



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر جزئی پهنه دگرسانی آرژیلیک: منطقه زمین حسین، استان کرمان، جنوب شرق ایران

محمد خالقی^۱، علی عابدینی^{۱*}، حجت اله رنجبر^۲، علی اصغر کلاگری^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- گروه مهندسی معدن، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۰/۲۴، نسخه نهایی: ۹۹/۱/۲۵)

چکیده: منطقه زمین‌حسین در ۱۷۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهر کرمان، کمربند فلززایی دهج - ساردوئیه در جنوب شرق ایران واقع است. اندرکنش سیال‌های گرمابی با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پیشین (به طور عمده آندزیت) در این منطقه با رخداد یک سامانه دگرسانی گسترده همراه بوده است. این سامانه دگرسانی گرمابی شامل پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فیلیک و پروپلیتیک است. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، کالکوپیریت، مگنتیت، پیریت، هماتیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت کانی‌های مهم در رگه‌ها و رگچه‌های کانی سازی شده پهنه دگرسانی آرژیلیک محسوب می‌شوند. نتایج کانی‌شناسی نشان می‌دهند که پهنه دگرسانی آرژیلیک دربردارنده کانی‌هایی چون کوارتز، کائولینیت، مونت‌موریلونیت، مسکوویت-ایلیت، جاروسیت، هماتیت، گوتیت، آلبیت، اورتوکلاز و کلسیت است. محاسبات تغییرات جرم عناصر جزئی با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم تحرک نشان می‌دهند که فرایند تبدیل سنگ‌های آندزیتی به پهنه دگرسانی آرژیلیک با غنی‌شدگی عناصری چون U, Ba, Nb, Ga, Tl, Sr, Sc, Ta, Th و Mo و تهی‌شدگی عناصری مانند Cu, Ni, Pb, V, Rb, Cs, Co, Th و Zn همراه بوده است. سایر عناصر جزئی مثل Hf, Y, Zr و عناصر خاکی نادر (REE) طی تشکیل پهنه دگرسانی آرژیلیک دستخوش هر دو فرایند شستشو و تثبیت شده‌اند. الگوی توزیع REEها بهنجار شده به کندریت بیانگر جدایش و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و رخداد بی‌هنجاری منفی ضعیف Eu طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک هستند. نتایج به دست آمده از بررسی‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمی تغییرات جرم و بررسی ضرایب همبستگی بین عناصر آشکار می‌کنند که رفتار عناصر جزئی طی تشکیل پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه زمین‌حسین تابعی از عواملی چون تغییرات دما و شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی، اختلاف در شدت دگرسانی، جذب سطحی توسط کانی‌های رسی، روبش توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی، و تثبیت در فازهای کانیایی تازه تشکیل شده بوده است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی آرژیلیک؛ کانی‌شناسی؛ زمین‌شیمی عناصر جزئی؛ زمین‌حسین؛ ساردوئیه؛ ایران.

مقدمه

سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی این کمربند در استان کرمان دارای برونزدهای قابل ملاحظه‌ای بوده و از نظر تنوع سنگی و حجم قابل توجه هستند [۱]. برخی از پژوهشگران این بخش از کمربند ارومیه- دختر در استان کرمان را کمربند دهج- ساردوئیه نامیده‌اند [۲]. از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی

کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در ایران دربردارنده سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی به سن کرتاسه تا کواترنر است. این کمربند با طولی بیش از ۱۸۰۰ کیلومتر و عرضی حدود ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال‌غرب تا جنوب‌شرق ایران ادامه دارد.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴ (۰۴۴)، نمابر: ۳۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: abedini2020@yahoo.com

اقتصادی کمر بند دهج-ساردوئیه می توان به رخداد دگرسانی- های گرمایی بسیار گسترده و تشکیل ذخایر پورفیری، اسکارن و رگه ای اپی ترمال اشاره کرد [۳]. در سال های اخیر، پژوهش های بسیاری پیرامون ذخایر این کمر بند و دگرسانی های وابسته به آنها انجام شده است [۲-۷]. به نظر می رسد که ویژگی های کانی شناسی و زمین شیمیایی دگرسانی های گرمایی در این کمر بند نسبت به کانه زایی های انجام شده بسیار کمتر مورد توجه قرار گرفته است.

منطقه زمین حسین واقع در کمر بند فلز زایی دهج - ساردوئیه شامل دگرسانی های گرمایی بسیار گسترده و کانی سازی هایی از مس و آهن است. این منطقه در ۱۷۰ کیلومتری جنوب شرق شهر کرمان قرار دارد. اندرکنش سیال های گرمایی با سنگ های آتشفشانی آندزیتی، آندزی- بازالتی و مواد آذرآواری (به سن ائوسن پایینی) با تشکیل و گسترش یک سامانه دگرسانی بسیار گسترده در این منطقه همراه بوده است. بخشی از این سامانه را پهنه دگرسانی آرژلیک تشکیل می دهد. تاکنون هیچ بررسی جامعی پیرامون کانی شناسی و زمین شیمی پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه زمین حسین انجام نشده است. در این پژوهش، براساس بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی (سنگ نگاری، کانه نگاری، کانی شناسی تجزیه ای، زمین شیمی تغییرات جرم و محاسبه ضریب همبستگی بین عناصر)، اطلاعات جامعی از کانی سازی، نقش کانی ها و عوامل زمین شیمیایی موثر در تحرک، توزیع و تمرکز عناصر جزئی (شامل لاتانیدها) و دلایل رخداد بی هنجاری های Eu و Ce و جدایش لاتانیدها طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه زمین حسین ارائه می شود.

روش بررسی

این پژوهش، در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، پیمایش هایی برای شناخت چگونگی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک و ارتباط آن با سنگ های آذرین آتشفشانی منطقه انجام شد. بر این اساس، ۸۵ نمونه سنگی از پهنه دگرسانی آرژلیک و سنگ های آذرین آتشفشانی وابسته و رگه-رگچه های کانه زایی شده در این پهنه برداشت شد. بخش آزمایشگاهی، با تهیه و بررسی ۲۵ مقطع نازک- صیقلی توسط میکروسکوپ دو منظوره شروع گردید. سپس، از

بین نمونه های برداشت شده، ۲۳ نمونه سنگی (۴ نمونه آندزیت و ۱۹ نمونه از پهنه دگرسانی آرژلیک) برای بررسی های کانی- شناسی و زمین شیمیایی انتخاب گردیدند. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص در نمونه های مربوط به پهنه دگرسانی آرژلیک، ۷ نمونه از ۱۹ نمونه بر اساس تغییرات در ویژگی های فیزیکی انتخاب و با استفاده پراش سنج مدل فیلیپس PW1800 در شرکت زرآزما به روش پراش پرتو X (XRD) تجزیه شدند. برای بررسی های زمین شیمیایی، هر ۲۳ نمونه به دو روش طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی (شامل لاتانیدها) در آزمایشگاه ACME کشور کانادا تجزیه شدند. مقدار مواد فرار (LOI) نمونه ها در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرمادهی در ۹۵۰ درجه سانتی گراد به مدت ۹۰ دقیقه تعیین شد. نتایج تجزیه ها به همراه مقادیر LOI نمونه های مربوط به پهنه دگرسانی آرژلیک و سنگ های آندزیتی منطقه زمین حسین در جدول های ۱-۳ ارائه شده اند.

زمین شناسی منطقه

منطقه زمین حسین بر اساس تقسیمات زمین ساختی ایران [۸] بخشی از پهنه ارومیه - دختر است (شکل ۱). این منطقه در بخش جنوبی کمر بند دهج-ساردوئیه قرار دارد. واحدهای زمین شناسی منطقه از نظر سنی به دو گروه ائوسن و کواترنر منطقه می شوند [۶] (شکل ۲). تشکیلات سنگی ائوسن در این منطقه را می توان به پنج واحد مجزا تفکیک نمود که به ترتیب از قدیم به جدید عبارتند از (۱) سنگ های آذرین آتشفشانی با ترکیب سنگ شناسی آندزیت، آندزی- بازالت و مواد آذرآواری، (۲) دایک های تراکی آندزیتی، آندزیتی و گرانیتی، (۳) گرانیت و گرانودیوریت، (۴) کنگلومرا، کالکرنیت نومولیت دار و ماسه- سنگ توفی و (۵) رسوب های توربیدیتی. تشکیلات کواترنری منطقه نیز شامل دو واحد مخروط افکنه های گراول دار جوان و رسوب های آبرفتی عهد حاضر هستند. اندرکنش سیال های گرمایی با سنگ های بیشتر آندزیتی و به طور محدود آندزی- بازالتی و مواد آذرآواری وابسته در این منطقه با تشکیل و گسترش یک سامانه دگرسانی بسیار گسترده همراه شده است.

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که این سامانه دگرسانی به سه پهنه دگرسانی آرژیلیک، فیلک و پروپلیتیک قابل تفکیک است (شکل ۲). در این منطقه، در نزدیکی محل برخورد سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی با سنگ‌های آندزیتی، آندزی-بازالت و مواد پیروپلاستیک و یا درون سنگ-های آتشفشانی یاد شده کانی‌سازی‌هایی از کالکوپیریت و مگنتیت به صورت رگه و رگچه قابل مشاهده است. پیمایش-های صحرایی نشان می‌دهند که پهنه دگرسانی آرژیلیک دربردارنده برونزدهایی از رگه-رگچه‌های شامل ترکیبات آهن‌دار

چون هماتیت، لیمونیت و جاروسیت است. افزون بر این، رخداد کانه‌زایی‌هایی از کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، آزوریت، سنگ گچ و انیدریت به صورت رگه و یا رگچه از دیگر ویژگی‌های زمین‌شناسی این پهنه دگرسانی محسوب می‌شوند. همچنین، با توجه به پیمایش‌های صحرایی، بر پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد بررسی گاهی برونزدهایی از ترکیب‌های سیلیسی ریزبلور به صورت پوش‌سنگ با ضخامتی متغیر از نیم تا سه متر تشکیل شده است.

جدول ۱ نتایج تجزیه ICP-ES عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) در سنگ‌های آذرین آندزیتی و نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه زمین‌حسین.

