

زمین شناسی و خاستگاه کانسار سرب و روی اورس کوه در البرز خاوری (استان سمنان)

محمد لطفی^۱، محمد حکمتیان^۲، امیرعلی طباطبائی^۳ و میرعلی اصغر مختاری^۴

^۱ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۳ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
^۴ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۶/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۰۳

چکیده

کانسار سرب و روی اورس کوه در فاصله ۷۹ کیلومتری شمال خاور شهر سمنان قرار دارد. این کانسار به صورت چینه کران و در دولومیت و سنگ آهک دولومیتی بخش بالایی سازند الیکا به سن تریاس قرار دارد. ساختار اورس کوه شامل یک تاقدیس عادی با امتداد محوری شمال خاوری- جنوب باختری است و از روند عمومی البرز خاوری پیروی می کند. چین خوردگی در این منطقه سبب شکل گیری سه دسته درزه شده است: درزه های هم راستا با محور تاقدیس، درزه های کششی عمود بر محور تاقدیس و سامانه درزه های مزدوج. دو دسته اول میزان کانسار سازی به فرم رگه ای هستند. افزون بر این، کانه زایی به فرم های برشی و پرکننده حفرات کارستی نیز قابل مشاهده است. کانه های اولیه در این کانسار گالن، اسفالریت و پیریت هستند که در اثر فرایندهای پروژاد به کانه های ثانویه همچون سروزیت، گوتیت، هیدروترولیت و روزاسیت دگرسان شده اند. کانی های باطله شامل دولومیت، کلسیت، باریت، کوارتز و به میزان کمتر فلورین است. مطالعه میانبراهای سیال موجود در کانی های کلسیت و باریت نشان دهنده سیال هایی است که بیشتر دامنه دمایی میان ۲۹۸ تا ۳۲۳ درجه سانتی گراد دارند. دمای به نسبت بالای این سیال ها به احتمال زیاد از یک توده نفوذی ژرف تأمین می شده که برداشت های ژئومغناطیس هوایی وجود این توده را مشخص کرده است. شوری سیال ها نیز محدوده وسیعی از ۰/۶ تا ۱۵ درصد وزنی معادل NaCl را شامل می شود که احتمالاً ناشی از آمیختگی شورابه های حوضه ای با سیال های جوی است. در مجموع با توجه به شواهد یاد شده می توان کانسار اورس کوه را در ردیف کانسارهای MVT قرار داد که پس از کانه زایی در اثر فرایندهای پروژاد ثانویه، کانی شناسی و نسبت عناصر در آن دستخوش تغییر شده است.

کلیدواژه ها: سازند الیکا، کانسار MVT، میانبر سیال، اورس کوه، البرز خاوری.

*نویسنده مسئول: محمد لطفی

E-mail: m_lotfi_1014@yahoo.com

۱- پیش نوشتار

کانسارهای فلزات پایه با سنگ میزبان کربناتی یکی از مهم ترین منابع سرب و روی جهان به شمار می روند. این ذخایر در ایران از دید سنی در کامبرین، دوین، پرمین، تریاس، ژوراسیک و کرتاسه گزارش شده اند (مهری و همکاران، ۱۳۸۹). گستره البرز با دارا بودن توالی های کربناتی ستبر، توانایی بالایی برای پی جویی این گونه از کانسارها را دارد. کانسار اورس کوه یکی از مجموعه کانسارهای حوضه معدنی تاش- شه میرزاد در گستره البرز خاوری است (رسا و کاظمی مهرنیا، ۱۳۸۴) که در دولومیت ها و سنگ آهک های دولومیتی سازند الیکا به سن تریاس میانی تشکیل شده است. بیشتر کانسارهای سرب و روی گستره البرز در سنگ آهک های دولومیتی و سیلیسی شده شکل گرفته اند که با پدیده هایی همچون تبلور دوباره، کارستی شدن و برشی شدن سنگ میزبان همراه هستند. معادن فلورین پاچی میانا (گرگی زاد، ۱۳۷۵) و شش رودبار (شریعتمدار، ۱۳۷۷) نیز در گستره البرز از جمله معادن نوع MVT هستند که سن آنها تریاس میانی است. رخداد کانه زایی اورس کوه به مختصات جغرافیایی ۵۱° ۴۹' ۵۳" طول خاوری و ۳۵° ۵۶' ۳۹" عرض شمالی در فاصله ۷۹ کیلومتری شمال خاور شهر سمنان قرار دارد (شکل ۱) و پیش از این به منظور استخراج سرب مورد بهره برداری قرار گرفته است. در این پژوهش تلاش شده است تا با مطالعه درزه ها، بافت و ساخت، کانی شناسی و دماسنجی میانبراهای سیال در کانسار اورس کوه، خاستگاه و چگونگی شکل گیری این کانسار مورد بررسی قرار گیرد.

۲- زمین شناسی

گستره البرز خاوری بیشتر دربردارنده چین خوردگی هایی با روند شمال خاوری- جنوب باختری است. در محدوده اورس کوه نیز روند چین خوردگی ها با روند عمومی البرز خاوری همخوانی دارد. واحدهای سنگی که در این محدوده رخنمون

دارند شامل نهشته های آهک و دولومیتی سازند الیکا به سن تریاس زیرین تا میانی و سازند شمشک به سن تریاس بالایی تا ژوراسیک که بیشتر از ماسه سنگ و شیل خاکستری رنگ تشکیل شده که یک افق لاتریت و بوکسیت با ستبرای کم و به صورت هم شیب میان این دو سازند جای گرفته است (شکل ۲). این تغییر رخساره از نهشته های کربناتی دریایی به نهشته های آواری قاره ای در اثر رخداد کوهزایی کیمبرین پیشین (Early Kimmerian) صورت گرفته است (علوی نایینی، ۱۹۹۷). از دیدگاه سنگ شناسی سازند الیکا در گستره مورد پژوهش به دو بخش اصلی قابل جدایش است. بخش زیرین دربردارنده سنگ آهک های خاکستری رنگ با لایه بندی متوسط و بخش بالایی دربردارنده سنگ آهک دولومیتی و دولومیت های زرد رنگ ستبر لایه تا توده ای است (شکل های ۲ و ۳).

ساختار کلی اورس کوه به صورت یک تاقدیس عادی است (شکل ۴) که محور آن روند شمال خاور- جنوب باختر دارد. بخش زیرین سازند الیکا در هسته تاقدیس اورس کوه رخنمون دارد و توالی بخش بالایی سازند الیکا و سازند شمشک که با یک افق بوکسیت و لاتریت همراه است در هر دو پال تاقدیس دیده می شود. افق لاتریتی در منطقه اورس کوه گسترش محلی دارد؛ چنان که در محل معدن اثری از آن به چشم نمی خورد و سازند شمشک به طور مستقیم روی سازند الیکا قرار دارد (شکل ۳). کانسار سرب و روی اورس کوه چینه کران (Stratabound) و کانه زایی محدود به واحد بالایی سازند الیکا (واحد دولومیتی) است (قربانی و همکاران، ۱۳۷۹؛ Ghorbani, 2013). کانه زایی بیشتر به صورت رگه ای است که از روند درزه ها و شکستگی ها پیروی می کند و با پدیده هایی همچون کارستی شدن و برشی شدن (solution-collapse breccias) سنگ میزبان نیز همراه است. این شواهد نشان دهنده خاستگاه دپرزاد (Epigenetic) کانه زایی است.

۳- زمین‌ساخت رگه‌ها

به‌طور کلی درزه‌ها (Joints) شکستگی‌های کوچک‌مقیاسی هستند که سنگ‌های دو سوی آن نسبت به هم جابه‌جایی قابل ملاحظه‌ای ندارند. جابه‌جایی در دیواره درزه‌ها نسبت به یکدیگر می‌تواند در شونده (درزه‌های کششی) و یا برشی (درزه‌های برشی) باشد (قاسمی، ۱۳۸۷). به‌طور کلی می‌توان سه دسته‌درزه را در تاق‌دیس اورس کوه شناسایی کرد که عبارتند از:

۱) دسته درزه‌های با امتداد تقریبی SWW-NEE که امتداد آنها از امتداد محور چین‌خوردگی پیروی می‌کند. تشکیل این درزه‌ها در ارتباط با کشش بخش‌های بیرونی چین‌خوردگی و یا در ارتباط با گسلش بین واحدهای سازند الیکا بوده است. این دسته درزه یکی از سامانه درزه‌های میزبان کانه‌زایی است و رگه‌های اصلی کانسار در امتداد همین درزه‌ها شکل گرفته‌اند.

