

ژئوشیمی و متاسوماتیسم پتاسیم در سنگ‌های میزبان کانه‌زایی کانسار اپی‌ترمالی نیان واقع در شمال باختری بلوک لوت - خاور ایران

حسین هادی‌زاده^{۱*}، علی‌اصغر کلاری^۲، نیما نظافتی^۳، حبیب ملایی^۴ و حسن عزمی^۵

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، مشهد، ایران

^۵ دانشجوی دکترا، گروه اکتشاف معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مرکز شمال شرق، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۰/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۳/۲۲

چکیده

کانسار اپی‌ترمالی نیان در شمال باختری بلوک لوت و در فاصله ۳۵ کیلومتری جنوب باختری شهر بجستان واقع شده است. بررسی‌های انجام شده بر روی این کانسار حاکی از گسترش یک زون‌بندی از سنگ‌های دگرسان شده در اطراف رگه‌های سیلیسی کانه‌دار و وجود دگرسانی‌های سیلیسی (کوارتز، کلسدون، آدولاریا، کلسیت، ایلیت و سرپیت)، سیلیسی-آرژیلیکی (کوارتز، آدولاریا، ایلیت، سرپیت، پیریت)، آرژیلیکی (ایلیت-کوارتز-کلسیت-آدولاریا-سرپیت، کائولینیت، اسمکتیت، کلریت) و پروپلیتیک (کلریت، کلسیت، آلپیت، اپیدوت، کوارتز و اسمکتیت) به عنوان اصلی‌ترین زون‌های دگرسانی در این کانسار بوده که در طی پنج مرحله تشکیل شده‌اند. نمودارهای ژئوشیمیایی، نسبت‌های عنصری مولار و بررسی سنگ‌نگاری وجود تبدیل‌های تدریجی و آرایش‌های تبدیل کانیایی را در طی تکامل سامانه گرمایی نیان نشان می‌دهند. بررسی این نمودارها حاکی از گسترش بالای زون‌های دگرسانی آرژیلیکی، سیلیسی و وسعت نسبتاً محدود زون‌های پروپلیتیک در کانسار نیان است. این نمودارها همچنین نشان می‌دهند که آرایش‌های کانیایی پلاژیوکلاز-ایلیت، پلاژیوکلاز-آدولاریا، ایلیت-آدولاریا، پلاژیوکلاز-اسمکتیت در طی مراحل پیشرونده گسترش یافته‌اند در حالیکه آرایش آدولاریا-ایلیت در طی مراحل پسرونده (افول) سامانه گرمایی تشکیل شده‌اند. نفوذپذیری و بالا بودن نسبت سنگ/آب در سنگ‌های میزبان (ایجاد شده در اثر گسلش و حضور گسترده سنگ‌های آذرآواری) عوامل اصلی گسترش زون‌های دگرسانی و تشکیل گسترده آدولاریا در منطقه هستند. افزون بر این، با توجه به ترکیب کانی‌شناسی کانسار، حضور کانی‌هایی مانند آدولاریا و ایلیت در بخش مرکزی و کائولینیت در بخش حاشیه‌ای سامانه ممکن است پیشنهاد نماید که آنها توسط سیالاتی تشکیل شده‌اند که به ترتیب دمایی °C ۲۲۰ و °C ۱۴۰ داشته‌اند. حضور مجموعه کانیایی کوارتز، آدولاریا، ایلیت، پیریت، کلریت و کلسیت ممکن است منعکس‌کننده دخالت سیالاتی کلریدی با جریان روبه بالا با pH تقریباً خنثی تا حدودی قلیایی باشد. تشکیل همزمان کانی‌های کلسیت، اسمکتیت، ایلیت و کائولینیت در بخش‌های حاشیه‌ای سامانه حاصل واکنش سیالاتی غنی از CO₂ (حاوی بخارات داغ) با سنگ‌های میزبان بوده است. در طی فعالیت ژئوترمالی نیان افزایش درجه حرارت و افزایش متاسوماتیسم پتاسیم در بخش‌های مرکز سامانه باعث تشکیل گسترده ایلیت در مرحله اول دگرسانی و آدولاریا-ایلیت در مرحله دوم (حداکثر متاسوماتیسم K) شده است. همزمان با مرحله افول دگرسانی گرمایی و کاهش متاسوماتیسم K مجدداً کانی ایلیت جانشین آدولاریا شده است. حاکم بودن شرایطی (برای دوره‌های زمانی طولانی) مناسب برای پایداری ایلیت ممکن است علت فراوانی و گسترش بیشتر این کانی را نسبت به آدولاریا در سنگ‌های میزبان کانسار نیان توجیه کند.

کلیدواژه‌ها: نیان، بلوک لوت، رگه‌های اپی‌ترمال، دگرسانی سیلیسی، متاسوماتیسم پتاسیم، آدولاریا.

E-mail: h.hadizadehgsi@gmail.com

*نویسنده مسئول: حسین هادی‌زاده

۱- پیش‌نوشتار

است که عمدتاً در اطراف توده‌های نفوذی ترشیری در زون‌های گسلی تشکیل شده‌اند. از مهم‌ترین این کانسارها می‌توان به رگه‌های اپی‌ترمالی نیان، داشو، آهنگ، کجه، سریده (هادی‌زاده، ۱۳۸۹)، کلاته‌نو (کلاهدانی، ۱۳۸۹؛ هادی‌زاده، ۱۳۹۰)، کلاته‌آهنگ، کلاته محمداسد، زیارو، ده‌خطیب (هادی‌زاده، ۱۳۹۰)، کلاته‌گوک (جعفری و همکاران، ۱۳۹۳) اشاره کرد.

کانسار نیان در شمال باختری بلوک لوت از جمله کانسارهای اپی‌ترمالی شناخته‌شده در ناحیه شمالی بلوک لوت است که در خلال اکتشافات زمین‌شیمیایی ناحیه‌ای و پی‌جویی‌های اکتشافی در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (عزمی و صفری، ۱۳۸۴ و ۱۳۸۵) شناسایی شد. اکتشافات نیمه تفصیلی بر روی این کانسار توسط سازمان زمین‌شناسی کشور مدیریت شمال شرق (عزمی و هادی‌زاده، ۱۳۹۳) ادامه یافت و همزمان با آن مطالعات جامعی در مورد زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، دگرسانی و کانه‌زایی توسط نویسندگان در این منطقه انجام گرفت که نتایج اولیه آن به صورت مقدماتی توسط هادی‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) ارائه شد. نوشتار حاضر به ارزیابی زمین‌شیمیایی سنگ‌های میزبان

مطالعات زمین‌شیمیایی سنگ‌های دیواره روش بسیار مهمی است که می‌تواند برای ارزیابی تغییرات ترکیبی همراه با زون‌های دگرسانی و به عنوان یک وسیله بالقوه برای اکتشاف کانسارهای مختلف به کار رود (Warren et al., 2007). کانسارهای سولفید توده‌ای همراه با سنگ‌های آتشفشانی و نیز کانسارهای طلای کوهزایی از جمله مهم‌ترین کانسارهایی هستند که روش‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های دیواره برای ارزیابی دگرسانی‌های موجود در آنها به طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته است (Whitford & Ashly, 1992; Callaghan, 2001; Eilu et al., 1997; Gemmell & Large, 1992; Gemmell & Fulton, 2001; Large et al., 2001; Gemmell & Large, 1992). در کانسارهای اپی‌ترمالی و همچنین سامانه‌های زمین گرمایی امروزی نیز این مطالعات برای ارزیابی تغییرات ترکیبی زون‌های دگرسانی و به عنوان یک وسیله برای اکتشاف این کانسارها به کار رفته است (Simpson & Mauk, 2001; Madeisky, 1996; Gemmell, 2007; Leavitt & Arehart, 2005; John et al., 2003; Simpson et al., 2001; Booden et al., 2011; Warren et al., 2007; Mauk & Simpson, 2007). ناحیه شمالی بلوک لوت میزبان تعداد زیادی از رگه‌های اپی‌ترمالی چندفلزی

و باختری محدوده معدنی باعث ایجاد شرایط کشتی در بلوک بین این دو، ایجاد یک سامانه گسلی ریدل (Rieddle) و تشکیل گسل‌های فرعی در امتداد NE – SW شده است که زاویه‌ای حاده با گسل‌های اصلی نشان می‌دهند. این گسل‌ها افزون بر مؤلفه‌های امتدادلغز مؤلفه‌های شیب‌لغز نیز داشته و شیب‌هایی به طرف شمال باختری و نیز جنوب خاوری دارند. عملکرد توأم شیب‌لغز و امتدادلغز این گسل‌ها باعث ایجاد فضاهای خالی مناسب برای عبور و جایگیری محلول‌های گرمابی گشته است. مطالعات انجام شده نشان‌دهنده رخداد وقایع زمین‌ساختی پیش از کانه‌زایی در این منطقه است و وقایع زمین‌ساختی بعدی تأثیر کمی بر روی کانه‌زایی گذارده‌اند.

۳- دگرسانی‌های گرمابی

دگرسانی‌های گرمابی گسترش قابل ملاحظه‌ای در کانسار نیان دارد (شکل ۴-الف). بر پایه مطالعات انجام شده دگرسانی‌های گرمابی به صورت موضعی و فراگیر سنگ‌های میزبان را تحت تأثیر قرار داده‌اند. شدت دگرسانی‌ها از حدود ۵٪ تا حدود ۱۰۰٪ متغیر است. عواملی چون نفوذپذیری سنگ‌های آذرآواری میزبان، گسلش و شکستگی‌های شدید باعث گسترش دگرسانی‌های گرمابی در کانسار نیان گشته است. بر پایه مطالعات انجام شده (مطالعات صحرایی، آزمایشات پراش اشعه ایکس XRD و مطالعات سنگ‌شناسی) دگرسانی‌های منطقه نیان را می‌توان در قالب چهار گروه اصلی به شرح زیر طبقه‌بندی کرد.

دگرسانی سیلیسی که با مجموعه کوارتز، کلسدون، آدولاریا به عنوان کانی‌های اصلی و کلسیت، ایلیت، سریسیت و پیریت به عنوان کانی‌های فرعی مشخص می‌شود عمدتاً به صورت رگچه‌ای و جانشینی بر روی کانی‌های اولیه بوده و غالباً در اطراف رگه‌های کانه‌دار دیده می‌شود. میزان گسترش این دگرسانی به ۴ تا ۸ متر می‌رسد. دگرسانی سیلیسی-آرژیلیکی که در حدفاصل بین دگرسانی‌های سیلیسی و دگرسانی‌های آرژیلیکی رخ داده‌اند و ستبرای آنها از حدود ۱ متر تا حدود ۲۰ متر متغیر است و با مجموعه کانی‌های زون‌های سیلیسی و آرژیلیکی شامل کوارتز، آدولاریا و ایلیت به عنوان کانی‌های اصلی و سریسیت، پیریت، زئولیت، کانولینیت، دولومیت، کلسیت و لوکوکسن به عنوان مهم‌ترین کانی‌های فرعی مشخص می‌شوند. دگرسانی آرژیلیکی که از گسترش قابل ملاحظه‌ای در کانسار نیان برخوردار است از مجموعه کانی‌های کوارتز، ایلیت، اسمکتیت، آدولاریا، سریسیت، کلریت، کلسیت، زئولیت و پیریت تشکیل شده است. گسترش این دگرسانی تا فواصل ۲۰۰ تا ۲۵۰ متری دورتر از رگه‌های کانه‌دار است. ایلیت و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های این دگرسانی بوده که در همه نمونه‌های مطالعه شده دیده می‌شود. افزون بر آنها گاهی حاوی کانی‌های کانولینیت، اسمکتیت، کلریت به صورت بین‌لایه‌ای همراه با این کانی‌ها است. دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار نیان از گسترش کمتری نسبت به دگرسانی آرژیلیکی برخوردار است و در فاصله دورتری نسبت به رگه‌های کانه‌دار دیده می‌شود. این دگرسانی با حضور کانی‌های کلریت، کلسیت، آلپیت، اپیدوت، کوارتز و اسمکتیت قابل شناسایی است که عمدتاً جانشین کانی‌های اولیه سنگ مانند آمفیبول‌ها، بیوتیت و پلاژیوکلازها شده و یا به صورت رگچه‌ای سنگ میزبان را مورد هجوم قرار داده‌اند.

۴- کانه‌زایی

کانه‌زایی در منطقه نیان به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای همراه با رگه‌های سیلیسی-کربناتی و نیز به صورت افشان در سنگ‌های میزبان دگرسان شده و همچنین همراه با برش‌های گرمابی است. بر پایه مطالعات انجام شده پنج سامانه رگه‌ای به صورت منقطع در امتداد شمال خاوری-جنوب باختری در داخل زون‌های گسلی تشکیل شده است که از این میان شیب سه عدد از این سامانه‌ها به طرف شمال باختری و شیب دو تا از این سامانه‌ها به طرف جنوب خاوری است. رگه‌ها

کانه‌زایی و دگرسانی‌های گرمابی مرتبط با آنها با استفاده از روش‌های مختلف در این کانسار پرداخته است.

