

زمین‌شیمی رخداد کائولن در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه، جنوب خاور دامغان، شمال خاور ایران

معصومه نوروزی^۱، علی عابدینی^۲، علی اصغر کلاری^۳ و فاطمه کنگرنی فراهانی^۴

^۱دانشجوی دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۳استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۴دکتر، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۱۶

چکیده

رخداد کائولن در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه (جنوب خاور دامغان، شمال خاور ایران) محصول دگرسانی سنگ‌های آندزیتی ائوسن می‌باشد. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، کائولینیت، کوارتز، کلریت، مونت‌موریلونیت، ایلیت، روتیل، کلسیت، اورتوکلاز، آلپیت، ورمیکولیت، پالی‌گورسکیت، جاروسیت و هماتیت مجموعه کانیایی این رخداد دگرسانی هستند. محاسبات تعادل جرم عناصر با فرض Zr به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک نشان می‌دهند که در طی فرآیندهای کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی عناصری نظیر Ni، W، V، U، Rb، Cs، Co، Ba، Cr، Ti، K، Na، Mg، Fe، Si و REE به طور بخشی تهی شده و عناصری مانند Zn، Hf و Cd غنی شده‌اند. عناصر دیگر شامل Pb، Cu، Y، Th، Ta، Sr، Nb، Ga، Mn، P، Ca، Al و Tl متحمل هر دو فرآیند شستشو و تثبیت گشته‌اند. کاهش جرم Cs، Rb، K، Fe، Si و Ba، تخریب پلاژیوکلاز و هورنبلند توسط سیالات گرمایی به شدت اسیدی را آشکار می‌کند. وجود دو روند غیر عادی کاهشی و افزایشی برای عناصر Y و Al، Ga، P، Nb، Ta می‌تواند دلیلی بر pH پایین سیالات دگرسان‌کننده، نسبت بالای آب به سنگ و فراوانی لیگاندهای کمپلکس‌ساز باشد. الگوی توزیع REE به‌هنگار شده به کندریت دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce در طی کائولینیتی شدن دارند. کاهش مقادیر بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های کائولن (۰/۷۸-۰/۵۱) نسبت به آندزیت (۰/۹۰) اشاره ضمنی به نقش سیالات درون‌زاد در تشکیل کائولن در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه می‌نماید. کاهش مقادیر بی‌هنجاری Eu در نمونه‌های کائولن (۰/۴۰-۰/۶۱) نسبت به آندزیت (۰/۹۶) نیز نقش مؤثر سیالات گرمایی دما بالای به شدت اسیدی را در طی تشکیل کائولن نشان می‌دهد. بازه مقادیر پارامترهای زمین‌شیمیایی نظیر TiO₂ (۰/۵۶ الی ۰/۹۴ درصد وزنی)، Ce+Y+La (۲۸/۸ الی ۱۲۷/۱ گرم در تن)، Ba+Sr (۱۲۷ الی ۲۳۳۱ گرم در تن)، Cr+Nb (۴۸/۷ الی ۸۴/۹ گرم در تن) و TiO₂+Fe₂O₃ (۱/۵۰ الی ۴/۰۹ درصد وزنی) آشکار می‌کند که نقش فرایندهای درون‌زاد نسبت به برون‌زاد در طی توسعه کائولن در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه برجسته بوده است. تلفیق نتایج حاصل از مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که تغییرات در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی (pH و Eh)، جذب سطحی و روبش توسط اکسیدهای فلزی نقش مهمی در تحرک و توزیع عناصر در طی کائولینیتی شدن ایفا نموده‌اند.

کلیدواژه‌ها: زمین‌شیمی، کائولن، توزیع عناصر، تعادل جرم، فرایندهای درون‌زاد، ابوالحسنی - زرشکوه، ایران.

E-mail: masoumeh.norouzi63@gmail.com

*نویسنده مسئول: معصومه نوروزی

۱- پیش‌نوشتار

آندزیت و داسیت) ترشیری هستند که اغلب در شمال، شمال باختر، و شمال خاور کشور (مناطق گناباد، کاشمر، تربت حیدریه و سبزوار) توسعه یافته‌اند (Ghorbani, 2013).

منطقه ابوالحسنی - زرشکوه در فاصله ۱۴۰ کیلومتری جنوب خاور شهر دامغان و در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال خاور روستای معلمان (استان سمنان) قرار دارد. این منطقه بخشی از مجموعه آتشفشانی - نفوذی ترو-چاه شیرین می‌باشد. از مهم‌ترین ویژگی‌های این منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی می‌توان به توسعه سامانه دگرسانی گسترده و وجود رگه‌های مینرالیزه سرب و روی، مس و طلا اشاره کرد. تاکنون بررسی‌های زیادی بر روی ماهیت کانه‌زایی، زمین‌شیمی و ویژگی‌های میانبارهای سیال این رگه‌های مینرالیزه در این پهنه توسط پژوهشگران مختلفی انجام شده است (Shuigen and Jianchang, 1996; Kousari, 2001; Hassanzadeh et al., 2002; Fard et al., 2006; Ziaii et al., 2010; Mehrabi and Ghasemi Siani, 2012; Shamanian et al., 2004; Mehrabi et al., 2015). با این حال، سامانه دگرسانی این محدوده از نظر زمین‌شیمی سنگ کل کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این منطقه، عملکرد فرایندهای دگرسانی بر روی بخش‌های آرژیلیکی شده سنگ‌های آندزیتی با رخداد پدیده کائولینیتی شدن همراه شده است. تاکنون هیچ مطالعه‌ای بر روی این فرایند و دلایل رخداد آن انجام نشده است. در این کار پژوهشی، سعی شده است با تلفیق نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی، اطلاعات جامعی از نقش

در چند دهه اخیر، تحرک عناصر اصلی، جزئی و کمیاب خاکی در طی توسعه فرایندهای کائولینیتی شدن بر روی سنگ‌های مختلف مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است (Dill et al., 1997 and 2000; Ekoyun and Kadir, 2011; Höhn et al., 2014; Abedini and Rezaei Azizi, 2019; Dill, 2020; Abedini et al., 2020). نتایج حاصل از این بررسی‌ها سبب شده است که بتوان با استفاده از تعدادی پارامترهای زمین‌شیمیایی، محیط‌های توسعه فرایندهای کائولینیتی شدن را مورد ارزیابی قرار داد و از آنها برای تفکیک فرایندهای گرمایی درون‌زاد و برون‌زاد در توسعه ذخایر کائولن بهره گرفت. برای مثال پارامترهایی نظیر (Ba + Sr)، (Cr + Nb)، (Ti + Fe) و (Ce + Y + La) می‌توانند برای تفکیک ذخایر کائولن با منشأ درون‌زاد از برون‌زاد مورد استفاده قرار بگیرند. بر این اساس، عناصری نظیر Sr و Ba در طی دگرسانی گرمایی و در طی توسعه کائولن‌های درون‌زاد با غنی‌شدگی همراه می‌شوند و عناصری چون Cr، La، Nb، Ti و Ce در طی تشکیل و تکامل کائولن‌های برون‌زاد تمرکز پیدا می‌کنند (Dill et al., 1997, 2000).

ایران دارای ذخایر فراوانی از کائولن است که بر اساس نحوه پیدایش می‌توانند در یکی از دو گروه کانسارهای رسوبی و کانسارهای گرمایی قرار گیرند. با توجه به گسترش سنگ‌های آذرین اسیدی از پرکامبرین تا میوسن در نقاط مختلف کشور، ذخایر کائولن مرتبط با فرایندهای دگرسانی (گرمایی) از نظر پی‌جویی از اهمیت قابل توجهی برخوردارند (Ghorbani, 2013; Abedini and Rezaei Azizi, 2019).
www.SGD.ir

آنالیزهای شیمیایی با استفاده از ضرایب همبستگی پیرسون، محاسبات تغییرات جرم و نسبت‌های زمین‌شیمیایی مختلف مورد ارزیابی قرار گرفتند.

