



Research Article

Mineralogy and geochemistry of hydrothermal alteration zones underlying the Sargaz Volcanic–Hosted Massive Sulfide Deposit, SE of Kerman

Zahra Badrzadeh*, Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor Universtiy, PO BOX 19395–3697, Tehran, Iran
zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

Abstract

The Sargaz Cu–Zn volcanogenic massive sulfide deposit, in the southern Sanandaj–Sirjan Zone, composed of felsic and mafic volcanoclastic, volcanic rocks, with sandstone, limestone and calcareous tuff and NW-SE trending. The basaltic host rocks with mostly tholeiitic to transitional affinity host the massive sulfide mineralization. The alteration zones related to mineralization system representing the channels of ascending hydrothermal solutions existing within a footwall alteration pipe, with a central siliceous and quartz–sericite core giving rise to zones of quartz–chlorite, chlorite–quartz, and finally chlorite–sericite (stringer envelope zone) on the margins. Pervasive alteration started with the development of chlorite–sericite subsequently overprinted by chlorite, sericite, and finally quartz as hydrothermal activity intensified in the center of the alteration zone. Despite intense alteration of the volcanic rocks, immobile elements (i.e. Ti, Zr) have remained essentially immobile, which allows identification of the precursors and calculation of mass changes. Mass changes calculated for mafic footwall rocks indicating most of the volcanic rocks in the mine area are strongly depleted in Na₂O and CaO, and highly enriched in MgO, Si₂O and K₂O. The Si content is the largest within 5–10 m of the massive sulfide lenses. Intensely silicified footwall basaltic rocks underlie the massive sulfide lens in Sargaz deposit were characterized by white to grey, microcrystalline silica. Mass change analysis of altered footwall basaltic rocks immediately below the massive sulphide zone shows the SiO₂ content increases to about 90%. The chloritic and chlorite–sericite alteration zones were enriched in Fe, Mg, with only small amount of K in the chlorite–sericite zone but depleted in Na and Ca most likely due to the alteration of clinopyroxene, plagioclase, and volcanic glass. The change from chloritization to silicification and sericitization must be accompanied by a reduction in pH during silicification and sericitization. Identification of such alteration patterns can be used as an exploration key in other massive sulfide mineral exploration.

Keywords: alteration, mass changes, Sargaz mineralization, Sanandaj– Sirjan

* Corresponding author



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی گرمابی زیر کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد سرگز، جنوب‌خاوری کرمان

زهرا بدرزاده*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

چکیده

کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس- روی سرگز در پهنه سنندج-سیرجان جنوبی و در جنوب‌خاوری کرمان جای دارد. توالی آتشفشانی-رسوبی سرگز شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری با ترکیب مافیک و فلسیک و سنگ‌های رسوبی ماسه‌سنگ، آهک و توف‌آهکی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است که کانه‌زایی در سنگ میزبان بازالتی با ماهیت بیشتر توله‌ایتی تا انتقالی رخ داده است. پهنه‌های دگرسانی مرتبط با سیستم کانه‌زایی، نشان‌دهنده پهنه‌های بالارونده سیال گرمایی هستند و در پایه دگرسانی با هسته مرکزی سیلیسی و سیلیس ± سریسیتی شناخته می‌شوند که به ترتیب به پهنه‌های سیلیسی-کلریتی، کلریت-سیلیسی و در نهایت کلریت-سریسیت در حاشیه منتهی می‌شود. دگرسانی گسترده با گسترش کلریت و سریسیت آغاز می‌شود که پس از آن با کلریت، سپس سریسیت و در نهایت با افزایش شدت فعالیت گرمایی در مرکز پهنه دگرسانی، با کوارتز جایگزین شده است. با وجود دگرسانی شدید سنگ‌های آتشفشانی، عنصرهای نام‌تحرک مانند Ti و Zr اساساً بی‌تغییر به‌جای مانده‌اند که به این ترتیب شناسایی سنگ اولیه و انجام محاسبات تغییرات جرمی ممکن شد. محاسبات تغییرات جرمی نشان می‌دهند به‌طور کلی پهنه‌های دگرسانی زیر و اطراف توده معدنی با کاهش جرمی مشخص Na_2O و CaO و افزایش جرمی بالایی از MgO ، SiO_2 و K_2O همراه هستند. افزایش جرمی Si در ۵ تا ۱۰ متری زیر عدسی سولفید توده‌ای بالاترین مقدار را دارد. سنگ‌های بازالتی کم‌پایین به‌شدت سیلیسی شده‌اند که درست زیر عدسی سولفید توده‌ای کانسار سرگز جای دارند و با سیلیس سفید تا خاکستری ریزبلور شناسایی می‌شوند. بررسی‌های تغییرات جرمی نشان می‌دهند سنگ‌های کم‌پایین بازالتی دگرسان‌شده بلافاصله کانسار سولفید توده‌ای نزدیک ۹۰٪ افزایش در سیلیس داشته‌اند. پهنه‌های دگرسانی کلریتی و کلریتی-سریسیتی با غنی‌شدگی از Mg و Fe و کمی K_2O در پهنه کلریتی-سریسیتی و تهی‌شدگی هم‌زمان از Na و Ca شناخته می‌شوند و پیامد تجزیه کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و شیشه آتشفشانی به کلریت هستند. پهنه دگرسانی سیلیسی-سریسیتی به‌طور ویژه از Si و نسبتاً از K_2O غنی، اما از Ca و Mg به‌شدت تهی شده است. تغییر از دگرسانی کلریتی به سیلیسی و سریسیتی با کاهش pH هنگام رخداد فرایند سیلیسی و سریسیتی شدن همراه شده است. شناسایی این پهنه‌های دگرسانی کلید اکتشافی در شناسایی دیگر کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد قدیمی به‌شمار می‌رود.

کلیدواژه‌ها: دگرسانی، تغییرات جرمی، کانه‌زایی سرگز، سنندج-سیرجان

مقدمه

سنگ‌های آتشفشانی کانه‌زایی‌شده استوک‌ورک همراه با کانسارهای سولفید توده‌ای در هسته پایپ‌های دگرسانی یافت می‌شوند که دارای منطقه‌بندی به‌صورت هم‌مرکز هستند. این بخش‌ها در حقیقت، مسیر گذر سیال‌های گرمابی^۲ را نشان می‌دهند. دگرسانی‌های گرمابی کم‌پایین زیر سیستم‌های کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (VMS)^۳ مکان‌هایی هستند که کانی‌های اولیه و شیشه‌های آتشفشانی با کانی‌های دگرسانی که در شرایط جدید پایدار هستند، جایگزین می‌شوند. این جایگزینی در پی واکنش متقابل میان سیال و سنگ در زیر کف‌دریا رخ می‌دهد. دگرسانی‌های گرمابی در کانسارهای VMS کانادا (Franklin et al., 1981; Barrett and MacLean, 1999; Lentz and Goodfellow, 1993)، کانسارهای VMS استرالیا (Large, 1977, 1992; Gemmel and Large, 1992; Huston et al., 1992) و کانسارهای نوع کروکو ژاپن (Urab et al., 1983; Ohmoto, 1996) گزارش شده‌اند.

کانسار سولفید توده‌ای سرگز با میزبان سنگ‌های آتشفشانی بازالتی در توالی آتشفشانی-رسوبی در کرانه جنوبی پهنه سندنجد-سیرجان (در ۳۵ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان جیرفت در استان کرمان) و در $21^{\circ} 57'$ طول خاوری و $40^{\circ} 28'$ عرض شمالی جای دارد (شکل ۱). روابط صحرائی و زمین‌شناسی نشان می‌دهند توده ترونجمیتی سرگز درون توالی آتشفشانی-رسوبی یادشده نفوذ کرده است و از این توالی جوان‌تر است. این توده بر پایه سنسنجی U-Pb روی بلورهای زیرکن سن ۱۸۷/۵ میلیون سال پیش را نشان می‌دهد (Badrzadeh,

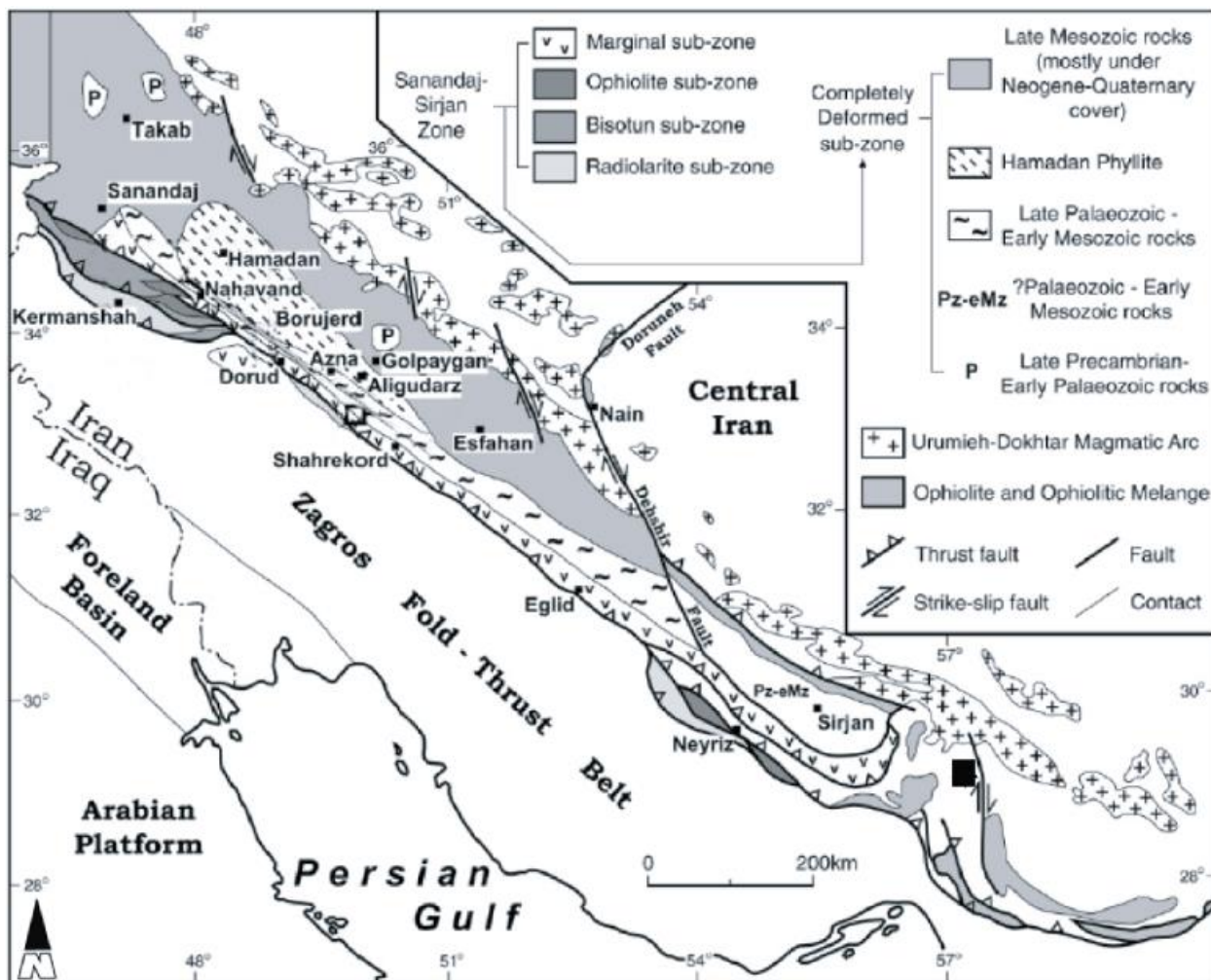
2019). از این‌رو، کانسار سولفید توده‌ای سرگز سن احتمالی پیش از ژوراسیک زیرین دارد و چه‌بسا به پیش از سن تریاس بالایی است. این کانساز از کانسارهایی است که از فرایندهای دگرگونی و دگرریختی بعدی محفوظ مانده است. شواهدی مانند رخداد کانه‌زایی در سنگ‌های آتشفشانی بازیک، وجود افق ژاسپیلیت-باریت-کربنات روی پهنه سولفید توده‌ای، گسترش پهنه استرینگر به‌همراه گسترش دگرسانی‌های کلریتی، سربیسیتی و سیلیسی به‌طور ناهمشیب زیر افق کانه‌زایی و رخداد پیریت به‌عنوان کانی سولفیدی اصلی نشان می‌دهند کانسار سرگز از نوع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد است. سیستم گرمابی کانسار سرگز به‌طور شاخص شامل یک عدسی سولفید توده‌ای پیریت-کالکوپیریت-اسفالریت است که با لایه کربنات-باریت-ژاسپیلیتی پوشیده شده است. Badrzadeh و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی کانی‌شناسی و داده‌های ایزوتوپی سولفور کانه‌زایی سرگز پرداخته‌اند.