۲- زمین‌شناسی

منطقه اکتشافی نیان در فاصله ۳۵ کیلومتری جنوب باختری شهر بجستان و در بخش شمال باختری بلوک لوت قرار دارد. این منطقه با وسعت تقریبی ۲۰ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی $34^{\circ} 22' 08''$ تا $34^{\circ} 24' 38''$ شمالی واقع شده است. این منطقه میزبان سنگ‌های آهکی کرتاسه بالایی، گدازه‌ها و مواد آذرآواری اتوسن زیرین تا اتوسن بالایی و توده‌های نفوذی با سن احتمالی اتوسن بالایی است (شکل ۱). این سنگ‌ها در بخش خاوری تحت تأثیر توده‌های نفوذی اسیدی تا حدواسط دگرگون شده و تشکیل مرمر و اسکارن داده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی اتوسن به صورت دگرشیب بر روی آهک‌های کرتاسه بالایی قرار گرفته‌اند. بر اساس مطالعات انجام شده ولکانیسم در منطقه نیان در دو مرحله رخ داده است:

مرحله اول با فوران گدازه‌های اسیدی و مواد آذرآواری شروع شده و با یک گدازه آندزیتی تا تراکیت آندزیتی خاتمه می‌یابد. فوران‌های اسیدی شامل گدازه‌ای داسیتی تا ریولیتی به رنگ‌های خاکستری و کرمی رنگ با میان‌لایه‌هایی از توف و برش‌های آتشفشانی است. این گدازه‌ها به تدریج جای خود را به گدازه‌های داسیتی قرمز رنگ و در نهایت به گدازه‌های تراکیت آندزیتی تا آندزیتی قهوه‌ای در پایان مرحله اول ولکانیسم داده‌اند. بر پایه مطالعات انجام شده (Fauvelet & Eftekharneshad, 1992; Eftekharneshad et al., 1977)؛ عزمی و هادی‌زاده، ۱۳۹۳) این مرحله از ولکانیسم گسترش قابل توجهی در شمال بلوک لوت دارد. سن‌سنجی‌های انجام شده به روش K-Ar بر روی گدازه‌های داسیتی مشابه به شمال گناباد (Fauvelet & Eftekharneshad, 1992) بازه زمانی بین $51/6 - 54/8$ میلیون سال را برای این مرحله از ولکانیسم نشان می‌دهد. مرحله دوم با فوران سنگ‌های آذرآواری اسیدی (توف و آگلومراهای سبز رنگ) شروع شده و سپس با فوران گدازه‌های ریولیتی، داسیتی، تراکی آندزیتی و آندزیت‌بازالتی ادامه می‌یابد. رخنمون‌های اصلی این سنگ‌ها مربوط به خاور منطقه کانه‌زایی است. ولی در بخش‌های باختری نیز بر روی گدازه‌ها و مواد آذرآواری اسیدی مربوط به فوران‌های مختلف پیشین به صورت دگرشیب قرار گرفته‌اند. گدازه‌های حد واسط آندزیتی و تراکیت آندزیتی این مرحله به رنگ‌های سبز بوده و در بخش‌های مختلف بر روی واحدهای آذرآواری سبز رنگ قرار گرفته‌اند. این گدازه عمدتاً از انواع هورنبلند آندزیت تا هورنبلند تراکی آندزیت بوده در بخش‌های جنوب خاوری منطقه رخنمون بیشتری دارند. گدازه‌های قهوه‌ای پیروکسن آندزیت و هورنبلند آندزیت که بر روی گدازه‌های سبز رنگ قرار گرفته آخرین فاز ولکانیسم این مرحله بوده و ساختارهای توده‌ای و گاهی منشوری از خود نشان می‌دهند. این مرحله از ولکانیسم به‌ویژه گدازه‌های آندزیتی سبز رنگ و قهوه‌ای که گسترش قابل ملاحظه‌ای در بخش‌های دیگر شمال بلوک لوت دارند در یک بازه زمانی بین $41 \pm 3/5$ تا $38/1 \pm 1/9$ میلیون سال فوران کرده‌اند (Fauvelet & Eftekharneshad, 1992; Ternier, 1990). توده‌های نفوذی در بخش خاوری محدوده مورد مطالعه به صورت استوک‌ها و دایک‌هایی نفوذ کرده و سنگ‌های میزبان را قطع کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام شده این توده‌ها به ترتیب سنی شامل انواع کوارتز مونزودوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیتی هستند.

از نظر زمین‌ساختی دو گسل با روند NW – SE محدوده حاوی رگه‌های معدنی را محصور کرده‌اند. گسل محدوده جنوب باختری یک گسل امتدادلغز راست‌گرد بوده و رخنمون‌های سنگی را از رسوبات دشت جدا می‌کند. گسل محدوده خاوری نیز یک گسل امتدادلغز راست‌گرد بوده که افزون بر جابه‌جایی در امتداد NW – SE مؤلفه راندگی نیز نشان می‌دهد. عملکرد توأم این دو گسل در بخش‌های خاوری

مطالعات سنگ شناختی نیز بر روی ۲۹۲ مقطع نازک و ۲۱۲ مقطع صیقلی برداشته شده از زون های دگرسان شده و مینرالیزه انجام شد.

۶- ژئوشیمی سنگ های دگرسان شده

یکی از فرایندهای مهم و اساسی که در تشکیل زون های دگرسان شده کانسارهای اپی ترمال سولفیداسیون پایین نقشی مهم و اساسی دارد متاسوماتیسم پتاسیم است. مهم ترین رخدادهایی که در طی متاسوماتیسم پتاسیم در سنگ های دیواره رخ می دهد سیلیسی شدن، انحلال فازهای حاوی Ca^{2+} ، Mg^{2+} و Na^{+} توسط سیالاتی است که ضمن عبور و صعود از میان فضاهای خالی سنگ های میزبان می جوشند و سرد می شوند. در طی این فرایند به منظور ایجاد تعادل بین سیال گرمابی و سنگ دیواره، سیال گرمابی حاوی K^{+} ضمن صعود، سرد شدن و واکنش با سنگ های میزبان K^{+} را به سنگ دیواره داده و باعث تشکیل فلدسپار پتاسیم (آدولاریا)، میکای پتاسیم دار (سرسیست)، رس های غنی از پتاسیم (ایلیت و میان لایه های ایلیت - اسمکتیت) می شود. pH مهم ترین عامل پایداری کانی های یاد شده بوده و جوشش سیال باعث جدایش CO_2 از آن و نهشته شدن آدولاریا می شود (Browne & Ellis, 1970; Warren et al., 2007; Simmone & Browne, 2000). در فرایند متاسوماتیسم K ضمن کاهش دما که در اثر صعود و جوشش سیال گرمابی رخ می دهد، قابلیت انحلال کوارتز کاهش یافته و در نتیجه سیلیس نهشته می شود (Giggenbach, 1984; Fournier, 1985). در خارج از زون جریان روبه بالا، کاهش دما، شرایط نیمه جوششی و آب های گرم بخاردار، منجر به افزایش فوگاسیته CO_2 و تولید اسید می شوند. متاسوماتیسم H باعث تسهیل فروشویی کاتیون به داخل سیال تولید کننده مجموعه های میکا و رس های غنی از Al شده و باعث تثبیت Ca به داخل کلسیت همراه با CO_2 سیال شده است (Warren et al., 2007; Simmons & Christenson, 1994).

در حاشیه سامانه گرمابی، که تغذیه توسط سیالات جوی صورت می گیرد روندهای مخالف دیده می شود. به طوری که با فرو رفتن و گرم شدن سیال، متاسوماتیسم Ca و Mg رخ می دهد. با فرو رفتن سیال و افزایش دما، انحلال فازهای K دار تشکیل شده در مرحله پیشین باعث اضافه شدن K^{+} به سیال و نیز اضافه شدن Mg^{2+} و Ca^{2+} به سنگ های دیواره دگرسان شده و تشکیل کلریت و کلسیت می شود. آلپیت حفظ شده و یا همراه با متاسوماتیسم ضعیف سدیم تشکیل شده است. در بخش های دور از زبانه گرمابی صعودی، که در آنجا نسبت آب/سنگ غالب بوده دگرسانی با کمترین انتقال جرم ترکیبات سنگی همراه بوده و کانی های اصلی به کانی های گرمابی پایداری تبدیل شده اند که از مقادیر متغیری از CO_2 ، S، و H_2O ترکیب یافته است. این تغییرات باعث ایجاد یک الگوی زون بندی دگرسانی در اطراف رگه های کانسنگی اپی ترمال سولفیداسیون پایین می شود (Simmons et al., 2005; Warren et al., 2007).

ارزیابی ژئوشیمیایی سنگ های دیواره با استفاده از روش های مختلفی قابل انجام است که از مهم ترین روش های مورد استفاده می توان از روش های باکس پلات (Gemmell, 2007; Large et al., 2001) و نسبت های عنصری مولار (Booden et al., 2011; Warren et al., 2007) اشاره کرد.

۷- نمودار جعبه ای دگرسانی

نمودار جعبه ای دگرسانی با استفاده از شاخص های دگرسانی AI و CCPI رسم می شوند. در واقع این یک نمودار ژئوشیمی سنگ دیواره در ارتباط با کانی شناسی دگرسانی و میزان متاسوماتیسم است. شاخص دگرسانی (Ishikawa et al., 1976) $AI = \frac{100(MgO + K_2O)}{(MgO + K_2O + Na_2O)}$ منعکس کننده جانشینی پلاژیوکلاز توسط سریست و یا ایلیت و کلریت در خلال دگرسانی های گرمابی است (Gemmell, 2007). این شاخص ابتدا برای سنگ های

طولی بین ۴۰۰ تا ۱۵۰۰ متر و ستبرای ۰/۵ تا ۴ متر و شیب های ۷۵ - ۶۵ درجه به سمت شمال باختری دارند و دو تا از رگه ها دارای شیب ۸۰ - ۶۵ درجه به طرف جنوب باختری هستند. نمونه برداری و آنالیز نمونه های مینرالیزه این رگه نشان داد که این رگه ها دارای عیارهای نسبتاً بالایی از عناصر Pb (تا ۳۶٪)، Zn (۴/۵٪)، Cu (تا ۶٪)، Au (۳/۸۱ گرم در تن) و نقره (تا ۲۵۴ گرم در تن) هستند. بر پایه مطالعات انجام شده چهار مرحله کانه زایی در منطقه شناسایی شد که عبارتند از مرحله اول که با حضور رگه ها و رگچه های سیلیسی نهان بلورین خاکستری رنگ با سولفیدهای دانه ریز همراه است. عمده ترین کانی این مرحله پیریت بوده و همراه با آن کانی های اسفالریت، گالن، تتراهدريت، تنانتیت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت و به ندرت مولیبدنیت یافت می شود. این مرحله از کانی زایی از دید کانی سازی طلا و نقره حائز اهمیت است. مرحله دوم کانی زایی که یکی از اصلی ترین مراحل کانه زایی است از گسترش قابل ملاحظه ای برخوردار هستند. این مرحله با حضور رگه های سیلیسی سفید رنگ تا ارغوانی (آمتیست) و حضور کانی های اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت و به طور محدود هماتیت مشخص می شود. رگه های تشکیل شده در این مرحله از کانه زایی از دید وجود عناصر پایه و به طور محدودتر طلا و نقره حائز اهمیت است. مرحله سوم شامل رگه های سیلیسی کربناتی برشی شده حاوی مقادیر بالایی پیریت و پیرویت بوده و در نهایت مارکاسیت و ملنیکویت است. این مرحله از کانه زایی در بخش های زیر سطحی قابل مشاهده است. مرحله چهارم با حضور رگچه های کوارتز شیری رنگ عقیم با مقادیر بسیار اندکی از پیریت همراه است. فرایندهای برونزاد باعث اکسیده شدن شدید زون های سولفیدی و تشکیل کانی های اکسیدی و هیدروکسیدهای آهن مانند هماتیت، گوتیت، لیمونیت و نیز کانی های جاروسیت، مالاکیت و کاتولینیت در سطح رخنمون های کانه دار منطقه مورد مطالعه شده است.