۲) دسته‌درزه‌های با روند تقریبی NNW-SSE که امتداد آنها عمود بر محور چین‌خوردگی و راستای تنش‌های کششی (σ_3) و هم‌راستا با تنش‌های فشارشی اعمال شده بر منطقه (σ_1) است. این دسته‌درزه در حقیقت درزه‌های کششی هستند که با ایجاد فضاهای خالی درون سنگ شرایط را برای جریان سیال‌های کانه‌زا و نهشت فراهم می‌کنند. رگه‌های معدنی تشکیل شده در امتداد این درزه‌ها نسبت به سیستم پیشین سبتری دارند.

۳) درزه‌های مزدوج که در اثر چین‌خوردگی در سنگ ایجاد می‌شوند. وضعیت قرارگیری این سامانه به گونه‌ای است که نیمساز زاویه تند میان درزه‌ها هم‌راستا با سوی تنش‌های فشارشی (σ_1) و نیمساز زاویه باز هم‌راستا با سوی تنش‌های کششی (σ_3) است (قاسمی، ۱۳۸۷). این درزه‌ها بدون کانه‌زایی هستند و تنها از دیدگاه مشخص کردن الگوی تنش‌های زمین‌ساختی در منطقه ارزش دارند.

به منظور بررسی زمین‌شناسی ساختاری کانسار اورس کوه، وضعیت درزه‌ها شامل شیب، سوی شیب و امتداد آنها در سه ایستگاه جداگانه در محدوده معدنی برداشت شد که در ادامه نتایج حاصل از این برداشت‌ها ارائه و بررسی می‌شود.

در ایستگاه شماره یک (به مختصات $49^{\circ} 49' 53''$ طول خاوری و $35^{\circ} 56' 40''$ عرض شمالی) دو درزه بزرگ با طول بیش از ۱۰ متر با مقدار شیب حدود 72° درجه با آزیموت امتداد 74° و آزیموت سمت شیب 164° رخمون دارد (شکل‌های ۵ و ۶).

در ایستگاه شماره دو (به مختصات $52/8^{\circ} 49' 53''$ طول خاوری و $35^{\circ} 56' 42/4''$ عرض شمالی) دو دسته درزه اصلی قابل مشاهده است که هر دو دسته به فرم رگه‌ای توسط مواد معدنی پر شده‌اند. دسته اول دارای آزیموت امتداد 70° - 90° و شیب 60° - 70° است. این دسته درزه‌ها در امتداد محور چین‌خوردگی قرار دارند (شکل‌های ۷ و ۸-a). دسته دوم، درزه‌های با آزیموت امتداد 180° - 170° و شیب 80° - 70° با آزیموت سوی شیب 270° - 260° هستند (شکل‌های ۷ و ۸-b). امتداد این درزه‌ها تقریباً بر امتداد محور تاق‌دیس عمود است و در حقیقت درزه‌های کششی تشکیل شده در راستای تنش‌های فشارشی (σ_1) هستند. افزون بر این دو امتداد اصلی، درزه‌های مزدوج نیز در این ایستگاه قابل مشاهده است که راستای آنها تأیید کننده تنش کلی در ناحیه است.

در ایستگاه شماره ۳ (به مختصات $56/4^{\circ} 49' 53''$ طول خاوری و $35^{\circ} 56' 43''$ عرض شمالی)، همانند ایستگاه شماره ۲، دو دسته درزه اصلی در سنگ میزبان دولومیتی قابل مشاهده است. دسته اول دارای آزیموت امتداد 185° - 165° و شیب 84° - 75° با آزیموت سوی شیب 279° - 255° است. دسته دوم شامل درزه‌های با آزیموت امتداد 5° - 335° و شیب متوسط میان 85° - 60° با آزیموت سوی شیب 95° - 65° است (شکل‌های ۹ و ۱۰). درزه‌های این ایستگاه بدون آثار کانه‌زایی هستند و رگه‌های کلسیتی موجود در سنگ را که بیشتر روند شمالی - جنوبی تا شمال باختری - جنوب خاوری دارند، قطع می‌کنند. این درزه‌ها

۴- کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانسنگ

کانه‌ها در کانسار اورس کوه به دو بخش سولفیدی درون‌زاد و غیرسولفیدی برونزاد تقسیم می‌شوند که در سنگ‌های دولومیتی بخش بالایی سازند الیکا تشکیل شده‌اند. بخش سولفیدی بیشتر شامل بلورهای گالن است که در برخی نمونه‌ها با اسفالریت هم‌رشدی دارد (شکل ۱۲-a). کانی گالن در مقاطع صیقلی دارای رخ مثلی است که در اثر تنش‌های زمین‌ساختی پس از کانه‌زایی تغییر شکل داده است (شکل ۱۲-b). در حال حاضر آثار کمی از گالن در دیواره تونل‌های استخراجی و رگه‌های معدنی به چشم می‌خورد. به نظر می‌رسد بیشتر فاز سولفیدی کانسار استخراج شده و در حال حاضر فاز برونزاد و غیرسولفیدی باقی مانده است. بخش‌های سولفیدی باقیمانده بیشتر شامل گالن است که به واسطه پوششی از کانی ثانویه سروزیت از دگرسانی بیشتر محفوظ مانده است (شکل ۱۲-c). افزون بر آن بلورهای بسیار ریز پیریت به‌صورت دانه‌های پراکنده در زمینه سنگ میزبان کربناتی وجود دارد (شکل ۱۲-d). فاز غیرسولفیدی بیشتر شامل کانه‌های اکسیدی آهن مانند لیمونیت و گوتیت است که به‌صورت فاز برونزاد و در اثر فروشویی (Leaching) کانه‌های سولفیدی آهن‌دار مانند پیریت و مارکاسیت ایجاد شده است. فراوانی اکسیدهای آهن سبب رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای مایل به زرد کانسنگ شده است.

شکل کانسنگ در کانسار اورس کوه بیشتر رگه‌ای است، به‌ویژه در بخش‌هایی که فاز سولفیدی وجود دارد پاراژنز گالن و باریت با ساخت رگه‌ای درون سنگ میزبان دولومیتی به چشم می‌خورد (شکل ۱۳-a). همچنین در برخی بخش‌ها کانی باریت به‌صورت بلورهای تیغه‌ای شکل در دیواره رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۳-b). افزون بر ساخت رگه و رگچه‌ای بافت پرکننده حفرات کارستی نیز قابل مشاهده است. در حفرات کارستی، کانه‌ها توسط پوششی از آراگونیت پوشیده شده‌اند (شکل ۱۳-c). بافت برشی نیز در کانسنگ به احتمال زیاد حاصل فروریزش حفرات کارستی است (solution-collapse breccias) که در آن قطعات خرد شده کانسنگ توسط سیمان کلسیتی به هم متصل شده‌اند (شکل ۱۳-d).

۵- دماسنجی میانبارهای سیال

میانبارهای سیال (Fluid Inclusions) هم در کانی‌های شفاف و هم در کانی‌های تیره وجود دارند، ولی برای بررسی و مطالعه آنها، بیشتر از کانی‌های شفاف و دانه‌درشت که دربرگیرنده سیال‌های بزرگ هستند استفاده می‌شود (Wilkinson, 2001). از جمله کانی‌هایی که میانبارهای سیال بیشتر در آنها مورد مطالعه قرار می‌گیرد، می‌توان به کانی‌های کوارتز، فلوریت، هالیت، کلسیت، دولومیت، اسفالریت، باریت،

۵-۲. گرما دادن (Heating)

به کمک روش ریزدماسنجی می‌توان کمینه دمای تشکیل کانی‌ها را تعیین کرد؛ به‌طوری که اگر سیال گرما داده شود، همه فازهای آن که دربرگیرنده فاز جامد مایع و گاز است همگن می‌شود که این امر گویای کمینه دمای تشکیل میانبار سیال و به عبارت دیگر کمینه دمای تشکیل کانی است. در نمونه‌های مطالعه شده دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال دوفازی با تبدیل بخار به مایع صورت گرفته و در نمونه دارای بخار بالا با تبدیل مایع به بخار همگن‌شدگی ثبت شده است. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که میانبارهای سیال غنی از گاز (Vapor-rich) شاخص مناسبی برای اندازه‌گیری ریزدماسنجی میانبارهای سیال نیستند؛ به‌طوری که تکرار چندین بار اندازه‌گیری روی این نوع از میانبارهای سیال نتایج کاملاً متفاوتی را دربر داشته است. این امر به احتمال زیاد ناشی از بسته نبودن سامانه ترمودینامیکی این نوع از میانبارهای سیال است (Roedder & Bodnar, 1977). از این رو در مطالعه میانبارهای سیال کانسار اورس کوه سعی شد تا بیشتر از سیال‌های غنی از مایع (که همگن‌شدگی آنها با تبدیل بخار به مایع صورت گرفته است) استفاده شود. مطالعه روی دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال نشان‌دهنده گروه‌های دمایی متغیری از ۹۰ تا ۴۲۳ درجه سانتی‌گراد و بیشترین فراوانی دمای همگن‌شدگی مربوط به گستره دمایی ۲۹۸ تا ۳۲۳ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۶).

