسیم و تا حدودی آلومینیم و پتاسیم و تهی‌شدگی سدیم، منیزیم و کلسیم شناخته می‌شود. همچنین عناصر فلزی باریم، روبیدیم، استرانسیوم و مس، دارای غنی‌شدگی هستند. در زون آرژیلیک پیشرفته، عناصر پتاسیم، سیلیسیم، آلومینیم، منیزیم و آب (در قالب کانیهای آب‌دار) دارای غنی‌شدگی، و عناصر کلسیم، آهن، سدیم و منگنز، و نیز عناصر فلزی باریم، روبیدیم و استرانسیوم دارای تهی‌شدگی هستند. افزایش سیلیسیم در این زون احتمالاً به علت حضور

مراجع:

- groundwater transport at Mt. Enta volcano (sicily", *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 64(11), 2000, pp. 1827-1841
- [13] Terakado, Y., Fujitani, T., "Behaviour of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks", *southwestern Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol 62(11), 1998, pp. 1903-1917.
- [14] Gresens, R.L., "Composition- volume relationships of metasomatism", *Chemical Geology*, Vol. 2, 1967, pp.47-55.
- [15] Grant, J.A., "The isocon diagram- a simple solution to Gresens equation for metasomatic", *Economic Geology* Vol. 81, 1986, pp.1976-1982.
- [16] MacLean, W.H., Kranidiotis, P., "Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec", *Economic Geology* Vol. 82, 1987, pp. 951-962.
- [17] Nesbitt, H.W., Markovics, G., "Weathering of granodioritic crust, long- term storage of elements in weathering profiles and petrogenesis of siliciclastic sediments", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol 61, 1997, pp. 1653-1670.
- [18] Fulignati, P., Gioncad, A., Sbrana, A., "Rare earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic- hydrothermal system of volcano (Aeolian Islands, Italy)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 88, 1999, pp. 325-342.
- [19] Kirschbaum, A., Martinez, E., Pettinari, G., Herrero, S., "Weathering profiles in granites, Sierra Norte (Cordoba, Argentina)", *Journal of south American Earth Sciences*, Vol. 19, 2005, pp. 479-493.
- [20] Bache, W., Peucker-Ehrenbrink, B., Hart, S.R., Blusztajn, J.S., "Geochemistry of hydrothermally altered oceanic crust: DSDP/ODP Hole 504B- Implications for seawater-crust exchange budgets and Sr- and Pb isotopic evolution of the mantle", *Geochem. Geophys. Geosys.*, Vol. 4(3), 2003. 8904. doi: 10.1029/2002GC000419.
- [21] Nesbitt, H.W., Young, G.M., "Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*", Vol. 279, 1982, pp. 715-717.
- [۱] نبوی، م. ح.، "دیباچه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۵۵.
- [۲] آقانباتی، سید علی، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳.
- [۳] قربانی، م.، "زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی"، موسسه پژوهشی آراین زمین، ۱۳۸۶.
- [۴] فرد، م.، علی اکبری، ح.، محمدی، ب. و سمایی، س.، "گزارش نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰ و حفاریهای انجام گرفته در منطقه مسجداغی (سیه رود جلفا)"، پروژه اکتشاف مس و طلا در زون ارسباران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۴.
- [۵] عبدلی اسلاملو، ح.، "بررسی ژئوشیمی، دگرسانی و منشأ کانی سازی طلا در منطقه سیه رود استان آذربایجان شرقی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور، مرکز تبریز، ۱۳۸۸.
- [۶] امامعلی پور، ع.، عبدلی اسلاملو، ح.، و عابدینی، ع.، "تغییرات جرمی عناصر طی دگرسانیهای گرمایی مرتبط با کانی سازی ایپی ترمالی طلا در ناحیه مسجداغی (شرق جلفا)"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۳۰ بهمن ۱۳۸۷، اهواز.
- [7] Rollinson, H., "Using geochemical data: evaluation, Presentation", interpretation, Longman Scientific and Technical, 1993, 352pp.
- [8] Reyes, A.G., "Petrology of Philippine geothermal systems and The application of alteration mineralogy to their assessment". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 43, 1990, pp. 279-309.
- [9] Brown, P.R.L., "Hydrothermal alteration in active geothermal field Review", *Earth planet Science* 6, 1978.
- [10] Hedenquist, J.W., Arribas, A.Jr., & Gonzalez-Urien, E., "Exploration for epithermal gold deposits": Reviews in *Economic Geology*, Vol. 13, 2000, pp. 245-277.
- [11] MacLean, W.H., "Mass change calculations in altered rock series", *Mineralium Deposita* Vol. 25, 1990, pp. 44-49.
- [12] Aiuppa, A., Allard, P., D., Alessandro, W., Michel, A., Parello, F., Treuil, M., valeza, M., "Mobility and fluxes of major elements, minor and trace metals during basalt weathering and

[24] Barnes, H.L., "*Geochemistry of hydrothermal ore deposits*", John Wiley-Interscience publication, 3rd edition, 1997, 963p.

[22] Fedo, C.M., Nesbitt., H.W., Young, G.M., "*Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, With implications for paleoweathering conditions and provenance*", *Geology* 23, 1995, 921-924.

[23] Voicu, G., Bardoux, M., Jebrak, M., "*Normative Mineralogical calculations for tropical weathwring profiles*", Winnipeg 96, Ann. Meet., Geol. Asso. Can. Mineral. Assoc. Can. Prog., Vol 21, 1996 , A-69.