هاله دگرسانی گرمابی پایپی شکل به‌همراه پهنه استرینگر رگه‌ای دارای سولفید-سیلیکات در زیر توده معدنی، محل گذر سیال‌های کانه‌ساز را نشان می‌دهد. این هاله در مقیاس ناحیه‌ای با پهنه‌های دگرسانی همشیب فراگرفته شده است. با وجود نبود برونزد بارز کانسار و حجم بزرگ سرباره که رخنمون پهنه‌های دگرسانی را محدود کرده است، در دسترس بودن مغزه‌های متعدد حفاری امکان مشاهده کانی‌ها و مجموعه‌های دگرسانی گرمابی را امکان‌پذیر کرد و اجازه داد چگونگی توزیع پهنه‌های دگرسانی و الگوی دگرسانی‌ها و فرایندهای مسئول پیدایش آنها بررسی شوند. از آنجایی که تا کنون هیچ بررسی روی این پهنه‌های دگرسانی انجام نشده است، در این نوشتار تلاش شد برای نخستین بار چگونگی توزیع پهنه‌های دگرسانی گرمابی و تغییرات مجموعه کانی‌های

^۱stockwork^۲hydrothermal^۳Volcanogenic Massive Sulfide

وابسته به کانه‌زایی و غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عنصرها در آنها ارائه شود.

دگرسانی گرمایی در کمرباطین کانسار سولفید توده‌ای سرگز بررسی شود و زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی



شکل ۱- نقشه ساختاری باختر و جنوب‌باختری ایران (Mohajjel et al., 2003) و جایگاه کانسار سرگز در پهنه سنندج-سیرجان که با نماد چهارگوش توپر نشان داده شده است.

زمین‌شناسی منطقه سرگز

پهنه سنندج-سیرجان (شکل ۱) با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری بخشی از کوهزاد زاگرس در باختر ایران است (Mohajjel and Fergusson, 2000). این پهنه با پی‌سنگ نفوپروتروزوییک تا ائوآرکئن در حاشیه شمالی گندوانا جای دارد (Nutman et al., 2014) و با بازشدن اقیانوس تتیس جوان در زمان پرمین تا تریاس (Mohajjel et al.,

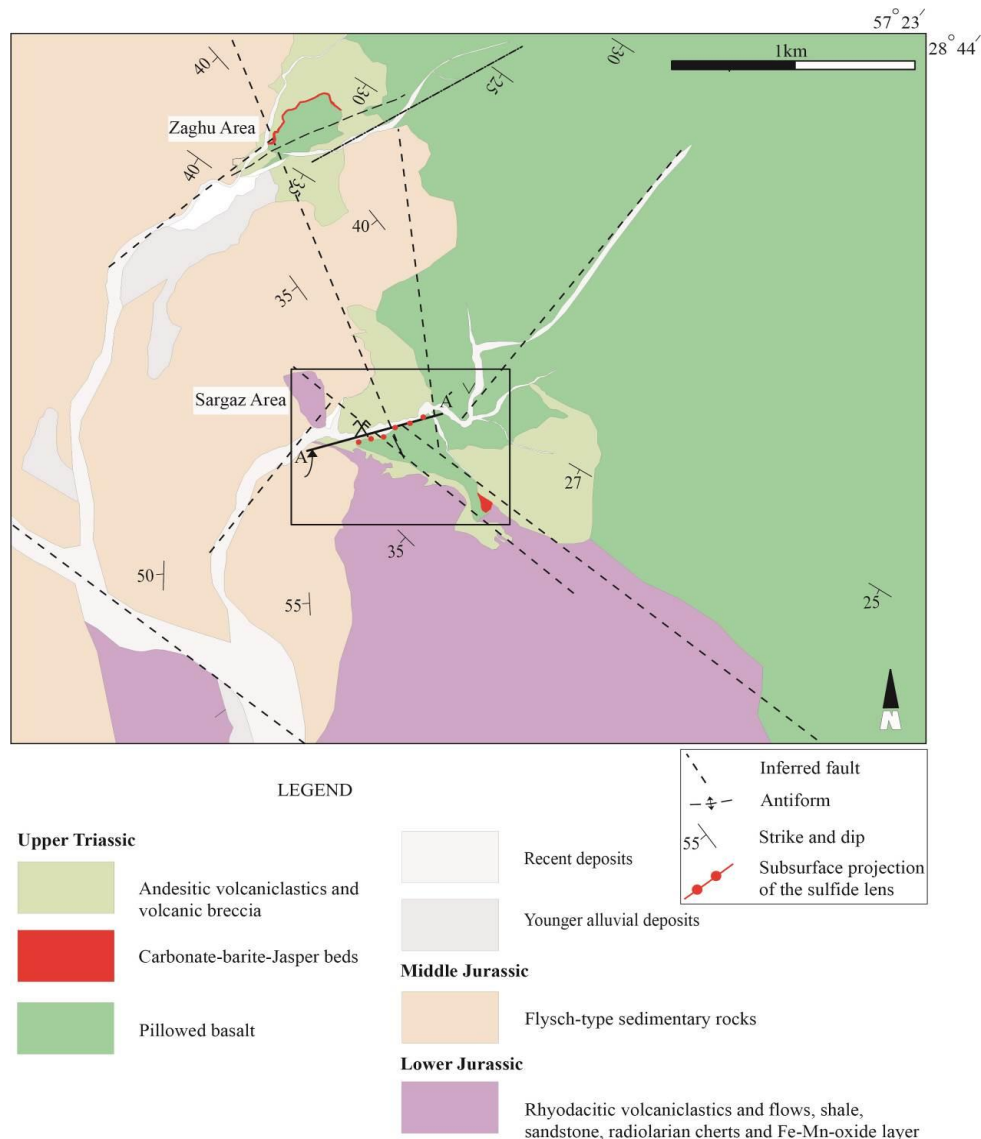
2003) به‌عنوان بخشی از قاره سیمیرین از گندوانا جدا شده است. سنگ‌های رخنمون‌یافته در این پهنه، سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون‌شده و سنگ‌های جوان‌تر دگرگون‌نشده هستند که تحت تأثیر توده‌های آذرین درونی متعدد مافیک تا فلسیک قرار گرفته‌اند (Nutman et al., 2014).

مجموعه‌های دگرگونی پالئوزوییک از قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در منطقه سرگز به‌شمار

این توالی رخنمون دارند. سنگ‌های بازالتی با ساخت بالشی با گسترش نزدیک به ۲ کیلومتر مربع گسترش دارند و میزبان کانه‌زایی سولفید توده‌ای سرگز به‌شمار می‌روند.

سنگ‌های بازالتی بالشی میزبان کانه‌زایی به سمت بالای توالی با تناوبی از سنگ‌های آذرآوری و گدازه‌های پورفیری با ترکیب آندزیت‌بازالتی با گسترش ناچیز پوشیده شده‌اند (شکل ۲).

می‌روند و شامل مرمر، فیلیت، شیست سبز، آمفیبولیت و کوارتزیت هستند (Babakhani, 1992). توالی سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی منسوب به ژوراسیک با پی‌سنگ کنگلومرای و دگرشیبی زاویه‌دار روی مجموعه‌های دگرگونی پالئوزویک ته‌نشست یافته‌اند. توالی مزوزویک شامل تناوب ضخیمی از ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک توفی، سنگ‌آهک و سنگ‌های آذرآوری فلسیک و سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اسیدی است که سنگ‌های بازیک با ساخت بالشی در بخش زیرین



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده و جایگاه کانه‌زایی سولفید توده‌ای. چهارگوش منطقه نشان داده شده در شکل ۶- A را نشان می‌دهد (Badrzadeh et al., 2011).

دگرسانی گرمایی

در مناطق دور از کانه‌زایی، بازالت‌های میزبان کانه‌زایی با بافت پورفیریتیک دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز آلبیتی‌شده و کلینوپیروکسن اپیدوتی و کلریتی‌شده هستند که در زمینه‌ای دانه‌ریز با بافت اینترسرتال، ساخته شده از کانی‌های آلبیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز، کربنات، منیتیت و پیریت جای گرفته‌اند. رگچه‌های دارای اپیدوت و کربنات نیز سنگ را تحت تأثیر قرار داده‌اند. بازالت‌های یادشده بیشتر آمیگدالوئیدال هستند و آمیگدال‌ها با کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت پر شده‌اند. با وجود این، پهنه‌های دگرسانی گرمایی نزدیک کانه‌زایی به‌همراه سیستم رگه‌ای استرینگر در زیر کانسار سولفید توده‌ای سرگز، با دگرسانی شدید و منطقه‌بندی همراه هستند و تقریباً تا ژرفای ۸۰-۷۰ متری زیر پهنه سولفید توده‌ای گسترش یافته‌اند. این مناطق که پهنه‌های بالارونده گرمایی یا مجرای تخلیه سیال (پهنه‌های تغذیه‌کننده کانسار) را نشان می‌دهند، از دیدگاه مکانی و زمانی به کانسار سولفید توده‌ای سرگز وابسته هستند و معمولاً از واکنش متقابل میان سنگ-آب در دمای بالا و با نسبت بالای آب/سنگ در سیستم‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد پدید می‌آیند (Galley et al., 2007).

در هاله دگرسانی سولفید توده‌ای سرگز، بافت اولیه سنگ در بیشتر موارد از میان رفته است و به‌ندرت دیده می‌شود. فراوانی مودال کانی‌های اصلی دگرسانی در استوک‌ورک سرگز به‌صورت چشمی و برپایه بررسی مقاطع نازک تهیه‌شده انجام شد. این بررسی نشان داد کلریت فاز دگرسانی اصلی به‌همراه کوارتز و سربسیت است. کانی‌های یادشده در سنگ‌های با دگرسانی کمتر در مناطق دور از کانه‌زایی نیز دیده می‌شوند؛ اما به لحاظ اندازه بزرگ‌تر، مقادیر مودال بالاتر، چگونگی توزیع و ارتباط فضایی با توده معدنی از آن‌ها متمایز هستند. برپایه بررسی مغزه‌های حفاری چهار نوع

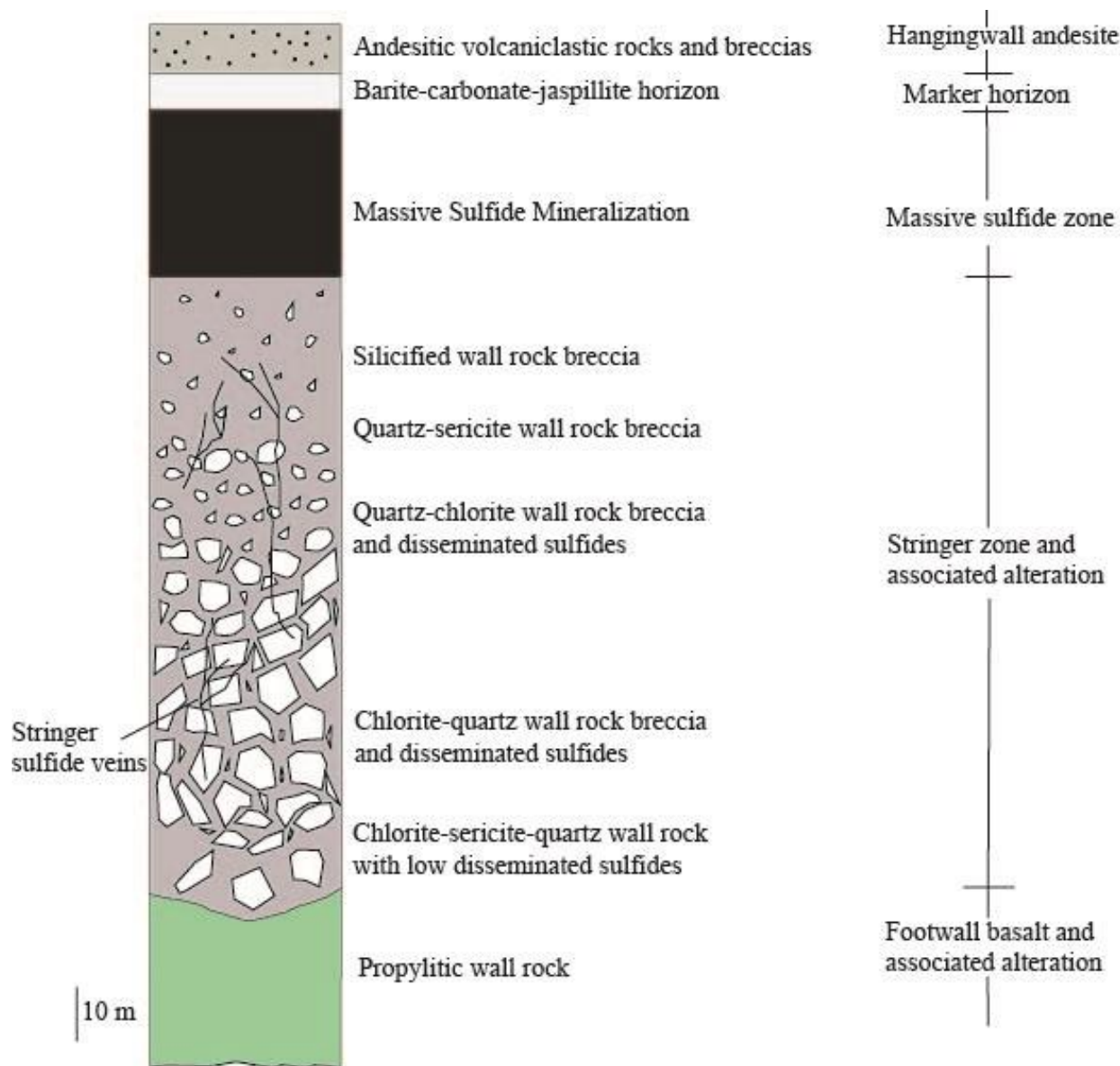
این واحد با ته‌نشست سنگ‌های آذرآواری اسیدی، شیل‌های قرمز آهن‌دار، چرت‌های رادیولاردار و به سمت بالای سکانس سنگ‌های آتشفشانی ریوداسیتی دنبال می‌شود که به‌صورت همشیب روی سنگ‌های آندزیت‌بازالتی ته‌نشست یافته‌اند (Badrzadeh et al., 2011). سنگ‌های رسوبی بسیار ضخیم با رخساره شبه‌فیلیش شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، ماسه‌سنگ توفی، کریستال توف و سنگ‌آهک مجموعه سنگ‌های یادشده را پوشانده‌اند. دایک‌های فراوان تأخیری با ترکیب بیشتر دیابازی و کوارتزیدیوریتی، مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و نیز رسوب‌های نوع فیلیش را مورد هجوم قرار داده‌اند. رسوب‌های نوع فلایش به نوبت با آهک‌های کالپونلدار ژوراسیک بالایی-نئوکومین با ناپیوستگی همشیب پوشیده شده‌اند (Shahraki, 2003).