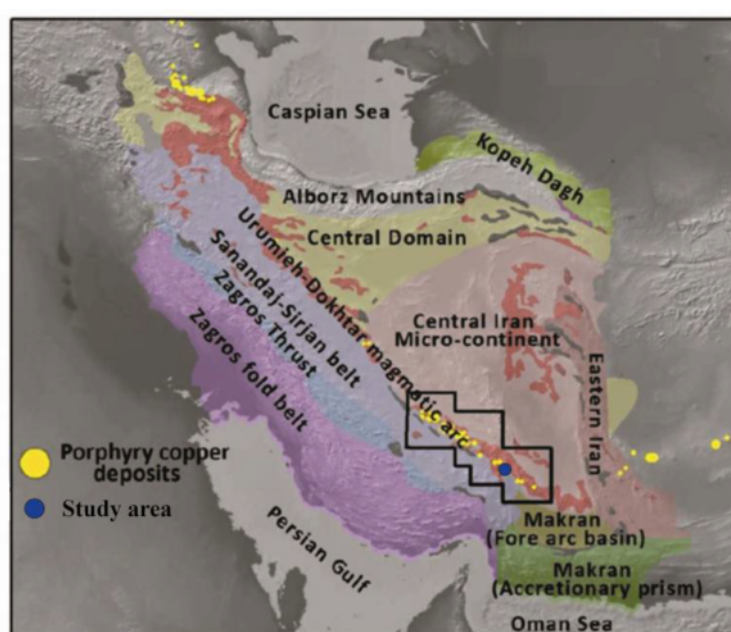
	حد آشکارسازی	آندزیت				دگرسانی آرژیلیک							
		Zm-63	Zm-69	Zm-74	Zm-80	Zm-84	Zm-85	Zm-86	Zm-87	Zm-88	Zm-89	Zm-90	
SiO ₂ (wt%)	۰/۰۱	۵۷/۵	۶۱/۲	۶۰/۵	۵۶/۱	۶۳/۴	۶۹/۷	۶۳/۳	۶۱/۱	۶۷/۲	۶۵/۳	۶۵/۲	
Al ₂ O ₃	۰/۰۱	۱۸/۱	۱۷/۴	۱۷/۱	۱۸/۱	۱۸/۹	۱۷/۶	۱۹/۲	۱۸/۵	۱۷/۳	۱۶/۳	۱۷/۶	
Fe ₂ O ₃	۰/۰۱	۴/۶۵	۳/۳۹	۳/۹۱	۵/۵۹	۰/۴۵	۰/۵۱	۰/۳۴	۰/۵۱	۰/۶۳	۰/۸۴	۰/۴۵	
CaO	۰/۰۱	۶/۱۸	۴/۲۱	۴/۱۳	۷/۰۸	۰/۱۸	۰/۳۱	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۴۱	۰/۷۲	۰/۳۶	
Na ₂ O	۰/۰۱	۴/۴۵	۴/۵۴	۴/۵۵	۴/۲۵	۰/۱۹	۰/۳۳	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۳۴	
MgO	۰/۰۱	۲/۸۱	۱/۹	۱/۸۶	۳/۲۷	۰/۲۶	۰/۰۸	۰/۶۸	۰/۳۴	۰/۷۶	۰/۶۵	۰/۴۳	
K ₂ O	۰/۰۱	۳/۲۹	۴/۴۶	۴/۶۶	۱/۹۴	۲/۴	۳/۰۵	۳/۰۹	۱/۹۴	۲/۹	۲/۸۶	۳/۰۱	
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۹۱	۰/۹	۰/۸۶	۱/۱	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۹۹	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸	۰/۸۴	
MnO	۰/۰۱	۰/۸۸	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۹۶	۰/۳۳	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۴۲	۰/۵۲	۰/۶۶	۰/۵۲	
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۵۱	۰/۴۱	۰/۲۵	۰/۶۵	۰/۵۹	۰/۵۲	۰/۵۷	۰/۵۱	۰/۴۳	۰/۵۷	۰/۳۶	
L.O.I	-	۰/۴۸	۰/۵۲	۱/۱۲	۰/۸۸	۱۲/۲۵	۶/۵۳	۱۰/۹۶	۱۴/۹۱	۸/۴۵	۱۰/۲۳	۱۰/۲۷	
مجموع	-	۹۹/۷۷	۹۹/۹۲	۹۹/۹۴	۹۹/۹۳	۹۹/۸۷	۹۹/۹۹	۹۹/۹۷	۹۹/۴۶	۹۹/۸۸	۹۹/۶۳	۹۹/۳۹	
دگرسانی آرژیلیک													
		Zm-91	Zm-92	Zm-93	Zm-94	Zm-95	Zm-96	Zm-97	Zm-98	Zm-99	Zm-100	Zm-101	Zm-102
SiO ₂ (wt%)	۶۵/۳	۶۹/۵	۶۱/۹	۶۳/۱	۶۴/۱	۶۳/۲	۶۵/۳	۶۲/۹	۶۶/۲	۶۴/۹	۶۶/۱	۶۶/۱	
Al ₂ O ₃	۱۸/۶	۱۷/۱	۱۸/۷	۱۸/۱	۱۸/۱	۱۸/۷	۱۷/۲	۱۸/۳	۱۹/۵	۱۸/۳	۱۸/۲	۱۶/۵	
Fe ₂ O ₃	۰/۳۹	۰/۶۳	۰/۳۲	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۴۱	۰/۶۸	۰/۵۳	۰/۲۳	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۶۹	
CaO	۰/۲۵	۰/۴۹	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۴۱	۰/۲۸	۰/۰۹	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۶۷	
Na ₂ O	۰/۲۳	۰/۴۷	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۳۹	۰/۲۷	۰/۰۸	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۵۵	
MgO	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۶۵	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۴۱	۰/۵۲	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۴۲	
K ₂ O	۳/۲۳	۳/۰۲	۲/۳۷	۲/۸۷	۱/۷۲	۱/۳۴	۳/۵۴	۲/۸۲	۱/۹۲	۱/۸۸	۲/۳۳	۳/۱۷	
TiO ₂	۰/۸۸	۰/۸۱	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۸۲	۰/۸۸	۰/۹۹	۰/۹۲	۰/۹۵	۰/۸۱	
MnO	۰/۶۲	۰/۵۱	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۷۳	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۶۱	
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	
P ₂ O ₅	۰/۶۱	۰/۵۱	۰/۸۴	۰/۷۵	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۸	۰/۴۷	۰/۴۴	
L.O.I	۹/۵۴	۶/۷۲	۱۳/۴۹	۱۲/۶۸	۱۲/۳۶	۱۳/۳۹	۱۰/۱۶	۱۲/۲۴	۹/۵۵	۱۱/۳۷	۹/۶۷	۹/۹۸	
Sum	۹۹/۹۴	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۰۹	۹۹/۵۲	۹۹/۷۳	۹۹/۹۲	۹۹/۹۲	۹۹/۹۳	۹۹/۹۱	۹۹/۷۲	۹۹/۹۵	

جدول ۲ مقادیر عناصر جزئی (بر حسب ppm) نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آندزیتی و پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین اندازه‌گیری شده به روش ICP-MS.