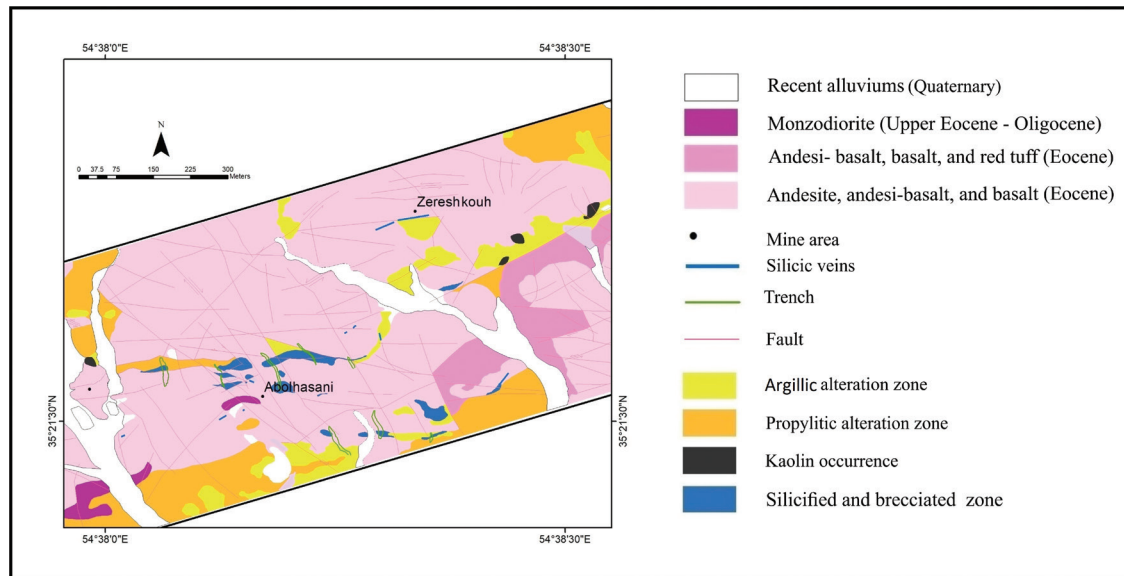
۳- زمین‌شناسی و دگرسانی

رشته‌کوه تروود- چاه‌شیرین به طور عمده از سنگ‌های آذرین مزوزوئیک پسین تا ترشیری تشکیل شده است. اوج فعالیت ماگمایی در زمان ائوسن میانی تا احتمالاً پسین روی داده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷؛ اشراقی، ۱۳۷۷). الگوی ساختاری این ناحیه توسط دو گسل امتدادلغز اصلی به نام‌های انجیلو در شمال و تروود در جنوب کنترل می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی رشته‌کوه تروود- چاه‌شیرین توسط توده‌های نفوذی متعددی قطع گردیده است که بر اساس شواهد چینه‌شناسی سن ائوسن پسین- الیگوسن دارند (رشیدزاد عمران، ۱۳۷۱). توده‌های آذرین نفوذی در منطقه باغو به ائوسن میانی- بالایی (۱۳۸ الی ۴۳/۴ میلیون سال) و گدازه‌های آندزیتی به ائوسن پایینی (۴۷/۵ میلیون سال) نسبت داده شده است (Niroomand et al., 2018). منطقه ابوالحسنی- زرشکوه، بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، در پهنه ساختاری ایران مرکزی (شکل ۱) قرار دارد. این منطقه بخشی از کمان ماگمایی نئوتیان شمال ایران مرکزی و در بخش تروود- چاه‌شیرین (Niroomand et al., 2018) واقع است. منطقه یاد شده از دیدگاه (Shamanian et al. 2004) در کمر بند ماگمایی البرز در شمال ایران قرار دارد. بر اساس مشاهدات صحرایی، گدازه‌های آندزیتی احتمالاً به سن ائوسن بالایی و توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف میکروکوآرتزومونودوریت- مونزودوریت و دیوریت احتمالاً به سن ائوسن بالایی- الیگوسن مهم‌ترین واحدهای سنگی حاضر در منطقه مورد مطالعه هستند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه ابوالحسنی را ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه‌ای تشکیل می‌دهند که به بخش بالایی ائوسن میانی تعلق دارند (شمعانیان و همکاران، ۱۳۸۳). گدازه‌های آندزیتی بازالت و بازالت از دیگر واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در این منطقه هستند که رخداد دگرسانی در حد پروپلیتیک را تجربه نموده‌اند. واحدهای آذرین ژرف شامل سنگ‌های کوآرتزومونزوتیتی- مونزوتیتی هستند که این واحدها در گمانه‌های حفاری شده در عمق ۲۵۴ متری قابل رؤیت هستند. تراس‌های رودخانه‌ای، واریزه‌های دامنه‌ای و رسوبات رودخانه‌ای عهد حاضر (کوآرتزوری) جوان‌ترین تشکیلات سنگی منطقه را شامل می‌شوند (شکل ۲).

کنترلی کانی‌ها و عوامل زمین‌شیمیایی مؤثر در تحرک، توزیع، و غنی‌شدگی عناصر اصلی و جزئی به ویژه عناصر کمیاب خاکی در طی کائولینیتی‌شدن، دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce و در نهایت، علل تغییرات نسبت‌های عنصری و نقش فرایندهای درون‌زاد و برون‌زاد در طی توسعه و گسترش کائولن در منطقه ابوالحسنی- زرشکوه ارائه شود.

۲- روش مطالعه

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی به منظور بررسی روند توسعه و گسترش رخداد کائولن و ارتباط آن با سنگ‌های آذرین منطقه صورت گرفت. سپس، با در نظر گرفتن روابط صحرایی، مبادرت به نمونه‌گیری از کائولن و سنگ‌های آذرین مرتبط با آنها به تعداد ۳۰ نمونه گردید. در بخش آزمایشگاهی، ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آندزیتی مرتبط با کائولن با تهیه و مطالعه ۱۰ مقاطع نازک- صیقلی مشخص گردید. برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص، تعداد ۴ نمونه از رخداد کائولن انتخاب و با استفاده از دیفراکتومتر D-5000 مدل زمینس تحت شرایط تشعشع CuK α ، کرماتورهای گرافیتی، ولتاژ ۴۰ کیلوولت، جریان ۴۰ میلی‌آمپر، سرعت اسکن ۲ درجه در هر دقیقه و بازه اسکن ۲ الی ۷۰ درجه در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال غرب کشور (مرکز تبریز) مورد تجزیه قرار گرفتند. در نهایت، پس از بررسی‌های کانی‌شناسی، تعداد ۱۳ نمونه از کائولن و ۱ نمونه از سنگ‌های آندزیتی مرتبط با آنها انتخاب و به روش‌های طیف‌سنجی انتشار ائمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی و عناصر جزئی (شامل لانتانیدها) در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا آنالیز شدند. محدوده آشکارسازی برای Al_2O_3 ، SiO_2 ، MgO ، CaO ، Na_2O ، K_2O ، TiO_2 ، MnO ، P_2O_5 ، Fe_2O_3 ، Cr ، W ، Sr ، Ga ، Ba ، Be ، Sn ، V ، Th ، Co ، Ni ، Zn ، Pb ، Cu ، Y ، Zr ، U ، Ce ، La ، Tl ، Cd ، Dy ، Gd ، Sm ، Eu ، Pr ، Ho ، Yb ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، Ta ، Hf ، Cs ، Zr ، Y ، Cu ، Pb ، Zn ، Ni ، Cd ، Tl ، La ، Tm ، Lu و Tb ، Nb ، Rb ، $\text{$

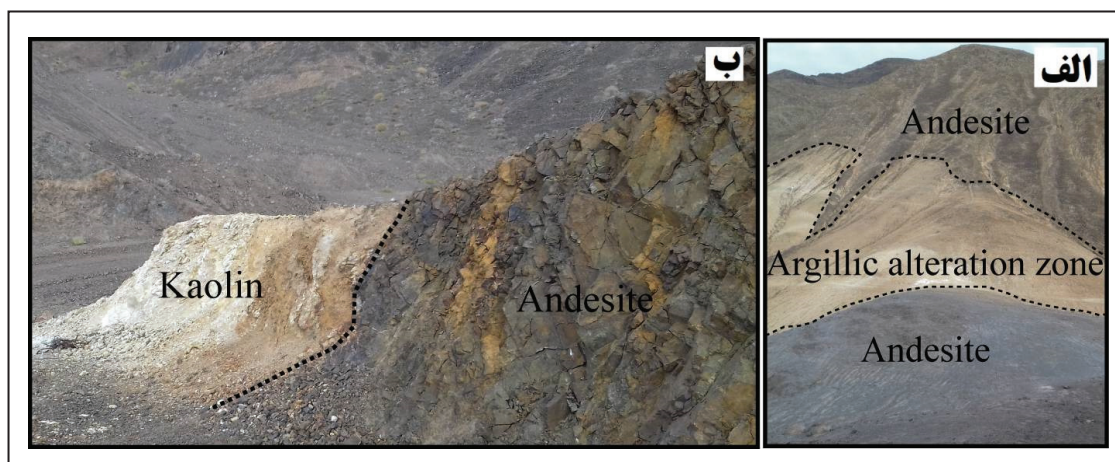


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه ابوالحسنی- زرشکوه که در آن موقعیت رخداد کائولن نسبت به سایر واحدهای سنگی حاضر مشخص شده است (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰ شرکت کیان معدن پارس با تغییرات).

دانه درشت آغشته به همتایت، لیمونیت و جاروسیت قابل مشاهده هستند (شکل ۳). بیشتر کانه‌زایی‌های رخ داده در این منطقه در ارتباط با پهنه‌های سیلیسی شده- برشی شده (دگرسانی سیلیسی) می‌باشند. افزون بر این، در پهنه دگرسانی آرژیلیک نیز گاه کانه‌زایی‌هایی به صورت رگه/رگچه‌ای (از نوع سیلیسی- کربناته) و پراکنده حاوی کانه‌های درون‌زاد (کالکوپیریت، پیریت، گالن، اسفالریت) و برون‌زاد (سروزیت، کولیت- کالکوسیت، همتایت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت) مشاهده می‌شوند. برشی شدن محلی، حضور کلسیت‌های تیغه‌ای، کلسیت تیغه‌ای جایگزین شده با کوارتز، سیلیسی شدن شدید، بافت‌های متنوعی از کوارتز (کلوفرم، کراستی فرم، کوکاد، شانه‌ای، پرماتند، دروزی، حفره پرکن)، حضور ژپس و پرشدگی شکستگی‌ها توسط کوارتز، آنکریت، سیدریت و کلسیت از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پهنه‌های دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک منطقه ابوالحسنی- زرشکوه به شمار می‌روند.

پیمایش‌های صحرائی نشان می‌دهند که آندزیت‌ها (به طور گسترده) و آندزی بازالت‌ها و بازالت‌ها (به صورت محدود) متحمل دگرسانی شده و با رخداد کانه‌زایی‌های رگه/رگچه‌ای، برشی و پراکنده از سرب، روی، مس، طلا و کانی‌های بیسموت دار همراه می‌باشند. علت رخداد این دگرسانی‌ها که به طور عمده در محل تراکم و توسعه گسل‌ها صورت گرفته است، نفوذ توده موزودوریتی به درون سنگ‌های آندزیتی است.

بر اساس مشاهدات صحرائی، پهنه‌های دگرسانی مرتبط با دگرسانی آندزیت‌ها، آندزی بازالت‌ها و توف‌های قرمز رنگ ائوسن را می‌توان به سه دسته کلی، شامل (۱) سیلیسی، (۲) آرژیلیک و (۳) پروپیلیتیکی تفکیک نمود. پیشرفت فرآیند دگرسانی در پهنه دگرسانی آرژیلیک سبب رخداد کائولن با چهار رخداد مجزا شده است. این کائولن‌ها در پهنه آرژیلیک با رنگ شاخص سفید در منطقه قابل رؤیت می‌باشند که در آن کانی‌های کوارتز عمدتاً به صورت نهان بلور و گاه به صورت بلورهای



شکل ۳- تصاویر صحرائی از الف) رخداد دگرسانی آرژیلیک در سنگ‌های آندزیتی ائوسن در زرشکوه. جهت دید به سمت شمال. ب) رخداد پدیده کائولینیتی شدن در منطقه ابوالحسنی. جهت دید به سمت شمال باختر.