زمین‌شناسی کانسار سرگز

رخداد کانه‌زایی سولفید توده‌ای سرگز در مرز میان سنگ‌های بازالتی بالشی زیرین و سنگ‌های آندزیتی بالایی، در بخش بالایی سنگ‌های بالشی بازالتی روی داده است (شکل ۳). واحد اگزالیت باریت-کربنات درست روی توده معدنی و ژاسپیلیت در بخش‌های جانبی توده معدنی پدید آمده است و به این ترتیب، این لایه از اکسیدشدن و از میان‌رفتن توده معدنی جلوگیری کرده است (شکل ۳). کانه‌زایی سولفید توده‌ای سرگز شامل یک عدسی سولفید توده‌ای با بیش از ۵۰ درصد حجمی پیریت است. این کانسار دارای ۳ Mt کانسار سولفید توده‌ای پیریتی با عیار حدود ۱/۳۴ درصدوزنی Cu، ۰/۳۸ درصدوزنی Zn، ۰/۰۸ درصدوزنی Pb، ۰/۲۴ گرم در تن Au و ۷ گرم در تن Ag پس از معدنکاری قدیمی است (Badrzadeh et al., 2011).

به ترتیب از حاشیه و عمق به سمت هسته و مرکز
کانه‌زایی توصیف خواهند شد:

دگرسانی در این هاله شناسایی شد (شکل ۳) که در
ادامه ویژگی‌های هر یک از این پهنه‌های دگرسانی

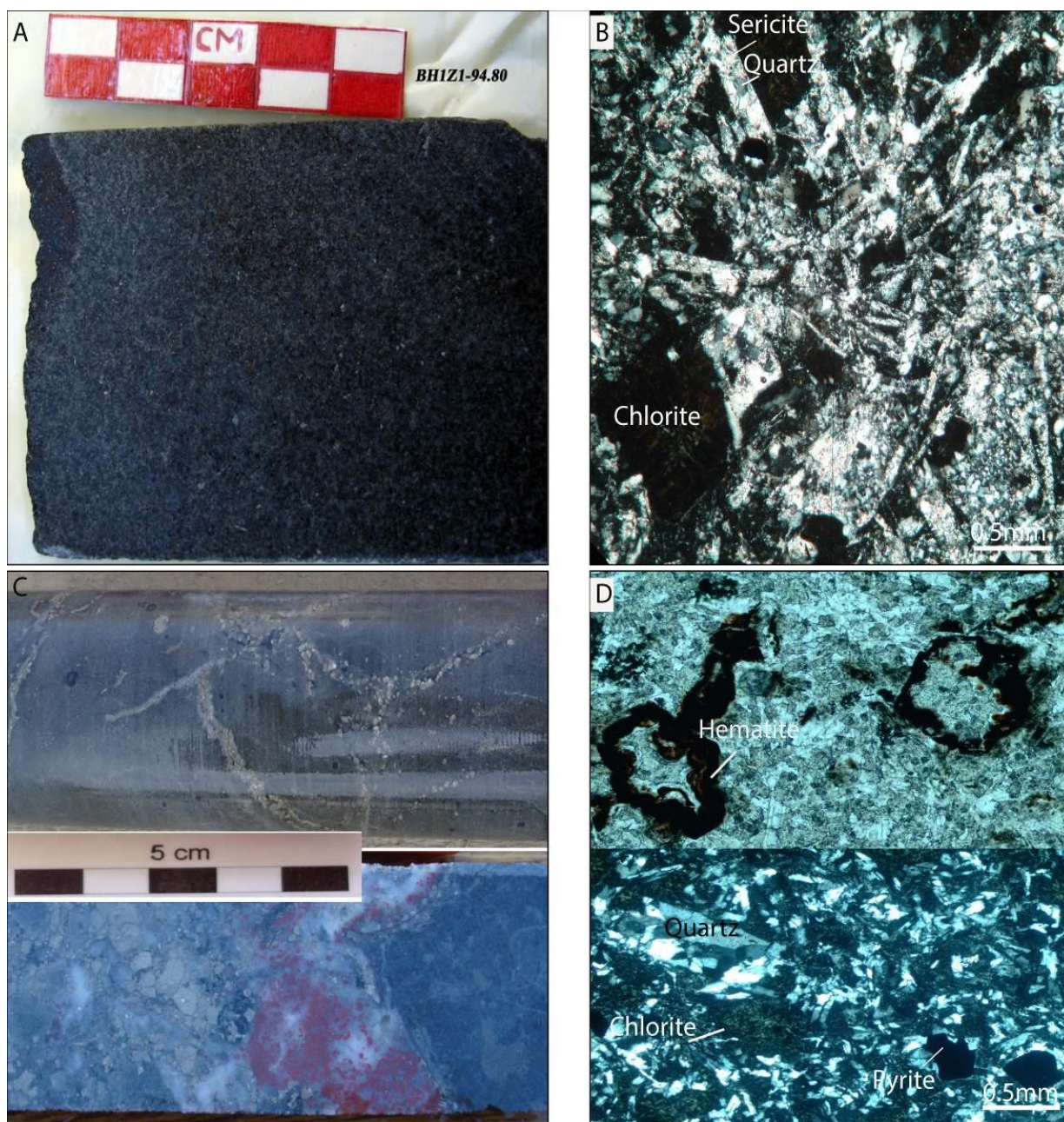


شکل ۳- مقطع چینه‌شناسی شماتیک سرگز (برگرفته از Badrzadeh و همکاران (۲۰۱۱)).

پهنه دگرسانی کلریتی-سریسیتی

پهنه دگرسانی کلریت-سریسیت-کوارتز که بیرونی‌ترین بخش از پهنه استرینگر را تشکیل می‌دهد، پهنه فراگیرنده استرینگر است. در پهنه فراگیرنده استرینگر نشانه‌هایی از بافت اولیه سنگ بازالتی دیده می‌شوند (شکل ۴). در این

پهنه، کانی‌های فلدسپار به کوارتز و سریسیت و کانی‌های کلینوپیروکسن به کلریت و هماتیت تجزیه شده‌اند و زمینه شیشه‌ای نیز به کلریت، کوارتز و هماتیت دگرسان شده است. آمیگدال‌ها بیشتر با کلریت، سریسیت و کوارتز به ترتیب از حاشیه به مرکز پر شده‌اند.



شکل ۴- تصویرهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی از پهنه دگرسانی/استرینگر کلریتی-سرسیتی (A و B) و کلریتی-سیلیسی (C و D). (A) سنگ دگرسانی کلریتی-سرسیتی که رنگ سبز تیره به سنگ داده است، به همراه پیریت‌های افشان با میزان کمتر و نیز هماتیت که در زمینه سنگ دیده می‌شود. در این بخش برشی شدن سنگ اولیه بسیار ناچیز است و رگه‌های استرینگر بسیار نادر هستند؛ (B) قالب کانی‌های درشت بلور پلاژیوکلاز و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز که با کوارتز و سریسیت و کانی‌های کلینوپیروکسن و زمینه شیشه‌ای که با کلریت، هماتیت و پیریت جایگزین شده‌اند (در XPL)؛ (C) رگه و رگچه‌های استرینگر دارای کوارتز و سولفید با حاشیه‌های نامنظم. در این پهنه‌های دگرسانی، هماتیت هم در پهنه استرینگر و هم در زمینه به همراه کلریت، کوارتز و کانی‌های سولفیدی رخ داده است؛ (D) در بالا، قالب درشت بلورهای پیروکسن که به طور کامل با هماتیت و کلریت جایگزین شده‌اند (در PPL) و در پایین، کانی‌های درشت بلور پلاژیوکلاز و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز که با کوارتز و پیریت و زمینه شیشه‌ای که با کلریت و کانی‌های سولفیدی جایگزین شده‌اند (در XPL).

[†]Cross Polarized Light

[‡]Plane Polarized Light

پهنه دگرسانی کلریتی - سیلیسی

پهنه دگرسانی کلریتی - سیلیسی به رنگ سبز تیره پیامد برتری کانی کلریت به عنوان کانی دگرسانی است (شکل ۴- C). بافت آمیگدالوئیدال سنگ حفظ شده و آمیگدالها با کلریت \pm کانه‌های سولفیدی پر شده‌اند. زمینه سنگ دارای دگرسانی کلریتی به همراه پیریت‌های افشان به اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر است. این پهنه در بخش‌های پایین‌تر بیشتر دارای سولفیدهای افشان است و میزان رگه و رگچه‌های استرینگر آن کمتر است؛ اما از نزدیک به ۵۰ متری زیر پهنه سولفید توده‌ای بر چگالی رگه‌های استرینگر سولفیدی افزوده می‌شود. بیشتر رگه و رگچه‌ها دیواره‌های نامنظمی دارند که نشان‌دهنده فشار هیدرولیکی سیال هستند و موجبات برشی شدن سنگ و نفوذ سیال‌های گرمایی درون سنگ‌های آتشفشانی را فراهم کرده است. درون رگه‌های استرینگر قطعات برشی و کلریتی شده سنگ دیواره نیز دیده می‌شوند. سنگ در بخش‌هایی که دارای رگه و رگچه‌های استرینگر فراوانی است، به شدت برشی شده است. اندازه قطعات برش گاه به بیش از ۱۰ سانتیمتر می‌رسد. نشانه‌های بافت اولیه سنگ تشخیص داده می‌شود. زمینه سنگ دارای هماتیت به طور فراگیر و با درصد کمی اپیدوت است. قالب کانی‌های فنوکریست مانند پیروکسن و پلاژیوکلاز را گاه می‌توان تشخیص داد که به ترتیب با کلریت، هماتیت و کوارتز جایگزین شده‌اند (شکل ۴- D). توسعه پیشرونده سیال گرمایی زیر کانسار، موجب دگرسانی بازالت و نفوذ پهنه استرینگر درون برش‌های بازالتی بالشی زیرین شده است. مقدار کانی‌های سولفیدی در این بخش‌ها به مراتب بسیار از پهنه‌های دگرسانی نزدیک به توده معدنی کمتر

است.