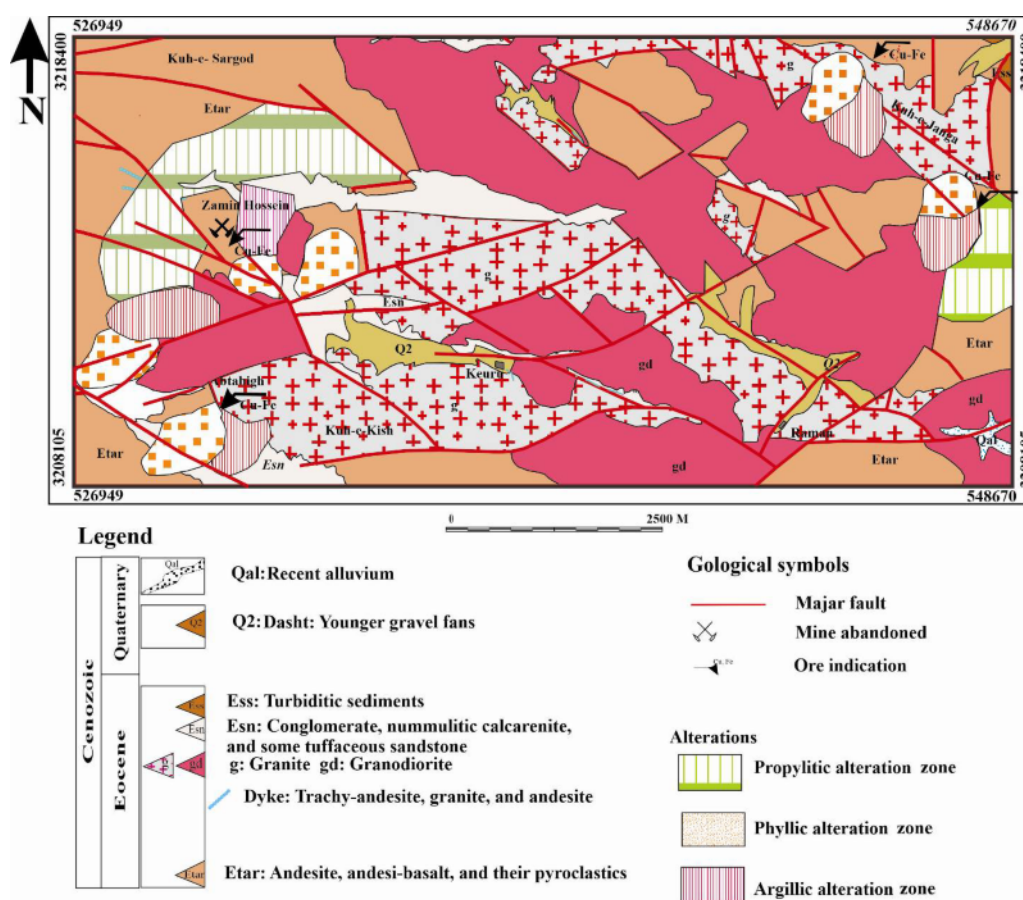
		آندزیت				دگرسانی آرژلیک							
	حد آشکارسازی	Zm-63	Zm-69	Zm-74	Zm-80	Zm-84	Zm-85	Zm-86	Zm-87	Zm-88	Zm-89	Zm-90	
U (ppm)	۰/۱	۱/۷	۴/۱	۴/۵	۰/۹	۲/۳	۲/۴	۲/۱	۲/۶	۲/۸	۴/۱	۱/۷	
Th	۰/۲	۱۵/۵	۱۶/۸	۱۹/۱	۱۶/۹	۷/۴	۸/۵	۶/۷	۷/۲	۹/۸	۱۳/۳	۱۵/۵	
Ba	۱	۴۴۷	۴۰۸	۴۲۸	۴۱۶	۸۴۷	۹۵۴	۱۰۲۷	۶۹۶	۹۳۶	۸۵۷	۴۴۷	
Hf	۰/۱	۳/۸	۳/۹	۴/۹	۵/۶	۲/۴	۲/۳	۱/۶	۲/۲	۳/۱	۵/۲	۳/۸	
Co	۰/۲	۳۷/۷	۳۲/۱	۳۱/۲	۳۹/۹	۰/۹	۷/۴	۸/۴	۵/۲	۹/۹	۲۵/۵	۳۷/۷	
Nb	۰/۱	۱۲/۹	۱۳/۶	۱۴/۱	۱۵/۵	۱۹/۱	۱۷/۸	۱۹/۶	۱۸/۶	۱۷/۱	۱۶/۲	۱۲/۹	
Cs	۰/۰۲	۲/۵۲	۲/۶۷	۲/۸۱	۳/۰۲	۰/۸۴	۰/۹۶	۱/۰۲	۰/۷۱	۰/۹۳	۰/۸۶	۲/۵۲	
Rb	۰/۱	۱۴۱/۶	۱۲۱/۳	۱۲۲/۵	۱۰۰/۸	۳۱/۴	۵۷/۶	۶۵/۸	۳۴/۲	۳۸/۱	۴۸/۶	۱۴۱/۶	
V	۸	۲۴۸	۲۰۳	۲۰۴	۲۸۰	۱۵۸	۱۴۳	۱۷۷	۱۶۵	۱۳۶	۱۱۷	۲۴۸	
Ga	۰/۱	۱۴/۵	۱۵/۵	۱۳/۶	۱۴/۹	۲۲/۴	۲۰/۲	۲۲/۸	۱۹/۹	۱۹/۷	۱۷/۲	۱۴/۵	
Sn	۱	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	
Sr	۰/۵	۵۵۸	۴۱۴	۶۹۰	۴۵۶	۱۱۵۳	۱۲۵۴	۱۲۲۸	۸۹۳	۱۲۰۶	۱۴۴۰	۵۵۸	
Y	۰/۱	۱۵/۱	۱۷/۳	۱۲/۳	۱۴/۲	۱۹/۱	۱۸/۱	۲۳/۳	۲۰/۵	۱۳/۹	۱۱/۵	۱۵/۱	
Sc	۱	۶/۶	۸/۷	۸/۶	۷/۲	۱۳/۶	۱۲	۱۴/۷	۱۴/۹	۱۱/۶	۷/۱	۶/۶	
Ta	۰/۱	۹/۱	۶/۹	۱۰/۳	۸/۷	۱۷/۹	۱۵/۶	۱۸/۷	۱۷/۵	۱۶/۹	۱۵/۹	۹/۱	
Zr	۰/۱	۱۳۲/۵	۱۵۲/۳	۱۵۶/۶	۱۳۳/۸	۱۲۱/۴	۸۳/۳	۱۴۶/۵	۱۳۰/۷	۱۱۴/۸	۷۷/۳	۱۳۲/۵	
Pb	۰/۱	۶۲/۵	۹۳/۱	۱۱۱/۲	۲۳/۴	۶/۵	۱۱/۹	۱۰/۶	۱۱/۵	۱۲/۲	۱۴/۲	۶۲/۵	
Ni	۲۰	۹۷/۷	۸۹/۶	۷۷/۹	۸۱/۸	۲۳/۳	۲۵/۶	۱۴/۶	۲۹/۴	۳۵/۸	۵۰/۳	۹۷/۷	
Tl	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۴	۰/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۱	
Cu	۰/۱	۱۳۰/۲	۱۵۶/۳	۱۳۲/۵	۱۸۴/۳	۶/۳	۳۲/۷	۳۳/۶	۱۶/۶	۴۸/۹	۶۵/۵	۱۳۰/۲	
Mo	۰/۱	۴/۳	۳/۹	۳/۱	۳/۸	۹/۱	۸/۹	۹/۹	۸/۸	۸/۹	۸/۱	۴/۳	
Zn	۱	۱۱۶	۱۱۹	۱۶۷	۱۸۴	۲۱	۵۳	۶۰	۲۷	۷۵	۱۰۲	۱۱۶	
		دگرسانی آرژلیک											
		Zm-91	Zm-92	Zm-93	Zm-94	Zm-95	Zm-96	Zm-97	Zm-98	Zm-99	Zm-100	Zm-101	Zm-102
U (ppm)		۲/۳	۲/۲	۳/۳	۲/۲	۲/۷	۲/۴	۲/۵	۳/۳	۲/۹	۱/۸	۲/۶	۲/۳
Th		۷/۵	۷	۱۱/۳	۴/۸	۷/۱	۶/۶	۵/۵	۱۰/۱	۹/۷	۴/۹	۷/۵	۷/۴
Ba		۱۰۶۱	۱۰۴۷	۱۰۰۵	۹۶۵	۹۱۲	۷۵۵	۶۱۲	۱۰۹۸	۸۹۶	۷۸۸	۷۹۸	۸۸۹
Hf		۲/۲	۱/۵	۳/۶	۱/۷	۲/۲	۳/۱	۲/۴	۴/۱	۲/۵	۱/۱	۲/۳	۳/۲
Co		۱۲/۸	۲۱/۱	۷/۶	۲۴/۵	۲۳/۵	۳۲/۶	۲۱/۷	۱۲/۱	۲۰/۶	۲۲/۳	۲۲/۵	۱۹/۲
Nb		۱۷/۹	۱۸/۸	۱۶/۹	۱۸/۸	۱۷/۹	۱۷/۵	۱۷/۶	۱۶/۹	۱۸/۱	۱۹/۶	۱۸/۴	۱۸/۳
Cs		۱/۰۶	۱/۰۴	۱/۰۱	۰/۹۶	۰/۹۱	۰/۷۵	۰/۶۱	۱/۲۱	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۶۹	۰/۸۱
Rb		۴۶/۸	۶۳	۵۴/۷	۴۵/۵	۵۰/۱	۲۰/۳	۱۶/۵	۸۱/۵	۴۵/۵	۲۷/۶	۲۳/۷	۲۶/۹
V		۱۲۰	۱۶۸	۱۲۷	۱۶۸	۱۶۳	۱۵۲	۱۶۷	۱۱۷	۱۵۸	۱۷۵	۱۸۰	۱۶۳
Ga		۱۹/۳	۱۹/۵	۱۹/۱	۱۹/۶	۱۹/۳	۲۰/۶	۲۱/۳	۱۹/۲	۱۹/۴	۲۲/۳	۱۹/۷	۱۹/۴
Sn		۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Sr		۱۲۶۲	۱۴۳۸	۱۱۳۶	۱۰۰۳	۱۳۷۷	۹۴۲	۷۵۶	۱۳۸۵	۱۳۶۷	۹۴۵	۹۸۷	۱۰۰۱
Y		۱۴/۳	۱۷/۲	۱۶/۶	۲۱/۸	۲۰/۷	۱۹	۱۸	۱۳/۸	۱۶/۴	۲۰/۱	۱۷/۲	۱۸/۱
Sc		۱۱/۸	۱۳/۹	۱۱/۱	۱۴/۷	۱۴/۱	۱۳/۲	۱۳/۶	۹/۸	۱۳/۵	۱۵/۹	۱۵/۲	۱۳/۶
Ta		۱۶/۸	۱۷/۹	۱۶/۵	۱۷/۸	۱۷/۸	۱۷/۷	۱۶/۵	۱۶/۵	۱۷/۵	۱۸/۴	۱۷/۳	۱۶/۵
Zr		۸۴/۲	۱۱۳/۲	۶۹/۸	۱۲۸/۵	۱۲۰/۹	۱۰۲	۱۱۹/۹	۹۸/۶	۱۱۴/۵	۱۲۶/۵	۱۲۴/۴	۱۴۸/۹
Pb		۹/۷	۱۲/۶	۱۱/۸	۱۳/۱	۱۳/۳	۱۸/۲	۱۲/۳	۱۴/۱	۱۳/۲	۱۵/۴	۱۴/۳	۱۴/۵
Ni		۲۵/۹	۲۲/۷	۳۲/۶	۱۵/۳	۲۴/۱	۲۰/۹	۲۰/۵	۳۵/۶	۲۶/۵	۱۰/۳	۳۰/۲	۲۵/۴
Tl		۰/۵	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۱
Cu		۳۸/۹	۵۲	۴۲/۳	۸۲/۳	۷۹/۱	۹۵/۸	۷۳	۴۰/۳	۵۰/۴	۷۶/۳	۷۵/۱	۶۳/۸
Mo		۸/۵	۸/۹	۸/۲	۸/۹	۸/۷	۸/۹	۹/۳	۸/۶	۸/۷	۹/۹	۹/۲	۹/۵
Zn		۴۴	۷۹	۵۹	۸۰	۷۷	۱۱۱	۸۰	۶۱	۸۴	۷۹	۷۸	۸۳

جدول ۳ مقادیر عناصر خاکی نادر (بر حسب ppm) نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آندزیتی و پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین اندازه-گیری شده به روش ICP-MS.

		آندزیت				دگرسانی آرژلیک							
	حد آشکارسازی	Zm-63	Zm-69	Zm-74	Zm-80	Zm-84	Zm-85	Zm-86	Zm-87	Zm-88	Zm-89	Zm-90	
La (ppm)	۰/۱	۳۵/۶	۴۶/۲	۴۸/۳	۳۱/۳	۴۴/۲	۴۰/۹	۴۷/۲	۴۱/۲	۳۴/۲	۴۴	۲۹/۴	
Ce	۰/۱	۷۴/۴	۹۶/۵	۱۰۱/۳	۶۴/۸	۸۴/۳	۸۲/۱	۹۹/۹	۸۲/۷	۶۶/۸	۸۷/۵	۶۰/۵	
Pr	۰/۰۲	۹/۱۶	۱۱/۳۲	۱۱/۳۳	۸/۱۲	۹/۹۱	۹/۸۶	۱۱/۸۸	۱۰/۲	۷/۹۵	۱۰/۷۱	۷/۶۶	
Nd	۰/۳	۳۲/۱	۳۷/۶	۳۸/۶	۲۹/۶	۳۵/۴	۳۶/۱	۴۳/۴	۳۸/۷	۲۸/۸	۳۸/۴	۲۸/۶	
Sm	۰/۰۵	۵/۹۲	۶/۳۳	۶/۵۲	۵/۴۷	۶/۰۵	۶/۴۷	۷/۸۴	۷/۴	۵/۰۸	۶/۸۲	۵/۳۳	
Eu	۰/۰۲	۱/۷۷	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۸۳	۱/۷۵	۱/۷۷	۲/۵۳	۲/۱۲	۱/۶۲	۱/۹۷	۱/۶۸	
Gd	۰/۰۵	۵/۳۴	۶/۲۳	۶/۲۶	۵/۲۷	۶/۱۵	۶/۵۶	۸/۰۲	۷/۴۷	۵/۳	۶/۴۸	۴/۹۸	
Tb	۰/۰۱	۰/۷۳	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۶۹	۰/۸۱	۰/۹۱	۱/۱	۱/۰۷	۰/۷۳	۰/۸۴	۰/۷	
Dy	۰/۰۵	۳/۲۳	۳/۵۹	۳/۵۸	۳/۰۶	۳/۳۱	۴/۰۱	۴/۵۴	۴/۶۱	۳/۱۶	۳/۰۹	۲/۹۲	
Ho	۰/۰۲	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۶۹	۰/۵۸	۰/۶	۰/۷۵	۰/۸۲	۰/۸۷	۰/۵۹	۰/۵	۰/۵۴	
Er	۰/۰۳	۱/۶۸	۱/۹۲	۱/۹۴	۱/۵۶	۱/۷۵	۲/۲۱	۲/۳۲	۲/۴۴	۱/۷۱	۱/۴۷	۱/۵	
Tm	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۳	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۱۹	
Yb	۰/۰۵	۱/۴۴	۱/۶۷	۱/۷۱	۱/۳۲	۱/۲۲	۱/۶۳	۱/۶۲	۱/۷۷	۱/۳۱	۰/۹۳	۱/۱۱	
Lu	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۱۷	
		دگرسانی آرژلیک											
		Zm-91	Zm-92	Zm-93	Zm-94	Zm-95	Zm-96	Zm-97	Zm-98	Zm-99	Zm-100	Zm-101	Zm-102
La (ppm)	۴۹/۹	۳۷/۵	۷۳/۸	۶۶/۹	۳۸	۴۰/۶	۴۰/۹	۴۴/۳	۴۲/۲	۴۱/۵	۴۰/۸	۴۰/۱	
Ce	۹۷	۷۵/۳	۱۳۳/۶	۱۲۷/۵	۷۹/۴	۷۹/۲	۷۸/۱	۸۸/۳	۸۲/۲	۸۲/۱	۸۰/۴	۷۷/۶	
Pr	۱۱/۷۳	۸/۹۹	۱۵/۴۵	۱۴/۷۹	۹/۷۴	۹/۸۷	۸/۶۷	۱۰/۸۱	۹/۸	۹/۶۷	۹/۸۷	۸/۸۱	
Nd	۴۲/۳	۳۲/۴	۵۶/۸	۵۴/۱	۳۶/۸	۳۶/۸	۳۱/۵	۳۸/۸	۳۵/۸	۳۵/۸	۳۶/۲	۳۱	
Sm	۷/۲۷	۵/۹	۹/۷۱	۹/۲۶	۶/۸۴	۶/۵۶	۵/۳۹	۶/۷۶	۶/۴۵	۶/۴۸	۶/۴۳	۵/۴۶	
Eu	۱/۹۳	۱/۶۹	۲/۷۲	۲/۵۲	۱/۹۶	۱/۸۱	۱/۵۲	۱/۷۴	۱/۸۴	۱/۹	۱/۹۲	۱/۸۸	
Gd	۷/۱۹	۶/۰۵	۹/۷۹	۹/۱۲	۶/۶۸	۶/۵۶	۴/۸۱	۶/۵	۶/۳۳	۶/۵۳	۶/۳۸	۵/۵۴	
Tb	۰/۹۵	۰/۸۶	۱/۲۳	۱/۱۵	۰/۹۵	۰/۹	۰/۵۹	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۷۴	
Dy	۳/۸۶	۳/۷۲	۴/۷۱	۴/۴۷	۴/۱۲	۳/۸۴	۲/۷۱	۳/۶۵	۳/۶۷	۳/۷۷	۳/۸۴	۳/۲۸	
Ho	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۸۷	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۷۳	۰/۵	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۷۴	۰/۶۲	
Er	۲/۱۱	۲/۰۹	۲/۵۷	۲/۴۷	۲/۲۴	۲/۱۴	۱/۴۸	۲/۰۳	۱/۹۸	۲/۰۴	۲/۱۶	۱/۸۸	
Tm	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۳	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۴	
Yb	۱/۵۵	۱/۵۵	۱/۸۴	۱/۸۴	۱/۶۶	۱/۶	۱/۳۱	۱/۵۷	۱/۵۲	۱/۵۹	۱/۷۶	۱/۵۱	
Lu	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۳	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۲۶	