۵- روش های مطالعه و آنالیز

نمونه برداری از زون های دگرسان شده در طول سه نیمرخ AB، CD و EF (شکل ۲) در امتداد شمال باختری - جنوب خاوری انجام شد. این نمونه ها شامل نمونه های برداشت شده از چاه های حفاری و ترانشه های سطحی حفر شده در عرض رگه ها و زون های دگرسان شده و نیز نمونه های سطحی با فواصل دورتر از رگه ها با توجه به شدت و نوع دگرسانی ها بوده است. هدف از برداشت این نمونه ها بررسی ترکیب کانی شناسی زون های دگرسان شده و مینرالیزه و بررسی چگونگی توزیع این کانی ها در این زون ها با استفاده از آزمایشات کانی شناسی پراش اشعه ایکس (XRD) و مطالعات میکروسکوپی بر روی مقاطع نازک و صیقلی برداشته شده از این زون ها، عیارسنجی بر روی رگه ها و زون های مینرالیزه و دگرسان شده، بررسی چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در زون های مینرالیزه و دگرسان شده و نیز بررسی رفتار زمین شیمیایی عناصر در زون های مینرالیزه و دگرسان شده بوده است. برای نیل به اهداف بالا تعداد ۲۷۰ عدد نمونه از زون های مینرالیزه و سنگ های میزبان دگرسان شده و سالم برداشت شد که پس از آماده سازی در سازمان زمین شناسی مشهد، ۲۰۱ عدد از نمونه ها (شامل نمونه های برداشته شده از گمانه های اکتشافی، ترانشه های اکتشافی و دیگر نمونه ها) برای مطالعات کانی شناسی انتخاب شد و ترکیب کانی شناسی آنها (اعم از رس ها و دیگر کانی های موجود در سنگ) با استفاده از روش دیفرانسیون اشعه ایکس (XRD) در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی تهران تعیین شد. ۶۰ عدد از نمونه های دگرسان شده مربوط به گمانه های اکتشافی انتخاب و در آزمایشگاه شرکت زرکاوان البرز به روش ICP-OES مورد آنالیز قرار گرفتند. همچنین ۹ نمونه از سنگ های با کمترین دگرسانی انتخاب شد که عناصر اصلی این نمونه ها به روش XRF در سازمان زمین شناسی ایران و عناصر کمیاب آن به روش ICP-MS در شرکت ACME کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱).

سالم جدا می‌کند. افزایش $M K/(K+Na+2Ca)$ در سنگ‌های دگرسان شده نشان‌دهنده کاهش Ca یا Na نسبت به K است. در این نمودار سنگ‌هایی که همه Ca و Na آنها در اثر فرایندهای دگرسانی از آنها خارج شده باشند دارای مقدار M برابر ۱ هستند. همانطور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود سنگ‌های Fresh و یا با حداقل دگرسانی که عمدتاً از انواع داسیتی و آندزیتی هستند، در نزدیکی خط Plagioclase-Adularia قرار داشته و دارای نسبت K/Al کمتر از ۴ هستند.

۹- روندهای عناصر اصلی در زون‌های دگرسان شده

مطابق شکل ۴، پنج روند در اثر دگرسانی گرمایی در سنگ‌های میزبان مشاهده می‌شود. این روندها نشان‌دهنده شدت دگرسانی و تنوع کانی‌شناسی با توجه به زون‌های دگرسانی مختلف هستند. بر پایه شکل ۴ این روندها به صورت زیر هستند:

۱- روند پلاژیو کلاز- ایلیت که در اثر جانشینی بخشی یا کامل پلاژیو کلاز توسط ایلیت در اثر فرایندهای متاسوماتیسم K به‌ویژه در زون‌های آرژیلیکی و سیلیسی - آرژیلیکی دیده می‌شود، می‌باشد.

۲- روند ایلیت- آدولاریا که نشان‌دهنده متاسوماتیسم شدید K همزمان با افزایش دما است. این فرایند در بخش‌های نزدیک به رگه‌های کانی‌سازی در زون‌های آرژیلیک- سیلیسی دیده می‌شود که از گسترش قابل ملاحظه‌ای در کانسار نیان برخوردارند.

۳- روند پلاژیو کلاز- آدولاریا که در آن متاسوماتیسم شدید K باعث تشکیل آدولاریا به صورت جانشینی بر روی پلاژیو کلازهای سنگ و خروج Ca و Na از این کانی شده است.

۴- روند پلاژیو کلاز- اسمکتیت که عمدتاً در بخش‌های بیرونی تر و انتقالی از زون آرژیلیک به پروپیلیتیک دیده می‌شود.

۵- روند آدولاریا- ایلیت- کلسیت که با افزایش مقدار Ca در سامانه رخ داده و در اثر دو عامل نفوذ محلول‌های غنی از Ca در مراحل دوم و سوم کانی‌سازی و اضافه شدن Ca از محلول به سنگ‌های دیواره بوده و باعث تشکیل کانی‌های کربناتی و همپوشانی آنها بر روی کانی‌های تشکیل شده در مرحله اول دگرسانی و نیز تشکیل کلسیت در زون‌های پروپیلیتیک (دور از رگه‌ها) شده است.

بررسی نمودار یادشده نیز نشان‌دهنده متاسوماتیسم شدید K در منطقه نیان، گسترش زون‌های دگرسانی سیلیسی - آرژیلیکی و گسترش محدودتر زون‌های دگرسانی پروپیلیتیک و نیز گسترش قابل توجه کانی کلسیت در اطراف رگه‌های کانی‌سازی همراه با زون‌های مختلف در این کانسار است. نتایج حاصل از این نمودار همخوانی بسیار بالایی با یافته‌های حاصل از مطالعات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی زون‌های دگرسان شده نشان می‌دهد.

۱۰- بحث

فرایندهای دگرسانی که سبب تشکیل کانسار اپی‌ترمال نیان گشته است را می‌توان بر مبنای مشابَهت با سامانه‌های ژئوترمال امروزی تجزیه و تحلیل کرد (Simmons & Brawne, 2000; Hedenquist & Henley, 1985; Henley & Ellis, 1983). در سامانه‌های زمین گرمایی تشکیل کانی‌های مختلف دگرسانی ارتباط مستقیمی با دما، فشار و ترکیب شیمیایی سیالات دارد (Simmons & Brawne, 2000; Reyes, 1990). بنابراین با توجه به شناخت ترکیب کانی‌شناسی کانی‌های دگرسانی در مراحل مختلف تشکیل این کانسار، مطالعات زمین‌شناسی و زمین شیمیایی بر روی سنگ‌های میزبان دگرسانی نیز صورت گرفت و با توجه به اشراف بر روی فعالیت‌های تکتونوگمایی در زمان تشکیل این کانسار تلفیق این اطلاعات می‌تواند در ارزیابی این سامانه زمین گرمایی کهن کمک فراوانی بنماید. بنابراین مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده کانی‌شناسی دگرسانی در کانسار نیان از قرار زیرند:

فلسیک موجود در کانسارهای سولفید توده‌ای با میزبان آتشفشانی به کار رفت اما می‌تواند برای سنگ‌های حد واسط و مافیک نیز به کار رود (Gemmell & Large, 1992; Large et al., 2001; Gemmell, 2007). در عوض شاخص دگرسانی $CCPI = \frac{100(MgO + FeO)}{MgO + FeO + K_2O + Na_2O}$ درجه دگرسانی کلریت، کربنات - پیریت سنگ را اندازه‌گیری می‌کند (Gemmell, 2007; Large et al., 2001). بر پایه شکل ۳ نمونه‌های سنگی تازه یا با حداقل دگرسانی در محدوده $AI = 20-65$ و $CCPI = 15-80$ قرار می‌گیرند (Large et al., 2001). بر اساس شکل ۳ بیشترین تعداد نمونه‌های آنالیز شده در ناحیه دگرسانی آرژیلیک و سیلیسی قرار گرفته‌اند که از این میان تعداد نمونه‌های قرار گرفته در ناحیه دگرسانی آرژیلیک با توجه به گسترش قابل ملاحظه آن بیشتر است. با توجه به پیدایش گسترده ایلیت و آدولاریا در زون‌های دگرسانی آرژیلیکی و سیلیسی نمونه‌های این زون‌ها عمدتاً در اطراف قطب ایلیت و نزدیک به قطب آدولاریا قرار می‌گیرند. با توجه به اینکه ایلیت هم در مرحله پیش‌رونده و هم پسرورنده متاسوماتیسم پتاسیم به صورت‌های جانشینی و رگچه‌ای همراه با کوارتز در زون‌های سیلیسی و آرژیلیک تشکیل شده است بنابراین بیشتر نقاط مربوط به نمونه‌های این زون‌ها در نمودار $AI-CCPI$ ، در نزدیکی قطب ایلیت قرار گرفته‌اند (شکل ۳). همچنین تعداد کمی از نمونه‌ها در محدوده‌های کلریت- اپیدوت- کربنات و نیز آلپیت که شاخص دگرسانی پروپیلیتیک هستند قرار دارند که نشان‌دهنده گسترش محدود دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار نیان است. نمونه‌های برداشته شده از رگه‌های سیلیسی غنی از کربنات در نزدیکی قطب کلسیت- اپیدوت قرار می‌گیرند، در حالیکه نمونه‌های مربوط به رگه‌های سیلیسی غنی از آدولاریا و ایلیت در زون‌های دگرسانی سیلیسی و آرژیلیکی قرار می‌گیرند. بر اساس شکل ۳، هفت روند دگرسانی را می‌توان تشخیص داد که از قرار زیرند:

روند ۱) دگرسانی آرژیلیکی که ایلیت کانی غالب آن است. این دگرسانی که از گسترش قابل توجه برخوردار است در حاشیه رگه‌های سیلیسی رخ داده است. در این نمودار کانی ایلیت در چند مرحله کانی‌سازی، به صورت جانشینی بر روی کانی‌های اولیه و ثانویه سنگ مانند پلاژیو کلاز و بیوتیت و نیز به صورت رگچه‌ای همراه با کوارتز و آدولاریا در این زون‌ها یافت می‌شود.

روند ۲) آدولاریا که عمدتاً مربوط به زون‌های سیلیسی و سیلیسی - آرژیلیکی است. فرایند متاسوماتیسم پتاسیم در حاشیه رگه سیلیسی باعث جانشین شدن آدولاریا بر روی پلاژیو کلازهای اولیه سنگ شده است. همچنین آدولاریا به صورت رگچه‌ای همراه با کوارتز و ایلیت در زون‌های سیلیسی و سیلیسی - آرژیلیکی دیده می‌شود.

روند ۳) روند ایلیت- کلریت که نشان‌دهنده یک زون آرژیلیک با کلریت بالا بوده و با وجود یک زون انتقالی از آرژیلیک به پروپیلیتیک را نشان می‌دهد (Large et al., 2001).

روند ۴) آلپیت عمدتاً به صورت جانشینی بر روی پلاژیو کلازهای اولیه بوده که بیشتر در زون پروپیلیتیک دیده می‌شود.

روند ۵) روند کلریت- کربنات- اپیدوت که دور از زون‌های دگرسان شده سیلیسی و سریستی بوده کانی‌های شاخص زون پروپیلیتیک هستند.

روند ۶) آدولاریا- ایلیت که نشان‌دهنده تبدیل ایلیت به آدولاریا در مرحله پیش‌رونده دگرسانی در اثر افزایش دمای سامانه و نیز تبدیل آدولاریا به ایلیت در مرحله پسرورنده در نتیجه کاهش درجه حرارت سامانه گرمایی است.

۸- نمودار نسبت‌های عنصری مولار

برای ارزیابی متاسوماتیسم K در سامانه اپی‌ترمال نیان از نمودار نسبت مولار عناصر اصلی استفاده شد. در این نمودار از نسبت‌های مولار $M(K/Al)$ در برابر $M(K+Na+2Ca/Al)$ استفاده شد (Madeisky, 1996; Warren et al., 2007; Booden et al., 2011). در شکل ۴ خط ۱/۲ سنگ‌های دگرسان شده را از سنگ‌های

۱۰-۱. نفوذپذیری و نسبت‌های سنگ/آب سنگ میزبان

گسل‌ها و شکستگی‌ها مهم‌ترین مجراهای عبور برای سیالات گرمابی در ناحیه نیان بوده‌اند. عملکرد دو گسل بزرگ با مؤلفه‌های حرکتی راست‌گرد و تشکیل یک سامانه گسلی ریدل باعث تشکیل گسل‌های متعدد با زوایای حاده در بین این دو شده است. این گسل‌های فرعی افزون بر مؤلفه‌های امتدادلغز دارای مؤلفه‌های شیب‌لغز نیز بوده‌اند. عملکرد توأم این مؤلفه‌ها باعث باز شدن فضاهای خالی بیشتر و به‌وجود آمدن زمینه مناسب برای عبور و حرکت محلول‌های گرمابی بوده‌اند. برپایه مطالعات انجام شده بیشتر فعالیت‌های زمین‌ساختی پیش از رخداد کانه‌زایی به وقوع پیوسته‌اند. از سوی دیگر حضور یک توالی ولکانو کلاستیکی با نفوذپذیری بالا شامل گدازه‌های ریولیتی، داسیتی با توف و برش‌های آتشفشانی که به صورت بین‌لایه‌ای قرار گرفته‌اند زمینه را برای نفوذ هرچه بیشتر محلول‌های گرمابی مساعد کرده‌اند. حضور زون‌های دگرسانی با شدت و گسترش بالا در اطراف رگه‌های سیلیسی کانه‌دار حاکی از نفوذپذیری بالای سنگ‌های میزبان و بالا بودن نسبت سنگ/آب در سامانه گرمابی نیان بوده است. در حوضه‌های زمین گرمابی امروزی نواحی با نسبت سنگ/آب بالا و جریان سیال بالا با رخداد آدولاریا به‌صورت جانشینی و یا آلئیت به علاوه آدولاریا شناخته شده هستند (Brown & Ellis, 1970; Brown, 1978). بنابراین حضور مقادیر بالای آدولاریا به‌صورت جانشینی و رگچه‌ای در زون‌های سیلیسی و سیلیسی - آرژیلیکی کانسار نیان نیز می‌تواند حاکی از بالا بودن نسبت سنگ/آب و نفوذپذیری بالای سنگ‌های میزبان در این منطقه باشد.