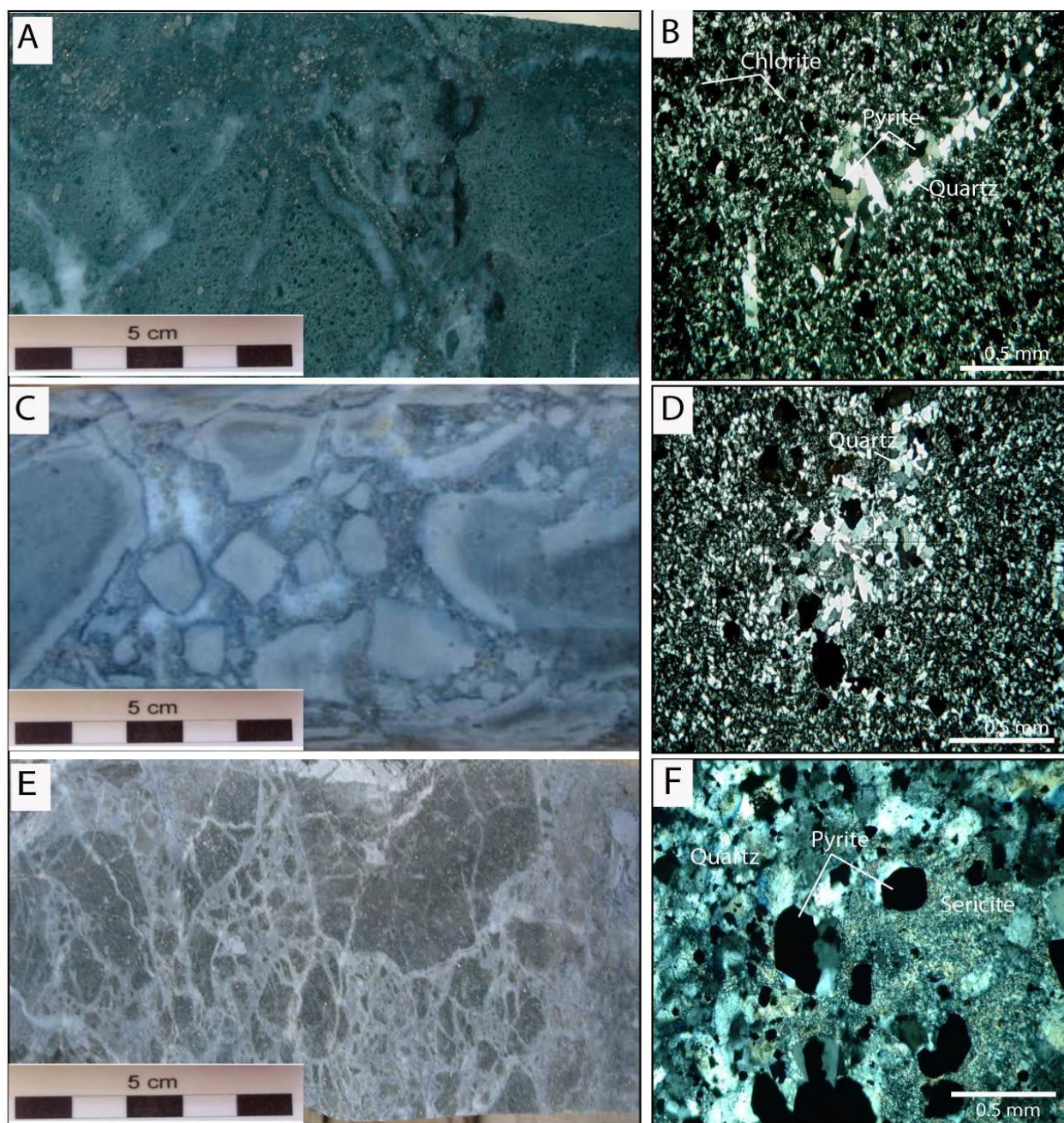
پهنه دگرسانی سیلیسی - کلریتی

به سمت بالا به سمت توده معدنی، پهنه دگرسانی کلریتی - سیلیسی کم کم با پهنه دگرسانی سیلیسی - کلریتی جایگزین می‌شود که با تغییر در رنگ سنگ کاملاً مشخص است. میزان دگرسانی سیلیسی از میزان دگرسانی کلریتی بالاتر است و دارای کلریت‌های با بیرفرنژانس سبز تیره و دانه‌درشت است که به همراه کوارتز فراوان رنگ سبز مایل به خاکستری به سنگ داده‌اند (شکل ۵- A). ضخامت این بخش نزدیک به ۳۰-۲۰ متر است. در این پهنه دگرسانی، بر میزان رگه و رگچه‌های استرینگر در این پهنه افزوده شده است و اندازه قطعات برشی سنگ کوچک‌تر شده‌اند. در بررسی‌های میکروسکوپی، نشانه‌های بافت اولیه سنگ تا اندازه‌ای تشخیص داده می‌شوند؛ به گونه‌ای که قالب درشت بلورهای پلاژیوکلاز که با سیلیس و پیریت جایگزین شده است، دیده می‌شود (شکل ۵- B). میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و زمینه سنگ نیز با کوارتز و کلریت جایگزین شده‌اند و آمیگدال‌های گرد تا بیضوی به صورت هم‌مرکز با کلریت‌های فیبری در حاشیه و کوارتز و پیریت‌های نیمه‌شکل‌دار در مرکز پر شده‌اند.

پهنه دگرسانی سیلیسی \pm سربسیتی

به سمت بالا و نزدیک به رخداد کانه‌زایی سولفید توده‌ای، قطعات بازالتی برشی شده، از نظر رنگ و کانی‌شناسی حالت پهنه‌بندی پیدا کرده‌اند (شکل ۵- C). بخش‌های مرکزی قطعات برشی بازالتی دگرسانی سیلیسی - کلریتی به رنگ خاکستری تیره دارند؛ اما حاشیه این قطعات دگرسانی سیلیسی \pm سربسیتی \pm کلریتی

با عرض کمتر از ۰/۵ تا یک سانتیمتر، رنگ خاکستری مایل به سفید نشان می‌دهند.



شکل ۵- تصویرهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی از پهنه دگرسانی/استرینگر سیلیسی-کلریتی (A تا D) و سیلیسی-سرسیستی (E و F). (A) قطعات برشی شده سنگ دیواره با رنگ روشن‌تر نسبت به پهنه دگرسانی کلریتی-سیلیسی و با بافت آمیگدالوئیدال؛ (B) بافت پورفیریتیک اولیه سنگ که درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و زمینه با کوارتز، پیریت و کلریت کاملاً جایگزین شده‌اند (در XPL)؛ (C) منطقه‌بندی دگرسانی بسیار مشخص در قطعات برشی سنگ دیواره. قطعات برشی سنگ دیواره که دارای دگرسانی سیلیسی-کلریتی هستند (در XPL)؛ (D) در مرکز و دگرسانی سیلیسی-سرسیستی در حاشیه دیده می‌شوند. بقایایی از دگرسانی سیلیسی-کلریتی درون قطعات برشی حفظ شده‌اند. قطعات برشی کوچک‌تر به علت سطح تماس بالا کاملاً تحت تأثیر دگرسانی بعدی (سیلیسی-سرسیستی) قرار گرفته‌اند؛ (E) به سمت توده معدنی از اندازه قطعات برشی سنگ دیواره کاسته شده است و قطعات برشی شده بازالت توسط سیلیس دانه‌ریز و پیریت جایگزین شده‌اند.

بافت اولیه سنگ کاملاً از میان رفته و سنگ بافت و ساخت گرانوبلاستیک پیدا کرده است؛ (F) جایگزینی کامل سنگ با مجموعه کانیاپی گرمایی پیریت، کوارتز و سریسیت (در XPL).

این پهنه احتمالاً مرکز پهنه بالارونده سیال گرمایی است. در این پهنه، سنگ‌های بازالتی کمربایین کانسار کاملاً ماهیت اولیه خود را از دست داده‌اند و بافت و ساخت اولیه سنگ کاملاً از میان رفته و با بافت گرانوبلاستیک دانه‌ریز دارای کوارتز ± سریسیت و پیریت دانه‌درشت جایگزین شده است (شکل ۵-F).

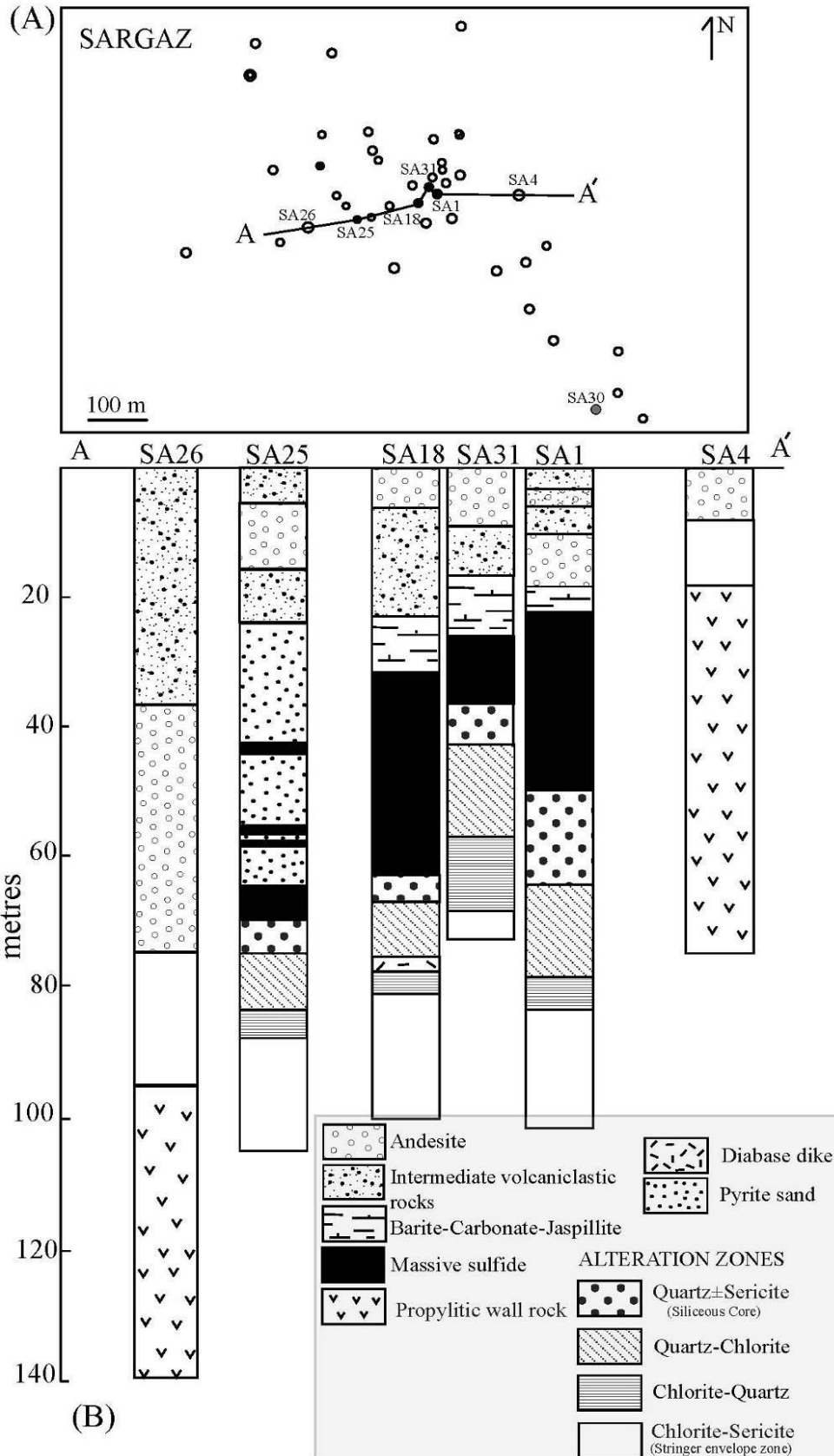
روش انجام پژوهش

همان‌گونه که بررسی شیمی اولیه سنگ در شناخت سرشت سنگ و محیط ژئودینامیکی پیدایش آن به کار می‌رود، بررسی شیمی سنگ دگرسان‌شده، شناسایی سیستم گرمایی وابسته به کانه‌زایی را امکان‌پذیر می‌کند. نمونه‌برداری برای بررسی پهنه‌های دگرسانی در کانسار سرگز در چندین مرحله انجام شد. در گام نخست، گردآوری نمونه‌های سطحی با کمترین دگرسانی انجام شد. این نمونه‌ها برای بررسی‌های شیمی سنگ اولیه و مقایسه آنها با دیگر نمونه‌ها برداشت شدند. در مرحله بعد برای شناسایی کانی‌شناسی دگرسانی، نوع و شدت دگرسانی و چگونگی توزیع هاله دگرسانی، نمونه‌های با دگرسانی گرمایی از مغزه‌های حفاری برداشت شدند. از آنجایی که رخنمون سطحی دگرسانی‌ها به علت حجم بالای سرباره‌های قدیمی محدود بود، نمونه‌گیری پهنه‌های دگرسانی بیشتر از مغزه‌های حفاری گمانه‌هایی که توده معدنی را قطع کرده‌اند (گمانه‌های شماره ۱، ۱۸، ۲۵ و ۳۱) و نیز گمانه‌های اطراف توده معدنی که استوک‌ورک را قطع کرده‌اند (گمانه‌های شماره ۴ و ۲۶) انجام شد (شکل ۶). به دنبال آن بررسی‌های سنگ‌نگاری

پیدایش این حاشیه سیلیسی ± سریسیتی ± کلریتی در اطراف برش‌های بازالتی با دگرسانی سیلیسی - کلریتی نشان‌دهنده رخداد دگرسانی سیلیسی - کلریتی پیش از دگرسانی سیلیسی ± سریسیتی ± کلریتی است. افزون‌بر این، عرض پهنه دگرسانی نیز می‌تواند نشان‌دهنده گسترش کمتر دگرسانی سیلیسی ± سریسیتی ± کلریتی نسبت به دگرسانی سیلیسی - کلریتی در سنگ‌های بازیک میزبان باشد. در این پهنه، از میزان کلریت بسیار کاسته شده است و کلریت‌ها در حال جایگزینی با سریسیت دیده می‌شوند. از ویژگی بارز این پهنه، افزایش میزان ته‌نشست سولفیدها و رخداد فراوان پیریت در زمینه سنگ به صورت افشان است. پهنه استرینگر این بخش بیشتر شامل پیریت و کوارتز ± کالکوپیریت است. هسته مرکزی هاله دگرسانی با سنگ‌های بازالتی شدیداً برشی و سیلیسی شده شناخته می‌شود (شکل ۵-E) که در بخش مرکزی پهنه تغذیه رخ داده است. هسته سیلیسی - سولفیدی مرکزی یک پهنه باریک با گسترش نزدیک به ۱۰ متر بلافاصله زیر کانسار توسعه یافته است. در این بخش قطعات بازالتی به شدت برشی شده دیده می‌شود که اندازه این قطعات به سمت توده سولفیدی کاهش می‌یابد. کاهش اندازه قطعات برشی با افزایش شدت دگرسانی همراه است. افزون‌بر این، با حرکت از عمق به بالا، افزون‌بر افزایش در شدت دگرسانی، بر میزان رگه و رگچه‌های سولفیدی و درصد حجمی سولفیدها، به ویژه کالکوپیریت، افزوده می‌شود. مجموعه کانی‌های کوارتز - پیریت و کوارتز - پیریت ± سریسیت ± کلریت (با بیش از ۶۰ درصد حجمی کوارتز) همه کانی‌های اولیه را جایگزین کرده‌اند.