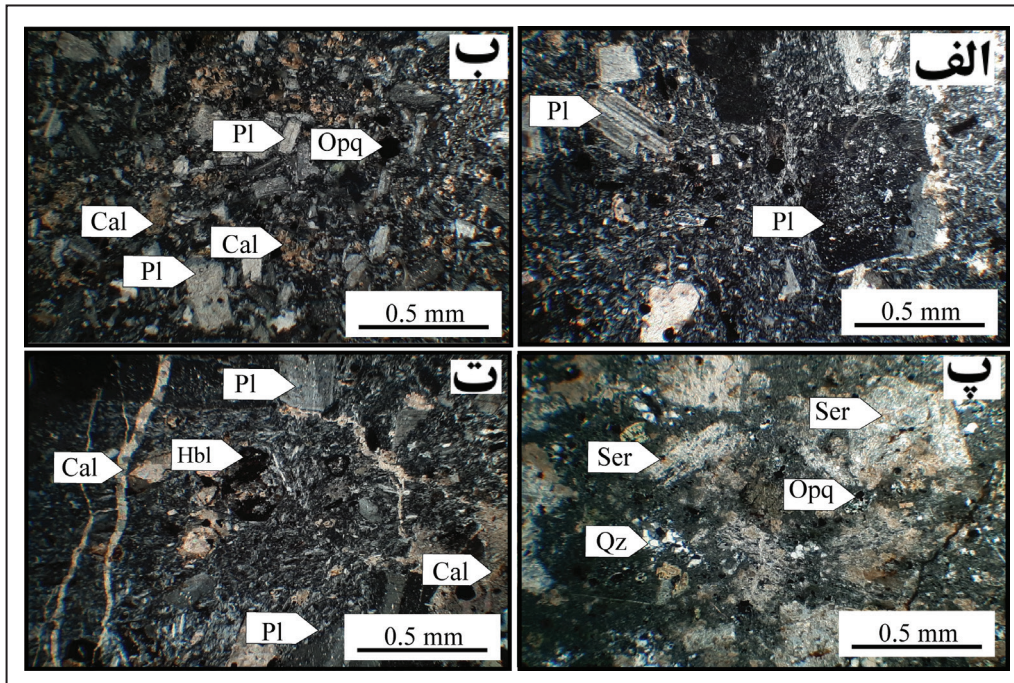
۴- سنگ‌نگاری آندزیت‌ها و کانی‌شناسی رخداد کائولن

(شکل ۴- الف)، هورنبلند و بیوتیت بوده که در یک زمینه میکروولیتی پراکنده شده‌اند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه‌هایی متغیر از ۰/۳ الی ۲ میلی‌متر دارای ماگل پلی‌سنتتیک (شکل ۴- الف) و کارلسپاد هستند. بر اساس مشاهدات

مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی به عنوان سنگ اولیه رخداد کائولن، حاوی بافت پورفیری و آفانیتیک- سیریتیک هستند (شکل‌های ۴- الف و ب). این سنگ‌ها حاوی درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز

کلریت محصولات دگرسانی در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. پیریت و هماتیت مهمترین کانی‌های کدر در این سنگ‌ها به شمار می‌روند. سریستی شدن پلاژیوکلاز (شکل ۴- پ)، اوپاسیتی شدن هورنبلند و حضور ریز رگچه‌های کلسیتی (شکل ۴- ت) از دیگر ویژگی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها هستند.

میکروسکوپی، پلاژیوکلاز گاه بافت غربالی از خود نشان می‌دهد. زمینه میکرولیتی این سنگ‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. کانی‌های کدر اغلب در زمینه سنگ حضور داشته و گاه به همراه درشت بلورها مشاهده می‌شوند. زیرکن و آپاتیت کانی‌های فرعی حاضر در زمینه سنگ هستند. سریست، کلسیت، اپیدوت و

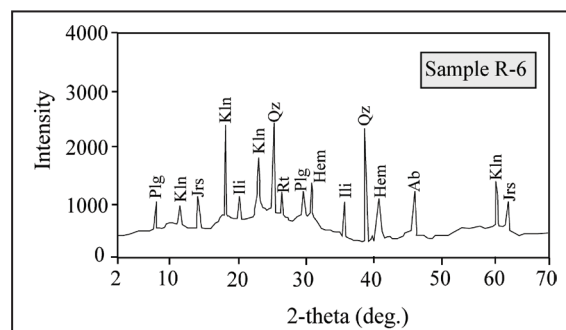


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از آندزیت‌های منطقه ابوالحسنی - زرشکوه. الف) بافت آفانیتیک و پورفیریتیک در سنگ که در آن پلاژیوکلاز با بافت پلی سنتیک قابل تشخیص است؛ ب) وجود بافت آفانیتیک - سریستیک در سنگ آندزیت همراه با حضور پیریت و کلسیت؛ پ) سریستی شدن پلاژیوکلاز همراه با کانه‌های تیره و کوارتز؛ ت) اوپاسیتی شدن هورنبلند و حضور ریز رگچه‌های کلسیتی در سنگ. کلیه تصاویر در نور انعکاسی و به صورت مقاطع تهیه شده‌اند. علائم اختصاری به کار رفته برای کانی‌ها (Pl: پلاژیوکلاز، Cal: کلسیت، Ser: سریست، Opq: تیره، Hbl: هورنبلند و Qz: کوارتز) از (Whitney and Evans (2010) اقتباس شده‌اند.

مونت‌موریلونیت، ایلیت، اورتوکلاز، آلپیت، کلریت، روتیل، ورمیکولیت، هماتیت، پالی-گورسکیت و جاروسیت به عنوان فازهای کانیایی فرعی در این نمونه‌ها قابل تشخیص هستند.

نتایج حاصل از آنالیزهای پراش پرتو X (XRD) در نمونه‌های کانولن در جدول ۱ و شکل ۵ ارائه شده است. بر اساس نتایج این جدول، کانی‌های اصلی این پهنه دگرسانی شامل کانولینیت و کوارتز هستند. کانی‌های دیگر مثل

شکل ۵- الگوی پراش پرتو X (XRD) برای یک نمونه انتخابی از کانولن (R-6) منطقه ابوالحسنی - زرشکوه. علائم اختصاری به کار رفته برای کانی‌ها (Kln: کانولینیت، Ili: ایلیت، Rt: روتیل، Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Jrs: جاروسیت، Ab: آلپیت و Plg: پالی گورسکیت) از (Whitney and Evans (2010) اقتباس شده‌اند.



شماره نمونه	فازهای کانیایی اصلی	فازهای کانیایی فرعی
R-2	کانولینیت، کوارتز	مونت‌موریلونیت، ایلیت، اورتوکلاز، آلپیت، کلریت، روتیل
R-4	کانولینیت، کوارتز	ایلیت، مونت‌موریلونیت، ورمیکولیت، آلپیت، اورتوکلاز، هماتیت
R-6	کانولینیت، کوارتز	آلپیت، پالیگورسکیت، جاروسیت، ایلیت، هماتیت، روتیل
R-8	کانولینیت، کوارتز	آلپیت، کلریت، جاروسیت، ایلیت
R-12	کانولینیت، کوارتز، کلسیت	آلپیت، کلریت، جاروسیت، ایلیت

جدول ۱- نتایج آنالیزهای پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های کانولن در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه.

۵- زمین شیمی
۱-۵. محاسبات تعادل جرم عناصر در طی کاتولینیتی شدن سنگ های آندزیتی

تاکنون تکنیک های متعددی برای محاسبات تعادل جرم عناصر در محیط های به شدت دگرسان شده توسط محققین مختلف ارائه گردیده است. از جمله این تکنیک های می توان به روش فاکتور حجم (Gresens, 1967)، شاخص هوازدگی مطلق (Nesbitt, 1979)، آنالیز ایزوکون (Grant, 1986 and 2005)، درصد تغییر در نسبت های عنصری (Nesbitt and Markovics, 1997)، عناصر کم تحرک (Nesbitt, 1979; MacLean and Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Nesbitt and Markovics, 1997)، شاخص تحرک (Ng et al., 2001) و کسر تهی شدگی شیمیایی (Riebe et al., 2003) اشاره نمود. در این مطالعه،

برای محاسبات تعادل جرم عناصر در طی کاتولینیتی شدن سنگ های آندزیتی از روش زمین شیمی درصد تغییر در نسبت های عنصری (Nesbitt and Markovics, 1997) استفاده گردید. در این محاسبات، Zr به دلیل دامنه تغییرات کم (۲/۱۶۲-۲۳۸/۹ گرم در تن) (جدول ۲) در نمونه های کاتولن و افزایش اندک نسبت به سنگ های آندزیتی (غنی شدگی ظاهری درجاسا) نسبت به سایر اجزای کم تحرک نظیر Th، Nb، Al، Ti و Hf به عنوان عنصر شاخص کم تحرک انتخاب و میزان افزایش و یا کاهش عناصر در طی کاتولینیتی شدن با استفاده از رابطه زیر محاسبه گردیدند (Nesbitt and Markovics, 1997):

$$\% \text{ Change} = \left[\left(\frac{\text{Element}_{\text{Kaolin}} / \text{Zr}_{\text{Kaolin}}}{\text{Element}_{\text{Andesite}} / \text{Zr}_{\text{Andesite}}} \right) - 1 \right] \times 100$$

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی ICP-AES و ICP-MS نمونه های کاتولن (R-1 الی R-13) و سنگ اولیه آندزیتی (A-1) در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه. n.d. = تعیین نشده.