۱۰-۲. تعیین دمای تشکیل کانی‌های دگرسانی

دمای تشکیل کانی‌های دگرسانی را می‌توان با استفاده از کانی‌های دگرسانی حساس به دما مانند رس‌ها، ژئولیت‌ها و کانی‌های کالک سیلیکاتی تعیین کرد (De Rinde & Blattner, 1988). براین اساس، اسمکتیت تا حدود ۱۴۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است در صورتی که ایلیت در سامانه‌های زمین گرمابی فعال در بالای ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است (Browne, 1984). همچنین کانی‌های ایلیت - اسمکتیت بین لایه‌ای در دماهای بین ۱۴۰ تا ۱۸۰ درجه تشکیل می‌گردند. کلریت نیز در پروفایل‌های پایینی سامانه در یک محدوده دمایی > 220 درجه تشکیل می‌شود (Kristmannsdottir, 1977). بنابراین بر مبنای توسعه زون‌های حاوی ایلیت و کلریت در حاشیه رگه‌های سیلیسی و توسعه زون‌های حاوی اسمکتیت در بخش‌های دور از رگه‌ها دماهای بیش از ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد را می‌توان برای بخش‌های ایلیت‌دار موجود در حاشیه رگه‌های کانی‌سازی در نظر گرفت. از آنجایی که کلسیت دارای توزیع گسترده از زون‌های سیلیسی تا زون پروپیلیتیک است بنابراین نمی‌توان از آن به عنوان یک دماسنج مناسب در این کانسار استفاده کرد.

۱۰-۳. ترکیب سیالات کانه‌ساز

مجموعه کانی‌های دگرسانی کوارتز، آدولاریا، ایلیت، آلئیت، کلریت، ایلیت - اسمکتیت بین‌لایه‌ای، کلسیت و پیریت در سامانه اپی‌ترمال نیان نشان‌دهنده تشکیل این کانی‌ها از محلول‌های کلریدی با pH تقریباً خنثی تا قلیایی است. در واقع این آب‌ها احتمالاً همان آب‌های جوی بوده که در ژرفای زیاد گرم شده‌اند (Henley & Ellis, 1983; Griggenbach, 1992; Simmons & Browne, 2000). طبق Simmons et al. (2005) معمولاً در این سیالات زمین گرمابی، کلرید آبیون اصلی بوده که بازه‌ای از ۰/۱ تا ۱ درصد Cl داشته و سیالات با بیش از ۳ درصد CO_2 حاوی ده‌ها تا صدها ppm H_2S هستند. این H_2S مهم‌ترین لیگاند برای انتقال عناصر Au و Ag به صورت کمپلکس‌های بی‌سولفیدی است (Seward & Barnes, 1997). در سامانه اپی‌ترمال نیان حضور ژئولیت به‌صورت رگچه‌ای و جانشینی در مرحله اول کانه‌زایی نشان‌دهنده غلظت پایین CO_2 در سیال گرمابی است (Hedenquist & Brown, 1989). همزمان با روند پیش‌رونده سامانه زمین گرمابی نیان غلظت CO_2 حل شده در سامانه به تدریج افزایش یافته است و کاهش ناگهانی

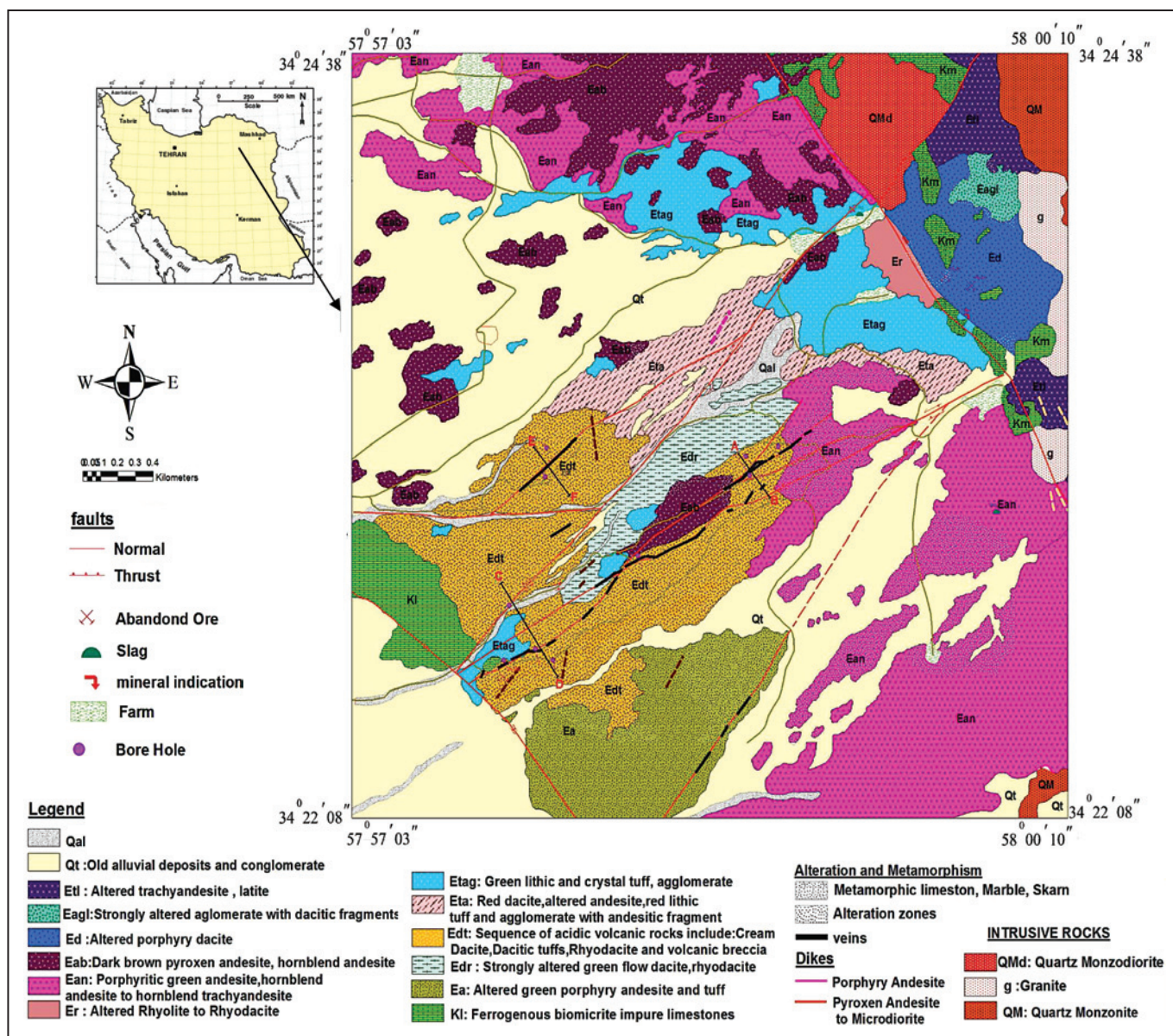
فشار آن در اثر جوشش و تبدیل فشار لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک تولید کانی‌های آدولاریا و کلسیت ورقه‌ای کرده‌اند. حضور کلسیت ورقه‌ای و آدولاریا به صورت رگچه‌ای و جانشینی و نیز سیمان برش‌های گرمابی می‌تواند نشان‌دهنده جوشش سیال در این مرحله بوده باشد (Simmons & Christenson, 1994; Browne & Ellis, 1970). همچنین این مرحله از کانه‌زایی با تشکیل سولفیدهای عناصر پایه مثل گالن، اسفالریت و کالکوپیریت و نیز کانی‌های گانگ دما بالا مانند تورمالین، آپاتیت، زیرکن و فلوریت در رگه‌های کانه‌دار بوده است. نقش کمپلکس‌های کلریدی در انتقال فلزات (به‌ویژه فلزات پایه) در این مرحله از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده است. همچنین حضور کانی‌های گانگ دما بالا در این مرحله حاکی از اهمیت نقش سازنده‌های ماگمایی در تشکیل رگه‌های کانه‌دار است.

بنابراین جوشش محلول‌های گرمابی غنی از کلرید در طی مراحل کانی‌سازی در بخش‌های مرکزی سامانه ژئوترمال نیان که حاوی جریان‌ات روبه بالا بوده است تشکیل کانی‌های آدولاریا و ایلیت را داده است. همزمان با هجوم سیالات گرمابی غنی از CO_2 در اواخر مرحله دوم کانی‌سازی و مخلوط شدن آنها با آب‌های غنی از کلرید سامانه شروع به سرد شدن کرده است. این فرایند باعث توقف جوشش، کاهش pH و انتقال ترکیب سیال از محدوده پایداری آدولاریا به ایلیت گشته است (Simmons & Browne, 2000; Hedenquist & Brown, 1989). این مرحله همزمان با تشکیل مجدد کانی ایلیت بر روی کانی‌های اولیه سنگ به صورت جانشینی و رگچه‌ای و نیز تشکیل آن بر روی آدولاریاهای تشکیل شده در مراحل پیشین در کانسار نیان بوده است. مراحل پایانی فعالیت سیستم ژئوترمالی با افت شدید دما همراه بوده و نفوذ آب‌های کلریدی حاوی H_2S و اکسید شدن گاز H_2S موجود در آنها در زون وادوز، باعث تشکیل اسید سولفوریک و تولید آب‌های اسید سولفاتی گشته است (Rye et al., 1992). این آب‌های اسید سولفاتی حاوی بخارات داغ با سنگ‌های میزبان واکنش نشان داده و تولید کانی‌های کائولینیت، کریستوبالیت و دیکیت را در کانسار نیان کرده‌اند. فرایند یادشده احتمالاً در دماهای کمتر از ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است (Browne, 1978).

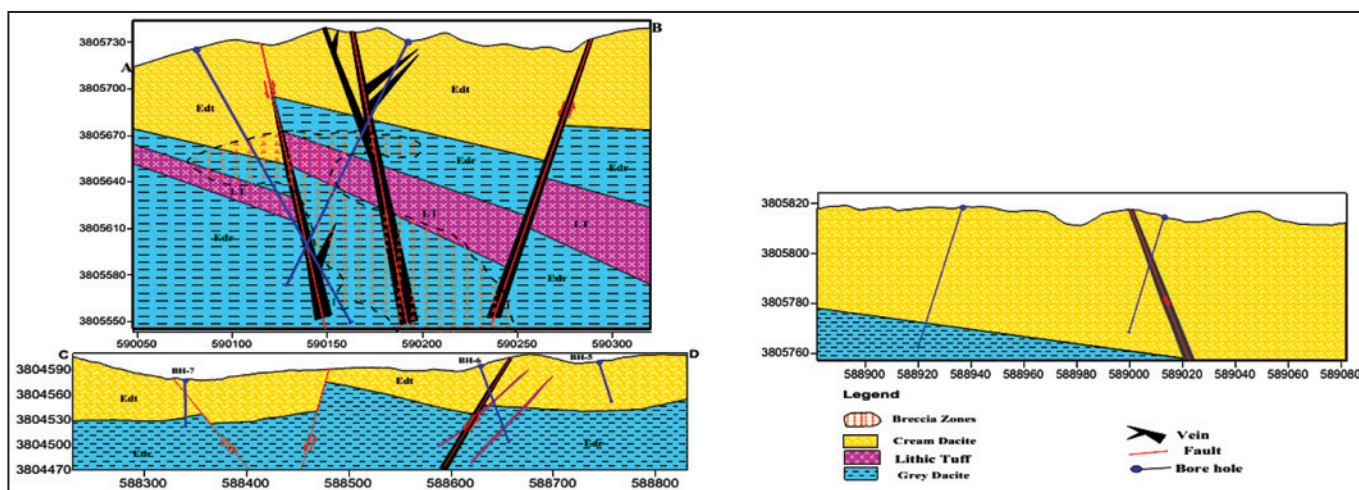
۱۰-۴. زمین‌شیمی و کانی‌شناسی دگرسانی

فرایندهای دگرسانی در ناحیه نیان منجر به کاهش مقدار عناصر Na و Ca در سنگ‌های میزبان و افزایش K در مرکز سامانه گرمابی و تولید محصولات دگرسانی با مقادیر $\text{MK}/(\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca})$ نزدیک به ۱ شده است (شکل ۴). این فرایند منجر به افزایش مقدار بالای پتاسیم در بخش مرکزی سامانه (زون‌های سیلیسی و آرژیلیک) و تولید کانی‌های پتاسیم‌دار مانند ایلیت و آدولاریا شده است. ایلیت (K میکا) حاوی تقریباً ۷/۶ درصد K_2O و آدولاریا حاوی ۱۶/۹ درصد K_2O است. بنابراین ۷/۶ درصد ماکزیم غلظت K_2O برای سنگ‌های دگرسان شده بدون آدولاریا (حاوی ایلیت) بوده در صورتی که ۱۶/۹ درصد ماکزیم غلظت K_2O برای سنگ‌های دگرسان شده بدون ایلیت (حاوی آدولاریا) خواهد بود (Booden et al., 2011).