نمودار شکل ۱۷ محدوده گروه‌های اصلی ذخایر معدنی را بر پایه درصد شوری و دمای سیال‌های تشکیل دهنده کانسار نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001). همان‌گونه که دیده می‌شود طیف وسیعی از کانسارها میان منحنی اشباع‌هالیت و منحنی بحرانی قرار گرفته‌اند. همچنین محدوده‌های کانسارسازی انواع گوناگون، همپوشانی زیادی از دید شوری و دمای همگن‌شدگی با یکدیگر دارند. داده‌های میانبارهای سیال کانسار اورس کوه نشان‌دهنده سیال‌هایی با شوری به نسبت کم و دمای متوسط تا بالا هستند و در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند. با این حال نمودار ستونی فراوانی داده‌های مربوط به شوری میانبارهای سیال نشان‌دهنده دو جمعیت کاملاً متفاوت است و ۴ نمونه از میانبارهای سیال مطالعه شده شوری به نسبت بالایی دارند که این می‌تواند نشان‌دهنده نقش شورابه‌های درون حوضه‌ای در شکل‌گیری سیال‌های کانه‌ساز باشد. شوری متفاوت در میانبارهای سیال ممکن است حاصل آمیختگی سیال‌های جوی (سیال‌های با شوری پایین) با شورابه‌های درون حوضه‌ای (سیال‌های با شوری بالا) باشد. دمای بالای میانبارهای سیال در کانسار اورس کوه با توده نفوذی بزرگی که احتمالاً در جنوب باختر منطقه وجود دارد در ارتباط است. هر چند این توده در سطح رخنمون ندارد اما در برداشت‌های ژئوفیزیک هوایی به روش مغناطیس‌سنجی که توسط گروه ژئوفیزیک هوایی سازمان زمین‌شناسی کشور صورت گرفته است؛ به‌صورت منطقه‌ای با تفاوت شدید در شدت میدان مغناطیسی کل قابل مشاهده است (شکل ۱۸).

۷- نتیجه‌گیری

با توجه به مجموعه شواهد و مقایسه آنها با دیگر کانسارها، شباهت‌های زیادی میان کانسار سرب و روی اورس کوه با کانه‌زایی نوع MVT وجود دارد (Leach & Taylor, 2009; Paradis et al., 2007; Bradley & Leach, 2003; Hannigan, 2007; Leach et al., 2001; Nelson et al., 2002; Patterson & Powis, 2002; Leach & Sangster, 1993; Amstutz & Fontbote, 1983; Hitzman et al., 2003). این شواهد بیشتر شامل ریخت‌شناسی چینه‌کران، سنگ میزبان کربناتی دولومیتی شده، پدیده‌های کارستی شدن، پرشی شدن و گسل‌خوردگی و همچنین نبود ارتباط مستقیم با توده‌های نفوذی است. ساختارهای کنترل‌کننده کانه‌زایی در کانسار اورس کوه شامل درزه‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها و همچنین حفرات انحلالی کارستی در سنگ میزبان هستند که در طی فازهای

توپاز و کاسیتريت اشاره کرد (Shepherd et al., 1985). به منظور مطالعات دماسنجی روی میانبارهای سیال در کانسار اورس کوه از کانی‌های باریت و کلسیت موجود در رگه‌های معدنی استفاده شد. برای انجام این پژوهش ۴ مقطع دوبرصیقل، مورد استفاده قرار گرفت. اندازه‌گیری‌های دماسنجی به وسیله استیج گرم و سرد‌کننده مدل MDS600 ساخت شرکت Linkam با تغییرات دمایی ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد انجام شد. برای تعیین درصد شوری و چگالی سیال‌ها و رسم نمودارها از نرم‌افزار مدلینگ PVTX (Software Modelling for Fluid Inclusion V 2.6) استفاده شد. در نمونه‌های مورد پژوهش، ۴ گونه میانبار سیال اولیه قابل جدایش بودند (شکل ۱۴) که به شرح زیر هستند:

۱) سیال‌های دوفازی مایع-گاز L+V (Liquid rich): بیشترین نوع میانبارهای سیال در نمونه‌ها از این نوع هستند. در این گونه از میانبارهای سیال بیشترین حجم سیال را فاز مایع دربرمی‌گیرد و فاز گازی تنها ۳۵-۱۰٪ از حجم میانبار سیال را پر کرده است. در این سیال‌ها فاز جامد نمک وجود ندارد و میزان شوری آنها میان ۰/۶ تا ۱۱٪ وزنی معادل NaCl متغیر است.

۲) سیال‌های دوفازی گاز-مایع دارای CO₂-H₂O: این گونه از میانبارهای سیال دارای CO₂-H₂O هستند. حضور کم CO₂ محلول در آب سبب می‌شود که در طی فرایند انجماد و اندازه‌گیری Tm Ice CO₂ محلول در آب به‌صورت تشکیل کلاتریت دیده و سبب اندازه‌گیری مقادیر مثبت برای Tm شود.

۳) سیال‌های تک‌فاز مایع L (Liquid): این گونه از میانبارهای سیال به تعداد زیادی در نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شود. میانبارهای سیال تک‌فاز مایع نسبت به سیال تک‌فاز گاز به میزان خیلی بیشتری در نمونه‌ها دیده می‌شود. امکان بهره‌گیری از این میانبارهای سیال در پژوهش‌های دماسنجی وجود ندارد.

۴) میانبارهای سیال دوفازی غنی از CO₂: در شماری از نمونه‌های میانبارهای سیال مطالعه شده وجود میزان بالای CO₂ چه در فاز گازی و یا در فاز مایع موجب شده که Tm CO₂ قابل اندازه‌گیری باشد. Tm CO₂ در این گونه از سیال‌های میان ۵۱/۷ تا ۵۶/۱- متغیر است که این می‌تواند در نتیجه حضور گازهای دیگری همچون CH₄ و N باشد. در طی همگن‌شدگی پایانی حباب‌های گاز، به دلیل حضور بیش از ۴۰٪ CO₂ در این نوع از میانبارهای سیال در طی گرما دادن پیش از رسیدن به دمای همگن‌شدگی Th دچار ترکیب می‌شوند که دمای Decrepitation (Td) را که برابر با کمینه دمای همگن‌شدگی است نشان می‌دهند.

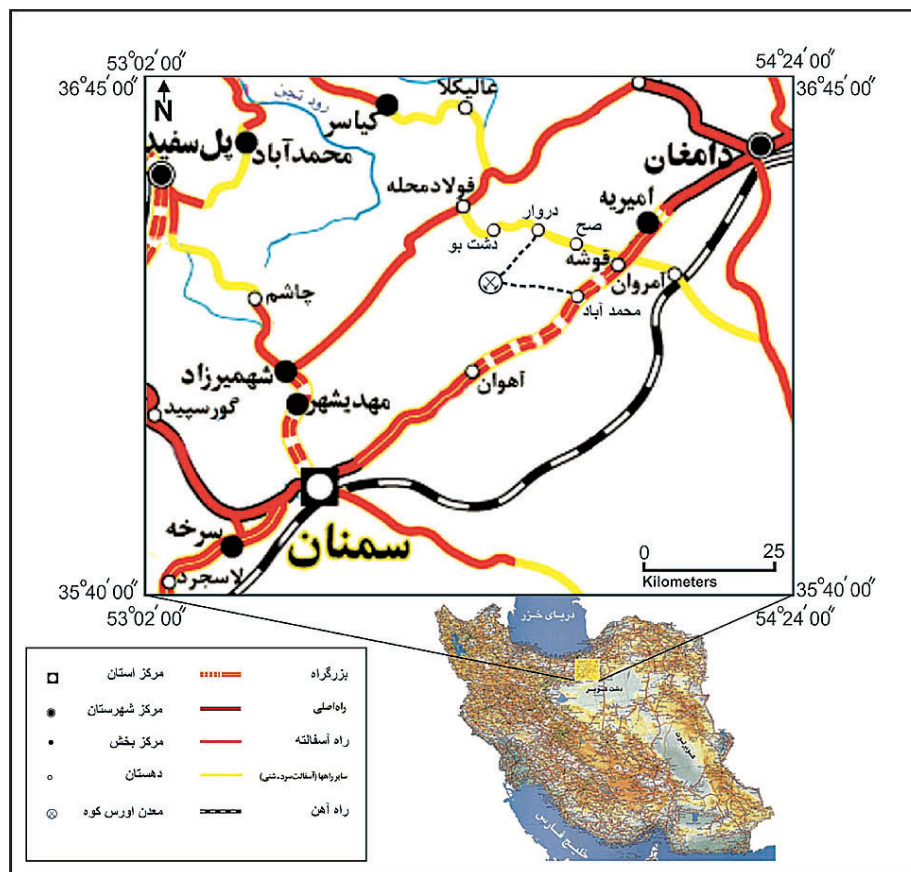
از دید خاستگاه و زمان به دام افتادن سیال، میانبارهای سیال مطالعه شده در مقاطع به سه گروه تقسیم می‌شوند (Shepherd et al., 1985; Pirajno, 2009): میانبارهای سیال اولیه (Primary inclusion)؛ میانبارهای سیال ثانویه (Secondary inclusion)؛ میانبارهای سیال شبه ثانویه (Pseudosecondary inclusion).

۵-۱. انجماد (Freezing)

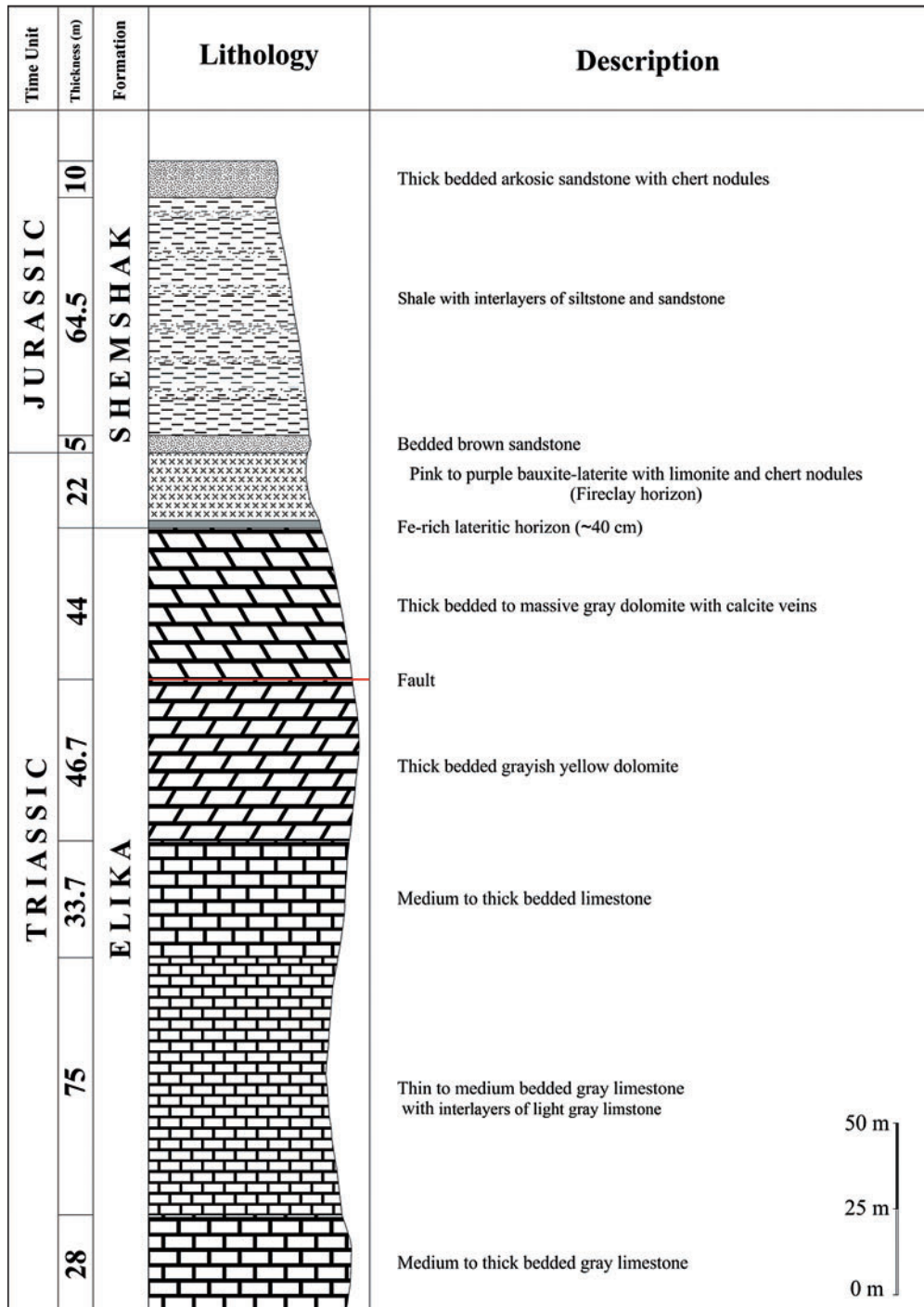
با اندازه‌گیری تغییرات درجه انجماد می‌توان شوری (Salinity) و چگالی (Density) را در میانبارهای سیال اندازه‌گیری کرد. اولین دمای ثبت شده در طی تشکیل اولین قطره ذوب (Te) یا دمای نقطه اوتکتیک است. نقطه اوتکتیک برای سامانه NaCl+H₂O تقریباً ۲۰-°C است. حال آنکه نقطه اوتکتیک در تعدادی از نمونه‌های مورد بررسی پایین‌تر از این مقدار است که بیانگر حضور نمک‌های دیگر افزون بر NaCl در سیال کانه‌ساز است. با کامل شدن ذوب تدریجی یخ، آخرین دمای ثبت شده یا دمای ذوب (Tm) اندازه‌گیری می‌شود که با استفاده از آن می‌توان به میزان شوری سیال پی برد. بر پایه بررسی‌های انجام شده روی نمونه‌ها میزان Tm از ۶/۸- تا ۱/۲ درجه سانتی‌گراد متغیر است و بیشترین تعداد Tm اندازه‌گیری شده مربوط به گستره دمایی ۱- تا ۰ درجه سانتی‌گراد است. بر این اساس در نمونه‌های مورد بررسی درجه شوری میانبارهای سیال از ۰/۶ تا ۱۵٪ وزنی معادل نمک طعام متغیر است (شکل ۱۵).

بوده است. در اثر بالا آمدگی منطقه و افت سطح ایستابی، شرایط محیط از احیایی به اکسیدان تغییر کرده و کانسار سولفیدی اولیه دچار دگرسانی شده است. نفوذ سیال‌های جوی با فوگاسیته اکسیژن بالا، کانی‌های سولفیدی به‌ویژه سولفیدهای آهن را تجزیه کرده و با تولید اسید سولفوریک موجب کاهش شدید pH سیال‌های جوی فرورو و انحلال سرب و روی از توده سولفیدی اولیه شده است. روی به علت قابلیت انحلال بالاتر نسبت به سرب در محیط برونزاد تقریباً به‌طور کامل شسته شده در صورتی که سرب در اثر افزایش pH محلول‌ها که خود ناشی از اثر بافرکنندگی سنگ‌های کربناتی است، به سرعت تشکیل کربنات سرب نامحلول (سروزیت) داده و نهشته شده است. همچنین بخشی از فاز سولفیدی سرب (گالن) با پوششی از کانی سروزیت پوشیده شده که این امر سبب جلوگیری از هوازدگی بیشتر گالن‌ها شده و به همین دلیل کانی گالن در بخش برونزاد اکسیدان قابل مشاهده است.

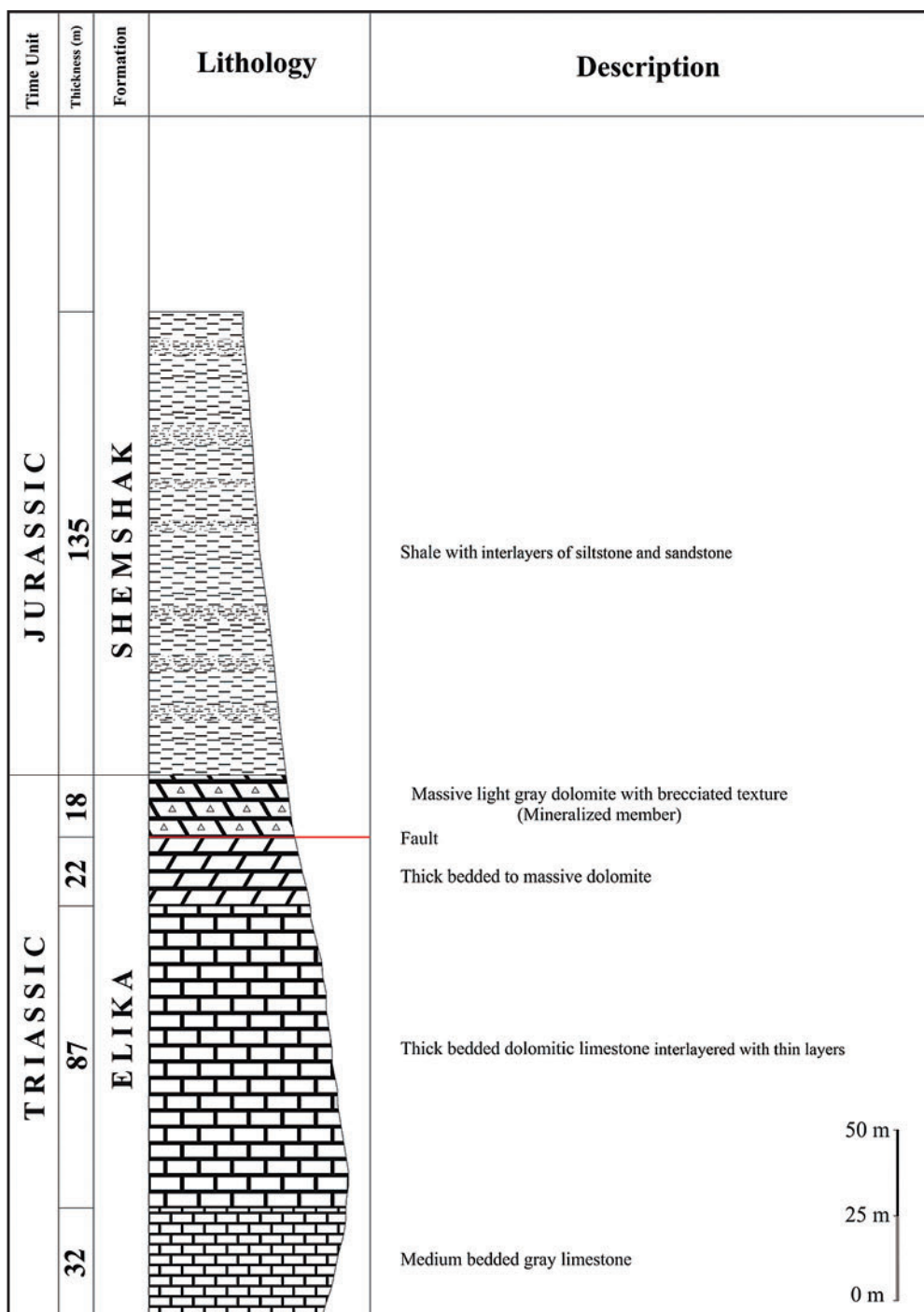
کوهزایی لارامید و آلپی که موجب شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده البرز شده است به وجود آمده‌اند. سیال‌های کانه‌زا احتمالاً حاصل آمیختگی سیال‌های جوی و شورابه‌های درون حوضه‌ای بوده‌اند. فشارهای زمین‌ساختی که با ایجاد چین‌خوردگی و گسلش در منطقه همراه بوده سبب مهاجرت سیال‌های کانه‌زا به درون فضاها خالی حاصل از گسل‌خوردگی، برشی‌شدن و کارستی‌شدن در سنگ میزبان کربناتی شده است. وجود یک توده نفوذی ژرف احتمالی در منطقه نیز با بالا بردن دمای سیال‌ها و ایجاد جریان همرفتی سیال درون سنگ‌های کربناتی سبب شسته شدن فلزات از درون سنگ‌ها و تمرکز آن در فضاها خالی شده است. نهشته شدن کانه‌ها از سیال کانه‌زا تحت تأثیر عواملی مانند کاهش فشار (در اثر برخورد سیال با فضاهایی همچون درزه‌ها، گسل‌ها و حفرات کارستی)، کاهش دما و رقیق‌شدگی حاصل از آمیختگی شورابه‌ها با سیال‌های جوی صورت گرفته است. نهشته اولیه شامل کانه‌های سولفیدی گالن، اسفالریت و سولفیدهای آهن



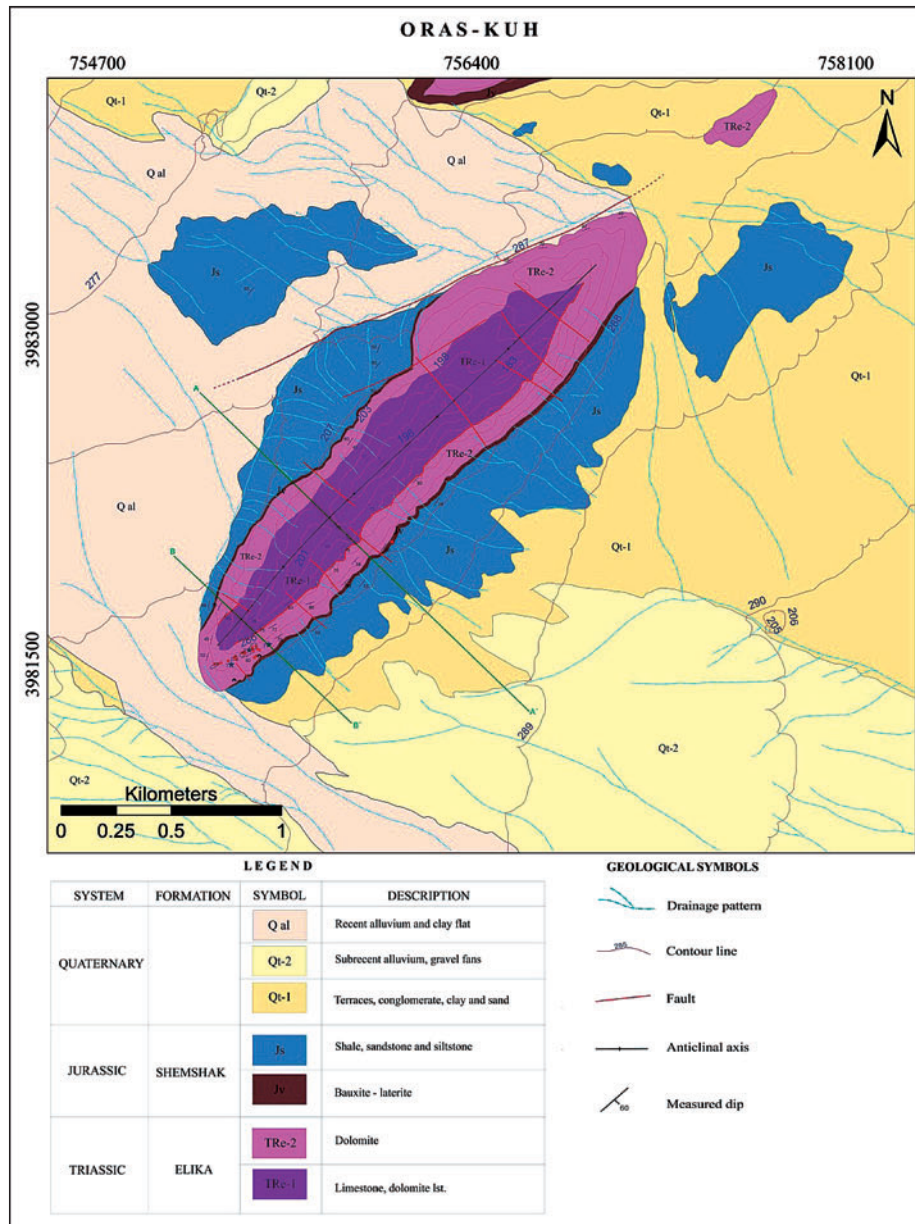
شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



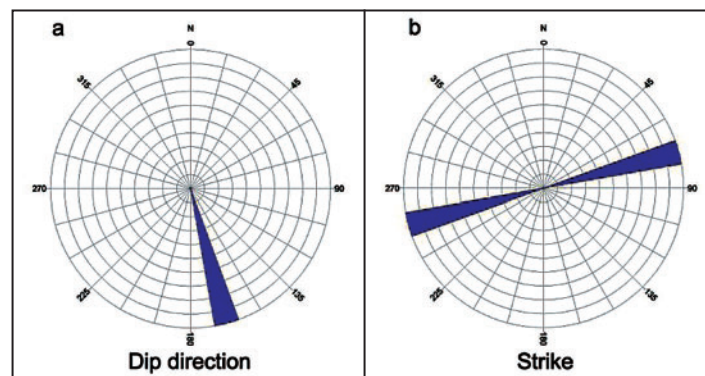
شکل ۲- توالی چینه‌نگاری منطقه اورس کوه (حکمتیان، ۱۳۹۱).



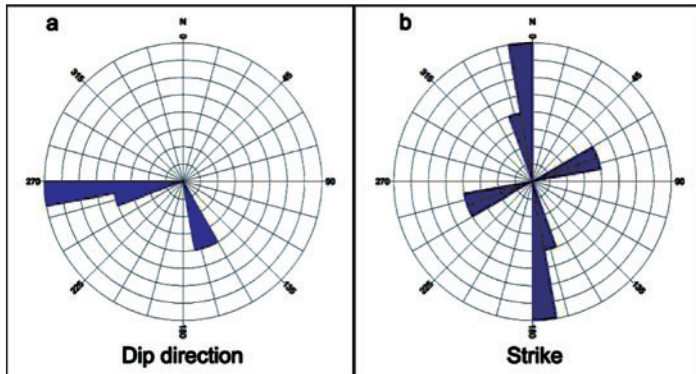
شکل ۳- توالی چین‌نگاری منطقه اورس‌کوه در محل کانسار. در این توالی افق لاتریتی به چشم نمی‌خورد و کانه‌زایی در یک افق دولومیتی بیشتر برشی شده در بالاترین بخش از سازند الیکا قرار دارد (حکمتیان، ۱۳۹۱).



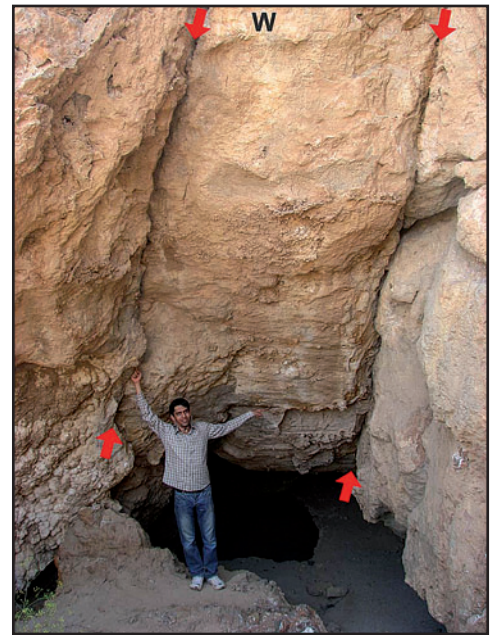
شکل ۴- نقشه زمین شناسی و برش های ساختاری محدوده معدنی اورس کوه (حکمتیان، ۱۳۹۱).



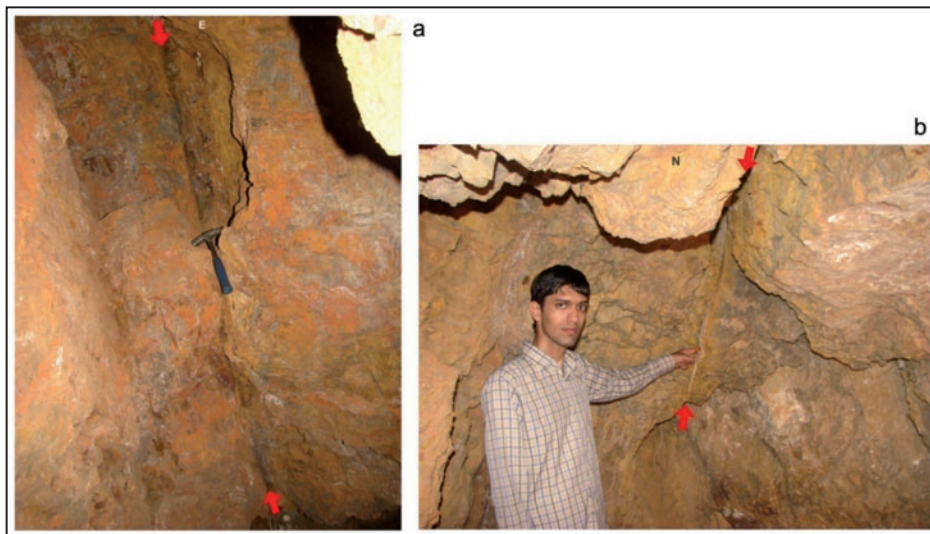
شکل ۵- نمودارهای گل سرخی مربوط به ایستگاه درزه‌نگاری شماره یک. (a) سوی شیب درزه‌ها؛ (b) امتداد درزه‌ها.



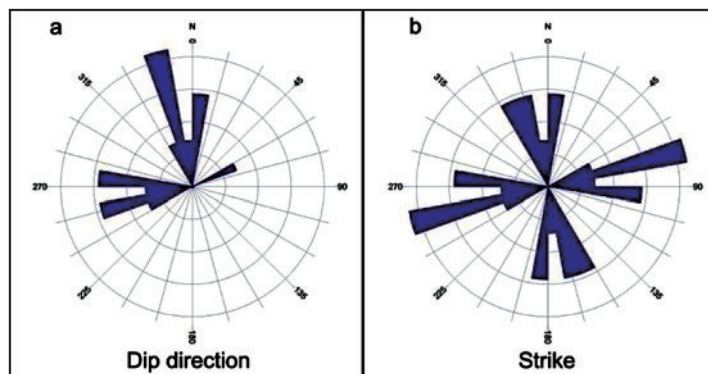
شکل ۷- نمودارهای گل‌سرخ‌ی مربوط به ایستگاه درزه‌نگاری شماره ۲. (a) سوی شیب درزه‌ها؛ (b) امتداد درزه‌ها (۳۲ درزه برداشت شده است).



شکل ۶- درزه‌های اصلی در ایستگاه درزه‌نگاری شماره ۱.

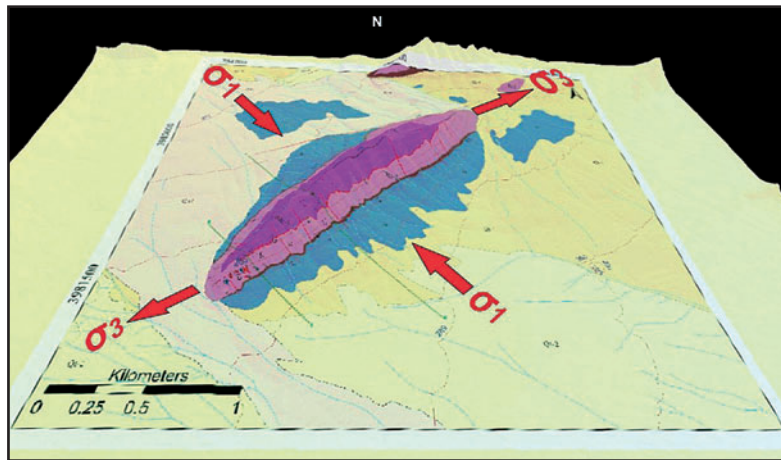
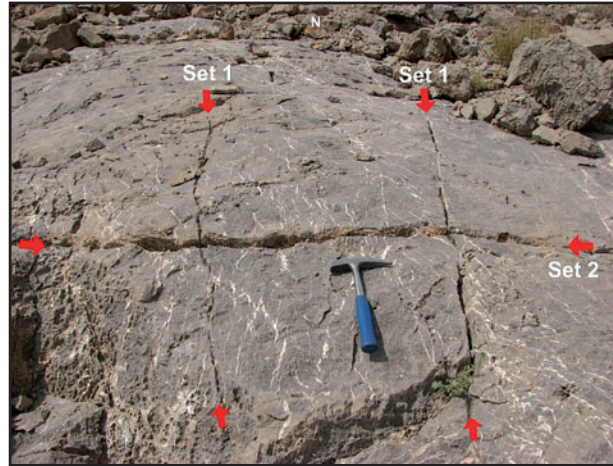


شکل ۸- درزه‌های کانی‌سازی شده در ایستگاه درزه‌نگاری شماره ۲. (a) درزه‌های گروه اول با امتداد تقریبی شمال خاور- جنوب باختر که هم‌راستا با روند چین‌خوردگی تاقدیس هستند؛ (b) درزه‌های گروه دوم با امتداد تقریبی شمال باختر- جنوب خاور که عمود بر محور چین‌خوردگی بوده و در اثر تنش‌های کششی شکل گرفته‌اند.

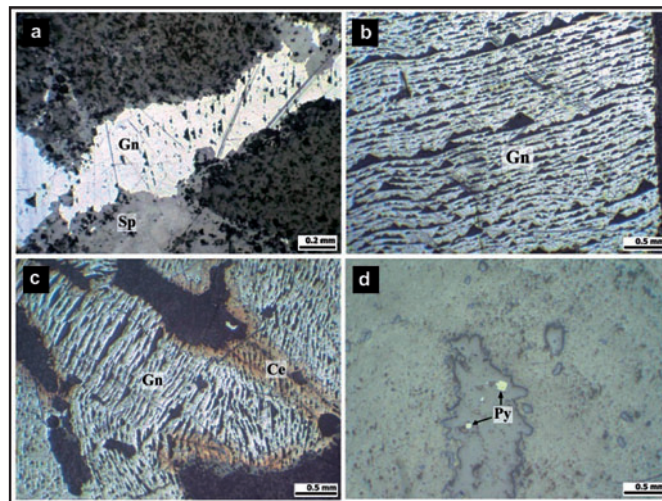


شکل ۹- نمودارهای گل‌سرخ‌ی مربوط به ایستگاه درزه‌نگاری شماره ۳. (a) سوی شیب درزه‌ها؛ (b) امتداد درزه‌ها (۳۶ درزه برداشت شده است).