بررسی‌های میکروسکوپی به آزمایشگاه دانشگاه
گوانجو کشور چین فرستاده شدند.

روی مقاطع نازک و مقاطع نازک-صیقلی
تهیه‌شده انجام شد و شمار ۳۹ نمونه پس از



* نویسنده مسئول

شکل ۶- A) موقعیت گمانه‌های اکتشافی کانسار سرگز؛ B) مقطع عمودی از الگوی توزیع پهنه‌های دگرسانی در کمربین کانسار.

همراه با کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد و طلا نامتحرک هستند. با وجود این، نامتحرک بودن یک عنصر بایستی پیش از به‌کارگیری در نمودارهای تشخیصی و یا محاسبات تغییرات جرمی بررسی شود؛ بدین ترتیب که در نمودارهای دومتغیره، عنصرهای نامتحرک برای هر نوع سنگ آرایه‌های خطی با ضرایب همبستگی بالا تشکیل می‌دهند که از مبدأ می‌گذرند. در این بررسی، در گام نخست، برپایه معیارهای سنگ‌نگاری (دگرسانی کمتر کانی‌های فلدسپار و پیروکسن) نمونه‌های با کمترین دگرسانی برگزیده شدند و سپس برپایه معیارهای زمین‌شیمیایی (مقادیر کم LOI) نمونه معرف سنگ اولیه انتخاب شد.

نسبت‌های عنصرهای کمیاب نامتحرک نشان می‌دهند همه نمونه‌های بررسی شده ترکیب اولیه بازالتی داشته‌اند (شکل ۷).

داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب سنگ کل (جدول ۱) با کمک دستگاه فلورسانس پرتو ایکس مدل SRS-303 به دست آورده شده‌اند کالیبراسیون دستگاه برپایه فرانس‌های بین‌المللی انجام شد.

سنگ‌زمین‌شیمی دگرسانی و محاسبات تعادل جرمی

بررسی‌های سنگ‌زمین‌شیمیایی در شناسایی ترکیب شیمی اولیه و سرشت ماگمایی سنگ‌های آذرین ابزار کارآمدی به‌شمار می‌روند. حتی در نواحی معدنی که دگرسانی گرمایی ترکیب اولیه سنگ را به شدت تغییر داده است، با این بررسی‌ها امکان شناسایی ترکیب و سرشت ماگمایی سنگ آتشفشانی اولیه با به‌کارگیری عنصرهای ناسازگار و نامتحرک فراهم می‌شود. بررسی‌ها (Lentz, 1996; Scher et al., 2013) نشان داده‌اند عنصرهای Al, Ti, Zr, Nb, Y و HREE هنگام رخداد دگرسانی

[†]Litho geochemistry

جدول ۱- ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مافیک دگرسان و نادگرسان در نهشته سرگز

Sample No										
Hole No.	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH31
Depth (m)	36	82	64	66	74	84	98	88	94	58
SiO ₂ (wt%)	73.27	55.27	75.41	63.05	57.11	48.41	59.27	47.94	58.76	63.71
TiO ₂	0.90	0.82	1.01	0.84	1.02	1.03	1.08	1.20	1.09	1.00
Al ₂ O ₃	10.01	11.29	10.43	9.36	13.23	13.51	14.74	15.43	14.42	11.04
FeO	5.46	10.79	6.00	10.82	12.04	11.08	9.86	11.22	9.22	10.34
MnO	0.10	0.12	0.08	0.11	0.26	0.29	0.34	0.32	0.25	0.14
MgO	9.28	21.07	6.78	15.21	16.06	25.45	13.04	22.43	14.88	13.50
CaO	0.41	0.49	0.19	0.51	0.17	0.16	0.31	0.42	0.34	0.16
Na ₂ O	0.06	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.04	0.03	0.02
K ₂ O	0.36	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	1.14	0.89	0.85	0.02
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.06	0.07	0.06	0.03	0.16	0.11	0.17	0.07
LOI	5.93	5.25	6.96	5.44	9.18	7.81	7.00	5.85	7.43	8.50
Zr (ppm)	80.70	44.24	23.30	43.33	51.80	54.72	65.10	62.08	69.90	66.40

Y	15.30	9.20	10.80	13.00	9.53	10.92	18.60	16.55	14.90	14.90
Nb	7.80	3.68	1.51	3.49	2.89	3.96	7.10	4.77	7.30	7.40

جدول ۱- ادامه.

Sample No	SAZ-49			SAZ-50	SAZ-12	SAZ-13	SAZ-54			
Hole No.	BH31	BH18	BH31						BH1	BH1
Depth (m)	49	70	71	surface	surface	surface	surface	surface	40	42
SiO ₂ (wt%)	70.09	66.80	63.24	52.74	51.03	61.55	47.00	45.04	76.85	74.46
TiO ₂	0.88	0.94	0.90	1.28	1.16	1.20	1.20	0.91	0.69	0.68
Al ₂ O ₃	9.08	10.64	11.39	13.89	13.46	13.00	15.88	13.15	7.35	7.77
FeO	9.97	8.14	8.62	14.52	13.77	9.88	12.31	11.14	8.97	6.83
MnO	0.09	0.14	0.16	0.25	0.22	0.28	0.13	0.31	0.04	0.04
MgO	9.56	12.98	14.21	5.62	6.23	10.92	16.67	14.53	5.13	9.33
CaO	0.18	0.17	0.25	6.02	9.30	1.81	4.03	12.48	0.07	0.22
Na ₂ O	0.02	0.07	0.08	5.33	3.89	1.15	1.95	2.26	0.01	0.01
K ₂ O	0.04	0.03	0.02	0.18	0.84	0.15	0.70	0.05	0.88	0.64
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.12	0.18	0.11	0.07	0.12	0.14	0.01	0.02
LOI	8.77	8.22	8.76	2.01	5.59	3.95	5.78	9.29	5.80	5.31
Zr (ppm)	59.60	63.60	62.40	41.70	50.54	47.89	72.78	44.43	53.10	59.26
Y	11.60	12.90	15.20	17.81	19.87	16.39	23.97	16.78	12.10	11.36
Nb	6.50	7.10	6.90	4.17	4.67	2.28	5.45	3.34	2.95	4.10

جدول ۱- ادامه.

Sample No										
Hole No.	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1	BH1
Depth (m)	52	54	44	50	61	68	72	80	86	90
SiO ₂ (wt%)	76.71	77.70	74.02	70.26	72.30	62.90	63.06	61.58	58.89	59.81
TiO ₂	0.96	0.76	0.88	0.80	0.95	0.91	0.87	0.96	1.16	1.06
Al ₂ O ₃	10.05	7.87	8.91	8.50	9.30	10.75	10.11	11.56	15.13	14.23
FeO	6.83	5.41	6.03	10.82	10.49	12.14	12.85	11.71	9.23	9.53
MnO	0.03	0.09	0.10	0.09	0.04	0.17	0.17	0.24	0.34	0.29
MgO	5.01	7.69	9.05	9.04	6.72	12.94	12.50	13.47	13.77	13.89
CaO	0.28	0.35	0.38	0.20	0.11	0.12	0.27	0.25	0.31	0.27
Na ₂ O	0.01	0.01	0.06	0.05	0.05	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02
K ₂ O	0.05	0.03	0.43	0.16	0.02	0.01	0.02	0.05	1.01	0.75
P ₂ O ₅	0.05	0.10	0.14	0.08	0.03	0.04	0.10	0.13	0.16	0.15
LOI	5.00	5.01	6.20	7.56	9.05	8.43	8.58	8.69	7.33	6.79
Zr (ppm)	31.00	37.00	38.30	70.00	44.50	57.10	59.40	64.60	57.20	66.10
Y	8.50	10.90	21.40	17.30	8.50	10.50	11.70	16.50	21.00	17.80

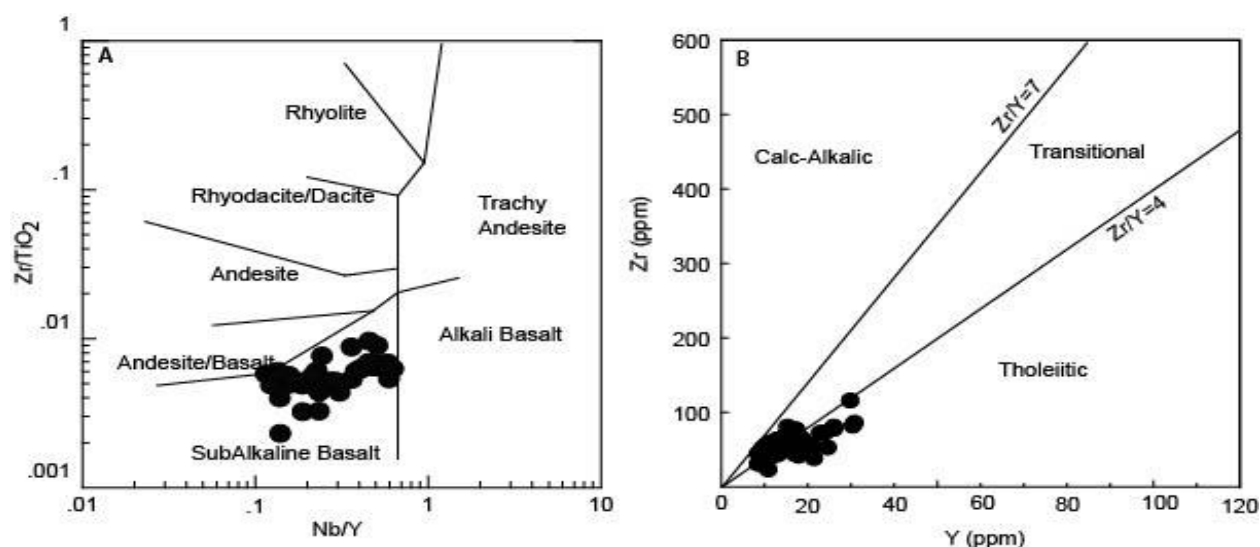
Nb	1.60	2.04	6.60	7.90	6.10	6.60	6.90	7.40	3.35	7.30
----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

جدول ۱- ادامه.

Sample No	SAZ-53	SAZ-110	SAZ-07	SAZ-52	SAZ-56	SAZ-55	SAZ-54	SAZ-107	
Hole No.	BH1								
Depth (m)	92	surface	surface	surface	surface	surface	surface	surface	surface
SiO ₂ (wt%)	57.04	53.71	53.57	47.91	49.97	54.73	54.52	53.67	55.76
TiO ₂	1.11	1.05	1.52	1.49	1.28	1.04	1.08	1.39	1.36
Al ₂ O ₃	14.38	15.07	16.39	16.55	13.54	12.05	15.73	15.36	15.60
FeO	10.70	9.84	11.85	9.53	11.45	9.88	9.09	13.82	12.05
MnO	0.24	0.28	0.18	0.37	0.44	0.17	0.20	0.21	0.22
MgO	15.31	6.97	5.76	4.55	11.07	5.65	6.05	5.29	4.72
CaO	0.31	7.79	4.84	14.49	8.62	14.78	7.33	3.80	4.64
Na ₂ O	0.03	5.07	5.25	4.77	3.48	1.55	5.74	5.11	4.78
K ₂ O	0.71	0.05	0.35	0.16	0.03	0.03	0.07	1.16	0.61
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.30	0.17	0.12	0.11	0.19	0.21	0.27
LOI	7.77	2.83	6.45	9.42	4.09	3.29	2.49	2.70	2.96
Zr (ppm)	69.50	52.80	86.00	77.72	72.41	59.08	52.80	80.70	82.00
Y	17.50	21.10	30.80	26.04	22.84	18.41	24.60	26.00	30.40
Nb	7.10	2.74	4.60	5.16	3.60	3.99	3.04	3.00	4.10

انتقالی و نسبت‌های بالاتر از ۷، سرشت کالک‌آلکالن دارند. بر این اساس، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بازالتی میزبان کانه‌زایی سرگز ($1/79 < Zr/Y < 5/44$) نشان‌دهنده سرشت توله‌ایتی تا انتقالی آنها هستند (شکل ۴-۷).