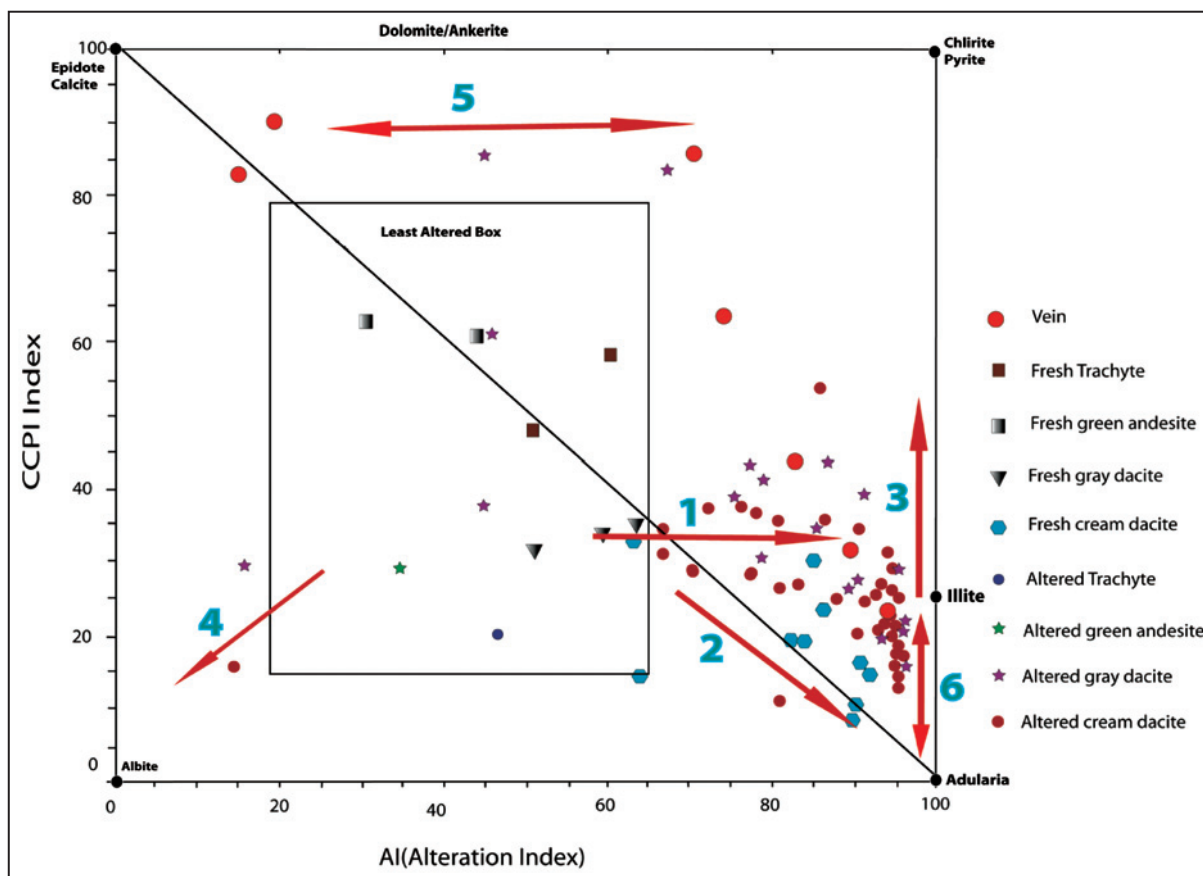
بررسی جدول یافته‌های آنالیتیک (جدول ۱) نشان می‌دهد که نمونه‌های سنگی با حداقل دگرسانی موجود در مرکز سامانه دارای مقادیر K_2O بین ۴ تا ۶/۲ هستند. در صورتی که مقدار K_2O بیشتر نمونه‌های دگرسان شده در محدوده بین ۷/۶ تا ۱۶/۹ قرار می‌گیرند که این مسئله نشان‌دهنده حضور توأم کانی‌های ایلیت و آدولاریا در زون‌های دگرسان شده است. از طرفی بررسی دقیق‌تر یافته‌ها نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های دگرسان شده رنجی بیش از ۶/۲ تا ۱۱ درصد را دارند، که این احتمالاً به دلیل غالب بودن ایلیت در سنگ‌های دگرسان شده نسبت به آدولاریا است. مطالعات کانی‌شناسی (سنگ‌نگاری و XRD) نیز مؤید این ادعا است. بنابراین سنگ‌های دگرسان شده در آرایش ایلیت - آدولاریا (شکل ۴) بیشتر از سنگ‌هایی با ایلیت غالب نسبت به آدولاریا هستند، این مسئله احتمالاً به پایداری بیشتر کانی ایلیت نسبت به آدولاریا در طی عمر سامانه ژئوترمال قدیمه نیان بوده است.



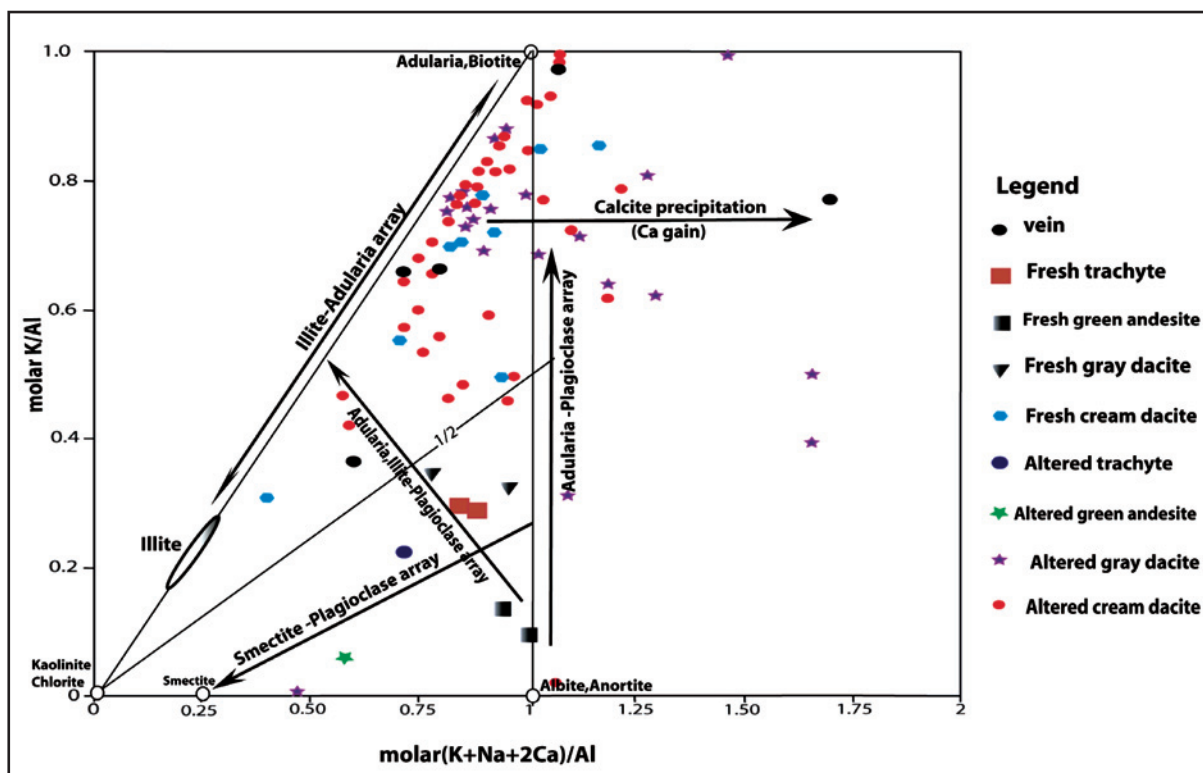
شکل ۱- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه که در آن رگه های کانی سازی، نقاط حفاری و مقاطع عرضی مشخص شده اند.



شکل ۲- مقاطع زمین شناسی در عرض رگه ها. الف) در امتداد AB؛ ب) در امتداد CD و ج) در امتداد EF محل این مقاطع بر روی نقشه زمین شناسی شکل ۱ مشخص شده است.



شکل ۳- نمودار جعبه‌ای دگرسانی با استفاده از شاخص دگرسانی AI (Ishikawa et al., 1976) در برابر شاخص دگرسانی CCP (Large et al., 2001; Gemmell, 2007) برای یافته‌های ژئوشیمیایی سنگ دیواره دگرسانی‌های موجود در کانسار نیان. جهت فلش‌ها روند تشکیل کانی‌های دگرسانی را نشان می‌دهد.



شکل ۴- نمودار نسبت‌های مولار $(2Ca+Na+K)/Al$ در برابر K/Al (Madeisky, 1996; Warren et al., 2007) برای سنگ‌های دربرگیرنده کانسار نیان، خط $1/2$ سنگ‌های دگرسان شده را از سنگ‌های دگرسان نشده جدا کرده است.

جدول ۱- آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ‌های دیواره آتشفشانی دگرسان شده و تاره در کانسار نیان.