	Detection limit	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13	A-1
SiO ₂ (wt%)	0.01	64.52	61.03	62.55	59.64	62.03	50.26	58.32	54.45	56.94	57.73	53.26	55.88	59.86	59.12
Al ₂ O ₃	0.01	24.71	26.45	25.39	26.44	25.64	37.52	21.44	30.08	18.06	19.54	11.12	14.59	21.45	14.96
Fe ₂ O ₃	0.04	1.36	1.84	1.21	1.65	1.97	0.56	1.55	0.88	2.64	1.65	3.49	2.68	1.35	8.12
MgO	0.01	0.08	0.28	0.04	0.17	0.11	0.03	0.93	0.05	1.91	0.96	3.65	2.86	2.82	5.56
CaO	0.01	0.06	0.23	0.07	0.13	0.12	0.15	2.21	0.06	7.12	3.62	14.65	9.85	0.84	5.06
Na ₂ O	0.01	0.06	0.26	0.02	0.13	0.08	0.32	1.51	0.02	0.16	0.09	0.21	0.16	0.84	2.55
K ₂ O	0.01	0.25	0.12	0.03	1.07	0.53	0.07	0.68	0.02	0.86	0.42	1.67	1.23	0.88	2.66
TiO ₂	0.01	0.66	0.83	0.62	0.71	0.65	0.94	0.56	0.82	0.63	0.61	0.6	0.61	0.72	1.11
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.23	0.21	0.24	0.25	0.26	0.29	0.36	0.27	0.37	0.25	0.23	0.28	0.15
MnO	0.01	0.49	0.67	0.52	0.46	0.45	0.46	0.68	0.52	0.61	0.58	0.73	0.64	0.53	0.33
LOI	-	7.68	7.74	9.21	9.25	8.01	9.34	11.71	12.55	10.66	14.23	10.33	11.14	10.21	0.28
Sum	-	99.9	99.68	99.87	99.89	99.84	99.91	99.88	99.81	99.86	99.8	99.96	99.87	99.78	99.90
Cr (ppm)	10	38	45	41	42	46	35	39	32	75	47	84	76	51	174
Ba	1	87	72	77	270	200	48	189	82	270	170	450	358	225	521
Be	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	0.2	0.7	3.6	0.2	3.6	4.2	0.4	3.6	0.7	7.3	4.2	13.6	10.6	3.2	27.6
Cs	0.1	0.8	1.2	0.4	6.6	1.9	0.6	3.3	0.1	6.2	3.2	11.6	9.1	4.1	19.3
Ga	0.5	21.9	22.7	24.3	28.2	21.5	33.2	23.3	30.2	21.6	21.2	12.7	16.2	21.7	9.6
Hf	0.1	5.4	5.7	5.9	5.9	5.8	6.9	5.3	5.9	4.6	5.2	4.1	4.8	5.4	2.4
Nb	0.1	12.7	18.7	11.6	15.1	14.2	22.8	9.2	16.7	9.8	8.2	7.5	8.9	10.4	6.3
Rb	0.1	9.5	0.9	0.7	44.6	22.7	1.6	28.9	0.7	43.2	20.7	83.6	62.6	35.9	66.5
Sn	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	0.5	960	655	777	1402	1050	794	1125	642	1023	795	1881	1250	1515	380
Ta	0.1	0.6	1.2	0.7	0.8	0.7	1.5	0.7	1.1	0.7	0.6	0.8	0.7	0.9	0.4
Th	0.2	26.3	28.7	29.3	29.1	29.4	35.33	28.3	26.3	21.2	21.6	16.5	23.5	23.4	15.3
U	0.1	1.4	1.6	1.3	1.4	1.9	1.1	1.5	1.2	1.7	1.5	2.1	1.8	1.6	5.5
V	8	13.6	18.7	12.3	16.9	20.3	5.8	15.8	8.9	26.5	15.3	37.4	24.9	15.3	78.7
W	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Zr	0.1	190.3	192.5	225.4	210.3	218.5	238.9	185.1	224.3	188.2	178.1	175.4	162.2	195.1	112.3
Y	0.1	6.9	15.2	11.1	15.2	13.5	1.4	8.7	5.5	14.7	10.1	23.6	19.5	7.7	30.9
Cu	0.1	1.8	8.2	6.3	4.1	3.7	3.1	9.5	2.6	7.6	4.9	13.1	11.3	6.5	1.9
Pb	0.1	1.5	6.9	3.5	1.3	1.4	2.7	7.8	4.8	6.6	5.6	8.6	7.5	3.5	1.1
Zn	0.1	3.2	33.6	7.1	4.4	5.5	5.3	37.1	4.6	35.3	19.3	62.1	49.3	16.7	0.9
Ni	0.1	20.1	31.6	32.2	34.3	29.6	0.1	32.6	20.4	58.4	39.9	97.7	78.4	26.1	131.2
Cd	0.1	15.1	15.4	15.2	14.8	15.1	14.9	15.6	14.8	15.3	15.5	16.1	15.7	14.9	7.4
Tl	0.1	4.9	6.7	5.3	4.8	4.5	4.6	6.9	5.2	5.9	5.9	8.2	6.4	5.3	3.3
La (ppm)	0.1	9.3	32.5	35.1	33.7	34.5	31	38	49.7	39.3	44.5	29.8	34.2	31.4	36.4

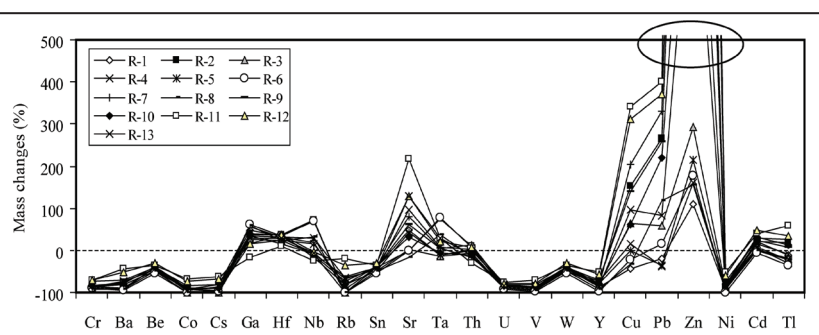
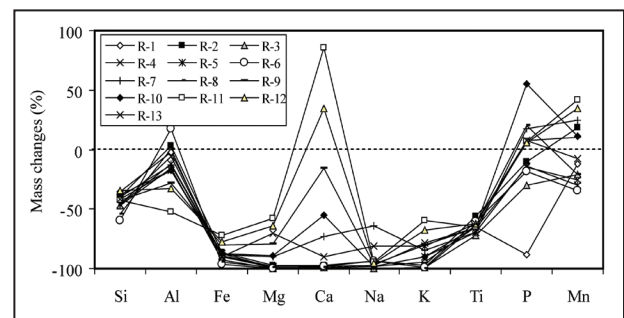
ادامه جدول ۲-

	Detection limit	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13	A-1
Ce	0.1	12.6	41.8	49.6	45.9	46.9	28.1	51.7	71.9	51.6	67.2	45.1	49.7	48.3	64.7
Pr	0.02	2.44	6.14	6.98	6.58	6.76	5.46	8.18	10.55	8.9	9.6	7.56	8.19	6.78	8.01
Nd	0.3	10.7	20.4	22.6	21.3	21.8	18.1	23.4	24.8	26.1	25.6	28.6	27.3	21.3	31.6
Sm	0.05	1.84	3.06	3.01	3.02	3.01	4.26	3.11	2.43	3.72	3.09	5.2	4.5	3.1	5.66
Eu	0.02	0.27	0.59	0.52	0.57	0.53	0.56	0.39	0.33	0.65	0.49	0.96	0.82	0.53	1.65
Gd	0.05	1.05	2.66	2.16	2.41	2.26	1.91	2.65	2.32	3.48	2.88	4.7	4.11	2.57	4.55
Tb	0.01	0.13	0.48	0.31	0.41	0.35	0.42	0.34	0.21	0.49	0.34	0.77	0.67	0.38	0.71
Dy	0.05	0.75	3.09	1.87	2.46	2.14	2.44	2.12	1.18	2.79	2.01	4.36	3.59	2.24	4.44
Ho	0.02	0.13	0.67	0.39	0.53	0.47	0.54	0.43	0.22	0.54	0.37	0.82	0.64	0.44	0.82
Er	0.03	0.42	2.13	1.23	1.66	1.42	1.57	1.23	0.69	1.5	1.06	2.38	1.93	1.36	2.38
Tm	0.01	0.06	0.34	0.18	0.24	0.19	0.26	0.19	0.1	0.21	0.18	0.33	0.25	0.21	0.33
Yb	0.05	0.42	2.36	1.31	1.81	1.54	1.87	1.43	0.75	1.5	1.19	2.3	1.88	1.43	2.21
Lu	0.01	0.07	0.35	0.19	0.25	0.21	0.26	0.24	0.09	0.19	0.15	0.31	0.24	0.21	0.34

بخشی شسته شده و عناصری مانند Hf و Zn با غنی‌شدگی همراه شده‌اند. سایر عناصر شامل Cd، Pb، Cu، Y، Th، Ta، Sr، Nb، Ga، Mn، P، Ca، Al و Tl رفتار دوگانه کاهشی و افزایشی را از خود نشان می‌دهند (جدول ۳، شکل‌های ۶ تا ۸).

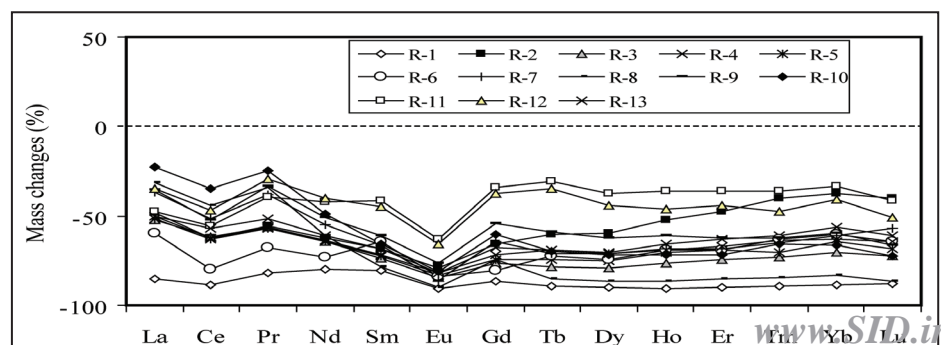
مقادیر منفی و مثبت به دست آمده به ترتیب نشان‌دهنده میزان کاهش و افزایش جرم عناصر در طی کائولینیتی شدن می‌باشند. نتایج این محاسبات نشان می‌دهند که عناصری نظیر Be، Ba، Cr، Ti، K، Na، Mg، Fe، Si و Ni، W، V، U، Sn، Rb، Cs، Co و REE در طی کائولینیتی شدن به طور

شکل ۶- روند تغییرات جرم عناصر اصلی در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه.



شکل ۷- روند تغییرات جرم عناصر جزئی در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه.

شکل ۸- روند تغییرات جرم لانتانیدها در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه.



جدول ۳- نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر با فرض Zr به عنوان عنصر شاخص کم تحرک در نمونه‌های کائولن منطقه ابوالحسنی- زرشکوه.