شکل ۱ موقعیت منطقه زمین‌حسین در نقشه پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۸].



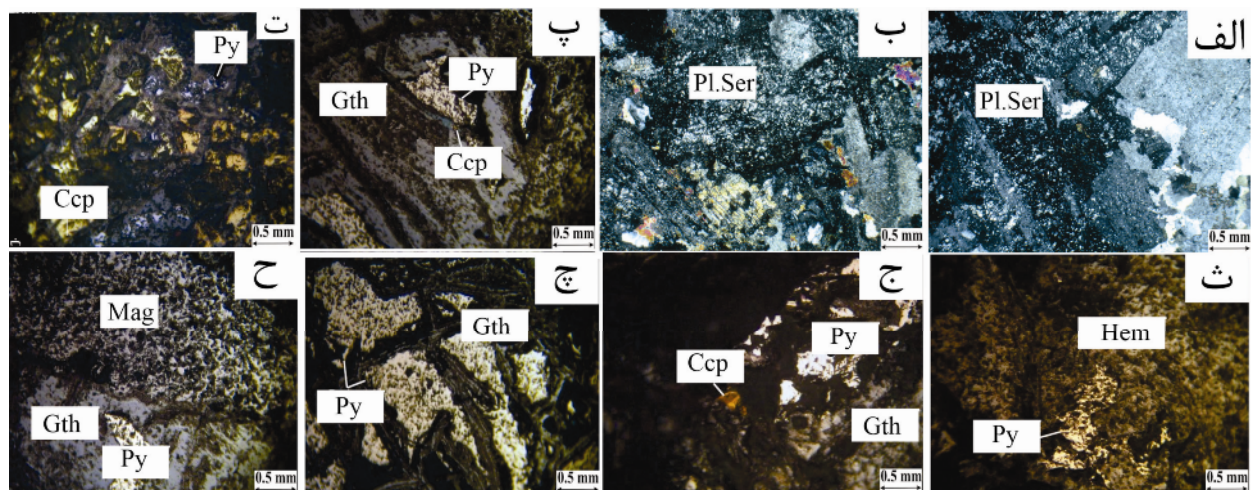
شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه زمین‌حسین [۶] که در آن چگونگی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک نسبت به سایر واحدهای سنگی نمایش داده شده است.

نتایج و بحث

سنگ‌نگاری سنگ‌های آندزیتی و کانه‌نگاری رگه‌ها و رگچه‌های کانی‌سازی شده

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی وابسته به پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه زمین‌حسین دارای بافت پورفیری هستند و درشت بلورها در خمیره‌ای از ریزسنگ‌ها (از جنس پلاژیوکلاز) توزیع شده‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در اندازه‌هایی متغیر از ۱ تا ۴ میلی‌متر مهمترین درشت بلورهای موجود در این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازهای دارای ماکل‌های ساده و چندریخت فراوان‌ترین درشت بلور در این سنگ‌ها هستند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز (شکل‌های ۳ الف و ب) و پیروکسن گاهی به مجموعه‌ای از کانی‌هایی چون رس‌ها، کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیت دگرسان شده‌اند. پیریت مهمترین کانی فلزی در آندزیت‌هاست که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه سنگ دیده می‌شود.

نتایج کانه‌نگاری نشان می‌دهند که پیریت، کالکوپریت، مگنتیت، هماتیت و گوتیت مهمترین کانه‌های موجود در رگه‌ها و رگچه‌های کانی‌سازی شده گسترش یافته در پهنه دگرسانی آرژلیک هستند (شکل‌های ۳ پ تا ج). پیریت در رگه‌ها و رگچه‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود که گاهی در اثر نیروهای زمین‌ساختی دچار دگرشکلی شده است و در هم‌رشدی با کالکوپریت دارد. پیریت گاهی در اثر دگرسانی به گوتیت تبدیل شده است (شکل ۳ چ). کالکوپریت به عنوان تنها کانی سولفیدی قابل تشخیص در نمونه‌های مورد بررسی در نتیجه دگرسانی برونزاد به طور بخشی به هماتیت، گوتیت و کربنات‌های مس‌دار (مالاکیت و آزوریت) تبدیل شده است. در اغلب نمونه‌های مورد بررسی، کالکوپریت توسط مالاکیت دربر گرفته شده است. آزوریت نسبت به مالاکیت از فراوانی کمتری برخوردار بوده و به صورت بلورهای زیر در کنار مالاکیت در درزها و شکستگی‌های موجود گسترش یافته است.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی و رگچه‌های کانه‌دار در پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین: (الف و ب) درشت بلور-های پلاژیوکلاز (Pl) که در اثر عملکرد فرآیندهای دگرسانی به سریسیت (Ser) تبدیل شده‌اند. (نور قطبیده متقاطع، XPL). (پ و ت) کانی‌سازی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Ccp) در رگچه‌های کانه‌دار که در آن کالکوپیریت در اثر عملکرد فرآیندهای دگرسانی به طور بخشی به گوتیت (Gth) تبدیل شده است. (نور بازتابی)، (ث و ج) کانی‌زایی پیریت (Py) همراه با کالکوپیریت (Ccp) در رگچه‌های کانه‌دار که در آن پیریت به طور بخشی به هماتیت و گوتیت تبدیل شده است. (نور بازتابی)، (چ) تبدیل بخشی پیریت به گوتیت. (نور بازتابی)، (ح) کانی‌زایی آهن به صورت مگنتیت (Mag)، پیریت (Py) و گوتیت (Gth) در رگچه‌های کانه‌دار که در آن گوتیت فراورده دگرسانی پیریت است. (نور بازتابی)، نشانه‌های اختصاری به کار رفته (Pl = پلاژیوکلاز، Ser = سریسیت، Gth = گوتیت، Ccp = کالکوپیریت، Py = پیریت، Hem = هماتیت و Mag = مگنتیت) برگرفته از مرجع [۹] هستند.

کانی‌شناسی پهنه دگرسانی آرژلیک

نتایج تجزیه‌های XRD نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین در جدول ۴ و شکل ۴ ارائه شده است. دیده می‌شود که کائولینیت، کوارتز، هماتیت، گوتیت، آلبیت، مسکوویت-ایلیت، اورتوکلاز، کلسیت، جاروسیت، مونت-موریلونیت و سنگ گچ کانی‌های موجود در پهنه دگرسانی آرژلیک هستند. کائولینیت تنها فاز کانیایی است که در پهنه دگرسانی آرژلیک به عنوان فاز اصلی حضور دارد. کوارتز، آلبیت، هماتیت و گوتیت از جمله کانی‌هایی هستند که به صورت فاز کانیایی اصلی و یا فرعی در نمونه‌ها وجود دارند. فازهای کانیایی فرعی شامل مونت‌موریلونیت، مسکوویت-ایلیت، اورتوکلاز و کلسیت هستند.