Sample No	Bi-S12	Bi-S15	Bi-S25	Bi-S36	B2-5	B2-10	B2-15	B2-23	B2-46	B2-51	B2-61	B2-66	B2-92	B2-96	B2-98	B2-100	B2-104	B2-107	B2-110	B2-111	B2-112
Lithology	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Cream Dacite				Altered Gray Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Gray Dacite	
Depth	meter	17.4	20.3	32.1	47.5	8.5	14.25	19.3	28.8	65.5	70.3	82.1	89.5	123.2	128	130.5	132.5	138.15	143.13	148.1	149.9
SiO ₂	%																				
Al ₂ O ₃	%	14.66	15.28	13.03	13.85	10.06	10.13	11.60	14.35	12.69	13.15	18.20	10.47	16.05	0.93	1.37	3.46	16.83	14.50	14.79	10.68
CaO	%	1.65	1.62	0.82	0.60	2.01	0.46	1.11	2.56	0.37	0.30	0.30	0.17	3.07	1.21	2.47	0.70	1.70	3.02	0.77	2.51
Fe ₂ O ₃	%	3.82	2.44	2.32	2.73	4.43	3.01	3.42	2.23	3.77	3.59	3.48	2.17	4.00	2.90	1.99	3.15	6.53	6.19	6.29	6.80
K ₂ O	%	7.64	7.63	10.32	9.89	7.39	6.22	6.41	9.36	8.64	13.11	8.49	10.84	10.84	0.20	0.34	4.02	10.83	9.67	10.07	9.94
MgO	%	0.58	0.43	0.38	0.78	0.27	0.35	0.81	0.40	0.28	0.45	0.14	0.21	0.36	0.11	0.10	0.08	2.08	1.35	0.39	0.34
Na ₂ O	%	0.30	0.28	0.30	0.22	0.39	0.24	0.95	0.25	0.27	0.28	0.29	0.22	0.25	0.09	0.08	0.15	0.26	0.23	0.24	0.23
MnO	%	0.06	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.09	0.04	0.01	0.11	0.10	0.04	0.14
P ₂ O ₅	%	0.17	0.15	0.18	0.17	0.18	0.21	0.16	0.17	0.19	0.18	0.21	0.12	0.19	0.01	0.01	0.07	0.20	0.16	0.21	0.18
TiO ₂	%	0.36	0.37	0.40	0.36	0.39	0.41	0.36	0.34	0.34	0.37	0.41	0.31	0.72	0.01	0.02	0.26	0.75	0.69	0.82	0.69
Au	ppb	2.30	2.20	1.70	3.00	1.70	1.70	1.70	5.10	3.40	2.30	21.00	7.50	22.00	860.00	86.00	920.00	20.00	16.00	24.00	25.00
Ag	ppm	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.38	1.00	1.00	5.99	1.62	5.87	1.00	1.00	1.00	1.00
As	ppm	12.93	5.10	1.31	6.07	1.90	4.05	7.39	5.18	20.46	13.38	88.22	18.27	19.47	130.56	58.64	135.05	14.57	8.48	24.70	16.76
B	ppm	58.00	54.00	50.00	48.00	42.00	66.00	34.00	46.00	28.00	42.00	11.00	46.00	35.00	35.00	33.00	33.00	38.00	38.00	56.00	42.00
Bi	ppm	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.51	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Cd	ppm	0.60	1.00	1.00	4.58	0.89	0.51	1.15	0.83	2.07	1.00	9.97	4.85	0.61	50.33	15.11	6.97	1.88	2.62	2.76	6.88
Co	ppm	4.44	4.23	4.33	4.94	3.70	3.85	4.59	3.11	3.98	4.52	6.45	5.00	10.38	11.44	6.42	10.08	11.60	11.20	13.28	10.29
Cu	ppm	4.71	4.00	2.46	6.15	3.96	3.80	10.73	4.36	3.71	2.98	124.83	21.78	8.79	110.12	89.87	187.89	7.46	7.91	44.67	11.84
Hg	ppm	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.24	0.15	0.16	0.05	0.05	0.09	0.08
Li	ppm	23.51	22.99	16.62	29.45	22.50	28.60	23.46	33.71	26.42	39.81	14.29	78.19	64.47	135.86	84.25	133.92	65.60	48.95	78.71	32.47
L.O.I	ppm																				
Mo	ppm	2.70	2.92	1.85	1.55	1.84	2.42	2.05	1.65	4.08	3.37	12.28	5.05	3.32	4.32	2.91	4.84	2.72	2.34	4.88	3.61
Nb	ppm	15.37	16.10	17.17	13.60	17.69	19.90	15.25	8.82	10.58	7.29	18.21	10.24	14.17	1.00	1.00	4.36	13.61	11.97	13.78	12.56
Ni	ppm	35.22	33.94	19.86	19.35	20.78	21.93	18.56	20.26	21.93	21.17	35.92	24.68	23.91	27.46	26.61	29.14	25.66	26.12	27.26	22.08
Pb	ppm	36.73	23.87	24.07	341.81	27.75	280.02	230.56	269.65	42.88	87.64	485.17	153.73	73.95	2213.08	717.28	972.41	169.41	251.42	682.52	515.17
Se	ppm	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Sn	ppm	13.00	5.70	6.70	5.70	6.10	6.70	5.50	4.80	5.30	5.20	6.80	4.60	3.80	2.00	2.00	2.00	4.60	4.80	4.80	3.80
Ta	ppm	0.70	1.53	1.00	1.19	0.56	1.00	1.10	1.00	1.00	1.03	1.00	0.71	1.70	0.64	0.56	0.66	1.53	1.62	2.10	
Te	ppm	0.21	0.05	0.12	0.19	0.24	0.24	0.13	0.12	0.19	0.33	0.47	0.32	0.68	0.13	0.13	0.13	0.42	0.51	0.38	0.13
Th	ppm	17.46	12.20	12.40	14.46	5.12	10.09	12.79	12.54	8.21	8.86	10.81	8.17	12.30	1.00	1.00	0.63	8.02	4.82	7.28	6.39
Tl	ppm	1.00	4.11	7.04	2.17	2.62	2.58	0.69	1.72	1.00	7.37	1.00	1.67	1.09	1.00	6.02	1.00	1.00	1.00	1.00	9.63
U	ppm	7.43	8.81	5.38	0.80	5.48	7.38	4.14	3.29	2.08	3.25	9.53	1.08	2.40	1.00	1.15	2.57	5.76	3.74	5.56	6.57
V	ppm	31.49	30.08	31.49	36.88	29.65	45.92	40.50	34.62	33.91	32.78	21.54	27.49	102.88	37.90	29.70	69.12	125.01	103.00	122.81	95.74
W	ppm	0.66	6.61	5.75	1.00	1.00	1.40	1.77	1.38	1.66	4.49	5.06	4.93	1.42	1.10	7.16	2.47	4.43	1.00	2.07	1.00
Zn	ppm	99.51	62.35	33.05	917.30	136.36	63.58	196.41	201.86	544.31	242.04	3601.71	333.34	245.87	1362.30	4769.76	2187.26	643.33	669.71	644.47	1780.23
Zr	ppm	153.19	139.92	153.21	140.15	150.13	158.51	138.89	128.00	128.80	136.96	164.55	104.71	163.70	5.59	9.34	65.39	173.67	160.08	166.71	151.28
Al(Aalteration Index)	ppm	0.05	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.06	0.15	0.14	0.04	0.10	0.10	0.07	0.09
CCPI		0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
K/Al(molar)		0.82	0.78	1.24	1.12	1.15	0.96	0.87	0.68	1.16	1.03	1.13	1.27	1.06	0.33	0.39	1.82	1.01	1.05	1.07	1.46
K/2Ca+Na+K(molar)		0.70	0.71	0.85	0.88	0.65	0.84	0.66	0.57	0.90	0.90	0.93	0.93	0.66	0.08	0.07	0.74	0.77	0.64	0.86	0.78
2Ca+Na+K(molar)		2.29	2.27	2.56	2.36	2.40	1.55	2.05	2.30	2.19	2.02	2.96	1.92	3.46	0.50	0.98	1.14	2.97	3.19	2.47	3.06
																					2.70

Sample No	B2-114	B2-116	B2-120	B2-123	B2-125	B2-128	B2-131	B2-135	B2-138	B2-142	B3-58	B3-S12	B3-S15	B3-S18	B3-S23	B3-S27	B3-S29	B3-S30	B3-S33	B3-S35	B3-S37
Lithology	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite	Altered Dacite
Depth	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter	meter
SiO ₂	10.22	12.71	17.96	15.93	13.91	14.78	7.32	12.90	9.47	11.79	7.20	13.38	10.87	12.30	13.88	12.86	14.09	11.85	13.23	13.57	13.30
Al ₂ O ₃	0.56	3.09	3.02	0.85	0.30	1.00	2.01	7.98	6.40	2.98	0.19	0.24	0.20	0.25	0.25	0.22	0.25	0.23	0.56	0.27	0.29
CaO	2.79	5.61	4.62	4.01	4.07	3.59	23.14	9.17	19.97	3.65	1.48	2.29	2.75	2.11	2.03	2.06	2.04	2.35	3.15	1.77	2.79
Fe ₂ O ₃	6.31	9.56	11.54	11.00	10.15	10.42	4.36	6.03	3.49	6.85	6.55	9.55	8.30	7.53	10.04	9.50	10.92	11.32	11.50	10.97	10.65
K ₂ O	0.17	0.63	0.53	0.25	0.17	0.29	0.28	0.82	1.79	1.02	0.17	0.22	0.17	0.22	0.16	0.11	0.08	0.09	0.11	0.17	0.17
MgO	0.21	0.24	0.31	0.35	0.26	0.29	0.24	0.21	0.17	1.49	0.20	0.33	0.24	0.22	0.30	0.28	0.38	0.29	0.32	0.30	0.32
Na ₂ O	0.01	0.10	0.08	0.02	0.01	0.03	0.09	0.25	0.20	0.09	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00
MnO	0.12	0.13	0.19	0.18	0.17	0.17	0.10	0.13	0.10	0.15	0.10	0.14	0.12	0.15	0.14	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15
P ₂ O ₅	0.43	0.63	0.83	0.68	0.60	0.57	0.30	0.37	0.27	0.48	0.21	0.33	0.28	0.29	0.34	0.32	0.33	0.35	0.37	0.33	0.31
TiO ₂	37.00	7.00	6.50	31.00	28.00	4.80	35.00	36.00	22.00	32.00	46.00	2.70	20.00	5.40	3.20	4.80	4.80	4.60	3.30	6.90	5.90
Au	1.48	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	5.62	2.36	8.84	1.00	8.46	0.80	5.54	0.61	0.72	1.00	1.00	0.80	1.00	1.00	1.00
Ag	38.19	10.38	10.22	33.97	9.16	7.82	286.62	76.10	132.62	8.52	21.85	9.25	14.99	16.49	13.66	13.55	10.46	10.55	14.74	10.77	9.88
As	44.00	38.00	50.00	44.00	35.00	33.00	19.00	60.00	30.00	33.00	13.00	19.00	14.00	33.00	28.00	17.00	12.00	11.00	14.00	10.00	10.00
B	1.00	1.76	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.21	1.00	1.00	2.06	1.00	1.00	1.26
Bi	3.35	0.56	1.43	1.76	1.07	0.73	8.39	3.01	8.17	0.80	8.66	1.36	5.24	1.72	0.82	0.96	0.59	1.40	1.85	0.86	1.01
Cd	6.72	9.50	11.26	9.84	9.15	7.99	11.22	7.16	8.11	5.81	2.63	4.07	4.36	3.22	4.69	5.60	4.32	4.32	6.48	4.21	4.27
Co	55.95	16.14	5.86	8.52	16.78	5.09	48.87	79.77	51.01	5.66	71.37	17.63	58.12	20.44	32.67	6.77	10.94	31.76	17.89	6.97	14.15
Cu	10.41	16.31	22.03	20.01	15.45	17.51	21.09	16.06	18.23	17.38	8.50	15.47	10.34	14.28	15.28	12.61	12.34	10.69	11.84	11.21	12.30
Ga	0.08	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.42	0.86	0.84	0.05	0.16	0.07	0.12	0.13	0.11	0.05	0.06	0.09	0.12	0.06	0.08
Hg	127.50	75.55	31.53	27.66	35.53	29.86	138.25	92.06	157.00	55.02	125.62	38.07	82.99	55.00	34.01	50.31	52.13	62.34	29.49	26.97	39.83
Li																					
L.O.I																					
Mo	4.43	3.67	2.78	6.23	5.06	4.15	4.88	8.10	3.78	1.43	8.81	3.21	13.60	6.52	4.20	4.53	4.15	3.77	5.65	3.70	3.53
Nb	7.75	13.01	11.97	10.78	13.27	6.31	6.45	8.33	9.45	13.56	5.56	9.92	11.07	10.80	8.91	12.73	11.21	14.88	16.43	13.38	9.67
Ni	39.93	28.80	26.28	44.99	43.44	40.12	52.95	40.01	26.16	20.86	26.67	39.49	37.54	40.38	36.77	38.68	38.64	25.48	30.77	40.61	38.23
Pb	983.59	455.70	189.10	210.52	603.38	135.74	325.50	238.27	311.76	82.71	1637.17	453.69	559.03	226.31	345.34	100.75	138.06	300.01	116.35	41.71	142.05
Se	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Sn	4.60	5.80	4.60	5.50	3.60	3.40	2.40	3.00	2.90	3.90	3.60	4.60	3.90	7.00	5.50	5.10	5.00	5.70	5.70	5.50	5.10
Ta	0.68	1.72	2.01	2.04	1.28	1.07	3.54	2.13	2.91	0.75	1.00	0.63	1.15	0.70	1.07	0.57	1.00	1.16	1.82	1.00	0.55
Te	0.13	0.39	0.43	0.29	0.32	0.22	1.24	0.35	0.38	0.24	0.13	0.10	0.13	0.13	0.13	0.07	0.16	0.13	0.13	0.07	0.14
Th	10.01	8.18	14.43	11.36	9.80	15.58	5.79	12.08	10.64	11.66	7.73	14.23	8.50	15.26	18.09	18.00	9.46	12.06	8.00	14.65	8.81
Tl	8.54	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	4.46	1.00	1.00	1.00	1.91	1.00	8.98	1.00	7.27	1.00
U	1.10	3.04	2.81	8.07	4.31	3.88	1.00	2.84	0.50	3.36	7.28	7.15	4.61	7.77	3.18	4.87	2.92	4.61	4.75	10.21	5.83
V	77.55	91.77	124.95	95.71	83.42	92.78	79.85	146.27	95.96	67.88	32.90	49.58	31.09	53.06	72.99	34.73	35.83	47.55	42.86	24.80	24.69
W	5.42	1.88	4.64	1.61	1.00	2.56	1.00	3.83	6.96	5.16	1.00	6.62	1.33	1.68	5.20	2.89	4.76	1.33	4.48	1.00	1.57
Zn	828.83	127.93	340.94	354.12	147.85	173.97	2202.97	787.31	1945.37	188.95	2610.41	271.25	1979.00	338.27	163.12	120.02	97.80	165.00	208.05	87.34	144.31
Zr	88.10	136.21	155.97	133.90	122.35	129.11	64.05	95.99	68.83	128.25	87.00	133.53	112.74	121.67	128.52	136.41	129.33	135.67	144.58	133.66	119.91
AI(Alteration Index)	0.03	0.08	0.07	0.05	0.04	0.04	0.35	0.22	0.49	0.07	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03
CCPI	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.06	0.04
K/Al(molar)	0.97	1.18	1.01	1.08	1.14	1.11	0.94	0.73	0.58	0.91	1.43	1.12	1.20	0.96	1.13	1.16	1.22	1.50	1.36	1.27	1.26
K/2Ca+Na+K(molar)	0.83	0.63	0.67	0.85	0.92	0.83	0.54	0.30	0.24	0.48	0.91	0.91	0.92	0.91	0.92	0.92	0.92	0.93	0.89	0.92	0.92
2Ca+Na+K(molar))	1.59	3.19	3.60	2.73	2.32	2.64	1.71	4.18	3.08	2.98	1.51	2.20	1.89	1.74	2.29	2.17	2.51	2.55	2.72	2.50	2.44

Sample No	B3-S38	B3-S40	B3-S41	B3-S47	B3-S53	B3-S54	B3-S63	B10-2	B10-4	B10-6	B10-8	B10-11	B10-12	B10-14	B10-17	B10-20	B10-22	B10-25	HTT12-2	HTT12-3	HTR-1	
Lithology	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	
Depth	meter	50.6	52.6	53.6	61.3	68	69	78.9	7.4	12.6	16.5	18.5	24.3	26.2	30.02	35.7	41.4	45.3	50	Surface	Surface	Surface
SiO ₂	%																			78.96	73.32	79.53
Al ₂ O ₃	%	14.10	13.74	12.64	14.18	10.10	13.04	10.18	14.01	14.47	15.51	8.62	12.22	11.95	13.58	11.82	10.77	15.22	15.97	8.71	13.28	7.54
CaO	%	0.27	0.26	0.29	0.30	0.34	0.27	0.25	0.29	0.57	0.30	0.14	0.25	0.51	1.18	1.77	1.45	1.96	2.71	0.70	0.69	0.69
Fe ₂ O ₃	%	3.72	1.80	2.32	2.01	1.66	2.26	1.81	2.93	2.74	3.14	2.42	2.97	2.89	3.36	2.56	3.41	3.21	2.87	2.21	0.90	4.18
K ₂ O	%	11.44	12.75	11.61	11.64	7.21	9.15	8.76	8.85	11.03	9.33	5.94	10.49	9.16	9.73	5.33	6.22	6.55	7.44	4.89	5.79	4.02
MgO	%	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17	0.16	0.13	0.37	0.33	0.41	0.14	0.25	0.25	0.54	1.05	0.93	1.08	1.20	0.61	1.09	0.60
Na ₂ O	%	0.34	0.34	0.31	0.24	0.19	0.23	0.21	0.31	0.37	0.40	0.25	0.45	0.41	0.90	0.69	2.11	2.38	1.57	0.18	0.27	0.08
MnO	%	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.07	0.07	0.09	0.10	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	%	0.15	0.17	0.18	0.17	0.12	0.15	0.14	0.12	0.14	0.13	0.07	0.15	0.10	0.10	0.08	0.12	0.12	0.14	0.03	0.02	0.01
TiO ₂	%	0.33	0.38	0.34	0.39	0.23	0.32	0.40	0.27	0.30	0.30	0.16	0.32	0.25	0.28	0.24	0.28	0.28	0.31			
Au	ppb	5.80	8.50	5.90	5.60	7.40	22.00	5.80	7.20	4.50	28.00	28.00	2.00	2.20	2.20	2.70	2.00	2.70	2.40	80.00	80.00	200.00
Ag	ppm	1.00	1.00	0.71	1.00	0.69	1.21	1.00	1.13	1.89	6.31	4.20	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.05	0.03	0.40
As	ppm	8.24	9.64	12.31	12.64	13.35	30.88	11.53	75.96	36.86	31.20	38.97	4.21	9.34	3.89	3.51	14.51	7.57	2.76	25.80	11.90	55.20
B	ppm	11.00	12.00	20.00	23.00	28.00	36.00	28.00	50.00	40.00	66.00	38.00	53.00	56.00	38.00	60.00	47.00	56.00	76.00			
Bi	ppm	1.00	1.00	1.00	1.00	4.04	2.98	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.26	1.00	4.37	1.00	1.00	1.00	1.00	0.19	0.08	0.25
Cd	ppm	0.87	1.68	1.56	1.48	0.92	0.71	1.41	1.00	1.00	0.72	1.00	1.00	0.81	1.00	1.00	0.65	1.00	1.00	0.04	0.02	0.09
Co	ppm	4.58	4.05	4.37	5.50	6.36	10.94	5.82	3.25	3.47	3.81	3.89	4.77	3.90	3.85	3.26	3.66	3.83	4.07	0.15	0.15	0.50
Cu	ppm	17.43	23.13	12.40	12.92	19.46	63.64	12.98	15.86	22.73	29.38	26.23	4.03	6.06	3.80	2.97	3.22	3.18	3.23	112.44	110.66	614.18
Ga	ppm	12.32	13.70	14.34	16.28	8.68	12.09	12.29	14.71	16.98	15.86	7.59	17.50	13.36	14.51	13.68	14.98	15.27	17.18	12.64	16.73	16.29
Hg	ppm	0.05	0.05	0.05	0.05	0.09	0.20	0.05	0.52	0.48	1.00	0.40	0.08	0.10	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05			
Li	ppm	30.67	48.74	40.44	117.22	117.62	168.56	98.08	106.97	47.98	183.28	129.06	224.21	75.43	51.19	75.89	46.61	44.63	28.90	177.60	69.30	142.80
I.O.I	ppm																			3.45	3.96	2.68
Mo	ppm	3.69	2.73	3.28	4.01	4.35	7.33	4.66	2.83	3.07	4.48	4.47	3.20	4.05	1.92	3.00	2.53	2.81	2.56	9.21	2.26	34.34
Nb	ppm	14.33	16.61	14.97	15.64	9.68	13.26	10.35	13.67	10.92	13.72	3.86	16.45	13.21	14.21	12.48	15.74	11.69	14.04	11.30	14.47	7.17
Ni	ppm	37.06	23.80	23.00	26.10	39.98	42.84	25.14	26.76	26.39	43.78	47.36	25.94	24.18	26.66	30.77	25.42	37.10	36.04	1.20	0.60	1.40
Pb	ppm	52.04	191.02	159.44	487.90	287.00	280.09	281.85	84.13	71.99	119.23	148.97	37.82	67.63	26.40	30.15	17.45	34.03	24.77	1476.15	867.93	5627.41
Se	ppm	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00			
Sn	ppm	5.00	5.70	5.70	7.70	5.70	4.80	5.70	4.50	3.20	3.60	2.70	2.90	3.60	4.00	4.20	3.60	4.60	5.20	3.70	4.30	3.00
Ta	ppm	0.72	0.76	1.03	1.00	1.00	1.00	1.34	0.53	0.71	1.00	1.00	0.77	1.18	0.66	0.72	1.00	0.65	0.77	1.00	1.40	0.80
Te	ppm	0.15	0.20	0.13	0.19	0.14	0.11	0.12	0.13	0.08	0.13	0.13	0.13	0.19	0.15	0.13	0.14	0.17	0.20			
Th	ppm	9.80	11.70	10.80	16.03	3.44	10.99	7.99	14.61	15.26	17.29	7.35	11.99	12.13	12.49	13.95	11.93	20.43	21.00	10.00	13.20	8.20
Tl	ppm	1.00	8.34	1.00	0.67	1.00	1.73	1.00	4.75	1.00	1.00	6.87	1.00	1.00	1.00	1.00	1.09	6.59	1.00			
U	ppm	4.68	6.45	6.05	4.28	7.59	2.92	4.05	3.84	2.39	2.59	3.68	2.01	1.74	2.81	1.76	5.14	3.32	4.82	8.00	8.70	2.60
V	ppm	26.07	28.95	25.05	46.48	27.92	42.68	48.14	61.21	61.42	70.50	58.83	33.97	35.58	27.79	22.01	24.76	26.79	27.58	38.00	35.00	29.00
W	ppm	3.10	1.78	1.00	3.13	2.16	0.80	2.17	1.23	3.02	4.29	1.65	1.00	2.01	3.06	2.21	1.00	1.00	1.00	1.90	1.60	2.20
Zn	ppm	137.26	423.87	467.96	512.94	240.67	207.40	410.20	176.19	100.57	196.36	155.85	63.73	125.55	58.77	52.12	74.72	65.11	65.11	155.20	135.10	426.90
Zr	ppm	137.74	149.12	139.26	153.34	95.51	131.75	115.35	50.27	57.34	58.44	32.41	67.04	50.06	56.38	50.76	58.04	58.10	64.67	27.30	33.10	16.00
Al(Alteration Index)		0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.03	0.02	0.06
CCPI		0.04	0.08	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
K/Al(molar)		1.27	1.46	1.44	1.29	1.12	1.10	1.35	0.99	1.20	0.94	1.08	1.35	1.20	1.12	0.71	0.91	0.67	0.73	0.88	0.68	0.84
K/2Ca+Na+K(molar)		0.92	0.93	0.92	0.93	0.89	0.92	0.92	0.90	2.49	2.71	1.53	2.17	2.01	1.97	1.31	1.10	1.44	1.61	1.37	2.11	1.17
2Ca+Na+K(molar))		2.61	2.88	2.65	2.63	1.70	2.09	2.00	2.06	2.64	2.20	1.38	2.44	2.24	2.76	1.98	2.51	2.84	3.04	1.28	1.50	1.06

ادامه جدول ۱

Sample No	HD-4	HDC-1	HDC-4	HRA-1	HG-1	HD-1	HD-2	HT-12-1	DC-3	DC-1	G-1-3	HG-2	HT12-4	TS-1	AD-2	R-3
Lithology	Altered Cream Dacite	Altered Cream Dacite	Altered Gray Dacite	Altered Green Andesite	Altered Trachyte	Fresh Cream Dacite	Fresh Cream Dacite	Fresh Cream Dacite	Fresh Gray Dacite	Fresh Gray Dacite	Fresh Trachyte	Fresh Trachyte	Vein Surface	Vein Surface	Fresh Green Andesite Surface	Fresh Green Andesite Surface
Depth	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface	Surface
meter																
SiO ₂	73.58	56.87	67.51	66.63	69.82	59.14	70.92	73.16	70.72	70.33	56.52	62.37	88.62	88.48	56.98	58.1
Al ₂ O ₃	13.29	13.80	19.71	17.55	13.61	18.82	14.99	14.74	13.24	13.78	16.99	15.08	1.03	3.89	17.98	15.76
CaO	0.42	7.36	0.55	0.42	0.55	2.25	0.57	0.56	1.66	1.49	3.00	3.70	0.55	0.56	6.43	3.47
Fe ₂ O ₃	0.46	0.59	1.26	0.56	0.94	2.62	0.53	1.18	2.24	2.55	6.63	3.74	4.06	1.93	7.25	6.21
K ₂ O	0.30	4.03	0.14	1.01	2.84	12.68	7.74	4.26	4.01	4.44	4.70	4.10	0.74	1.32	1.62	2.03
MgO	1.10	1.95	0.89	2.01	0.69	0.50	2.14	0.80	1.39	1.10	4.36	1.94	0.79	0.50	3.07	4.50
Na ₂ O	8.04	0.13	5.03	5.25	3.58	0.31	0.96	0.33	3.66	2.32	3.05	2.19	0.10	0.07	4.30	4.64
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.06	0.04	0.01	0.01	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.08	1.60	0.01	0.01	0.11	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.24	0.01	0.01	0.32	0.28
TiO ₂																
Au	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	80.00	400.00	80.00	8.00	8.00
Ag	0.62	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.58	0.02	0.10	0.04	0.02	0.02	55.12	1.36	36.00	15.00
As	4.50	1.50	0.40	14.50	1.60	53.40	2.90	9.80	3.80	4.20	6.80	2.20	209.00	50.10	2.30	2.60
B																
Bi	1.34	0.03	0.03	0.16	0.03	1.65	0.24	0.61	0.17	0.06	0.03	0.03	0.48	0.07	0.03	0.03
Cd	0.05	0.02	0.08	0.04	0.02	0.08	0.02	0.12	0.08	0.09	0.07	0.04	5.61	0.20	0.10	0.08
Co	0.15	1.10	1.70	0.90	1.60	7.40	1.60	0.50	3.80	3.90	13.20	4.60	1.30	0.50	18.60	18.80
Cu	3.55	1.11	2.66	4.53	4.23	10.07	2.35	49.71	4.73	4.31	16.48	4.62	5083.58	331.54	24.08	31.46
Ga	15.51	16.53	21.01	23.77	17.46	14.63	18.53	24.85	16.14	16.03	19.05	17.44	3.53	5.50	20.74	18.34
Hg																
Li	27.10	34.00	156.20	29.90	40.30	129.80	98.90	78.20	109.30	50.80	120.00	58.20	183.50	227.80	26.10	91.30
LaO.I	2.68	11.90	4.69	5.99	7.51	3.32	2.12	4.56	2.82	3.66	4.33	5.86	3.41	2.47	1.32	4.60
Mo	0.61	0.37	0.40	1.47	2.08	0.89	0.51	2.50	0.38	0.78	0.72	0.51	50.19	4.71	1.20	0.63
Ni	0.30	1.60	3.10	1.20	1.10	4.70	1.40	3.50	2.10	2.50	6.90	1.60	2.30	1.90	9.50	33.30
Pb	35.80	13.32	56.41	22.46	31.25	239.59	66.99	57.49	38.30	43.91	39.92	51.73	4515.02	2600.71	23.51	20.64
Se																
Sn	9.20	6.50	11.20	9.80	8.20	4.20	4.90	7.10	6.00	5.50	2.90	5.40	1.40	1.90	2.70	1.80
Te																
Th	15.10	10.70	22.90	11.90	16.10	21.50	16.00	14.80	17.70	17.90	13.10	14.50	1.40	3.00	11.00	7.20
Tl																
U	4.80	2.70	7.60	3.00	6.30	8.90	14.90	10.50	5.70	5.00	3.00	4.30	2.20	3.30	1.60	1.50
V	15.00	23.00	33.00	157.00	31.00	28.00	24.00	42.00	26.00	28.00	132.00	26.00	5.00	18.00	150.00	90.00
W	0.80	0.80	3.30	1.90	4.00	1.80	0.80	2.60	1.40	2.20	1.50	2.80	3.40	1.20	0.80	0.70
Zn	9.40	8.70	54.80	8.40	30.10	86.60	45.60	238.60	56.30	57.60	81.70	50.60	1815.90	319.60	73.00	64.30
Zr	76.20	31.30	124.90	107.10	81.10	107.90	30.50	86.90	79.20	78.10	122.80	77.40	4.50	11.30	219.30	193.80
Al(Alteration Index)	0.11	0.06	0.14	0.07	0.04	0.04	0.03	0.02	0.07	0.06	0.18	0.11	0.07	0.03	0.34	0.24
CCPI	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
K/Al(molar)	0.04	0.04	0.01	0.09	0.33	1.06	0.81	0.45	0.48	0.51	0.43	0.43	1.13	0.53	0.14	0.20
K/2Ca+Na+K(molar)	0.06	0.78	0.06	0.36	0.84	2.89	2.28	2.23	0.88	1.20	1.17	0.98	0.09	0.46	0.34	0.46
2Ca+Na+K(molar))	2.77	2.95	1.81	2.02	1.91	3.40	2.10	1.16	2.49	2.10	2.81	2.60	0.34	0.46	3.53	2.90