	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13
SiO ₂	-35.60	-39.78	-47.29	-46.13	-46.07	-60.04	-40.15	-53.89	-42.53	-38.43	-42.32	-34.56	-41.72
Al ₂ O ₃	-2.53	3.14	-15.44	-5.62	-11.91	17.89	-13.05	0.67	-27.96	-17.64	-52.41	-32.48	-17.47
Fe ₂ O ₃	-90.12	-86.78	-92.58	-89.15	-87.53	-96.76	-88.42	-94.57	-80.60	-87.19	-72.48	-77.15	-90.43
MgO	-99.15	-97.06	-99.64	-98.37	-98.98	-99.75	-89.85	-99.55	-79.50	-89.11	-57.97	-64.39	-70.81
CaO	-99.30	-97.35	-99.31	-98.63	-98.78	-98.61	-73.50	-99.41	-16.04	-54.89	85.37	34.78	-90.44
Na ₂ O	-98.61	-94.05	-99.61	-97.28	-98.39	-94.10	-64.07	-99.61	-96.26	-97.77	-94.73	-95.66	-81.04
K ₂ O	-94.45	-97.37	-99.44	-78.52	-89.76	-98.76	-84.49	-99.62	-80.71	-90.04	-59.80	-67.99	-80.96
TiO ₂	-64.91	-56.38	-72.17	-65.84	-69.90	-60.19	-69.39	-63.01	-66.13	-65.35	-65.39	-61.95	-62.66
P ₂ O ₅	-88.20	-10.55	-30.25	-14.56	-14.34	-18.52	17.30	20.16	7.41	55.53	6.71	6.16	7.45
MnO	-12.38	18.44	-21.49	-25.56	-29.91	-34.47	25.02	-21.11	10.30	10.82	41.63	34.27	-7.55
Cr	-87.11	-84.91	-88.26	-87.11	-86.41	-90.54	-86.40	-90.79	-74.28	-82.97	-69.09	-69.76	-83.13
Ba	-90.15	-91.94	-92.64	-72.33	-80.27	-95.67	-77.99	-92.12	-69.08	-79.43	-44.70	-52.43	-75.14
Co	-98.50	-92.39	-99.64	-93.03	-92.18	-99.32	-92.09	-98.73	-84.22	-90.40	-68.45	-73.41	-93.33
Cs	-97.55	-96.37	-98.97	-81.74	-94.94	-98.54	-89.63	-99.74	-80.83	-89.55	-61.52	-67.36	-87.77
Ga	34.62	37.94	26.11	56.86	15.11	62.57	47.25	57.50	34.26	39.25	-15.30	16.83	30.11
Hf	32.78	38.55	22.48	31.27	24.21	35.15	33.98	23.08	14.37	36.62	9.38	38.47	29.51
Nb	18.96	73.16	-8.26	27.99	15.84	70.12	-11.40	32.72	-7.18	-17.93	-23.78	-2.19	-4.98
Rb	-91.57	-99.21	-99.48	-64.19	-82.46	-98.87	-73.63	-99.47	-61.24	-80.37	-19.51	-34.82	-68.93
Sr	49.08	0.56	1.87	97.02	42.01	-1.78	79.61	-15.41	60.64	31.92	216.92	127.75	129.48
Ta	-11.48	75.01	-12.81	6.80	-10.06	76.28	6.17	37.68	4.42	-5.42	28.05	21.16	29.51
Th	1.44	9.43	-4.59	1.56	-1.24	8.55	12.22	-13.94	-17.32	-10.98	-30.95	6.34	-11.97
U	-84.98	-83.03	-88.22	-86.41	-82.25	-90.60	-83.45	-89.08	-81.56	-82.80	-75.55	-77.34	-83.26
V	-89.80	-86.14	-92.21	-88.53	-86.74	-96.54	-87.82	-94.34	-79.91	-87.74	-69.57	-78.09	-88.81
W	-40.99	-41.66	-50.18	-46.60	-48.60	-52.99	-39.33	-49.93	-40.33	-36.95	-35.97	-30.76	-42.44
Y	-86.82	-71.30	-82.10	-73.73	-77.55	-97.87	-82.92	-91.09	-71.61	-79.39	-51.10	-56.31	-85.66
Cu	-44.09	151.77	65.20	15.23	0.09	-23.30	203.35	-31.49	138.68	62.61	341.44	311.77	96.92
Pb	-19.53	265.94	58.53	-36.89	-34.59	15.38	330.20	118.47	258.02	221.00	400.56	372.06	83.15
Zn	109.82	2077.94	293.04	161.07	214.09	176.82	2400.95	155.90	2240.41	1252.17	4317.73	3692.57	968.06
Ni	-90.96	-85.95	-87.77	-86.04	-88.40	-99.96	-84.93	-92.22	-73.44	-80.82	-52.32	-58.63	-88.55
Cd	20.42	21.41	2.34	6.80	4.88	-5.35	27.90	0.13	23.37	32.07	39.30	46.89	15.90
Tl	-12.38	18.44	-19.98	-22.33	-29.91	-34.47	26.86	-21.11	6.68	12.73	59.09	34.27	-7.55
La	-84.92	-47.91	-51.96	-50.56	-51.29	-59.97	-36.66	-31.64	-35.58	-22.91	-47.58	-34.95	-50.35
Ce	-88.51	-62.31	-61.81	-62.12	-62.74	-79.58	-51.52	-44.36	-52.41	-34.51	-55.37	-46.82	-57.03
Pr	-82.02	-55.28	-56.58	-56.13	-56.62	-67.96	-38.04	-34.06	-33.70	-24.43	-39.57	-29.21	-51.28
Nd	-80.02	-62.34	-64.37	-64.01	-64.54	-73.08	-55.07	-60.71	-50.72	-48.92	-42.05	-40.19	-61.20
Sm	-80.82	-68.46	-73.50	-71.51	-72.67	-64.62	-66.66	-78.50	-60.78	-65.58	-41.18	-44.95	-68.47
Eu	-90.34	-79.14	-84.30	-81.55	-83.49	-84.05	-85.66	-89.99	-76.49	-81.27	-62.75	-65.59	-81.51
Gd	-86.38	-65.89	-76.35	-71.72	-74.47	-80.27	-64.66	-74.47	-54.36	-60.09	-33.86	-37.46	-67.49
Tb	-89.19	-60.56	-78.25	-69.16	-74.66	-72.19	-70.95	-85.19	-58.82	-69.80	-30.56	-34.67	-69.19
Dy	-90.03	-59.40	-79.02	-70.41	-75.23	-74.17	-71.03	-86.69	-62.50	-71.46	-37.13	-44.02	-70.96
Ho	-90.64	-52.33	-76.30	-65.49	-70.54	-69.04	-68.19	-86.57	-60.70	-71.55	-35.97	-45.96	-69.11
Er	-89.59	-47.79	-74.25	-62.75	-69.34	-68.99	-68.65	-85.48	-62.39	-71.92	-35.97	-43.86	-67.11
Tm	-89.27	-39.89	-72.82	-61.16	-70.41	-62.96	-65.07	-84.83	-62.03	-65.61	-35.97	-47.55	-63.37
Yb	-88.79	-37.70	-70.47	-56.27	-64.19	-60.22	-60.74	-83.01	-59.50	-66.05	-33.37	-41.10	-62.76
Lu	-87.85	-39.95	-72.16	-60.74	-68.26	-64.05	-57.17	-86.75	-66.65	-72.18	-41.62	-51.13	-64.45

۵-۲. عوامل کنترل‌کننده توزیع، تحرک، و غنی‌شدگی عناصر اصلی در طی

کانولینیتی شدن

تلفیق نتایج حاصل از مطالعات کانی‌شناسی، محاسبات تعادل جرم عناصر و ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر اطلاعات با ارزشی از شرایط فیزیکوشیمیایی و تغییرات کانیایی در طی توسعه رخداد کانولن منطقه مورد مطالعه ارائه می‌کند. کاهش جرم Si مبین کانولینیتی شدن فلدسپارهای سنگ‌های آندزیتی و آزاد شدن بخشی سیلیس به درون محلول‌های دگرسان کننده می‌باشد. شستشوی Fe در ارتباط با اکسایش پیریت‌های سنگ‌های آندزیتی و تولید اسید سولفوریک و سولفات فروری محلول است که سبب خروج نسبی Fe از سامانه شده است. تخریب کانی‌های فرومنیزین مکانیسم دیگری است که خروج بخشی Fe را از سامانه دگرسانی تسریع بخشیده است. خروج Na، K و Ca از سیستم دلالت بر دگرسانی فلدسپارها و آزاد شدن بخشی عناصر مذکور به داخل محلول‌های دگرسان کننده دارد. ترسیب کلسیت در درزه و شکستگی‌ها توسط محلول‌های برون‌زاد می‌تواند دلیلی بر افزایش جرم Ca در برخی از نمونه‌های کانولن باشد. افزون بر این، تخریب کانی‌های فرومنیزین در طی کانولینیتی شدن شرایط لازم برای خروج بخشی عناصری نظیر Mg و Mn از سامانه را فراهم نموده است (Arslan et al., 2006; Abedini and Calagari, 2016).

تهی‌شدگی Ti دلیلی بر ماهیت درون‌زاد سیالات دگرسان‌کننده سنگ‌های آندزیتی می‌باشد (Dill et al., 1997 and 2000). افزایش جرم Mn در برخی از نمونه‌های کانولن می‌تواند دلیلی بر تبدیل Mn^{2+} به Mn^{4+} و تثبیت این عنصر به صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای غیر قابل حل در سامانه باشد (Koppi et al., 1996). عناصری چون Al و P که معمولاً در طی فرآیندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرک عمل می‌کنند (Jiang et al., 2003)، در طی کانولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی در ابوالحسنی - زرشکوه متحمل رفتار دوگانه کاهشی - افزایشی شده‌اند. این رفتار غیر عادی برای دو عنصر می‌تواند با عواملی نظیر pH پایین سیالات دگرسان‌کننده، نسبت بالای سیال به سنگ، تغییرات در شدت دگرسانی و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال در ارتباط باشد (Fulignati et al., 1999; Jiang, 2000; Karakaya, 2009; Salvi et al., 2000; Jiang et al., 2003).

۵-۳. عوامل کنترل‌کننده توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر جزئی

(شامل لانتانیدها) در طی کانولینیتی شدن

با توجه به کانی‌شناسی سنگ‌های آندزیتی و رخداد کانولن، می‌توان استنباط نمود که تخریب فلدسپارها سبب خروج بخشی Rb، Ba و Cs از سامانه دگرسانی شده است. افزایش جرم شدید Sr در اکثر قریب به اتفاق نمونه‌های مورد بررسی با ماهیت درون‌زاد محلول‌های دگرسان کننده در ارتباط می‌باشد (Kadir and Erkoyun, 2013). تخریب کانی‌های فرومنیزین در طی توسعه فرآیندهای کانولینیتی شدن شرایط لازم برای شستشوی بخشی عناصری نظیر Ni، Co و Cr را فراهم نموده است (Arslan et al., 2006). ماهیت pH پایین سیالات مسئول کانولینیتی شدن را می‌توان از روی کاهش جرم عناصری نظیر Ni، Cr و Co استنباط نمود. حضور این عناصر جزئی در سنگ‌های دگرسان شده به شدت به pH محیط وابسته می‌باشد. pH‌های پایین سبب تهی‌شدگی این عناصر در طی فرآیندهای دگرسانی می‌شوند (Marques et al., 2004). افزایش جرم شدید Ni در برخی از نمونه‌ها در رخداد کانولن مورد مطالعه با ورود این عنصر توسط سیالات دگرسان کننده به سامانه رخ داده است. شستشوی Nb نیز به نوعی مبین اسیدیته بالای سیالات دگرسان کننده می‌باشد (Dill et al., 1997 and 2000).