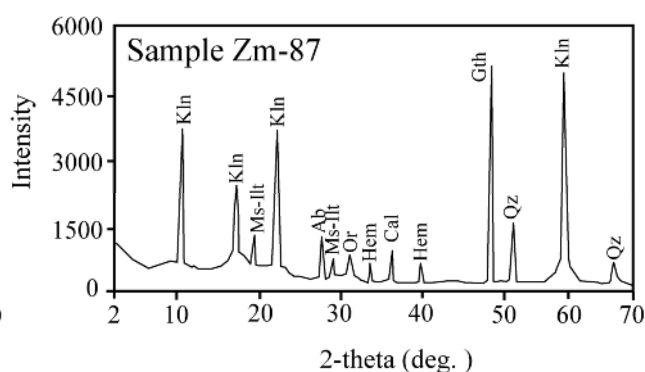
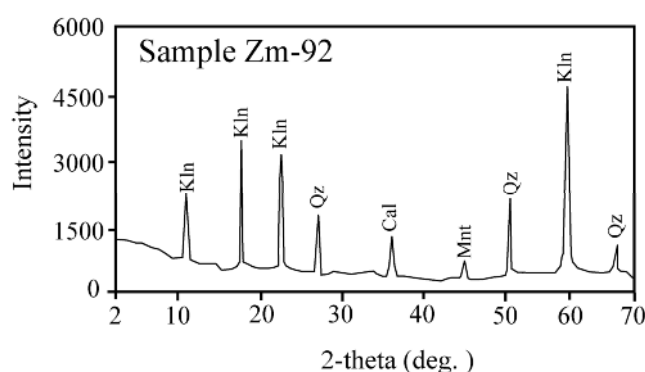
زمین‌شیمی تغییرات جرم عناصر جزئی

برای محاسبه تغییرات جرم عناصر در محیط‌های به شدت دگرسان شده می‌توان از روش‌های زمین‌شیمیایی مختلفی

چون برآورد درصد تغییر در نسبت‌های عنصری [۱۰، ۱۱]، عامل حجم [۱۲]، تحلیل ایزوکون [۱۳، ۱۴] و زمین‌شیمی عناصر کم‌تحرك [۱۵، ۱۶] بهره گرفت. از این روش‌ها، پژوهشگران بسیاری [۱۷-۲۲] برای بررسی تغییرات جرم عناصر طی فرایندهای دگرسانی در ذخایر و محیط‌های زمین‌شناسی مختلف استفاده نموده‌اند. بررسی نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهد که مقادیر LOI در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین (۶/۵۳-۱۳/۴۹ درصد وزنی) نسبت به سنگ‌های آندزیتی (۰/۴۸-۱/۱۲ درصد وزنی) بسیار بیشتر است (جدول ۱). این اختلاف در مقدار LOI به نوعی بیانگر عملکرد شدید فرایندهای دگرسانی بر سنگ‌های آندزیتی در منطقه زمین‌حسین است. از اینرو، استفاده از این روش‌ها می‌تواند در محاسبه تغییرات جرم عناصر و تعیین عوامل‌های کنترل کننده توزیع عناصر در پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه زمین‌حسین مفید باشد.

جدول ۴ نتایج برآمده از پراش پرتو X در نمونه‌های انتخابی از پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه زمین‌حسین.

شماره نمونه	فاز های اصلی	فاز های فرعی
Zm-85	کوارتز، کائولینیت	آلبیت، مسکوویت-ایلیت، گوتیت، اورتوکلاز
Zm-87	کائولینیت، گوتیت	آلبیت، هماتیت، مسکوویت-ایلیت، کلسیت، کوارتز، اورتوکلاز
Zm-90	کائولینیت، گوتیت، هماتیت	آلبیت، کوارتز، کلسیت
Zm-92	کائولینیت، کوارتز	مونت‌موریلونیت، کلسیت
Zm-95	کائولینیت، گوتیت، هماتیت، آلبیت	مسکوویت-ایلیت، کلسیت
Zm-99	کوارتز، کائولینیت، گوتیت	آلبیت، جاروسیت، سنگ گچ
Zm-101	کائولینیت، گوتیت	کلسیت، مسکوویت-ایلیت، مونت‌موریلونیت



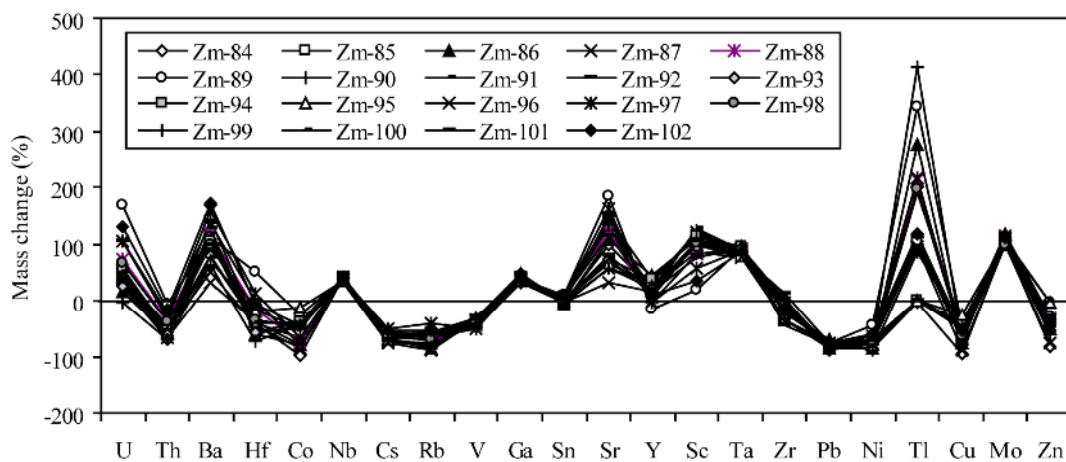
شکل ۴ الگوی پراش پرتو X دو نمونه انتخابی از پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه زمین‌حسین. نشانه‌های اختصاری به کار رفته = Or = گوتیت، = Gth = کوارتز، = Qz = کائولینیت، = Cal = کلسیت، = Ms-Ilt = مسکوویت-ایلیت، = Hem = هماتیت، = Ab = آل‌بیت) برگرفته از مرجع [۹] هستند.

رابطه بالا از Al به دلیل گستره تغییرات کم نسبت به دو عنصر Ti و Zr، به عنوان شاخص عنصر کم‌تحرک استفاده شد. مقادیر مثبت و منفی به دست آمده از این محاسبات به ترتیب نشان دهنده مقدار کاهش و افزایش جرم عناصر طی آرژیلیک شدن هستند. نتایج به دست آمده برای عناصر جزئی در شکل‌های ۵ و ۶ رسم شده‌اند. بر این اساس، فرایند تبدیل شدن سنگ‌های آندزیتی به پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه زمین‌حسین با غنی‌شدگی عناصری چون U، Ba، Nb، Ga، Tl، Sr، Sc، Ta، Th، Mo و تهی‌شدگی عناصری مانند Co، Cs، Rb، V، Pb، Ni، Cu و Zn همراه بوده است. سایر عناصر جزئی مثل Hf، Sn، Y، Zr و عناصر خاکی نادر (REE) طی تشکیل پهنه دگرسانی آرژیلیک دستخوش هر دو فرایند شستشو و تثبیت شده‌اند.

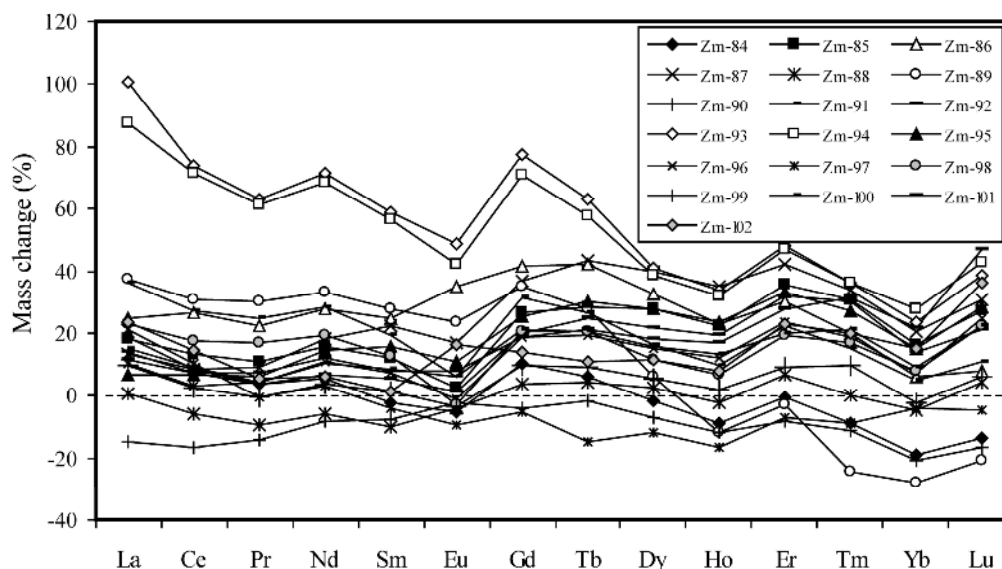
در این پژوهش، برای برآورد مقدار افزایش و یا کاهش جرم عناصر جزئی طی آرژیلیک شدن سنگ‌های آندزیتی (به عنوان فراوان‌ترین سنگ اولیه در منطقه) از روش برآورد درصد تغییر در نسبت‌های عنصری [۱۰]، یعنی از رابطه:

$$\% \text{Change} = \left[\frac{(X/I)_{\text{Argillic sample}}}{(X/I)_{\text{Andesite}}} - 1 \right] \times 100$$

استفاده شد. در این رابطه، X و I به ترتیب مقدار عنصر مورد نظر برای محاسبه مقدار تغییر جرم و مقدار عنصر شاخص کم-تحرک هستند. گفتنی است که در این محاسبات از نتیجه متوسط تجزیه شیمیایی چهار نمونه سنگ آندزیتی به عنوان ترکیب شیمیایی سنگ اولیه استفاده شد. بررسی‌های انجام شده نشان داد که عناصری چون Al، Ti و Zr طی فرآیند آرژیلیک شدن سنگ‌های آتشفشانی به ویژه آندزیت‌ها کمترین درجه تحرک و تغییرپذیری را دارند [۲۳]. در این پژوهش، در



شکل ۵ الگوی تغییرات جرم عناصر جزئی طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه زمین‌حسین با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم-تحرك.



شکل ۶ الگوی تغییرات جرم لانتانیدها طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک در منطقه زمین‌حسین با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم-تحرك.

کنترل کانایی و زمین‌شیمیایی بر توزیع و تحرك عناصر جزئی طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک

نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی، محاسبه تغییرات جرم عناصر و محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر (جدول‌های ۵ و ۶) نقش کنترلی کانی‌ها و عوامل زمین‌شیمیایی موثر در توزیع و تحرك عناصر جزئی طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک را آشکار می‌کند. عناصری چون Zr و Hf که در گسترش فرآیندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرك عمل می‌نمایند [۲۴]، طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی مورد بررسی هر دو روند شستشو و غنی‌شدگی را تجربه نموده‌اند. این نوع رفتارهای غیرمتعارف می‌تواند در ارتباط با تغییر عواملی چون pH، شدت دگرسانی و فراوانی یون‌های کمپلکس‌ساز محیط تشکیل باشد

[۲۵]. همچنین، نتایج زمین‌شیمیایی سامانه‌های مختلف دگرسانی نشان داده است که دمای بالا و پایین سیال‌های گرمایی به ترتیب شرایط لازم برای شستشو و تثبیت عناصری چون Y و Zr را در سامانه دگرسانی فراهم می‌کند [۲۶]. با توجه به رفتار دوگانه کاهشی و افزایشی این دو عنصر می‌توان گفت که تغییرات دمایی (کاهش دمای سیال درون‌زاد) از گذر زمان و یا آمیختگی سیال درون‌زاد با سیال برون‌زاد از عوامل مهم و اساسی در گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین بوده است.