کتابنگاری

- جعفری، م.، عزمی، ح. و صفری، م.، ۱۳۹۳- گزارش عملیات پایانی اکتشاف کانسار پلی متال کلاته‌گوک در شرق بجستان، سازمان صنعت، معدن و تجارت خراسان رضوی، ۱۳۷ صفحه.
- عزمی، ح. و صفری، م.، ۱۳۸۵- کنترل آنومالی‌های ژئوشیمیایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مطراآباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مدیریت شمال شرق، مشهد، ۵۶ صفحه.
- عزمی، ح. و هادی‌زاده، ح.، ۱۳۹۳- اکتشاف و حفاری‌های مقدماتی در محدوده کانسار اپی‌ترمالی نیان خواف شمال باختری بلوک لوت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مدیریت شمال شرق، مشهد، ۱۹۰ صفحه.
- عزمی، ح. و صفری، م.، ۱۳۸۴- اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مدیریت شمال شرق، مشهد.
- کلاه‌دانی، م.، ۱۳۸۹- نخستین معرفی پتانسیل مس- مولیبدن پورفیری کلاته‌نو، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۸۲ صفحه.
- هادی‌زاده، ح.، کلاگری، ع.ا.، نظامی، ن. و ملایی، ح.، ۱۳۹۳- زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، آلتراسیون و کانه‌زایی در کانسار چندفلزی Pb-Zn-(Cu-Au-Ag) نیان بجستان شمال غربی بلوک لوت- شرق ایران، مجله علوم زمین، شماره ۹۴.
- هادی‌زاده، ح.، ۱۳۹۰- مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی و پتانسیل‌های معدنی شهرستان گناباد در شمال بلوک لوت- استان خراسان رضوی، گزارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور- مدیریت شمال شرق- مشهد، ۲۳۰ صفحه.
- هادی‌زاده، ح.، ۱۳۸۹- مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی و پتانسیل‌های معدنی شهرستان بجستان در شمال غربی بلوک لوت- استان خراسان رضوی، گزارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور- مدیریت شمال شرق- مشهد، ۱۶۴ صفحه.

References

- Bonham, H. F. J. R., 1986 - Models for volcanic hosted epithermal precious metal deposits: a review. In Proceedings Internat. Volcanological Congress, Symposium 5, Hamilton, New Zealand 1986. Univ. Auckland, Centre Continuing Education, Auckland, New Zealand, 13-17.
- Booden, M. A., Mauk, J. L. & Simpson, M. P., 2011- Quantifying Metasomatism in Epithermal Au-Ag Deposits: A Case Study from the Waitekauri Area, New Zealand. *Economic. Geology*, 106: 999-1030.
- Browne, P. R. L. & Ellis, A. J., 1970- The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science* 269: 97-131.
- Browne, P. R. L., 1978- Hydrothermal alteration in active geothermal fields: *Ann. Review Earth Planetary Science*. 6:229-250.
- Browne, P. R. L., 1984- Subsurface Stratigraphy and Hydrothermal Alteration of the Eastern Section of the Olkaria Geothermal Field.
- Callaghan, T., 2001- Geology and host rock alteration of the Henty and Mount Julia gold deposits, western Tasmania : *Economic Geology*, 96:1073-1088.
- Cooke, D. R. & Simmons, S. F., 2000- Characteristics and genesis of epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, 13: 221-244.
- De Ronde, C. E. J. & Blattner, P., 1988- Hydrothermal alteration, stable isotopes, and fluid inclusions of the Golden Cross epithermal gold silver deposit, Waihi, New Zealand. *Econ.Geol.* 83:895-917.
- Eftekhari nezhad, J., Valeh, N., Ruttner, A., Nabavi, M. H., Alavi, M. & Haghipour, A., 1977- Geological map of Ferdows quadrangle. Geological survey of iran.
- Eilu, P., Micucki, E. J. & Groves, D. I., 1997- Wall rock alteration and primary geochemical dispersion in lode-gold exploration : society for geology applied to mineral deposits Short Course Series, 1:65p.
- Fauvelet, E. & Eftekhari nezhad, J., 1992- Explanatory text of Taybad quadrangle map, scale 1/250000. Geological survey of Iran. 166p.
- Fournier, R. O., 1985- The behaviour of silica in hydrothermal solution: *Reviews in Economic Geology*. 2: 45-72.
- Gemmell, J. & Fulton, R., 2001- Geology,[genesis and exploration implication of footwall and hanging-wall alteration associated with the Hellyer volcanic-hosted massive sulfide deposits, Tasmania,[Australia]: *Economic Geology*, 96:1003-1035.
- Gemmell, J. B. & Large, R. R., 1992- Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanogenic massive sulfide deposit, Tasmania. *Economic Geology*, 87: 620-649.
- Gemmell, J. B., 2007- Hydrothermal alteration associated with the Gosowong epithermal Au-Ag deposit, Halmahera, Indonesia: *Mineralogy, geochemistry and exploration implications: Economic Geology*, 102: 893-922.
- Giggenbach, W. F., 1984- Mass transfer in hydrothermal alteration systems—a conceptual approach: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2693-2711.
- Giggenbach, W. F., 1992- Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries. *Earth Planetary Science.Letter*. 113:495-510.
- Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P. & Foley, N. K., 1985- Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *Reviews in Economic Geology* 2: 129-167.
- Heald, P., Foley, N. & Hayba, D., 1987- Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia- sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.

- Hedenquist, J. W. & Browne, P. R. L., 1989 - The evolution of the Waiotapu geothermal system New Zealand based on the chemical and isotopic composition of its fluids, [minerals and rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 53: 2235–2257.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. & Gonzalez-Urien, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 221-244.
- Hedenquist, J.W. & Henley, R.W., 1985- The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions; evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*. 80:1379-1406.
- Henley, R.W. & Ellis, A. J., 1983- Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review: *Earth Science Rivew.*, 19:1-50.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. & Horiuchi, M., 1976- Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology* 26: 105-117.
- John, D. A., Hofstra, A. H., Fleck, R. J., Brummer, J. E. & Saderholm, E. C., 2003- Geologic setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal Au-Ag deposit, north-central Nevada: *Economic Geology*, 98:425–463.
- Kristmannsdóttir, H., 1977- Types of clay minerals in altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland (in Icelandic). *Jökull*, 26,3-39.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H. & Huston, D. L., 2001- The Alteration Box Plot: A Simple Approach to understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology*. 96: 957–971.
- Leavitt, E. D. & Arehart, G. B., 2005- Alteration, geochemistry, and paragenesis of the Midas epithermal gold-silver deposit, Elko County, Nevada: *Geological Society of Nevada Symposium 2005, Window to the World, Reno, Nevada, May 2005, Proceedings*, 563–627.
- Madeisky, H. E., 1996- A lithogeochemical and radiometric study of hydrothermal alteration and metal zoning at the Cinola epithermal gold deposit, Queen Charlotte Islands, British Columbia, in Coyner, A.R., and Fahey, P.L., eds., *Geology and ore deposits of the American Cordillera*, 3: 1153–1185.
- Mauk, J. L. & Simpson, M. P., 2007- Geochemistry and stable isotope composition of altered rocks at the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand: *Economic Geology*, 102: 841–871.
- Reyes, A. G., 1990- Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43, 279-309.
- Rye, R. O., Bethk, P. M. & Wasserman, M. D., 1992- The Stable isotop geochemistry of acid-sulfat alteration. *Economic Geology*. 87: 225-262.
- Simmons, S. F. & Browne, P. R. L., 2000- Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System- Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology* 95: 971-999.
- Simmons, S. F. & Christenson, B. W., 1994- Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, 294: 361–400.
- Simmons, S. F., White, N. C. & John, D. A., 2005- Geologic characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume: 485-522.
- Simpson, M. P. & Mauk, J. L., 2001- Hydrothermal alteration at the Gladestone Hill low sulphidation epithermal prospect, Waihi, New Zealand: *Australasian Institute of mining and metaluregy New Zealand branch annual conference*, 34th, proceedings: 175-184.
- Simpson, M. P., Mauk, J. L. & Simmons, S. F., 2001- Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross Epithermal Au-Ag Deposit, New Zealand: *Economic Geology*, 96: 773–796.
- Siward, T. M. & Barns, H. L., 1997- Metal transport by hydrothermal ore fluids, in Barns, H.L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third edition, John Wiley and sons, inc. pp-435-477.
- Ternet, 1990- Explanatory text of Taybad quadrangle map, scale 1/250000. *Geological survey of Iran*. 166p.
- Warren, I., Simmons, S. F. & Mauk, J. L., 2007- Whole-rock geochemical techniques for evaluating hydrothermal alteration, mass changes, and compositional gradients associated with epithermal Au-Ag mineralization: *Economic Geology*, 102: 923–948.
- Whitford, D. J. & Ashly, P. M., 1992- The Scuddles volcanic hosted massive sulphide deposits, Western Australia: *Geochemistry of the host rocks and evaluation of lithogeochemistry for exploration: Economic Geology*, 87: 873-888.

Geochemistry and K-Metasomatism in Mineralized Host Rocks of Neian Epithermal Deposit, Northwest of Lut Block, East of Iran

H. Hadizadeh^{1*}, A. A. Calagari², N. Nezafati³, H. Mollaei⁴ & H. Azmi⁵

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Mashhad Branch, Mashhad, Iran

⁵Ph.D. Student, Department of Mining Exploration, Amirkabir University, Tehran; Geological Survey of Iran, Northeast Territory, Mashhad, Iran

Received: 2013 January 06

Accepted: 2013 June 12

Abstract

The Neian epithermal deposit in northwest of the Lut block is located in ~35 km southwest of Bejestan. The studies done on this deposit indicate the development of zonation in altered rocks around the ore-bearing siliceous veins and the existence of silicic (quartz, chalcedony, adularia, calcite, illite, and sericite), silicic-argillic (quartz, adularia, illite, sericite, and pyrite), argillic (illite, quartz, calcite, adularia, sericite, kaolinite, smectite, and chlorite), and propylitic (chlorite, calcite, albite, epidote, quartz, and smectite) alterations as the major alteration zones in this deposit that were formed during the five stages. The geochemical diagrams, molar elemental ratios, and petrographic consideration illustrate the presence of transitional transformation and mineral conversion arrays during the development of hydrothermal system at Neian. Consideration of these diagrams indicate a wide spread of argillic and silicic and a relatively limited extent propylitic alteration zones in the Neian deposit. These diagrams also show that the mineral arrangements such as plagioclase-illite, plagioclase-adularia, illite-adularia, and plagioclase-smectite were developed during the prograde stages, whereas adularia-illite arrangement was formed during the retrograde (waning) stages of hydrothermal system. Permeability, high water/rock ratio in the host rocks (generated by faulting and the presence of extensive pyroclastic rocks) are the main factors for development of alteration zones and formation of widespread adularia in the area. In addition, considering the mineralogical composition of the deposit, the presence of minerals such as adularia and illite in the central and kaolinite in the peripheral part of the system may suggest that they were formed by the fluids having temperatures > 220 °C and <140 °C, respectively. The presence of mineral assemblage of quartz, adularia, illite, pyrite, chlorite, and calcite may reflect the involvement of upward flowing Chloride-bearing fluids with pH ranging from almost neutral to moderately alkaline. The contemporaneous formation of calcite, smectite, illite, and kaolinite in peripheral parts of the system was resulted by the reaction of CO₂-rich fluids (containing hot vapors) with the host rocks. Increasing of temperature and potassium metasomatism in the central parts of the system caused widespread formation of illite at the first stage of alteration and of adularia-illite at the second (maximum K-metasomatism) during the geothermal activity at Neian. Concurrent with the waning stage of hydrothermal alteration and decreasing of K-metasomatism, illite replaced adularia again. The prevalence of conditions (for a long period of time) suitable for stability of illite may account for the greater abundance and extent of this mineral relative to adularia in the host rocks of Neian deposit.

Keywords: Neian, Lut Block, Epithermal Veins, Siliceous Alteration, K-Metasomatism, Adularia.

For Persian Version see pages 181 to 194

*Corresponding author: H. Hadizadeh; E-mail: h.hadizadehgsi@gmail.com