عناصر جزئی نظیر Ta، Ga، Th و Y معمولاً در طی توسعه فرآیندهای دگرسانی بی‌تحرک می‌مانند (Jiang et al., 2003). از بین این عناصر Ta، Th و Ga در طی توسعه رخداد کانولن در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه متحمل هر دو فرآیند شستشوی و غنی‌شدگی گشته و Y با تهی‌شدگی همراه گشته است. به نظر می‌رسد این رفتار غیر عادی برای این عناصر جزئی به مانند Al، Ti و P متأثر از اسیدیته بالای سیالات مسئول دگرسانی، نسبت بالای سیال به سنگ و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز

در سیال باشد (Karakaya, 2009). خروج نسبی U از سامانه دگرسانی، طبیعت اکسیدان سیالات دگرسان‌کننده را نشان می‌دهد. ضرایب همبستگی مثبت قوی بین Al-Hf ($r = 0.97$) نقش کانی کانولینیت را به واسطه عملکرد فرآیندهای جذب سطحی در تمرکز و تثبیت Hf را مسجل می‌سازد. خروج V به موازات کاهش جرم Ti را می‌توان با اسیدیته بالای سیالات دگرسان کننده مرتبط دانست. وجود ضرایب همبستگی مثبت قوی بین Mn-Zn ($r = 0.92$)، Mn-Pb ($r = 0.87$) و Mn-Cd ($r = 0.87$) آشکار می‌کنند که اکسیدهای منگنز این دو عنصر را در سطوح بین لایه‌ای خود تثبیت نموده‌اند (Ndjigui et al., 2013). با توجه به افزایش جرم بسیار شدید Zn در سامانه دگرسانی مورد مطالعه به نظر می‌رسد که بخشی از افزایش جرم این عنصر به دلیل ورود آن توسط سیالات دگرسان‌کننده به سامانه رخ داده باشد. با توجه به ضرایب همبستگی مثبت قوی بین Mn-Cu ($r = 0.89$)، Mn-Pb ($r = 0.96$) و Mn-Tl ($r = 0.98$) وجود دو روند افزایشی و کاهشی برای این سه عنصر جزئی مثل Mn می‌توان ادعا نمود که توزیع این سه عنصر توسط اکسیدهای منگنز کنترل شده و تغییر پتانسیل اکسیداسیون - احیا نقش مهمی در توزیع این عناصر در رخداد کانولن مورد مطالعه ایفا نموده است. با توجه به افزایش جرم بسیار شدید Cu و Pb (شکل ۷) در اغلب نمونه‌های سامانه دگرسانی می‌توان ورود بخش قابل ملاحظه این دو عنصر توسط سیالات دگرسان‌کننده به سامانه را محتمل دانست.

شستشوی لانتانیدها در طی کانولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی منطقه ابوالحسنی - زرشکوه (شکل ۸) چند نکته کلیدی را در خصوص روند توسعه و تکامل رخداد کانولن به نمایش می‌گذارد. خروج با هم LREE و HREE مبین نقش ارزنده سیالات درون‌زاد در توسعه و تکامل این رخداد می‌باشد. علیرغم وجود کانی‌های مناسب جهت جذب و روبش لانتانیدها نظیر کانولینیت، مونت‌موریلونیت، هماتیت و جاروسیت که نقش آنها در تثبیت لانتانیدها به ویژه LREE به اثبات رسیده است (Koepfenkastrof and De Carlo, 1992; Abdioğlu et al., 2015)، این عناصر در طی کانولینیتی شدن به طور بخشی متحمل شستشو شده‌اند. چنین رفتاری نشان می‌دهد که فعالیت یون‌های کمپلکس‌ساز در سیالات دگرسان کننده بالا بوده و از این رو، شرایط مناسبی برای جذب و روبش لانتانیدها توسط این کانی‌ها فراهم نشده است (Fulignati et al., 1999; Karakaya, 2009).

۵-۴. تعیین و تکنیک نقش فرآیندهای درون‌زاد و یا برون‌زاد در توسعه رخداد کانولن

استفاده از مقادیر TiO_2 نمونه‌های کانولن اولین روش زمین‌شیمیایی است که در این مطالعه برای تعیین نوع محلول‌های دخیل در گسترش و توسعه رخداد کانولن در منطقه ابوالحسنی - زرشکوه استفاده گردید. مقادیر TiO_2 کمتر و بیشتر از ۱ به ترتیب مربوط به ذخایر کانولن مرتبط با فرآیندهای درون‌زاد و برون‌زاد است (Maiza et al., 2003). با توجه به مقادیر TiO_2 کمتر از ۱ درصد وزنی (۰/۲۱) الی ۰/۵۵ درصد وزنی) در کلیه نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۲) می‌توان استنباط نمود که رخداد کانولن منطقه ابوالحسنی - زرشکوه در اثر عملکرد محلول‌های درون‌زاد بر روی سنگ‌های آندزیتی ایجاد گردیده است. استفاده از مقادیر (Ba+Sr) و (Ce+Y+La) دومین روش زمین‌شیمیایی بوده که در این پژوهش برای مشخص نمودن ماهیت درون‌زاد و یا برون‌زاد بودن منشأ رخداد کانولن بهره گرفته شد. مقادیر (Ba+Sr) بیشتر و کمتر از ۱۰۰۰ ppm به ترتیب مربوط به ذخایر کانولن درون‌زاد و برون‌زاد و مقادیر (Ce+Y+La) بیشتر و کمتر از ۱۰۰ ppm به ترتیب مربوط به ذخایر کانولن برون‌زاد و درون‌زاد می‌باشند (Dill et al., 1997 and 2000). مقادیر (Ba+Sr) و (Ce+Y+La) در نمونه‌های کانولن مورد مطالعه به ترتیب بازه تغییراتی از ۲۳۰ تا ۲۶۰۰ و ۹۴/۴ تا ۲۱۹/۸ ppm را نشان می‌دهند (جدول ۴). با توجه به این بازه‌ها به وضوح می‌توان دریافت که هر دو فرآیند درون‌زاد و برون‌زاد در تشکیل و توسعه رخداد کانولن منطقه ابوالحسنی - زرشکوه ایفای نقش نموده‌اند.

جدول ۴- مقادیر پارامترهای زمین‌شیمیایی مطالعه شده برای نمونه‌های کائولن (R-1 الی R-13) و سنگ اولیه آندزیتی (A-1) در منطقه ابوالحسنی- زرشکوه.

	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13	A-1
REE (ppm)	40.18	116.57	125.45	120.84	122.08	96.75	133.41	165.27	140.97	158.66	133.19	138.02	120.25	163.80
LREE (ppm)	37.15	104.49	117.81	111.07	113.5	87.48	124.78	159.71	130.27	150.48	117.22	124.71	111.41	148.02
HREE (ppm)	3.03	12.08	7.64	9.77	8.58	9.27	8.63	5.56	10.7	8.18	15.97	13.31	8.84	15.78
(La/Yb) _N	14.96	9.30	18.10	12.58	15.14	11.20	17.96	44.77	17.70	25.27	8.75	12.29	14.84	11.13
(LREE/HREE) _N	6.92	4.88	8.70	6.41	7.46	5.32	8.16	16.20	6.87	10.38	4.14	5.28	7.11	5.29
Ce+Y+La (ppm)	28.8	89.5	95.8	94.8	94.9	60.5	98.4	127.1	105.6	121.8	98.5	103.4	87.4	132.0
Ba+Sr (ppm)	1047	727	854	1672	1250	842	1314	724	1293	965	2331	1608	1740	901
Cr+Nb (ppm)	50.7	63.7	52.6	57.1	60.2	57.8	48.2	48.7	84.8	55.2	91.5	84.9	61.4	180.3
TiO ₂ +Fe ₂ O ₃ (wt%)	2.02	2.67	1.83	2.36	2.62	1.50	2.11	1.70	3.27	2.26	4.09	3.29	2.07	9.23
Eu/Eu*	0.58	0.61	0.61	0.63	0.60	0.58	0.40	0.41	0.54	0.49	0.58	0.57	0.56	0.96
Ce/Ce*	0.63	0.70	0.75	0.73	0.73	0.51	0.70	0.74	0.65	0.77	0.71	0.70	0.78	0.90

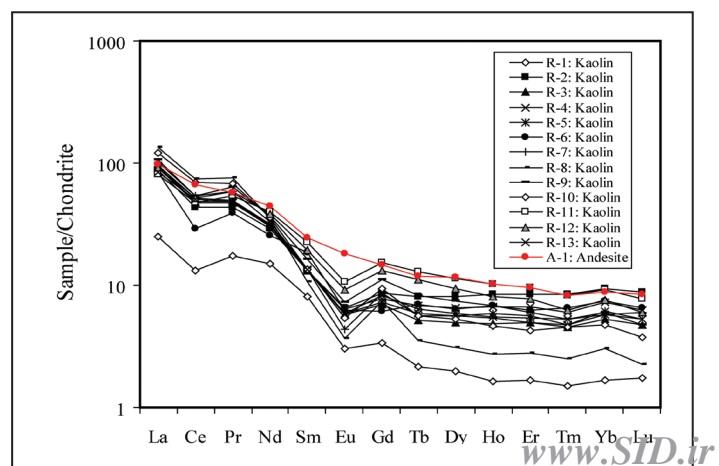
به HREE همراه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce در نمونه‌های کائولن دارد (شکل ۹). بر اساس محاسبات انجام شده، مقادیر نسبت‌های (La/Yb)_N و (LREE/HREE)_N در نمونه‌های کائولن، جایی که به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) به‌هنجار شده‌اند، به ترتیب بازه تغییرات ۲/۷۳-۲۳/۵۶-۸/۸۲ را نشان می‌دهند. مقادیر نسبت‌های یادشده در سنگ اولیه آندزیتی به ترتیب ۱۱/۱۳ و ۵/۲۹ هستند (جدول ۴). مقایسه این نسبت‌های عنصری آشکار می‌کنند که مقادیر (La/Yb)_N در نمونه‌های کائولن نسبت به آندزیت روند کاهشی و مقادیر (LREE/HREE)_N در نمونه‌های کائولن نسبت به آندزیت هر دو روند کاهشی و افزایشی را نشان می‌دهند. به عبارت بهتر، تفریق بین LREE و HREE در طی توسعه رخداد کائولن محرز می‌باشد. معمولاً تفریق LREE از HREE در طی توسعه فرایندهای دگرسانی تابعی از pH محیط می‌باشد. در pH‌های اسیدی، LREE و در pH‌های قلیایی، HREE متحرک‌تر می‌شوند (Patino et al., 2003; Abedini et al., 2016). از اینرو، روند کاهشی در نسبت‌های (La/Yb)_N و (LREE/HREE)_N در نمونه‌هایی مشاهده می‌شود که توسط سیالات درون‌زاد توسعه یافته‌اند (Höhn et al., 2014). روند افزایشی در نسبت‌های (LREE/HREE)_N در نمونه‌هایی مشاهده می‌شود که توسط سیالات برون‌زاد توسعه یافته‌اند. آنچه از این تغییرات می‌توان استنباط نمود این است که الگوی توزیع REE در نمونه‌های کائولن متأثر از عملکرد دو فرایند درون‌زاد به صورت گسترده و برون‌زاد به صورت محدود می‌باشد.