تهی‌شدگی عناصری چون Rb و Cs طی دگرسانی و تخریب کانی‌های فلدسپار سنگ‌های آندزیتی رخ داده است. غنی‌شدگی شدید عناصری چون Sr و Ba بیانگر نقش مهم

سطحی و روتیل به دلیل فرآیند جانشینی هم‌ریختی سبب تثبیت این عناصر در پهنه دگرسانی آرژلیک شده‌اند [۲۸]. همبستگی‌های مثبت متوسط تا قوی بین Mn با عناصری چون Cu (۰/۹۱)، Co (۰/۹۷)، Pb (۰/۷۷)، Tl (۰/۶۱) و Zn (۰/۸۹) به این نکته کلیدی اشاره دارند که اکسیدهای منگنز این عناصر جزئی را در اثر فرایند روبش در سطوح بین‌لایه‌ای خود تثبیت نموده‌اند [۲۷]. کاهش جرم عناصری چون Ni، Co و V (شکل ۴) می‌تواند دلیلی بر نقش سیال‌های گرمایی با pH پایین در گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک باشد [۲۹].

سیال‌های درونزاد طی گسترش پهنه دگرسانی مورد بررسی است [۲۳]. همبستگی‌های مثبت قوی K با Sr (۰/۸۸) و Ba (۰/۹۱) دلیلی محکمی بر نقش کنترلی کانی مسکوویت-ایلیت در تمرکز این دو عنصر جزئی به شمار می‌رود. همبستگی‌های مثبت قوی بین Fe با U (۰/۹۳)، Th (۰/۹۲)، Hf (۰/۹۲) و Ni (۰/۹۷) نشان می‌دهد که روبش توسط هماتیت و گوتیت نقش مهمی در توزیع این عناصر جزئی در پهنه دگرسانی ایفا نموده است [۲۷]. همبستگی‌های مثبت متوسط تا قوی بین Al و Ti با عناصری چون Nb، V، Ga، Sc، Ta، Zr و Mo (۰/۶۳) تا (۰/۹۷) آشکار می‌کنند که کانی‌های رسی در اثر فرایند جذب

جدول ۵ ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر اصلی با عناصر جزئی (شامل لانتانیدها) در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین

	Si	Al	Fe	Ca	Na	Mg	K	Ti	Mn	P
U	۰/۱۹	-۰/۸۷	۰/۹۳	۰/۹۰	۰/۸۸	۰/۲۶	۰/۳۸	-۰/۸۰	۰/۰۵	-۰/۱۹
Th	۰/۴۴	-۰/۸۹	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۳۰	۰/۵۷	-۰/۷۳	-۰/۱۲	-۰/۳۷
Ba	۰/۳۶	-۰/۴۰	۰/۲۰	۰/۴۰	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۹۱	-۰/۳۷	-۰/۲۳	-۰/۱۰
Hf	۰/۲۹	-۰/۸۵	۰/۹۲	۰/۸۲	۰/۸۶	۰/۲۰	۰/۲۶	-۰/۶۸	۰/۱۴	-۰/۳۴
Co	-۰/۳۱	۰/۱۱	-۰/۱۰	-۰/۰۳	-۰/۰۴	-۰/۱۶	-۰/۴۱	۰/۰۶	۰/۹۷	۰/۴۰
Nb	-۰/۳۷	۰/۹۳	-۰/۸۸	-۰/۸۶	-۰/۸۶	-۰/۱۰	-۰/۲۹	۰/۸۳	-۰/۱۲	۰/۳۷
Cs	۰/۳۵	-۰/۳۶	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۹۰	-۰/۳۹	-۰/۲۸	-۰/۱۱
Rb	۰/۲۱	-۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۹۲	-۰/۴۲	-۰/۳۷	۰/۰۰
V	-۰/۴۶	۰/۹۰	-۰/۷۶	-۰/۸۱	-۰/۷۹	-۰/۲۶	-۰/۵۷	۰/۸۳	۰/۱۴	۰/۵۲
Ga	-۰/۱۵	۰/۸۱	-۰/۷۸	-۰/۷۷	-۰/۷۹	-۰/۱۵	-۰/۳۹	۰/۸۴	-۰/۱۸	۰/۰۳
Sr	۰/۲۲	-۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۳۲	۰/۸۸	-۰/۴۶	-۰/۰۸	۰/۰۱
Y	-۰/۴۳	۰/۸۰	-۰/۷۸	-۰/۷۷	-۰/۸۰	-۰/۲۲	-۰/۳۷	۰/۶۹	-۰/۰۸	۰/۵۵
Sc	-۰/۴۲	۰/۹۴	-۰/۸۵	-۰/۹۴	-۰/۹۱	-۰/۳۱	-۰/۵۳	۰/۸۰	-۰/۰۰	۰/۴۰
Ta	-۰/۵۳	۰/۸۱	-۰/۷۳	-۰/۷۶	-۰/۷۹	۰/۰۸	-۰/۲۴	۰/۶۳	۰/۰۹	۰/۴۶
Zr	-۰/۵۶	۰/۷۳	-۰/۵۷	-۰/۶۲	-۰/۶۲	۰/۰۳	-۰/۳۹	۰/۷۸	۰/۰۸	۰/۳۰
Pb	-۰/۰۲	-۰/۰۸	۰/۰۹	-۰/۰۱	۰/۰۰	-۰/۲۹	-۰/۳۸	۰/۰۸	۰/۷۷	۰/۱۱
Ni	۰/۲۸	-۰/۸۹	۰/۹۷	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۲۶	۰/۳۸	-۰/۷۶	-۰/۰۶	-۰/۳۴
Tl	۰/۰۲	-۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۵۴	۰/۳۷	-۰/۲۰	۰/۶۱	-۰/۴۸
Cu	-۰/۱۸	۰/۱۸	-۰/۲۰	-۰/۱۳	-۰/۱۲	-۰/۲۴	-۰/۵۱	۰/۱۸	۰/۹۱	۰/۴۵
Mo	-۰/۱۸	۰/۸۳	-۰/۷۴	-۰/۷۴	-۰/۷۱	-۰/۱۵	-۰/۴۴	۰/۹۷	۰/۰۰	۰/۱۰
Zn	-۰/۰۵	-۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۰۴	-۰/۲۷	۰/۰۸	۰/۸۹	۰/۲۹
La	-۰/۴۷	۰/۳۱	-۰/۳۵	-۰/۲۶	-۰/۲۹	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۳۰	۰/۹۵
Ce	-۰/۴۹	۰/۳۵	-۰/۳۷	-۰/۳۰	-۰/۳۲	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۲۷	۰/۹۵
Pr	-۰/۵۲	۰/۴۰	-۰/۴۱	-۰/۳۴	-۰/۳۵	۰/۰۴	-۰/۰۴	۰/۲۰	۰/۲۸	۰/۹۵
Nd	-۰/۵۶	۰/۴۴	-۰/۴۴	-۰/۳۹	-۰/۴۰	۰/۰۱	-۰/۱۰	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۹۵
Sm	-۰/۶۰	۰/۴۱	-۰/۴۷	-۰/۴۴	-۰/۴۵	-۰/۰۰	-۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۹۲
Eu	-۰/۵۸	۰/۴۲	-۰/۴۴	-۰/۳۳	-۰/۳۷	۰/۱۵	-۰/۱۳	۰/۳۲	۰/۱۲	۰/۸۱
Gd	-۰/۵۵	۰/۵۰	-۰/۴۹	-۰/۴۵	-۰/۴۶	-۰/۰۰	-۰/۲۱	۰/۳۲	۰/۱۵	۰/۹۲
Tb	-۰/۵۳	۰/۵۷	-۰/۵۴	-۰/۵۳	-۰/۵۳	-۰/۰۶	-۰/۳۱	۰/۴۰	۰/۰۶	۰/۸۲
Dy	-۰/۴۶	۰/۶۳	-۰/۵۸	-۰/۶۲	-۰/۶۳	-۰/۱۹	-۰/۳۹	۰/۴۹	-۰/۰۵	۰/۶۸
Ho	-۰/۴۱	۰/۶۵	-۰/۶۱	-۰/۶۷	-۰/۶۷	-۰/۲۹	-۰/۴۴	۰/۵۲	-۰/۰۶	۰/۶۰
Er	-۰/۳۸	۰/۶۱	-۰/۵۸	-۰/۶۲	-۰/۶۳	-۰/۳۰	-۰/۳۲	۰/۴۶	-۰/۰۰	۰/۶۵
Tm	-۰/۲۸	۰/۶۴	-۰/۶۱	-۰/۶۷	-۰/۶۶	-۰/۴۴	-۰/۴۲	۰/۵۳	-۰/۰۰	۰/۵۱
Yb	-۰/۳۱	۰/۶۰	-۰/۵۵	-۰/۶۳	-۰/۶۳	-۰/۴۳	-۰/۳۷	۰/۴۷	۰/۰۴	۰/۵۱
Lu	-۰/۲۹	۰/۴۹	-۰/۴۶	-۰/۵۱	-۰/۵۱	-۰/۴۵	-۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۱۷	۰/۴۷

جدول ۶ ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	۱/۰۰													
Ce	۰/۹۸	۱/۰۰												
Pr	۰/۹۶	۰/۹۹	۱/۰۰											
Nd	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۹۸	۱/۰۰										
Sm	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۹۴	۰/۹۸	۱/۰۰									
Eu	۰/۷۹	۰/۸۱	۰/۸۳	۰/۸۸	۰/۹۱	۱/۰۰								
Gd	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۲	۱/۰۰							
Tb	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۸۲	۰/۸۸	۰/۹۳	۰/۸۸	۰/۹۷	۱/۰۰						
Dy	۰/۶۳	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۷۷	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۸۹	۰/۹۵	۱/۰۰					
Ho	۰/۵۶	۰/۶۰	۰/۶۴	۰/۶۹	۰/۷۶	۰/۷۱	۰/۸۱	۰/۸۹	۰/۹۷	۱/۰۰				
Er	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۷۳	۰/۷۸	۰/۷۱	۰/۸۴	۰/۹۱	۰/۹۷	۰/۹۸	۱/۰۰			
Tm	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۵۷	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۵۵	۰/۶۸	۰/۷۵	۰/۸۷	۰/۹۴	۰/۹۳	۱/۰۰		
Yb	۰/۵۳	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۶۰	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۶۷	۰/۸۰	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۹۷	۱/۰۰	
Lu	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۴۹	۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۷۷	۰/۸۵	۰/۸۷	۰/۹۴	۰/۹۶	۱/۰۰

مهمی در توزیع و تثبیت HREE ها در پهنه دگرسانی مورد بررسی داشته باشند (جدول ۵). همچنین، همبستگی‌های مثبت قوی بین P با LREE ها (۰/۸۱ تا ۰/۹۵) و همبستگی-های مثبت متوسط تا قوی بین P با برخی از HREE ها چون Gd, Tb, Dy, Ho و Er (بیش از ۰/۶۰) آشکار می‌کنند که کانی‌های فسفاتی ثانویه نقش بی‌مانندی در توزیع لانتانیدها در پهنه مورد بررسی داشته‌اند. با توجه به همبستگی‌های منفی بین REE ها با Fe (۰/۳۵ تا -۰/۶۱) و مثبت بسیار ضعیف تا منفی با Mn (۰/۰۶ تا -۰/۳۰)، نمی‌توان شانس برای اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی در تمرکز و تثبیت لانتانیدها در نظر گرفت.