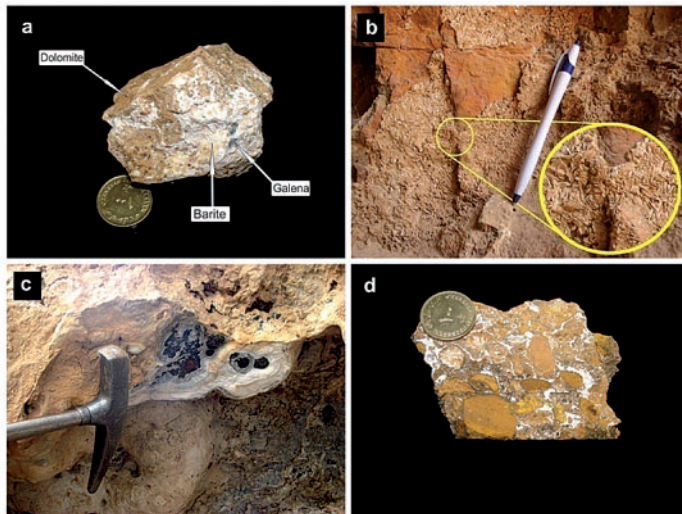
شکل ۱۰- دو دسته درزه متقاطع در ایستگاه درزه‌نگاری شماره ۳. دسته اول دارای امتداد تقریبی شمالی- جنوبی و دسته دوم دارای امتداد تقریبی شمال خاوری است. هر دو دسته درزه در این ایستگاه، رگه‌های کلسیتی موجود در سنگ که بیشتر روند شمال باختری- جنوب خاوری دارند (عمود بر محور تاقدیس) و در اثر تنش‌های کششی ایجاد شده‌اند را قطع می‌کنند.



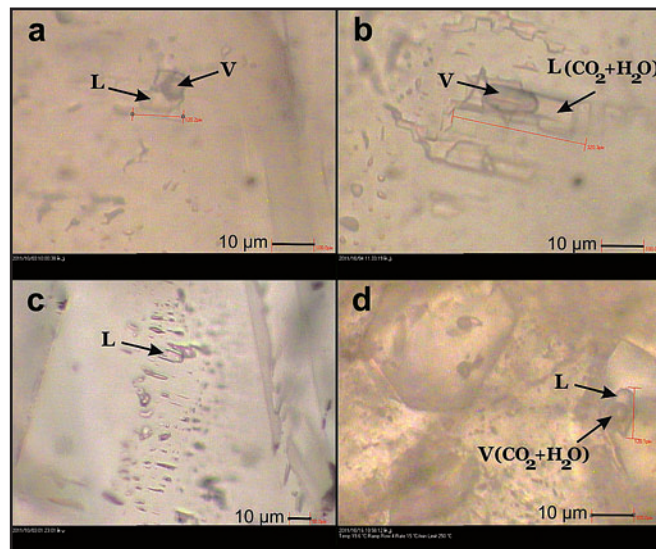
شکل ۱۱- نمایش سوی اثر تنش‌های فشارشی (σ_1) و تنش‌های کششی (σ_3) روی تصویر همپوشان از نقشه زمین‌شناسی اورس کوه و مدل ارتفاعی رقومی (DEM) با توان تفکیک مکانی ۱۰ متر.



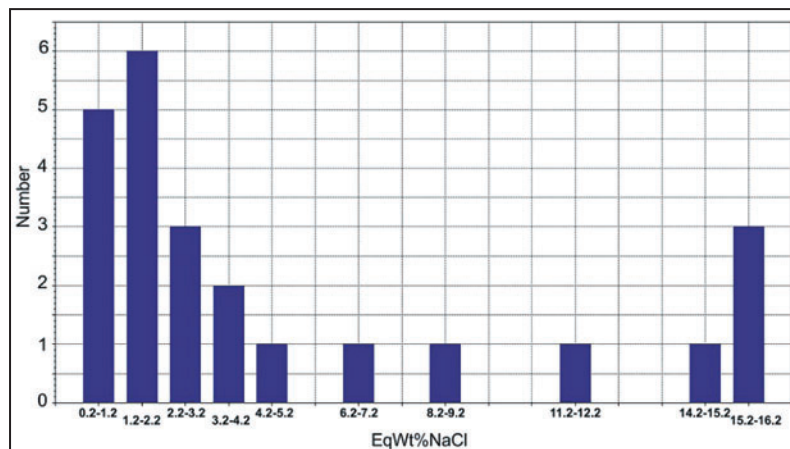
شکل ۱۲- کانه‌های کانسار اورس کوه در مقاطع صیقلی. (a) پاراژنز گالن و اسفالریت؛ (b) گالن با رخ متلی (امتداد رخ‌ها در اثر فاز زمین‌ساختی پس از کانه‌زایی تغییر شکل داده است)؛ (c) گالن با رخ متلی که در حاشیه‌ها به سروزیت دگرسان شده است؛ (d) ذرات پیریت خودشکل در زمینه سنگ میزبان کربناتی کانسار اورس کوه.



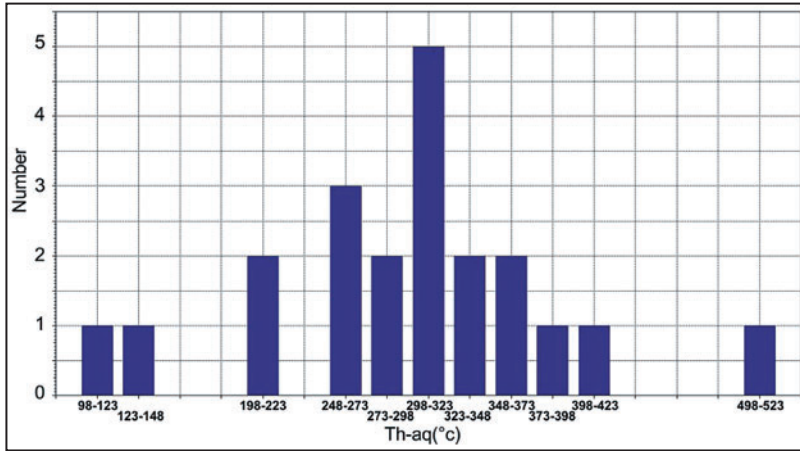
شکل ۱۳- نمونه‌های ماکروسکوپی کانسنگ اورس‌کوه. (a) پاراژنز گالن و باریت در زمینه سنگ میزبان دولومیتی؛ (b) باریت با بلورهای تیغه‌ای شکل روی دیواره یکی از رگه‌های معدنی؛ (c) کانه‌زایی به فرم استلاکتیت درون حفرات کارستی که توسط لایه‌های آراگونیت پوشیده شده است؛ (d) کانسنگ هوازه دارای بافت برشی.



شکل ۱۴- نمونه‌هایی از میانبرهای سیال موجود در کلسیت و باریت کانسار اورس‌کوه. (a) میانبرهای سیال دو فاز مایع-گاز L+V (Liquid rich)؛ (b) میانبرهای سیال دوفازی مایع-گاز دارای $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ؛ (c) میانبرهای سیال تک‌فازی مایع L (Liquid)؛ (d) میانبرهای سیال دوفازی غنی از CO_2 .

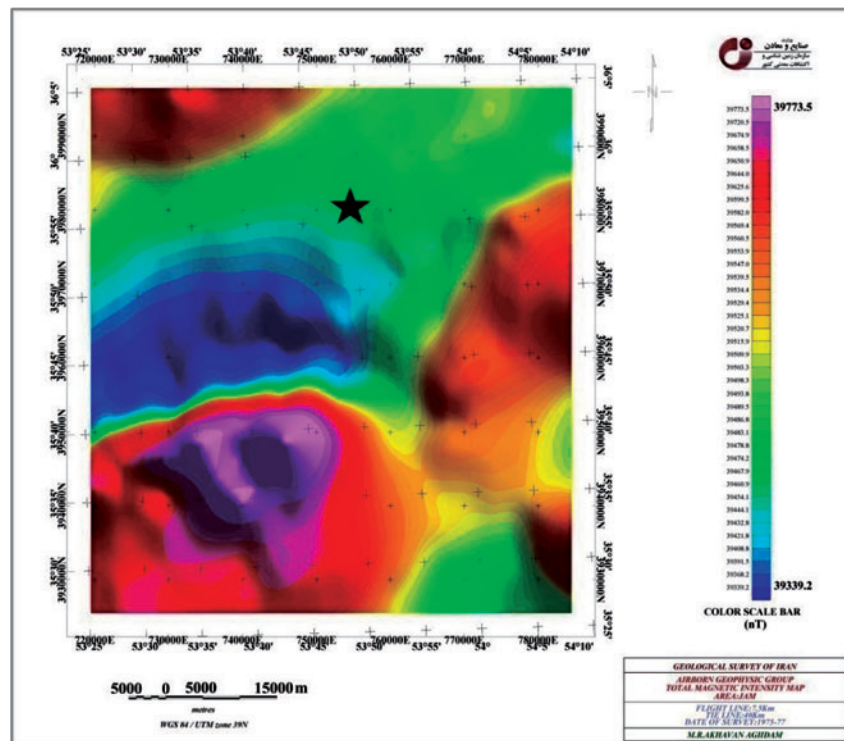
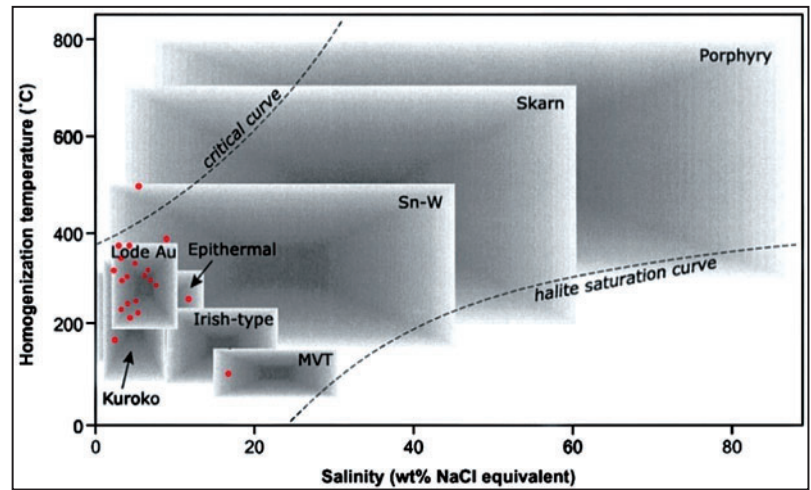


شکل ۱۵- نمودار ستونی فراوانی داده‌های مربوط به میانبرهای سیال نمونه‌های مورد مطالعه بر پایه درصد شوری.



شکل ۱۶- نمودار ستونی فراوانی داده‌های مربوط به میانبراهای سیال نمونه‌های مورد مطالعه بر پایه دمای همگن شدگی.

شکل ۱۷- موقعیت میانبراهای سیال روی نمودار دمای همگن شدگی - درصد شوری انواع ذخایر معدنی (Wilkinson, 2001).



شکل ۱۸- نمایش میدان مغناطیسی کلی در ناحیه مورد پژوهش. موقعیت کانسار اورس کوه روی تصویر با نشانه ستاره مشخص شده است.

کتابنگاری

- حکمتیان، م.، ۱۳۹۱- بررسی ژنز کانسار اورس کوه در ارتباط با فرایندهای ساختاری- زمین‌شناختی در البرز خاوری (استان سمنان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۵۴ص.
- رسا، ا. و کاظمی مهرنیا، ا.، ۱۳۸۴- کانسارهای فلزات پایه با میزبان سنگ‌های کربناتی، انتشارات روزبهان.
- شریعتمدار، ا.، ۱۳۷۷- بررسی زمین‌شناسی و ژنز کانسار فلورین شش رودبار، سوادکوه مازندران بر اساس داده‌های حاصل از مطالعه آنالیز رخساره‌ای، ژئوشیمی، میانبارهای سیال، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۰۲ص.
- علوی نایینی، ۱۹۹۷- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰، ۱: جام، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قاسمی، م. ر.، ۱۳۸۷- پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، تاجبخش، پ. و خویی، ن.، ۱۳۷۹- کانسارهای سرب و روی در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- گرجی زاد، ح.، ۱۳۷۵- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، آنالیز رخساره و ژنز کانسار فلورین پاچی‌میانا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۶ص.
- مهری، ب.، راستاد، ا. و فیاضی، ف.، ۱۳۸۹- رخساره‌های کانه‌دار کانسار سرب- نقره (روی) خانجبار، در توالی کربناتی کرتاسه بالایی ایران مرکزی، جنوب دامغان، فصلنامه علوم زمین، سال نوزدهم، شماره ۷۵.

References

- Amstutz, G. C. & Fontbote, L., 1983- Observation on genesis of stratabound Pb-Zn (F-Ba) deposit in carbonate rocks, Int. Conf. on Mississippi Valley Type Lead-Zinc Deposits. Proc. Vol. Univ. Missouri Rolla. P. 536-545.
- Bradley, D. C. & Leach, D. L., 2003- Tectonic controls of Mississippi Valley-Type lead-zinc mineralization in orogenic forelands: Mineralium Deposita, v. 38, p. 652-667.
- Ghorbani, M., 2013- The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources, Springer Science & Business Media, 584 pages.
- Hitzman, M. W., Reynolds, N. A., Sangster, D. F., Allen, C. R. & Carman, C. E., 2003- Classification, Genesis, and Exploration Guides for Nonsulfide Zinc Deposits, Economic Geology, Vol. 98, pp. 685-714.
- Hannigan, P., 2007- Metallogeny of the Pine Point Mississippi Valley-Type zinc-lead district, Southern Northwest Territories, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 609-632.
- Leach, D. L. & Sangster, D. F., 1993- Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, in Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. and Duke, J. M. (eds.), Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40: 289-314.
- Leach, D. L. & Taylor, R. D., 2009- Mississippi Valley-type lead-zinc deposit model: U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1213, 5 p.
- Leach, D. L., Bradley, D., Lewchuk, M. T., Symons, D. T. A., De Marsily, G. & Brannon, J., 2001a- Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating: Mineralium Deposita, v. 36, p. 711-740.
- Leach, D. L., Premo, W., Lewchuk, M., Henry, B., LeGoff, M., Rouvier, H., Macquar, J. C. & Thibieroz, J., 2001b- Evidence for Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in the Cévenne region, southern France, during Pyrénées orogeny, Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century: Balkema, Rotterdam, p. 157-160.
- Nelson, J., Paradis, S., Christensen, J. & Gabites, J., 2002- Canadian Cordilleran Mississippi Valley-type deposits: A case for Devonian-Mississippian back-arc hydrothermal origin: Economic Geology, v. 97, p. 1013-1036.
- Pirajno, F., 2009- Hydrothermal processes and mineral systems: Springer, 1250p.
- Paradis, S., Hannigan, P. & Dewing, K., 2007- Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 185-203.
- Patterson, K. M. & Powis, K., 2002- Structural and stratigraphic control on Zn-Pb-Ag mineralization at the Nanisivik Mississippi Valley-type deposit, northern Baffin Island, Nunavut: Geological Survey of Canada, Current Research 2002-C22, 12 p.
- Roedder, E. & Bodnar, R. J., 1977- Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Baren, H.L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Wiley, New York, p. 657-697.
- Shepherd, T., Rankin, A. H. & Alderton, D. H. M., 1985- a Practical Guide to Fluid Inclusion Studies: Blackie USA Chapman & Hall New York, 239p.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits, Elsevier Science, Lithos, 55, 229-272.

Geology and Origin of Oras-Kuh Pb-Zn Deposit in Eastern Alborz (Semnan Province)

M. Lotfi ^{1*}, M. Hekmatian ², A. A. Shabani ³ & M. Mokhtari ⁴

¹ Associate Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² M. Sc. Student, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Faculty of Geoscience, Kharazmi University, Tehran, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Zanjan University, Zanjan, Iran

Received: 2012 August 29

Accepted: 2013 January 22

Abstract

Oras-kuh lead-zinc deposit is located at about 79 km north-east of Semnan city. This deposit is considered as stratabound and occurs in the upper part of the Triassic dolomitic limestone of the Elika formation. Oras-kuh structure includes a northeast - southwest trending normal anticline and follows the general trend of the eastern Alborz. Folding in the area has generated three sets of joints including joints trending parallel to the direction of anticline axis, extensional joints perpendicular to anticline axis and the conjugate joint systems. The first two sets of the joints host vein form mineralization. In addition, breccia and karst filling mineralization can be detected. Major minerals are galena, sphalerite and pyrite that altered to secondary minerals such as cerussite, goethite, hydroheterolite and rosasite under the supergene processes. Gangue minerals are dolomite, calcite, barite, quartz, and small amounts of fluorite. The majority of the temperature data are between 298 to 323°C based on the fluid inclusion geothermometry of calcite and barite minerals. The relatively high temperatures of fluid inclusions are attributed most likely to a concealed deep intrusion in the crust inferred by airborne geomagnetic survey. Fluid salinities show a wide range from 0.6 to 15wt% NaCl eq. formed through mixing of basinal brines with meteoritic water. In general based on the present evidences, Oras-kuh lead-zinc deposit can be compared with MVT deposits; however the primary mineralogy and elemental ratios have been changed through secondary supergene processes.

Keywords: Elika formation, MVT deposit, Fluid inclusion, Oras-kuh, Eastern Alborz

For Persian Version see pages 73 to 84

*Corresponding author: M. Lotfi; E-mail: M_lotfi_1014@yahoo.com