رخداد کائولن منطقه ابوالحسنی- زرشکوه از نظر میزان تمرکز پایین عناصری نظیر La و Y شباهت زیادی به ذخایر کائولن Lohreim السالواد (Dill et al., 2000) و Karacayir ترکیه (Kadir et al., 2011) دارد. همچنین، رخداد کائولن مورد بررسی از نظر مقدار پایین عناصری نظیر Cr، Nb، Ti و Ti شباهت زیادی به ذخایر کائولن با منشأ درون‌زاد شناخته شده در دنیا نظیر ذخایر central Andes شمال باختر پرو (Ekoyun and Kadir, 2011) و Usak ترکیه (Dill et al., 1997) دارد. افزون بر این، تهی‌شدگی عناصری نظیر Ti و Nb، Fe (شکل‌های ۶ و ۷) آشکار می‌کنند که منشأ درون‌زاد رخداد کائولن منطقه ابوالحسنی- زرشکوه بسیار محتمل‌تر از منشأ برون‌زاد آن است (Dill et al., 2000; Abedini and Calagari, 2016). از نظر میزان تمرکز Nb، Fe و Ti، این رخداد دگرسانی شباهت زیادی به شرایط گرمایی گزارش شده در توسعه و تکامل ذخیره کائولن Swat پاکستان دارد (Siddiqui and Ahmed, 2008).

۵-۵. الگوی توزیع REEs و تغییر در نسبت‌های لانانیدی

مقادیر لانانیدها در نمونه‌های کائولن در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر REE_{La-Lu} و LREE_{La-Eu}+HREE_{Gd-Lu} در نمونه‌های کائولن به ترتیب در بازه ۱۸۰/۹۸-۱۰۰/۲۵ و ۲۳/۹۹-۱۴/۰۳ ppm متغیر هستند (جدول ۴). مقادیر این نسبت‌ها در سنگ آندزیتی به ترتیب ۱۴۸/۰۲، ۱۵/۷۸ و ۱۶۳/۸۰ ppm می‌باشند. الگوی توزیع REE به‌هنجار شده به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت

شکل ۹- الگوی توزیع لانانیدهای به‌هنجار شده به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه‌های کائولن و سنگ اولیه آندزیتی در منطقه ابوالحسنی- زرشکوه.



۵-۶. تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

در این مطالعه، برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce در نمونه‌های کائولن و سنگ آندزیتی از روابط $Ce/Ce^* = Ce_N / [(La_N \times Pr_N)]^{0.5}$ و $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N \times Gd_N)]^{0.5}$ (Taylor and McLennan, 1985) بهره گرفته شد. در این دو رابطه، N مبین به‌هنجار شدن مقادیر عناصر Sm، Pr، La و Gd در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت می‌باشد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهند که مقادیر Ce/Ce^* و Eu/Eu^* در نمونه‌های کائولن به ترتیب در بازه ۰/۴۰-۰/۶۱ و ۰/۷۸-۰/۵۱ در تغییر هستند. مقدار این بی‌هنجاری‌ها در سنگ اولیه آندزیتی به ترتیب ۰/۹۶ و ۰/۹۰ است. مقایسه مقادیر یاد شده به وضوح آشکار می‌کنند که کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی با کاهش هر دو بی‌هنجاری Eu و Ce همراه شده است. کاهش بی‌هنجاری Eu که با کاهش جرم عناصری نظیر Cs، Rb، K، Fe، Si و Ba همراه شده است (شکل‌های ۶ و ۷)، تخریب کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند توسط سیالات گرمایی دما بالا را نشان می‌دهد (Elderfield and Sholkovitz, 1987; Karakaya et al., 2012). کاهش بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های کائولن نسبت به سنگ اولیه آندزیتی دلالت بر نقش سیالات درون‌زاد در طی توسعه فرایندهای کائولینیتی شدن در ابوالحسنی- زرشکوه دارد (Kadir et al., 2011).

سطحی و روبش توسط اکسیدهای فلزی می‌باشد.

- اکسیدهای منگنز نقش مهمی در توزیع و تمرکز عناصری نظیر Cu، Zn، Pb، Cd و Tl در رخداد کائولن داشته‌اند. افزون بر این، افزایش جرم شدید سه عنصر Zn، Pb و Cu می‌تواند در ارتباط ورود به سامانه توسط محلول‌های مسئول دگرسانی و کانی‌سازی‌های اپی‌ترمال منطقه باشد.

- افزایش جرم Sr و U ماهیت اکسیدان و درون‌زاد سیالات دگرسان‌کننده را نشان می‌دهند.

- تلفیق نتایج حاصل از مقادیر پارامترهای زمین‌شیمیایی نظیر TiO_2 ، $(Cr+Nb)$ ، $(Ba+Sr)$ ، $(Ce+Y+La)$ و $(TiO_2+Fe_2O_3)$ همراه با محاسبات تعادل جرم عناصر آشکار می‌کنند که نقش فرآیندهای درون‌زاد نسبت به فرآیندهای برون‌زاد در طی توسعه رخداد کائولن بسیار برجسته بوده است.

- الگوی توزیع REE و تغییر در نسبت‌های لانتانیدی نظیر $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ نقش ضعیف فرآیندهای برون‌زاد در مقایسه با فرآیندهای درون‌زاد را در توسعه فرآیندهای کائولینیتی شدن نمایش می‌دهند.

- اسیدینه و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس ساز در سیالات دگرسان‌کننده مانع غنی‌شدگی لانتانیدها در طی کائولینیتی شدن شده‌اند.

- کاهش بی‌هنجاری‌های Eu و Ce، به ترتیب تخریب کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند توسط سیالات گرمایی دما بالا و نقش سیالات درون‌زاد در توسعه رخداد کائولن را نشان می‌دهند.

سپاسگزاری

نگارندگان این مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برخوردار بوده‌اند، لذا بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را از مسئولین مربوطه اعلام می‌دارد. از جناب آقای مهندس محسن زادصالح برای کمک در عملیات صحرائی سپاسگزاریم. نگارندگان، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم فصلنامه علوم زمین سپاسگزار می‌نمایند.

۶- نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی بر روی رخداد کائولن منطقه ابوالحسنی- زرشکوه عبارتند از:

- فرایند تبدیل سنگ‌های آندزیتی ائوس به رخداد کائولن در منطقه ابوالحسنی- زرشکوه با تشکیل کانی‌های کائولینیت، کوارتز، کلریت، مونت‌موریلونیت، ایلیت، روتیل، کلسیت، اورتوکلاز، آلپیت، ورمیکولیت، پالی-گورسکیت، جاروسیت و همازیت همراه بوده است.

- نتایج محاسبات تعادل جرم نشان می‌دهند که رفتار عناصر در طی توسعه فرآیندهای کائولینیتی شدن تابعی از عواملی نظیر pH پایین سیالات مسئول کائولینیتی شدن، نسبت بالای آب به سنگ، فراوانی یون‌های کمپلکس ساز، جذب

کتابنگاری

اشراقی، ص.ع، ۱۳۷۷- گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه معلمان، سمنان، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح اکتشاف طلا.

رشیدنژاد عمران، ن، ۱۳۷۱- بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ارتباط آن با کانی‌شناسی طلا در منطقه باغو (جنوب-جنوب شرق دامغان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.

شمعیان، غ.ح، حسن‌زاده، ج.، هدنکوویست، ج.، هاتوری، ک. و قادری، م، ۱۳۸۳- مقایسه کانی‌سازی اپی‌ترمال فلزهای پایه و گرانها در مناطق گندی و ابوالحسنی استان سمنان، ایران، فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۳، شماره صفحات ۱۰۰-۱۱۷.

نبوی، م.ح، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ص.

هوشمندزاده، ع.ر، علوی نائینی، م. و حقی‌پور، ع.ع، ۱۳۵۷- تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۵۸، ۱۳۷ صفحه.

References

- Abdioğlu, E., Arslan, M., Kadir, S. and Temozel, I., 2015- Alteration mineralogy, lithochemistry and stable isotope geochemistry of the Murgul (Artvin, NE Turkey) volcanic hosted massive sulfide deposit: Implications for the alteration age and ore forming fluids. *Ore Geology Reviews* 66: 219-242. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.10.017.
- Abedini, A. and Calagari, A. A., 2015- Geochemical characteristics of the Abgharm kaolin deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 278: 335 - 350. DOI: 10.1127/njgpa/2015/0533.
- Abedini, A. and Calagari, A. A., 2016- Geochemical characteristics of the Arabsah kaolin deposit, Takab geothermal field, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 9 (548): 1-16. DOI:org/10.1007/s12517-016-2572-x.
- Abedini, A. and Rezaei Azizi, M., 2019- The Hizeh-Jan Kaolin Deposit of NW Iran: the Tetrad Effect in REE Distribution Patterns. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2019, 93(1): 74-87. DOI: 10.1111/1755-6724.13765.

- Abedini, A., Calagari, A. A. and Nasser, H., 2016- Mineralization and REE geochemistry of the hydrothermal quartz and calcite of the Helmesi vein-type copper deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 281: 123-134. DOI: 10.1127/njgpa/2016/0591.
- Abedini, A., Rezaei Azizi, M. and Dill, H. G., 2020- 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: 1-16. DOI: org/10.1016/j.gexplo.2020.106516.
- Arslan, M., Kadir, S., Abdioglu, E. and Kolayli, H., 2006- Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals* 41: 597-617. DOI: 10.1180/0009855064120208.
- Dill, H. G., 2020- A geological and mineralogical review of clay mineral deposits and phyllosilicate ore guides in Central Europe— A function of geodynamics and climate change. *Ore Geology Reviews* 119: 1-65. DOI:org/10.1016/j.oregeorev.2019.103304.
- Dill, H. G., Bosse, H. R. and Kassbohm, J., 2000- Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Western Salvador). *Economic Geology* 95: 517-538. DOI: 10.2113/95.3.517.
- Dill, H. G., Bosse, H. R., Henning, K. H., Fricke, A. and Ahrendt, H., 1997- Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt of the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita* 32: 149-163. DOI:org/10.1007/s001260050081.
- Ekoyun, H. and Kadir, S., 2011- Mineralogy, micromorphology, geochemistry and genesis of a hydrothermal kaolinite deposit and altered Miocene host volcanites in the Hallaçlar area, Uşak, western Turkey. *Clay Minerals* 46: 42-448. DOI: org/10.1180/claymin.2011.046.3.421.
- Elderfield, H. and Sholkovitz, E. R., 1987- Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 82: 280-288. DOI:org/10.1016/0012-821X(87)90202-0.
- Fard, M., Rastad, E. and Ghaderi, M., 2006- Epithermal Gold and Base Metal Mineralization at Gandy Deposit, North of Central Iran and the Role of Rhyolitic Intrusions. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 17: 327-335.
- Fulginiti P., Gioncada A. and Sbrana A., 1999- Rare-earth 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: 325-342. DOI: org/10.1016/S0377-0273(98)00117-6.
- Ghorbani, M., 2013- *The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources*. Springer. ISBN: 978-94-007-5625-0
- Grant, J. A., 1986- The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982. DOI: org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976.
- Grant, J. A., 2005- Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth* 30: 997-1004. DOI: org/10.1016/j.pce.2004.11.003.
- Gresens, R. L., 1967- Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-55. DOI: org/10.1016/0009-2541(67)90004-6.
- Hassanzadeh, J., Ghazi, A.M., Axen, G., and Guest, B., Stockli, D. and Tucker, P., 2002- Oligocene mafic-alkaline magmatism in north and northwest of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the UrumiehDokhtar magmatic arc [abs.]. *Geological Society of America Abstracts with Program* 34 (6): 1-331.
- Höhn, S., Rimmel, H. and Pašava, J., 2014- The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria). *Mineralium Deposita* 49: 1-21. DOI: 10.1007/s00126-014-0542-3.
- Jiang, N., Sun, S., Chu, X., Mizuta, T. and Ishiyama, D., 2003- Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangou syenitic complex, Northern China. *Chemical Geology* 200: 117-128. DOI: org/10.1016/S0009-2541(03)00162-1.
- Jiang, S. Y., 2000- Controls on the mobility of high field strength elements (HFSE), U, and Th in an ancient submarine hydrothermal system of the Proterozoic Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia, Canada. *Geochemical Journal* 34: 341-348. DOI: 10.2343/geochemj.34.341.
- Kadir, S. and Erkoyun H., 2013- Genesis of the hydrothermal Karacayır kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22: 444-468. DOI: 10.3906/yer-1112-2.
- Kadir, S., Erman, H. and Erkoyun, H., 2011- Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of hydrothermal kaolinite deposits within Neogene volcanites, Kütahya (western Anatolia), Turkey. *Clays and Clay Minerals* 59 (3): 250-276. DOI:org/10.1346/CCMN.2011.0590304.
- Karakaya, M. C., Karakaya, N., Küpeli, S. and Yavuz, F., 2012- Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey. *Ore Geology Reviews* 48: 197-224. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2012.03.007.
- Karakaya, N., 2009- REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration* 101:185-208. DOI:org/10.1016/j.gexplo.2008.07.001.
- Koepfenkastro, D. and De Carlo, E. H., 1992- Sorption of rare earth elements from seawater onto synthetic mineral particles: An experimental approach. *Chemical Geology* 95: 251-263. DOI:org/10.1016/0009-2541(92)90015-W.

- Koppi, A. J., Edis, R., Foeld, D. J., Geering, H. R., Klessa, D. A. and Cockayne, D. J. H., 1996- REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 1695-1707. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00047-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00047-6).
- Kousari, S., 2001- Detail geochemical exploration in Gandy ore field, Moaleman area, southern Damghan. Geological Survey of Iran, unpublished report, 210 p.
- MacLean, W. H. and Kranidiotis, P., 1987- Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology* 82: 951-962. DOI: [org/10.2113/gsecongeo.82.4.951](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.4.951).
- MacLean, W. H., 1990- Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* 25: 44-49. DOI: [org/10.1007/BF03326382](https://doi.org/10.1007/BF03326382).
- Maiza P. J., Pieroni D. and Marfil S. A., 2003- Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, province of Rio Negro, Argentina", In: Dominguez E.A., Mas G.R., Cravero F. (Eds.), 2001, A Clay Odyssey. Elsevier, Amsterdam, 123-130.
- Marques, J. J., Schulze, D. G., Curi, N. and Mertzman, S. A., 2004- Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma* 121: 31-43. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.10.003>.
- Mehrabi, B. and Ghasemi Siani, M., 2012- Intermediate sulfidation epithermal Pb-Zn-Cu (\pm Ag-Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan province, Iran. *Journal of the Geological Society of India* 80: 563-578. <https://doi.org/10.1007/s12594-012-0177-x>.
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M. and Tale, F. E., 2015- Structural control on epithermal mineralization in the Troude-Chah Shirin belt using point pattern and Fry analyses, north of Iran. *Geotectonics* 49: 320-331. DOI: [org/10.1134/S001685211504007X](https://doi.org/10.1134/S001685211504007X).
- Ndjigui, P. D., Badinane, M. F. B., Nyeck, B., Nandjip, H. P. K., P. and Bilong, P., 2013- Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 79: 125-142. DOI: [org/10.1016/j.jafrearsci.2012.11.008](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.11.008).
- Nesbitt, H. W. and Markovics G., 1997- Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 1653-1670. DOI: [org/10.1016/S0016-7037\(97\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00031-8).
- Nesbitt, H. W., 1979- Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279: 206-210. DOI: [10.1038/279206a0](https://doi.org/10.1038/279206a0).
- Ng, C. W. W., Guan, P. and Shang, Y. J., 2001- Weathering mechanisms and indices of the igneous rocks of Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 34: 133-151. DOI: [10.1144/qjgegh.34.2.133](https://doi.org/10.1144/qjgegh.34.2.133).
- Niroomand, SH., Hassanzadeh, J., Tajeddin, H. A. and Asadi, S., 2018- Hydrothermal evolution and isotope studies of the Baghu intrusion-related gold deposit, Semnan province, north central Iran, *Ore Geology Reviews*, S0169-368(17)30178-6, doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.015.
- Patino, L. C., Velbel, M., Price J. R. and Wade, J., 2003- Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesite in Hawaii and Guatemala. *Chemical Geology* 202: 343-364. DOI: [org/10.1016/j.chemgeo.2003.01.002](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.01.002).
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W. and Finkel, R. C., 2003- Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67: 4411-4427. DOI: [org/10.1016/S0016-7037\(03\)00382-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00382-X).
- Salvi, S., Fontan, F., Monchoux, P., Williams-Jones, A. and Eand Moine, B., 2000- Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Economic Geology* 95: 559-576. DOI: [10.2113/gsecongeo.95.3.559](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.559).
- Shamanian, G. H., Hedenquist, J. W., Hattori, K. H. and Hassanzadeh, J., 2004- The Gandy and Abolhassani Epithermal Prospects in the Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran. *Economic Geology* 99: 691-712. DOI: [org/10.2113/gsecongeo.99.4.691](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.4.691).
- Shuigen, X. and Jianchang, Z., 1996- Explanatory Text of Geochemical Map of Moaleman. Geophysical and Geochemical Exploration Co., Jiangxi, China. Report No. 23. (Jointed Groups, The project has presented to the Ministry of Mines and Metals and Geological survey of Islamic Republic of Iran).
- Siddiqui, M. A. and Ahmed, Z., 2008- Geochemistry of the kaolin deposits of Swat (Pakistan). *Chemie der Erde* 68 (2): 207-219. DOI: [org/10.1016/j.chemer.2005.11.001](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2005.11.001).
- Taylor, Y. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. 1st ed. Oxford, UK: Blackwell. ISBN-13: 978-0632011483.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187. DOI: [10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371).
- Ziaii, M., Abedi, A., Ziaei, M., Rouhani, A. K. and Zendahdek, A., 2010- GIS modeling for Au-Pb-Zn potential mapping in Torud-Chah Shirin area, Iran. *International Journal of Mining and Environmental* 1: 17-17.

Geochemistry of kaolin occurrence in the Abolhasani-Zereshkouh area, southeast of Damghan, NE Iran

M. Norouzi^{1*}, A. Abedini², A. A. Calagari³ and F. Kangarani Farahani⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

³Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

⁴Ph.D., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2019 March 19

Accepted: 2019 September 30

Abstract

The kaolin occurrence in the Abolhasani-Zereshkouh area (south of Shahroud, northeast of Iran) is a product of alteration of Eocene andesitic rocks. With attention to mineralogical studies, kaolinite, quartz, chlorite, montmorillonite, illite, rutile, calcite, orthoclase, albite, vermiculite, palygorskite, jarosite, and hematite are the mineral assemblage of this alteration occurrence. Calculations of mass balance of elements with assuming Zr as monitor immobile element show that elements such as Si, Fe, Mg, Na, K, Ti, Cr, Ba, Co, Cs, Rb, U, V, W, Ni and REE were partially depleted and elements such as Hf, Zn and Cd enriched during the kaolinitization processes of andesitic rocks. Other elements including Al, Ca, P, Mn, Ga, Nb, Sr, Ta, Th, Y, Cu, Pb and Tl were undergone both leaching and fixation processes. The mass decrease of Si, Fe, K, Rb, Cs and Ba reveals destruction of plagioclase and hornblende by highly acidic hydrothermal fluids. The presence of two abnormal decreasing and increasing trends for the elements Al, Ga, P, Nb, Ta, and Y can be attributed to the low pH of the altering fluids, the high water-to-rock ratio and the abundance of complexing ligands. The chondrite normalized REE distribution pattern implies differentiation and enrichment of LREE relative to HREE and the occurrence of negative Eu and Ce anomalies during kaolinitization. The decrease in Ce anomaly in kaolin samples (0.51-0.78) compared to andesite (0.90) implicitly indicates the role of hypogene fluids in development of kaolin in the Abolhasani-Zereshkouh area. The decrease in Eu anomaly in kaolin samples (0.40-0.61) compared to andesite (0.96) also indicates the role of highly acidic high-temperature hydrothermal fluids during the formation of kaolin. The range of values of some geochemical parameters such as TiO₂ (0.56 to 0.94 wt.%), Ce+Y+La (28.8 to 127.1 ppm), Ba+Sr (727 to 2331 ppm), Cr+Nb (48.7 to 84.9 ppm) and TiO₂+Fe₂O₃ (1.50 to 4.09 wt.%) demonstrates that the role of hypogene processes relative to supergene ones was prominent during the development of kaolin in the study area. Combination of the results of mineralogical and geochemical studies show that changes in the chemistry of the fluids responsible for alteration, adsorption, and scavenging by metal oxides played important roles in the mobility and distribution of elements during kaolinitization.

Keywords: Geochemistry, Kaolin, Distribution of elements, Mass balance, Hypogene processes, Abolhasani-Zereshkouh, Iran.

For Persian Version see pages 123 to 134

*Corresponding author: M. Norouzi; E-mail: masoumeh.norouzi63@gmail.com