الگوی توزیع و جدایش REE ها طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک

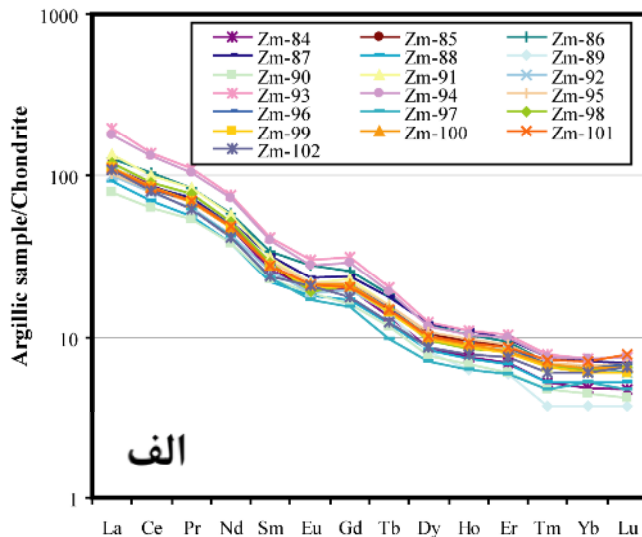
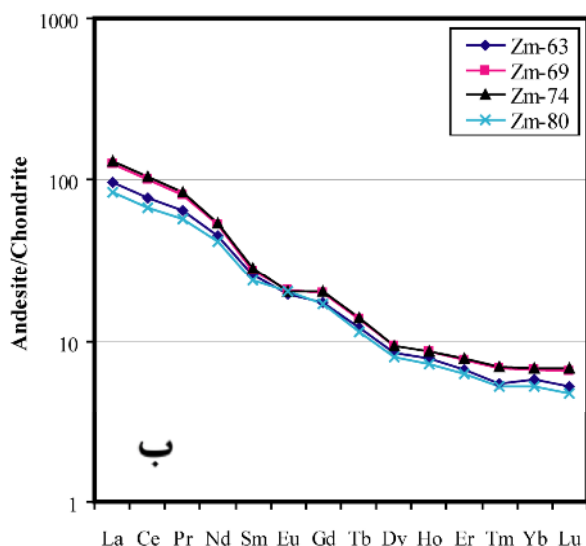
نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهند که مقادیر REE ها در سنگ‌های آندزیتی در گستره‌ای ۱۵۴/۰۰ تا ۲۲۳/۸۶ گرم در تن و در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک در گستره ۱۴۵/۲۸ تا ۲۹۵/۵۵ گرم در تن متغیر هستند (جدول ۷). الگوی توزیع REE ها به‌نجار شده به کندریت [۳۲] بیانگر جدایش و غنی-شدگی LREE ها نسبت HREE ها و نبود بی‌هنجاری‌های منفی و یا مثبت مشخص Eu و Ce در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه زمین‌حسین است (شکل ۷ الف). الگوی مشابهی برای آندزیت‌ها نیز قابل مشاهده است (شکل ۷

ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که از میان عناصر خاکی نادر، همبستگی درونی مثبت‌تری بین، عناصر خاکی نادر سبک LREE ها (La تا Eu با ۰/۷۹ تا ۰/۹۹) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین، HREE ها (Gd تا Lu با ۰/۶۱ تا ۰/۹۸) وجود دارد (جدول ۶). به نظر می‌رسد که این تفاوت در مقدار ضرایب همبستگی با مشارکت کانی‌های متنوع در توزیع HREE ها و رفتارهای زمین‌شیمیایی منسجم‌تر LREE ها با هم طی گسترش فرآیندهای دگرسانی در ارتباط باشد. بررسی-های انجام شده نشان داده است که pH های پایین و بالا به ترتیب باعث شستشو و تثبیت لانتانیدها در سامانه‌های گرمابی می‌شوند [۱۸، ۳۰]. با توجه به وجود دو روند کاهشی و افزایشی برای جرم REE ها (شکل ۶) می‌توان گفت که رفتار لانتانیدها طی گسترش پهنه دگرسانی آرژلیک با تغییرات pH محلول‌های دگرسان کننده کنترل شده است. افزون بر این، به نظر می‌رسد که کاهش دما و افزایش pH محلول‌های دگرسان کننده به دلیل تداوم فرایندهای واکنشی آب-سنگ سبب ترسیب لانتانیدها در اغلب نمونه‌های مورد بررسی شده است.

کانی‌هایی چون رس‌ها، همتایت، گوتیت، اکسیدهای منگنز و فسفات‌های ثانویه به عنوان میزبان‌های اصلی لانتانیدها در سامانه‌های دگرسانی معرفی شده‌اند [۳۱]. همبستگی‌های متوسط بین Al با عناصری چون Dy, Ho, Er, Tm و Yb (بیش از ۰/۶۰) نشان می‌دهد که کانی‌های رسی می‌توانند نقش

های مربوط به پهنه دگرسانی آرژلیک به ترتیب دارای گستره تغییراتی از ۱۷/۰۱ تا ۲۰/۲۶ و ۱۶/۴۲ تا ۳۳/۹۴ است (جدول ۷).

ب). این شباهت به نوعی ارتباط زایشی بین سنگ‌های آندزیتی و پهنه دگرسانی آرژلیک را نشان می‌دهد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که نسبت $(La/Yb)_N$ (N نشانگر بهنجار شدن به کندریت [۳۲] است) در سنگ‌های آندزیتی و نمونه-



شکل ۷ الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۳۲] در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک (الف) و سنگ‌های آندزیتی (ب) منطقه زمین‌حسین.

جدول ۷ مقادیر REEs، HREEs، Ce/Ce^* ، Eu/Eu^* ، $(La+Yb)_N$ و $(LREEs/HREEs)_N$ در نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژلیک و سنگ‌های آندزیتی منطقه زمین‌حسین.

	اندزیت				دگرسانی آرژلیک							
	Zm-63	Zm-69	Zm-74	Zm-80	Zm-84	Zm-85	Zm-86	Zm-87	Zm-88	Zm-89	Zm-90	Zm-91
LREE	۱۵۹٫۹۵	۸۲٫۱۹۹۰	۲۰٫۸۳۰	۱۴۱٫۱۲	۱۸۱٫۶۱	۱۷۷٫۲۰	۲۱۲٫۷۵	۱۸۲٫۳۲	۱۴۴٫۴۵	۱۸۹٫۴۰	۱۳۳٫۱۷	۲۱۰٫۱۳
HREE	۱۳٫۵	۱۵٫۴۵	۱۵٫۵۶	۱۲٫۸۸	۱۴٫۲۴	۱۶٫۶۱	۱۸٫۹۴	۱۸٫۸۱	۱۳٫۲۲	۱۳٫۶۱	۱۲٫۱۱	۱۶٫۸۷
REE	۱۷۲٫۴۳	۲۱۵٫۲۷	۲۲۳٫۸۶	۱۵۴٫۰۰	۱۹۵٫۸۵	۱۹۳٫۸۱	۲۳۱٫۶۹	۲۰۱٫۱۳	۱۵۷٫۶۷	۲۰۳٫۰۱	۱۴۵٫۲۸	۲۲۷٫۰۰
Ce/Ce*	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۱٫۰۱	۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۹۷	۱٫۰۱	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۵
Eu/Eu*	۰٫۹۶	۰٫۹۱	۰٫۸۹	۱٫۰۴	۰٫۸۸	۰٫۸۳	۰٫۹۸	۰٫۸۷	۰٫۹۵	۰٫۹۱	۱٫۰۰	۰٫۸۲
(La/Yb) _N	۱۷٫۷۳	۱۹٫۸۴	۲۰٫۲۶	۱۷٫۰۱	۲۵٫۹۹	۱۸٫۰۰	۲۰٫۹۰	۱۶٫۷۰	۱۸٫۷۳	۳۳٫۹۴	۱۹٫۰	۲۳٫۰۹
(LREE/HREE) _N	۶٫۸۳	۷٫۴۹	۷٫۷۶	۶٫۳۵	۷٫۳۹	۶٫۱۸	۶٫۵۱	۵٫۶۲	۶٫۳۳	۸٫۰۶	۶٫۳۷	۷٫۲۲
	دگرسانی آرژلیک											
	Zm-92	Zm-93	Zm-94	Zm-95	Zm-96	Zm-97	Zm-98	Zm-99	Zm-100	Zm-101	Zm-102	
LREE	۱۶۱٫۷۸	۲۹۲٫۰۸	۲۷۵٫۰۷	۱۷۲٫۷۴	۱۷۴٫۸۴	۱۶۶٫۰۸	۱۹۰٫۷۱	۱۷۸٫۲۹	۱۷۷٫۴۵	۱۷۵٫۶۲	۱۶۴٫۸۵	
HREE	۱۵٫۴۹	۲۱٫۶۲	۲۰٫۴۸	۱۶٫۹۸	۱۶٫۳۱	۱۱٫۷۸	۱۵٫۸۴	۱۵٫۵۵	۱۶٫۰۷	۱۶٫۳۷	۱۴٫۰۷	
REE	۱۷۷٫۲۷	۳۱۳٫۷۰	۲۹۵٫۵۵	۱۸۹٫۷۲	۱۹۱٫۱۵	۱۷۷٫۸۶	۲۰۶٫۵۵	۱۹۳٫۸۴	۱۹۳٫۵۲	۱۹۱٫۹۹	۱۷۸٫۹۲	
Ce/Ce*	۰٫۹۷	۰٫۹۲	۰٫۹۵	۰٫۹۹	۰٫۹۴	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۹۷	
Eu/Eu*	۰٫۸۶	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۹	۰٫۸۴	۰٫۹۱	۰٫۸۰	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۱٫۰۵	
(La/Yb) _N	۱۷٫۳۵	۲۸٫۷۷	۲۶٫۰۸	۱۶٫۴۲	۱۸٫۲۰	۲۲٫۴۰	۲۰٫۲۴	۱۹٫۹۱	۱۸٫۷۲	۱۶٫۶۳	۱۹٫۰۵	
(LREE/HREE) _N	۶٫۰۵	۷٫۸۳	۷٫۷۸	۵٫۹۰	۶٫۲۱	۸٫۱۷	۶٫۹۸	۶٫۶۴	۶٫۴۰	۶٫۲۲	۶٫۷۹	

ثابت شده است که بی‌هنجاری Eu می‌تواند به عنوان یک شاخص پایسته طی دگرسانی عمل کند [۳۴]. به نظر می‌رسد که بی‌هنجاری Eu طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک به عنوان یک شاخص زمین‌شیمیایی پایسته بوده است. تغییرات بسیار ناچیز بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک نسبت به سنگ اولیه آندزیتی نیز نشان می‌دهد که طی تشکیل و گسترش پهنه دگرسانی مورد بررسی، شرایط پتانسیل اکسایش-کاهش (Eh) تغییر چندانی را نداشته است.

برداشت

مهم‌ترین نتایج بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر جزئی پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه زمین‌حسین عبارتند از:

۱- پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه زمین‌حسین با کانی‌شناسی کوارتز، کائولینیت، مونت‌موریلونیت، مسکوویت-ایلیت، جاروسیت، هماتیت، گوتیت، آلبیت، اورتوکلاز و کلسیت فراورده واکنش سیال‌های گرمایی با سنگ‌های آتشفشانی بیشتر آندزیتی است. رگه‌ها و رگچه‌های این پهنه دربردارنده کانی-سازی‌هایی از کالکوپیریت، مگنتیت، پیریت، هماتیت، گوتیت، ملاکیت و آزوریت هستند.