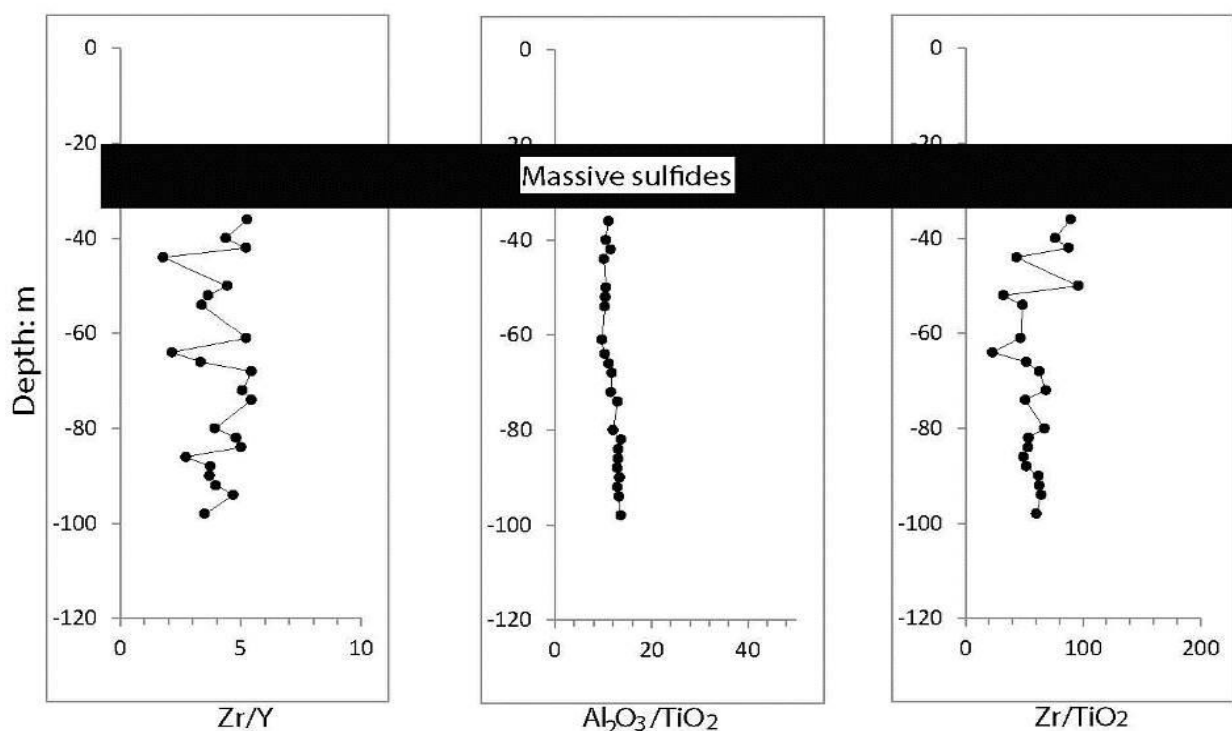
سرشت ماگمایی سنگ‌های دگرسان شده با بررسی نسبت‌های عنصرهای کمیاب ناسازگار معین، مانند Zr/Y ، La/Yb ، Nb/Zr و Th/Yb شناسایی می‌شود (MacLean and Barrett, 1993). سنگ‌های با نسبت Zr/Y کمتر از ۴، سرشت توله‌ایتی، نسبت‌های $Zr/Y < 7$ ، سرشت



شکل ۷- سنگ‌های آتشفشانی کمرباطین کانسار سرگز در: (A) نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) و ماهیت ساب‌آلکالن آنها؛ (B) نمودار Y در برابر Zr برای تشخیص ماهیت سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرسان شده (MacLean and Barrett, 1993).

اولیه سنگ کمترین تا ژرفای ۷۰ متری زیر کانسار نشان می‌دهند که نشان‌دهنده خاستگاه تقریباً همگن آنها به لحاظ شیمیایی است. در برخی نمونه‌ها، انحراف کم در نسبت‌های Zr/Y و Zr/TiO_2 احتمالاً پیامد فرایند جدایش ماگمایی پیش از فوران بازالت‌های کمرباطین کانسار است.

تغییرات نسبت عنصرهای نامتحرک (Nb/Zr و Zr/TiO_2 , Al_2O_3/TiO_2) به سمت پایین در اعماق مختلف گمانه شماره SA1 سرگز که با توده معدنی برخورد کرده است در شکل ۸ نمایش داده شده است. این عنصرها در بخش‌های مختلف بازالت‌های کمرباطین کانسار بدون توجه به نرخ دگرسانی، تغییرات کمی نسبت به ترکیب



شکل ۸- نیمرخ سنگ‌زمین‌شیمیایی گمانه شماره ۱ کانسار سرگز.

مجموعه‌ای از سنگ‌های با تغییرات شیمیایی سیستماتیک کاربرد دارد. در این روش نمونه‌های با کمترین دگرسانی منحنی‌های زمین‌شیمیایی پیوسته‌ای (منحنی‌های تفریق) برای هر عنصر موردنظر تعریف می‌کنند که نمونه‌های دگرسان‌شده را می‌توان نسبت به آن‌ها مقایسه کرد. در این بررسی، با توجه به خاستگاه همگن سنگ‌های کم‌پایین سرگز، روش تک پروتولیت برای محاسبه تغییرات جرمی به کار برده شد.

با مقایسه عنصرهای نامتحرک سنگ‌های دگرسان‌شده با نمونه با کمترین دگرسانی، فاکتور تغییر جرمی (فاکتور غنی‌شدگی) به دست می‌آید. فاکتور به دست آمده از این طریق برای تصحیح جرمی نمونه‌های دگرسان‌شده استفاده شده و به این ترتیب در مقایسه با نمونه با کمترین دگرسانی، محاسبات مربوط به تغییرات عنصری انجام می‌شود. تجزیه برخی نمونه‌های معرف سنگ‌های با دگرسانی نسبتاً کم و کاملاً دگرسان‌شده در

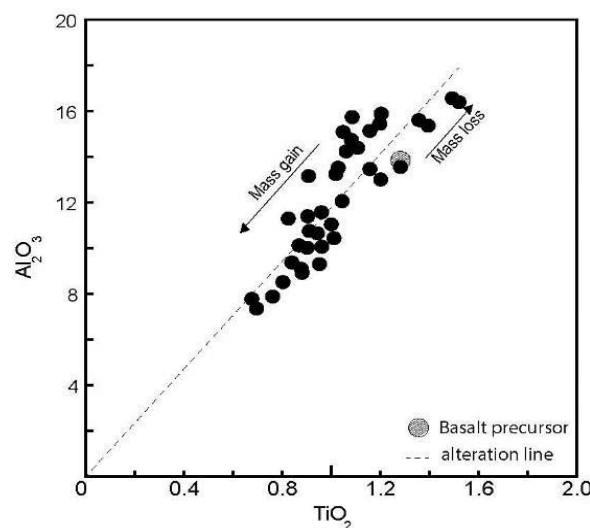
پژوهشگران (MacLean and Kranidiotis, 1987; MacLean and Barrett, 1993) روش موازنه جرمی را ابداع کردند. در این روش مقدار تغییرات جرمی (برای نمونه، چه مقدار از یک عنصر به سنگ دگرسان افزوده و یا از آن کاسته شده است) از راه مقایسه نمونه دگرسان‌شده با نمونه سالم و دگرسان‌نشده معادل آن، برپایه نسبت‌های عنصری که در آنها، مخرج کسر یک عنصر نامتحرک است، برآورد می‌شود. این روش نیازمند وجود یک عنصر نامتحرک و وجود نمونه (روش تک سنگ‌مادر^۷ یا تک پروتولیت) یا نمونه‌های (روش چند سنگ‌مادر یا چند پروتولیت) با کمترین دگرسانی است (Barrett and Joseph, 2018). روش تک پروتولیت برای مقادیر انتقال جرمی برای نمونه‌هایی به کار می‌رود که به یک واحد سنگی همگن اولیه تعلق دارند؛ اما روش پروتولیت چندگانه برای محاسبه تغییرات جرمی

^۷Protolith

بازالتی کمرباین. روند دگرسانی با خطچین نمایش داده شده است؛ به‌ویژه تغییرات جرمی مثبت کمابیش بزرگی را نشان می‌دهند.

در نمودارهای دوگانه افزایش یا کاهش عنصرهای متحرک هنگام رخداد دگرسانی گرمایی به‌ترتیب کاهش یا افزایش در تمرکز عنصرهای نامتحرک را به‌دنبال دارد (Barrett et al., 2005)؛ اما نسبت یک عنصر نامتحرک به دیگری حفظ می‌شود (MacLean and Barrett, 1993). در نتیجه سنگ‌های دگرسان شده از یک خاستگاه یکسان در امتداد یک خط که تا خاستگاه ادامه می‌یابد مرتب می‌شوند؛ به‌گونه‌ای که نمونه‌های جای‌گرفته در بالای نمونه سالم و نمونه‌های جای‌گرفته زیر آن به‌ترتیب دچار کاهش و افزایش جرمی شده‌اند (شکل ۸). انتخاب نمونه بکر با کمترین دگرسانی اهمیت بالایی در بررسی پهنه‌های دگرسانی دارد؛ زیرا تغییرات شیمیایی به‌دست‌آمده به‌شدت به ترکیب اولیه سنگ‌مادر انتخابی بستگی دارد. با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی، روابط صحرائی، معیارهای سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی که در کانسار سرگز انجام شد، ترکیب شیمیایی سنگ بازالتی اولیه، ترکیب نمونه SAZ-49 (جدول ۱) به‌عنوان سنگ با کمترین دگرسانی تعیین شد. محاسبات تغییرات جرمی برای نمونه‌های دگرسان در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱ آورده شده است. از نمونه‌های با کمترین دگرسانی برای ارتباط میان نسبت‌های عنصرهای نامتحرک سنگ‌های دگرسان شده به سنگ خاستگاه اولیه آنها و برای محاسبات تغییرات جرمی استفاده شده است. در این محاسبات، از آنجایی که بیشتر نمونه‌ها بیشتر از ۹۰ درصد دگرسانی دارند، از عنصرهای Al، Y، Ti و Zr به‌عنوان عنصرهای نامتحرک بهره گرفته شد که هنگام رخداد دگرسانی‌های مرتبط با کانسارهای سولفید توده‌ای (کلریتی، سریسیتی و سیلیسی شدن)، دچار تغییرات جرمی نمی‌شوند (Barrett et al., 2001). تغییرات جرمی محاسبه شده با استفاده از جفت عنصر Al-Ti سنگ‌های مافیک کمرباین بازالتی دگرسان شده سرگز نشان می‌دهد مقدار پراکندگی این عنصرها در نمودارهای عنصری نامتحرک کمتر است (شکل ۹). از این‌رو، از عنصر Ti به‌عنوان تصحیح‌کننده محاسبات جرمی سنگ‌های بازالتی میزبان کانه‌زایی استفاده شد.

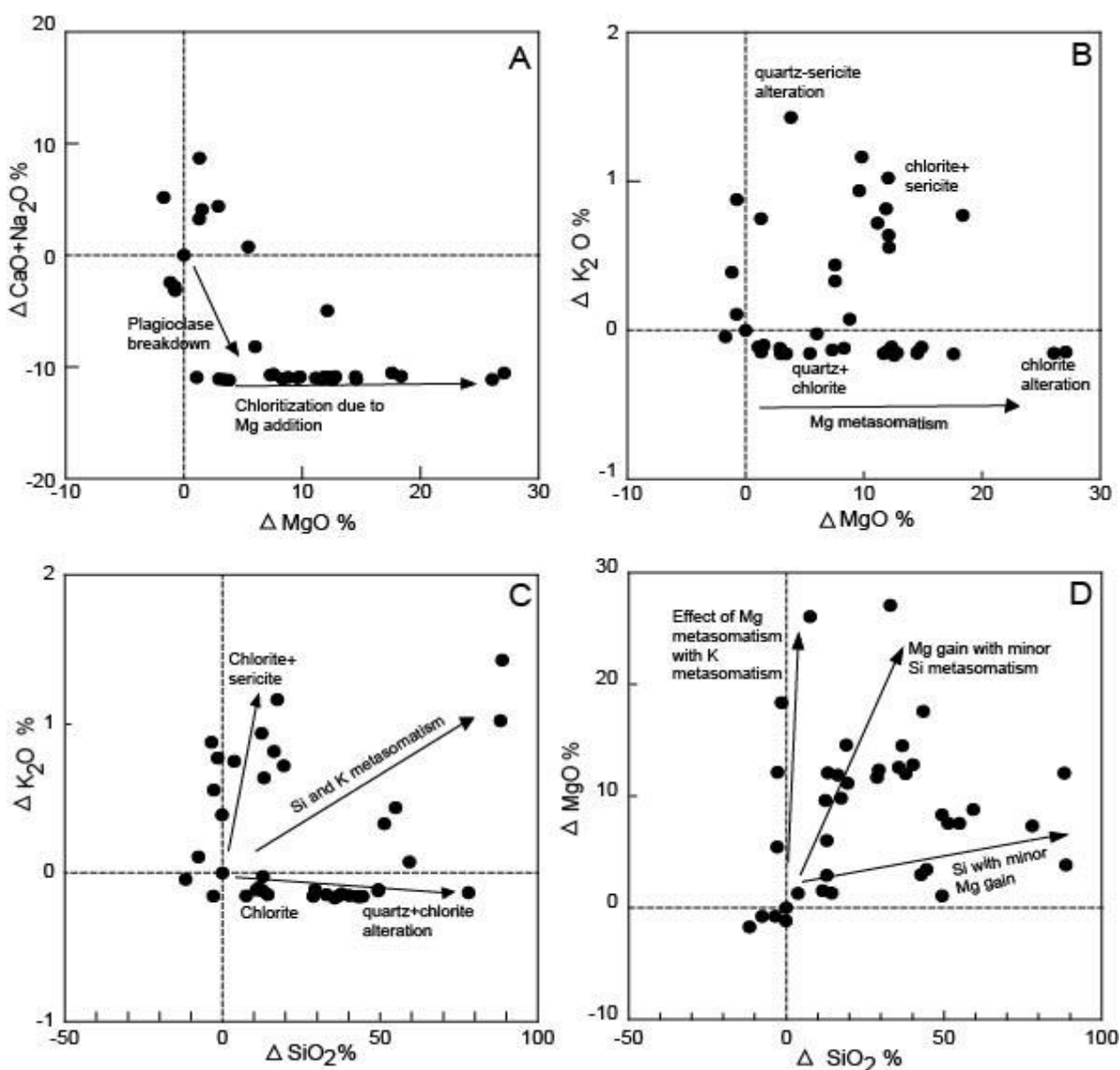


شکل ۹- نمودار درصدوزنی TiO_2 در برابر Al_2O_3 برای سنگ‌های

جدول ۲- تغییرات جرمی به‌دست‌آمده برای سنگ‌های بازالتی در نهشته سرگز.

Sample No	SiO ₂ (wt.%)	TiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	FeOT (wt.%)	MnO (wt.%)	MgO (wt.%)	CaO (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	P ₂ O ₅ (wt.%)
Precursor composition										

SAZ-49	52.74	1.28	13.89	14.52	0.25	5.62	6.02	5.33	0.18	0.18
Calculated mass changes										
SAZ-12	12.86	0.00	-0.04	-3.99	0.05	6.02	-4.09	-4.11	-0.02	-0.10
SAZ-13	-2.75	0.00	2.99	-1.42	-0.11	12.12	-1.73	-3.25	0.56	-0.05
SAZ-54	10.80	0.00	4.65	1.21	0.19	14.88	11.59	-2.14	-0.11	0.02
BH1-36	51.32	0.00	0.32	-6.76	-0.11	7.56	-5.43	-5.25	0.33	0.04
BH1-40	88.70	0.00	-0.38	1.99	-0.18	3.82	-5.88	-5.31	1.43	-0.16
BH1-42	88.19	0.00	0.81	-1.59	-0.17	12.05	-5.60	-5.31	1.02	-0.14
BH1-52	49.46	0.00	-0.50	-5.42	-0.21	1.06	-5.64	-5.31	-0.11	-0.10
BH1-54	78.02	0.00	-0.65	-5.41	-0.11	7.32	-5.43	-5.31	-0.13	-0.02
BH1-82	33.01	0.00	3.62	2.22	-0.07	27.06	-5.26	-5.31	-0.15	0.00
BH1-44	54.91	0.00	-0.93	-5.75	-0.11	7.55	-5.47	-5.24	0.44	0.03
BH1-50	59.32	0.00	-0.33	2.74	-0.11	8.80	-5.71	-5.25	0.07	-0.05
BH1-61	44.50	0.00	-1.39	-0.41	-0.19	3.42	-5.88	-5.27	-0.16	-0.13
BH1-64	42.76	0.00	-0.68	-6.92	-0.15	2.97	-5.77	-5.32	-0.16	-0.09
BH1-66	43.43	0.00	0.38	1.99	-0.08	17.58	-5.24	-5.31	-0.16	-0.07
BH1-68	35.64	0.00	1.21	2.54	-0.02	12.57	-5.85	-5.30	-0.17	-0.11
BH1-72	40.19	0.00	1.01	4.42	0.00	12.81	-5.62	-5.27	-0.15	-0.03
BH1-74	19.04	0.00	2.73	0.62	0.07	14.57	-5.81	-5.30	-0.14	-0.11
BH1-84	7.53	0.00	2.93	-0.72	0.12	26.07	-5.82	-5.32	-0.15	-0.13
BH1-80	29.37	0.00	1.52	1.10	0.07	12.34	-5.68	-5.28	-0.11	0.00
BH1-98	17.38	0.00	3.54	-2.85	0.15	9.81	-5.65	-5.26	1.16	0.01
BH1-88	-1.50	0.00	2.60	-2.52	0.10	18.36	-5.57	-5.29	0.77	-0.06
BH1-86	12.41	0.00	2.84	-4.31	0.13	9.61	-5.68	-5.32	0.94	0.00
BH1-90	19.47	0.00	3.28	-3.01	0.10	11.15	-5.69	-5.31	0.72	0.00
BH1-92	13.19	0.00	2.73	-2.14	0.03	12.08	-5.66	-5.30	0.64	0.02
BH1-94	16.35	0.00	3.07	-3.68	0.04	11.88	-5.62	-5.29	0.82	0.02
B31-58	28.80	0.00	0.23	-1.29	-0.07	11.66	-5.81	-5.30	-0.16	-0.09
B31-49	49.41	0.00	-0.65	0.01	-0.12	8.32	-5.76	-5.30	-0.12	-0.04
B18-70	37.88	0.00	0.54	-3.48	-0.06	11.99	-5.78	-5.24	-0.14	-0.06
B31-71	36.82	0.00	2.24	-2.31	-0.02	14.51	-5.66	-5.22	-0.15	-0.01
SAZ-53	12.84	0.00	4.51	-2.50	0.09	2.90	3.50	0.87	-0.12	0.02
SAZ-110	-7.64	0.00	-0.10	-4.54	-0.10	-0.77	-1.94	-0.91	0.11	0.08
SAZ-07	-11.67	0.00	0.29	-6.35	0.07	-1.72	6.40	-1.24	-0.04	-0.03
SAZ-52	-2.86	0.00	-0.37	-3.09	0.19	5.44	2.59	-1.85	-0.16	-0.06
SAZ-50	3.71	0.00	0.99	0.72	-0.01	1.28	4.27	-1.03	0.75	-0.06
SAZ-56	14.38	0.00	0.88	-2.40	-0.04	1.31	12.10	-3.42	-0.15	-0.04
SAZ-55	11.56	0.00	4.66	-3.80	-0.02	1.52	2.63	1.44	-0.10	0.04
SAZ-54	-3.48	0.00	0.20	-1.84	-0.06	-0.76	-2.53	-0.64	0.88	0.01
SAZ-107	-0.13	0.00	0.82	-3.15	-0.04	-1.17	-1.64	-0.82	0.39	0.08



شکل ۱۰- نمودارهای تغییرات جرمی محاسبه شده برای سنگ‌های آتشفشانی مافیک کم‌پایین کانسار سرگز. (A) نمودار درصدوزنی $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ در برابر MgO ؛ (B) نمودار درصدوزنی K_2O در برابر MgO ؛ (C) نمودار درصدوزنی K_2O در برابر SiO_2 ؛ (D) نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر MgO نشان‌دهنده پهنه‌های دگرسانی مختلف در کانسار سرگز.

نشان‌دهنده تغییرات جرمی است. در این نمودارها نمونه‌های با کمترین دگرسانی نزدیک به خاستگاه (مبدأ صفر) جای می‌گیرند. پهنه‌های دگرسانی کم‌پایین بازالتی کانسار سرگز با افزایش جرمی مشخصی از ΔSiO_2 و ΔMgO و نیز $\Delta \text{K}_2\text{O}$ همراه هستند و کاهش جرمی مشخصی را در $\Delta \text{Na}_2\text{O}$ و ΔCaO نشان می‌دهند.

نتایج به‌دست‌آمده از محاسبات تغییرات جرمی سنگ‌های آتشفشانی کم‌پایین بازیک سرگز در نمودارهای دوگانه شکل ۱۰ نشان داده شده است. در نمودارهای تغییرات جرمی دوگانه خط‌چین‌های مستقیم که هر دو محور X و Y از صفر می‌گذرند نشان‌دهنده خطوط با تغییرات جرمی صفر در نمودارهای ترسیم‌شده هستند. نماد Δ نیز

سریسیت است. پیریت به‌عنوان کانی سولفیدی اصلی به‌همراه کانی‌های دگرسانی در استوک‌ورک رخ داده است. وجود کلریت، کوارتز و رگه‌های سولفیدی و رخداد برش‌های دانه‌درشت و دانه‌ریز (رگه‌های سولفیدی استرینگر) در بخش هسته سیستم تخلیه سیال گرمایی معمول است (Lentz and Goodfellow, 1993).

منطقه‌بندی کانی‌شناسی و شیمیایی در پهنه بالارونده و پایپ دگرسانی کانسار سرگز گویای کنترل دمایی، pH و حالت اکسیداسیون -احیای سیال گرمایی دارد. رخداد کانی کلریت غنی از Mg در هاله دگرسانی به‌طور وسیع نشان می‌دهد خاستگاه سیال گرمایی، به‌طور عمده آب‌دیرا بوده است (Humphris et al., 1998; Franklin et al., 2005). این پدیده می‌تواند در پی نفوذپذیری نسبتاً بالای سنگ‌های بازالتی میزبان کانه‌زایی با ساخت بالشی رخ دهد.

منیزیم آب دریا به واسطه مبادله با کلسیم موجود در سنگ‌های بازالتی و تبدیل کانی‌های آذرین اولیه به فازهای دگرسانی مانند کلریت، هم در دماهای بالا و هم در دماهای پایین از آن خارج می‌شود (German and Seyfried, 2014). کلریتی‌شدن یک سنگ آتشفشانی و مبادله Mg:Ca، منجر به مصرف Al موجود در کانی‌های فلدسپار و شیشه آتشفشانی شده و Na، K و Ca را در فاز سیال آزاد خواهد کرد. همچنین، این فرایند با آزادکردن H^+ ، کاهش pH سیال را در پی دارد (Seyfried and Bischoff, 1981). گسترش بالای دگرسانی کلریتی در پایپ دگرسانی سرگز احتمالاً در پی ورود آب دریا به درون سیال گرمایی بالارونده و واکنش آن با سنگ بازالتی و نه به‌واسطه

در نمونه‌های به‌شدت دگرسان‌شده کم‌پایین کانسار، مقدار کاهش جرمی $\Delta CaO + \Delta Na_2O$ به مقدار تقریباً ۱۲ درصد می‌رسد (شکل ۱۰ - A) که نشان‌دهنده از میان‌رفتن تقریباً کلی این عناصرها از سنگ اولیه و واپاشی کامل پلاژیوکلاز است. در نمونه‌های با دگرسانی سریسیتی، افزایش جرمی ΔK_2O همزمان با افزایش جرمی ΔMgO (شکل ۱۰ - B) نشان‌دهنده دگرسانی کلریتی - سریسیتی و افزایش جرمی ΔK_2O به‌همراه افزایش جرمی بسیار مشخص در ΔSiO_2 نشان‌دهنده پهنه دگرسانی سیلیسی درست زیر کانه‌زایی سولفید توده‌ای است (شکل ۱۰ - C). در این بخش‌ها مقدار افزایش جرمی ΔSiO_2 به مقدار تقریباً ۹۰ درصد می‌رسد. هماهنگی مثبت میان ΔSiO_2 و ΔMgO نشان‌دهنده دگرسانی کلریتی است.

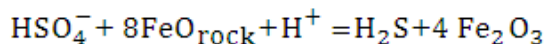
در پهنه دگرسانی کلریتی - سیلیسی افزایش جرمی ΔMgO به ۲۷٪ می‌رسد (جدول ۲؛ شکل ۱۰ - D). این افزایش MgO نشان می‌دهد کانی‌های Mg دار در پی عملکرد فرایندهای دگرسانی پدید آمده‌اند. در این پهنه دگرسانی، کاهش جرمی ΔNa_2O و ΔCaO بسیار مشهود است (شکل ۱۰ - A). افزایش اندک Ca و Na در برخی نمونه‌های کمتر دگرسان‌شده به‌علت وجود رگچه‌های دارای اپیدوت، آلبیت و کانی‌های کربناته است. همچنین، این نمونه‌ها مقدار کمی افزایش SiO_2 نشان می‌دهند.

بحث

دگرسانی وابسته به عدسی سولفید توده‌ای سرگز به‌صورت یک پهنه پایپی شکل است که زیر پهنه سولفید توده‌ای جای دارد. کانی‌های اصلی دگرسانی شامل کانی‌های کوارتز، کلریت و

و جایی است که آب دریا با سیال‌های اسیدی‌تر اولیه در حال صعود اختلاط می‌یابد (Richards et al., 1989; Schardt et al., 2001).

برپایه داده‌های ایزوتوپی سولفور، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای کانی‌های سولفیدی ۲/۷-۸/۵% و برای باریت مقادیر ۱۹/۵ تا ۲۰/۵% به دست آمد که به سمت بخش‌های ژرف پهنه دگرسانی، نسبت $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی افزایش می‌یابد (Badrzadeh et al., 2011). وجود هماتیت در پهنه‌های دگرسانی ژرف‌تر به همراه بالابودن مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی و کاهش مقدار پیریت در ژرف‌ترین بخش‌های پهنه دگرسانی نشان می‌دهد در این بخش‌ها، آهن (Fe) موجود در کانی‌های اولیه سنگ مانند کلینوپیروکسن اکسید شده است. این شواهد نشان می‌دهند احیای سولفات از طریق اکسیداسیون FeO برپایه واکنش زیر روی داده است (Huston et al., 2001):

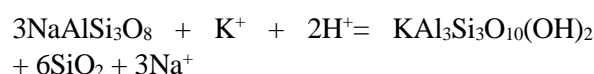


پیدایش هسته سیلیسی در پایپ دگرسانی سرگز همانند دیگر کانسارهای سولفید توده‌ای، مانند کانسار نیوبرانزویک کانادا (Lentz and Goodfellow, 1993) و کانسار هلر در باختر استرالیا (Gemmel and Large, 1992) رخ داده است. این دگرسانی احتمالاً پیامد دمای بالای سیال گرمابی و فوق‌اشباع شدن از سیلیس در سیال اولیه است که منجر به ته‌نشست کوارتز در مرکز پایپ دگرسانی شده است؛ جایی که نسبت آب/سنگ بالاترین مقدار را داشته است (Von Damm et al., 1985; Schardt et al., 2001). سرد شدن همرفتی سیال گرمابی یا سرد شدن همرفتی سیال گرمابی همراه با اختلاط آن با آب دریا می‌تواند اشباع شدن سیال نسبت به سیلیس

واکنش مستقیم سیال دما بالا با سنگ میزبان بازالتی رخ داده است (Janecky and Shanks, 1988). برپایه بررسی‌های Mottl (۱۹۸۳)، کلریتی شدن سنگ‌های کم‌پایین سرگز به همراه کاهش CaO و Na_2O با نتایج آزمایش آب دریا-بازالت در نسبت‌های جرمی آب/سنگ بالای ۵۰ همخوانی دارد.

فراوانی کانی‌های کلریت و سریسیت در پهنه‌های دگرسانی کانسارهای سولفید توده‌ای به احتمال قوی از طریق pH و دمای سیال کنترل می‌شود (Schardt et al., 2001). به این ترتیب که در دمای پایین (250°C)، pH پایین سیال گرمابی ($4/5$) منجر به پیدایش پهنه دگرسانی کم‌پایین غنی از سریسیت-پیریت و در دمای بالاتر ($250-350^\circ\text{C}$) و با pH متوسط ($4/5-5/5$) پهنه کلریتی در بیشتر پایپ‌های دگرسانی کانسارهای سولفید توده‌ای تشکیل می‌شود. در دماهای پایین، سریسیت در محدوده گسترده‌های از pH فاز پایدار است. اگر pH سیال بالا باشد، کلریت در دماهای پایین فاز پایدار خواهد بود. با وجود این، چنین سیال‌های قلیایی در سیستم‌های دگرسانی VMS وجود ندارند (Schardt et al., 2001).

در سیال‌های آبدار با pH خنثی تا اسیدپه‌متوسط، Al نامتحرک است و K می‌تواند از سیال دگرسانی (آب‌دریای تغییر یافته) تأمین شود و سریسیت را پدید آورد که در بیشتر سیستم‌های دگرسانی VMS یافت می‌شود. در پهنه فراگیرنده استرینگر، این کانی احتمالاً از واکنش زیر از پلاژیوکلازهای آلبیتی شده پدید آمده است:



پیدایش پهنه دگرسانی کلریتی-سریسیتی احتمالاً نشان‌دهنده دمای پایین سیال (200°C)

اطراف توده معدنی با کاهش جرمی مشخص Na_2O و CaO و افزایش جرمی بالای MgO ، SiO_2 و K_2O همراه هستند.

(۳) بیشترین تغییرات جرمی در عنصرهایی مانند Si ، Mg و K دیده می‌شود. افزایش بسیار بالا و با اهمیت Si درست در زیر توده معدنی رخ داده است.

(۴) هسته سیلیسی پهنه دگرسانی احتمالاً در پی سرد شدن سریع سیال دمای بالای فوق‌اشباع از سیلیس و به دنبال اختلاط با آب دریا در شرایط pH کم روی داده است. این پهنه به‌طور ویژه از Si و نسبتاً از K_2O غنی و از Mg تهی شده است.

(۵) افزایش Si به‌همراه افزایش در Mg در پهنه‌های دگرسانی نشان‌دهنده پیدایش کلریت در آن بخش از پهنه دگرسانی است.

(۶) پیدایش پهنه کلریت-سریسیت در حاشیه پهنه دگرسانی احتمالاً پیامد اختلاط آب دریای پایین‌رونده با سیال اسیدی در حال صعود رخ داده است. این پهنه افزایش جرمی در عنصرهای MgO ، FeO و K_2O نشان می‌دهد.

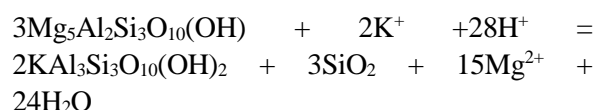
(۷) رخداد هماتیت در بخش‌های ژرف‌تر پهنه دگرسانی احیای سولفات آب دریا از طریق اکسیداسیون FeO را نشان می‌دهد.

سپاس‌گزاری

نگارنده از دقت نظر داوران گرامی که در بهتر شدن کیفیت مقاله نقش مؤثری داشته‌اند، سپاس‌گزاری می‌کند.

آمورف و ته‌نشست همزمان سیلیس با سولفید را در پی داشته باشد (Janecky and Seyfried, 1984). در این شرایط دمای سیال بیشتر از 350°C درجه سلسیوس برآورد می‌شود تا شستشوی فلزات از بازالت امکان‌پذیر شود. با وجود این، کمیاب بودن کالکوپیریت در پهنه دگرسانی و محدود بودن آن تنها در رگه‌های موجود در پهنه سیلیسی، گواهی بر اینست که سیال گرمایی در کف دریا، دمایی زیر 300°C درجه سلسیوس داشته است (Crerar and Barnes, 1976).

در مقدارهای pH کمتر، سریسیت احتمالاً بر پایه واکنش زیر و به‌زای کلریت در هسته سیلیسی پهنه دگرسانی پدید آمده است:



برداشت

یافته‌های اصلی این نوشتار به شرح زیر است:

(۱) ویژگی پهنه‌های دگرسانی پدیدآمده زیر کانسار شاخص پهنه‌های دگرسانی با کانه‌زایی نوع سولفید توده‌ای مرتبط است که با یک هسته مرکزی سیلیسی و سیلیس \pm سریسیتی که به‌ترتیب به پهنه‌های سیلیسی-کلریتی، کلریت-سیلیسی و در نهایت، کلریت-سریسیت در حاشیه منتهی می‌شود، شناخته می‌شوند.

(۲) محاسبات تغییرات جرمی بر پایه عنصرهای نامتحرک نشان می‌دهند به‌طور کلی، پهنه‌های دگرسانی زیر و

منابع

- Babakhani, A. (1992) Geological map of Sabzevaran (scale 1: 250.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Badrzadeh, Z. (2019) Petrogenesis and U-Pb SHRIMP age dating of Chaltian pluton, West Jiroft. Geosciences 113: 165-178 (in Persian).
- Badrzadeh, Z., Barrett, T. J., Peter, J. M., Gimeno, D., Sabzehei, M. and Aghazadeh, M. (2011)

- Geology, mineralogy, and sulfur isotope geochemistry of the Sargaz Cu–Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Mineralium Deposita* 46: 905-923.
- Barrett, T. J. and MacLean, W. H. (1999) Volcanic sequences, litho-geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic–associated massive sulfide systems. In: *Reviews in economic geology* (Eds. Barrie, C. T., Hannington, M. D.) 8: 101-131. Society of Economic Geologists.
- Barrett, T. J. and Joseph, E. P. (2018) Extreme alteration in an acid–sulphate geothermal field: Sulphur Springs, Saint Lucia. *Chemical Geology* 500: 103-135
- Barrett, T. J., MacLean, W. H. Areback, H. (2005) The Palaeoproterozoic Kristineberg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden. Part II: chemostratigraphy and alteration. *Mineralium Deposita* 40: 368–395.
- Barrett, T. J., MacLean, W. H. and Tennant, S. C. (2001) Volcanic sequence and alteration at the Parys Mountain volcanic–hosted massive sulfide deposit, Wales, United Kingdom: applications of immobile element litho-geochemistry. *Economic Geology* 96: 1279-1305.
- Crerar, D. A. and Barnes, H. L. (1976) Ore solution chemistry v. solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 degree to 350 degree C. *Economic Geology* 71: 772–794.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R. and Galley, A. G. (2005) Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. In: *Economic Geology* (Eds. Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. and Richards, J. P.) 523–560. 100th Anniversary Volume, The Economic Geology Publishing Company.
- Franklin, J. M., Lydon, J. W. and Sangster, D. F. (1981) Volcanic–associated massive sulfide deposits. *Economic Geology* 75th Anniversary, Society of Economic Geologists 485–627.
- Galley, A. G., Syme, E. C. and Bailes, A. H. (2007) Metallogeny of the Paleoproterozoic Flin Flon Belt, Manitoba and Saskatchewan. In: *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (Ed. Goodfellow, W. D.) Special Publication, 5: 509–531. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division.
- Gemmell, J. B. and Large, R. R. (1992) Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanogenic massive sulfide deposit, Tasmania, Australia. *Economic Geology* 87: 620–649.
- German, C. R. and Seyfried, W. E. (2014) Hydrothermal processes. In: *Treatise on Geochemistry* (Eds. Holland, H. D. and Turekian, K. K. 191–233. 2nd Ed, Elsevier, London.
- Humphris, S. E., Alt, J. C., Teagle, D. A. H. and Honnorez, J. J. (1998) Geochemical changes during hydrothermal alteration of basement in the stockwork beneath the active tag hydrothermal mound. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 158: 255–276.
- Huston, D. L., Brauhart, C. W., Folkert, S., Davidson, G. J. and Groves, D. I. (2001) Metal leaching and inorganic sulfate reduction in VHMS mineral systems: Evidence from the paleo-Archean Panorama district, Western Australia. *Geology* 29: 687–690.
- Huston, D. L., Bottrill, R. S., Creelman, R. A., Zaw, K., Ramsden, T. R., Rand, S. W., Gemmell, J. B., Jablonsky, W., Sie, S. H. and Large, R. R. (1992) Geologic and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold–bearing phases, Eastern Australian volcanichosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 87: 542–563.
- Janecky, D. S. and Shanks, W. C. (1988) Computational modeling of chemical and sulfur isotopic reaction processes in seafloor hydrothermal systems: chimneys, massive sulfides, and subjacent alteration zones. *Canadian Mineralogist* 26: 805–825.
- Janecky, D. R. and Seyfried, W. E. (1984) Formation of massive sulfide deposits on ridge crests:

- incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 2723–2738.
- Large, R. R. (1977) Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology* 72: 549–572.
- Large, R. R. (1992) Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Features, styles, and genetic models. *Economic Geology* 87: 471–510.
- Lentz, D. R. and Goodfellow, W. D. (1993) Mineralogy and petrology of the stringer sulphide zone in the Discovery Hole at the Brunswick No. 12 massive sulphide deposit, Bathurst, New Brunswick. *Geological Survey of Canada* 93–1E: 249–258.
- Lentz, D. R. (1996) Trace-element systematics of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposits in the Bathurst Mining Camp: petrogenetic, tectonic and chemostratigraphic implications for VMS exploration. In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (Ed. Wyman, D. A.) Short Course Notes, 12: 359–402. Geological Association of Canada.
- MacLean, W. H. and Barrett, T. J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109–133.
- MacLean, W. H. and Kranidiotis, P. (1987) Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82: 951–962.
- MacLean, W. H. and Barrett, T. J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109–133.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397–412.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125–1139.
- Mottl, M. J. (1983) Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geological Society of America Bulletin* 94: 161–180.
- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L. (2014) Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Science* 51: 272–285.
- Ohmoto, H. (1996) Formation of volcanogenic massive sulphide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Review* 10: 135–177.
- Richards, H. G., Cann, J. R. and Jensenius, J. (1989) Mineralogical zonation and metasomatism of the alteration pipes of Cyprus sulfide deposits. *Economic Geology* 84: 91–115.
- Schardt, C., Cooke, D., Gemmell, J. B. and Large, R. R. (2001) Geochemical Modeling of the Zoned Footwall Alteration Pipe, Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Western Tasmania, Australia. *Economic Geology* 96: 1037–1054
- Scher, S., Williams–Jones, A. E. and Williams–Jones, G. (2013) Fumarolic activity, acid–sulfate alteration, and high sulfidation epithermal precious metal mineralization in the crater of Kawah Ijen volcano, Java, Indonesia. *Economic Geology* 108: 1099–1118.
- Seyfried, W. E. and Bischoff, J. L. (1981) Experimental seawater–basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45: 135–147.
- Shahraki, A. (2003) Geological map of Esfandqeh sheet (scale 1: 100.000). Geology survey of

Tehran, Iran (in Persian).

- Urabe, T., Scott, S. D. and Hattori, K. (1983) A comparison of footwall rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology Monograph* 5: 345–364.
- Von Damm, K. L., Edmond, J. M. Measures, C. I. and Grant, B. (1985) Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2221–2237.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325–343.