۲- محاسبه تغییرات جرم نشان می‌دهد که فرایند تبدیل شدن سنگ‌های آندزیتی به پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه زمین-حسین با غنی‌شدگی عناصری چون U, Ba, Nb, Ga, Ti, Sr, Sc, Ta, Th و Mo و تهی‌شدگی عناصری مانند Th, Co, Cs, Rb, V, Pb, Ni, Cu و Zn همراه بوده است. سایر عناصر جزئی مثل Hf, Sn, Y, Zr و REE‌ها طی تشکیل پهنه دگرسانی آرژیلیک دستخوش هر دو فرایند شستشو و تثبیت شده‌اند.

۳- رفتارهای دوگانه افزایشی و کاهش‌ی برای Y, Zr و Hf بیانگر تغییرات در پارامترهایی چون دما و pH محلول‌های مسئول دگرسانی و مقدار دسترسی به یون‌های کمپلکس‌ساز طی گسترش پهنه آرژیلیک هستند.

۴- نقش مهم سیال‌های درون‌زاد طی گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد بررسی را می‌توان از غنی‌شدگی شدید عناصری چون Sr و Ba، و حضور پوش‌سنگ‌های سیلیسی برداشت نمود.

نسبت $(LREE/HREE)_N$ در سنگ‌های آندزیتی و نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژیلیک نیز به ترتیب در گستره ۶/۳۵ تا ۷/۷۶ و ۵/۶۲ تا ۸/۱۷ در تغییر است. مقایسه این نسبت‌ها به روشنی نشان می‌دهد که نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREEs/HREEs)_N$ در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک نسبت به سنگ اولیه آندزیت هر دو کمابیش روند کاهش و افزایشی داشته‌اند. به تازگی بررسی‌های اخیر نشان داده است که جدایش LREE‌ها از HREE‌ها طی گسترش فرایندهای دگرسانی وابسته به pH محیط تشکیل است، به طوری که در pH اسیدی، LREE‌ها و در pH قلیایی، HREE‌ها دستخوش تحرک و شستشو می‌شوند [۳۰]. با توجه به این مطالب، روند کاهش در نسبت‌های یاد شده در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک نسبت به سنگ اولیه آندزیتی در اثر سیال‌های گرمایی با pH پایین رخ داده است [۱۸]. به نظر می‌رسد که کاهش دما به همراه افزایش pH سیال با گذر زمان سبب ناپایداری کمپلکس‌های حامل LREE‌ها و موجب افزایش نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در اغلب نمونه‌های مورد بررسی شده است [۳۳].

تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک

در این پژوهش، برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک و سنگ اولیه آندزیتی از روابط $Ce/Ce^* = Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$ و $2Ce_N / (La_N + Pr_N)$ [۳۲] استفاده شد که N بیانگر بهنجار کردن مقادیر Eu, Sm, Gd, Ce, La و Pr به مقادیر مشابه در کندریت [۳۲] است. نتایج نشان می‌دهند که گستره تغییرات مقادیر بی‌هنجاری‌های Ce و Eu در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک به ترتیب ۰/۹۲ تا ۱/۰۱ و ۰/۸۰ تا ۱/۰۵ است. مقادیر این بی‌هنجاری‌ها در سنگ‌های آندزیتی نیز به ترتیب در گستره ۰/۹۷ تا ۱/۰۱ و ۰/۸۹ تا ۱/۰۴ در تغییر هستند. مقایسه گستره تغییرات بی‌هنجاری‌های Ce و Eu در نمونه‌های پهنه آرژیلیک و سنگ‌های اولیه آندزیتی آشکارا نشان می‌دهد که گسترش فرایند آرژیلیک‌شدن در منطقه زمین‌حسین با تغییر محسوس در مقادیر بی‌هنجاری Eu همراه نبوده است. به تازگی

- [2] Dimitrijevic M. D., Dimitrijevic M. N., Djordjevic M., Djokovic I., "Geological Survey of Iran", 1:100000 Series, Sheet 72 50, Anar (1971).
- [3] Ghorbani M., "The economic geology in Iran: Mineral deposits and natural resources", Springer Science Business Media Dordrecht (2013) 1-581.
- [4] Salehi Tinooni M., Abedini A., Calagari A. A., "Investigation of mineralization, REE geochemistry, and fluid inclusions studies of the Shalang vein-type polymetallic ore deposit, southwest of Kerman", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (2019) 767-780.
- [5] Hosseini M. R., Ghaderi M., Alirezaei S., Sun W., "Geological characteristics and geochronology of the Takht-e-Gonbad copper deposit, SE Iran: A variant of porphyry type deposits", Ore Geology reviews 86 (2017) 440-458.
- [6] Dimitrijevic M. D., "1:100000 geological map of Chahar Gonbad", Geological Survey of Iran (1973).
- [7] Ranjbar H., Shahriari H., "Comparison of ETM^+ and ASTER data for hydrothermal alteration mapping in the central part of the Dehaj-Sarduyeh belt, Kerman Province", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 14 (2006) 367-382.
- [8] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: A review", Bulletin-American Association of Petroleum Geologists 52 (1985) 1258-1299.
- [9] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [10] Nesbitt H. W., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", Nature 279 (1979) 206-210.
- [11] 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 61 (1997) 1653-1670.
- [12] Gresens R. L., "Composition-volume relationships of metasomatism", Chemical Geology 2 (1967) 47-55.
- [13] Grant J. A., "The isocon diagram; a simple solution to Gresen's equation for metasomatic
- ۵- نتایج محاسبه تغییرات جرم و ضرایب همبستگی بین عناصر در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک نشان می‌دهند که کانی‌های هماتیت و گوتیت در اثر فرآیند روبش نقش کنترلی مهمی در توزیع U, Th, Hf و Ni ایفا نموده‌اند. کانی‌های رسی نیز به دلیل فرایند جذب سطحی و روتیل به واسطه فرآیند جانشینی هم‌ریختی سبب تمرکز Nb, V, Ga, Sc, Ta, Zr و Mo در پهنه دگرسانی آرژلیک شده‌اند. افزون بر این، اکسیدهای منگنز نیز عناصری چون Cu, Pb, Co, Zn و Tl را در سطوح بین‌لایه‌ای خود تثبیت نموده‌اند.
- ۶- کاهش جرم عناصری چون Ni, Co و V می‌تواند دلیلی بر نقش سیال‌های گرمابی با pH پایین طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک باشد.
- ۷- بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که کاهش دما به همراه افزایش pH سیال سبب ناپایداری کمپلکس‌های حامل LREE ها و افزایش در نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در اغلب نمونه‌های آرژلیک مورد بررسی در منطقه زمین‌حسین شده است.
- ۸- طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک بی‌هنجاری Eu پایسته بوده و شرایط Eh تغییر چندانی نداشته است.
- ۹- ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که کانی‌های رسی همراه با کانی‌های فسفردار میزبان‌های اصلی لاتانیدها در پهنه دگرسانی آرژلیک هستند.
- ### قدردانی
- این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است که نگارندگان به اینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را از همه مسؤولین اعلام می‌دارند. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.
- ### مراجع
- [1] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagrosfold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution" American Journal of Science 304 (2004) 1-20.

- Turkish Journal of Earth Science 22 (2013) 444-468.
- [24] Jiang N., Sun S., Chu X., Mizuta T., Ishiyama D., "Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangou syenitic complex, Northern China", Chemical Geology 200 (2003) 117-128.
- [25] Fulignati P., Gioncada A., Sbrana A., "Rareearth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)", Journal of Volcanology and Geothermal Research 88 (1999) 325-342.
- [26] Salvi S., Williams-Jones, A. E., "The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada", Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 1917-1932.
- [27] Ndjigui P. D., Bilong P., Bitom D., Dia A., "Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon", Journal of African Earth Sciences 50 (2008) 305-328.
- [28] Kadir S., Akbulut A., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey", Clay Minerals 44 (2011) 89-112.
- [29] Feng J., "Trace elements in ferromanganese concretions, gibbsite spots, and the surrounding terra rossa overlying dolomite: Their mobilization, redistribution and fractionation", Journal of Geochemical Exploration 108 (2011) 99-111.
- [30] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade, J. A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", Chemical Geology 202 (2003) 343-364.
- [31] Höhn S., Frimmel H. E., Pašava J., "The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria)", Mineralium Deposita 49 (2014) 967-986.
- [32] Taylor Y., McLennan S. M., "The continental crust: Its composition and evolution", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).
- alteration ", Economic Geology 81 (1986) 1976-1982.
- [14] Grant J. A., "Isocon analysis: A brief review of the method and applications", Physics and Chemistry of the Earth 30 (2005) 997-1004.
- [15] MacLean W. H., Kranidiotis P., "Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami", Economic Geology 82 (1987) 951-962.
- [16] MacLean W. H., "Mass change calculations in altered rock series", Mineralium Deposita 25 (1987) 44-49.
- [17] Maanijou M., Rasa I., Lentz D., "Petrology, geochemistry, and stable isotope studies of the Chehelkureh Cu-Zn-Pb deposit, Zahedan, Iran", Economic Geology 107 (2012) 683-712.
- [18] Maanijou M., Lentz D. R., Alirezaei S., Rasa I., "Petrography and alteration of Chehelkureh copper deposit: Mass balance of elements and behavior of REE", Geosciences 67 (2008) 86-101.
- [19] Abedini A., "Mineralogy and geochemistry of the Hizeh-Jan kaolin deposit, northwest of Vazaghan, East-Azarbaidjan province, NW Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2017) 647-660.
- [20] Abedini A., "The mineralogical and geochemical control on distribution and mobilization of trace and rare earth elements during development of argillic alteration zone: A case study from northeast of Kharvana, NW Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (2017) 353-366.
- [21] Abedini A., Rezaei Azizi M., Dill H. G., "The tetrad effect in REE distribution patterns: A quantitative approach to genetic issues of argillic and propylitic alteration zones of epithermal Cu-PbFe deposits related to andesitic magmatism (Khan Kandi District, NW Iran)", Journal of Geochemical Exploration 212 (2020) 1-16.
- [22] Abedini A., Calagari A. A., "Geochemical characteristics of the Arabshah kaolin deposit, Takab geothermal field, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences 9 (2016) 1-16.
- [23] Kadir S., Erkoyun H., "Genesis of the hydrothermal karacayir kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Usak-Gure Basin, western Turkey"

ignimbrite, central Anatolia, Turkey ", Clays and Clay Minerals 62 (2014) 477-499.

[34] Mongelli G., "*REE and other trace elements in a granitic weathering profile from "Serre", southern Italy*", Chem Geol 103 (1993) 17-25.

[33] Kadir S., Kulah T., Eran M., Önagil N., Gurel A., "*Minerlogical and geochemical characteristics and genesis of the Gözelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles*