

مطالعه ایزوتوپ های گوگرد گالن و باریت کانسارهای فلوریت منطقه سواد کوه

قربان وهابزاده*

گروه زمین شناسی، دانشگاه مازندران، مازندران، ایران

احمد خاکزاد، ایرج رساء و میر رضا موسوی

گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

چکیده

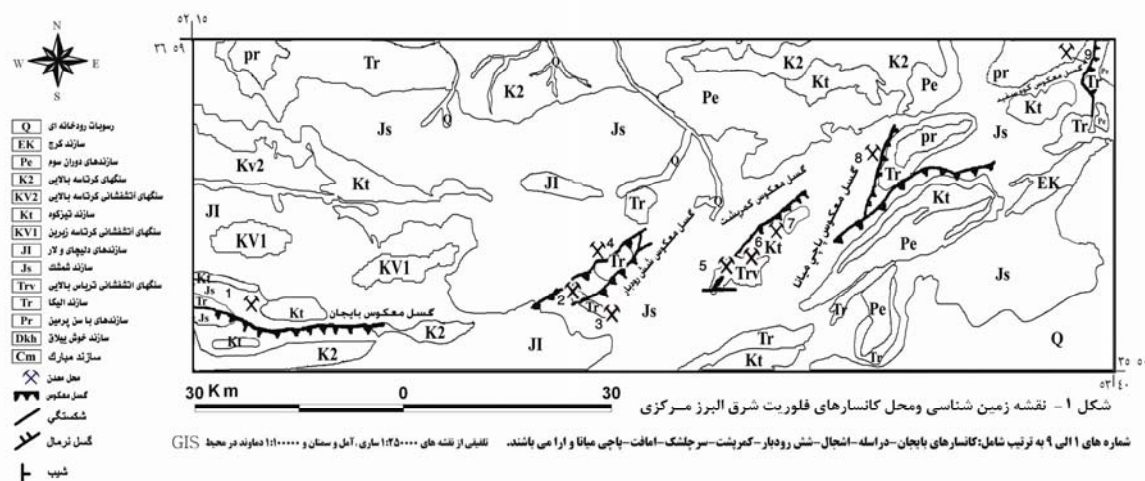
کانسارهای فلوریت منطقه سواد کوه به صورت زنجیره‌ای در نوار باریکی به عرض ۳۰ کیلومتر و طول ۸۰ کیلومتر پراکنده‌اند و از غرب به شرق به ترتیب شامل، دراسله، اشچال، شش رودبار، کمرپشت، سرچلشک، امافت، پاچی میانا و اراء می‌باشند. سنگ میزبان تمامی کانسارها به جز امافت بخش میانی سازند الیکا با سن تریاس بوده ولی کانسار امافت در درون سازند تیز کوه با سن کرتاسه جای گرفته است. تعداد ۳ نمونه گالن از کانسارهای کمر پشت و اراء و ۴ نمونه باریت از کانسارهای دراسله، کمرپشت و اشچال انتخاب شده و عنصر گوگرد آنها مورد تجزیه ایزوتوپی قرار گرفته است. نتایج حاصله نشان می‌دهد که گوگردهای سنگین موجود در باریت کانسارهای منطقه از یک سیستم تفکیک ایزوتوپی رایلی (Rayleigh) که در محیط رسوبی تریاس میانی حاکم بوده از سازند تبخیری پالند منشأ گرفته‌اند. با توجه به این که $\delta^{34}S$ باریت به اندازه ۴۸/۴ در هزار از $\delta^{34}S$ گالن بیشتر (سنگین تر) است، به نظر می‌رسد که باکتری‌های احیاء کننده سولفات نقش اساسی در تولید H_2S (گوگرد گالن) داشته باشند، اگر چه سازوکارهای دیگری چون احیاء سولفات توسط آهن II (معدن کمر پشت) یا تجزیه مواد آلی دردمای زیاد (معدن اراء) ممکن است در تولید گوگرد احیایی برای تشکیل گالن موثر باشند. مقدار $\delta^{34}S$ باریت این کانسار ها نزدیک به $\delta^{34}S$ کانسار فلوریت (سرب) منطقه آپالاچین جنوبی مخصوصاً Sweet water و New prospect بوده و نیز مقدار $\delta^{34}S$ گالن در محدوده $\delta^{34}S$ گالن کانسارپناین جنوبی (Southpenine) قرار می‌گیرد که از این نظر مشابه‌اند.

واژه‌های کلیدی: سواد کوه، ایزوتوپ گوگرد، کانسار، فلوریت

* عهده دار مکاتبات

مقدمه

منطقه مورد مطالعه با طول‌های جغرافیایی ۱۵° ۲۸' ۵۳" و عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۵' ۳۵" در جنوب و جنوب شرق شهرستان سواد کوه قرار دارد. در این منطقه ۸ کانسار فلوریت به صورت زنجیره‌ای در طول نوار باریکی به عرض ۳۰ کیلومتر و طول ۸۰ کیلومتر پراکنده اند که از غرب به شرق به ترتیب شامل دراسله، اشچال و شش رودبار، کمرپشت، سرچشک، امافت، پاچی میانا و اراء می باشند (شکل ۱).



در این کانسارها، علاوه بر فلوریت، سرب و باریت به عنوان محصول فرعی مورد بهره برداری قرار می گیرند. بعضی از این کانسارها به عنوان معدن سرب یا فلوریت مورد توجه زمین شناسان متعددی بوده، ولی بیشتر آن ها مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته اند. امروزه استفاده از ایزوتوپ گوگرد به ابزار قوی در مطالعات ژئوشیمی این نوع کانسارها تبدیل شده، به طوری که معمولاً تمام کارهای پژوهشی و حتی اکتشافی راجع به این کانسارها که کانه اصلی یا باطله آن ها به نوعی حاوی سولفور است مورد مطالعه ایزوتوپی قرار می گیرد.^(۱،۲) به همین دلیل در این مقاله از عنصر گوگرد کانی های گالن و باریت این کانسارها برای تعیین ژنز و نحوه تشکیل آن ها استفاده شده و در مورد شرایط فیزیکوشیمیایی محیط رسوبگذاری این کانسارها بحث گردیده است.

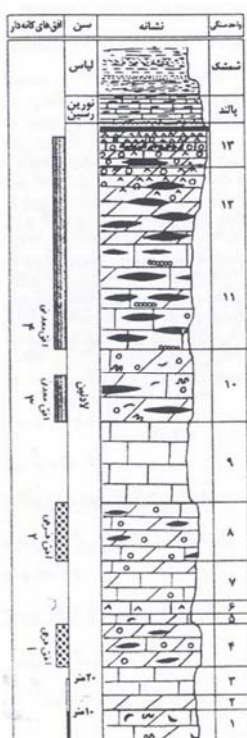
مواد و روشها

زمین شناسی منطقه

محدوده‌ای که کانسارهای زنجیره‌ای فلوریت در آن قرار دارد، در تقسیم بندی ساختاری البرز که توسط اشتوکلین (۱۹۷۴) انجام شده، در زون شمالی - مرکزی واقع شده اند. به جز کانسار امافت که در سازند تیزکوه با سن کرتاسه بالایی واقع شده، بقیه در بخش‌های بالایی سازند الیکا با سن تریاس میانی متمرکز شده‌اند. سازند الیکا به لحاظ لیتولوژی دارای ۳ بخش می‌باشد. بخش زیرین از سنگ آهک با ظاهر کرمی شکل (ورمیکوله)، بخش میانی از سنگ آهک، دو لومیت و سنگ آهک دولومیتی ضخیم لایه تا توده ای و بخش بالایی از آهک متبلور روشن رنگ تشکیل شده است. به دلیل عدم رسوب گذاری یا فرسایش ناشی از فازهای کوهزایی یا عملکرد گسل ها، ردیف کامل چینه شناسی سازند الیکا در همه جای منطقه موجود نبوده ولیکن این سازند با ضخامت های متفاوت و گاهی با اندکی تغییر در لیتولوژی در محدوده بیشتر کانسارهای منطقه رخنمون دارد.^(۴،۳) این سازند با ضخامت های متغیر

توسط طبقاتی مشتمل بر شیل و شیل ماسه‌ای همراه با درون لایه‌های آهکی تحت عنوان سازند پالند^(۵) و یا نهشته‌های سوادکوه^(۶) پوشیده می‌شود. شکل ۲ ستون چینه‌شناسی سازند های الیکا و پالند را در اطراف معادن فلوریت شش رود بار، اشچال و دراسله در سواد کوه نشان می‌دهد.^(۳)

۱- آهک تا آهک دولومیتی میکرایتی ۲- دولومیت اسپاری ۳- آهک میکرایتی ۴- آهک ودولومیت خاکستری ۵- میکرایت دولومیتی ۶- میکرایت آهکی روشن ۷- آهک تا آهک دولومیتی ضخیم لایه ۸- دولومیت نخودی رنگ با سیلیس بالا ۹- آهک تیره رنگ ۱۰- دولومیت خاکستری ۱۱- میکرایت نخودی رنگ ۱۲- دولومیت اسپاری روشن ۱۳- دولومیت تا آهک برشی. سازند پالند به طور تدریجی بر روی سازند الیکا قرار گرفته و مهم ترین واحدهای لیتولوژیک آن از پایین به بالا شامل: تناوب لایه های آهک و دولومیت، شیل، مارن، آهک حاوی باند چرت، تناوب مارن و ژیبس، شیل و اندکی کنگلومرا، شیل سیاه رنگ و اندکی ماسه سنگ و آهک خرد شده متبلور می باشد.



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی سازند الیکا در اطراف شش رود بار، دراسله و اشچال. سازند های پالند و شمشک بدون مقیاس هستند.^(۳)

همان گونه که ملاحظه می‌گردد، ۱۳ واحد سنگی (رخساره) در این ستون قابل تشخیص است. مهم ترین ساخت و بافت های موجود در این رخساره ها به شرح ذیل می باشند.

- تیغه های حاصل از بافت جلبکی

- آثار زیست آشفستگی

- چین خوردگی های اینترولیتیکی

- حضور بلور های ژیبس و قالب های تبخیری پر شده توسط سیلیس

- وجود تخلخل پنجره ای و حفرات استروماتاکتیس

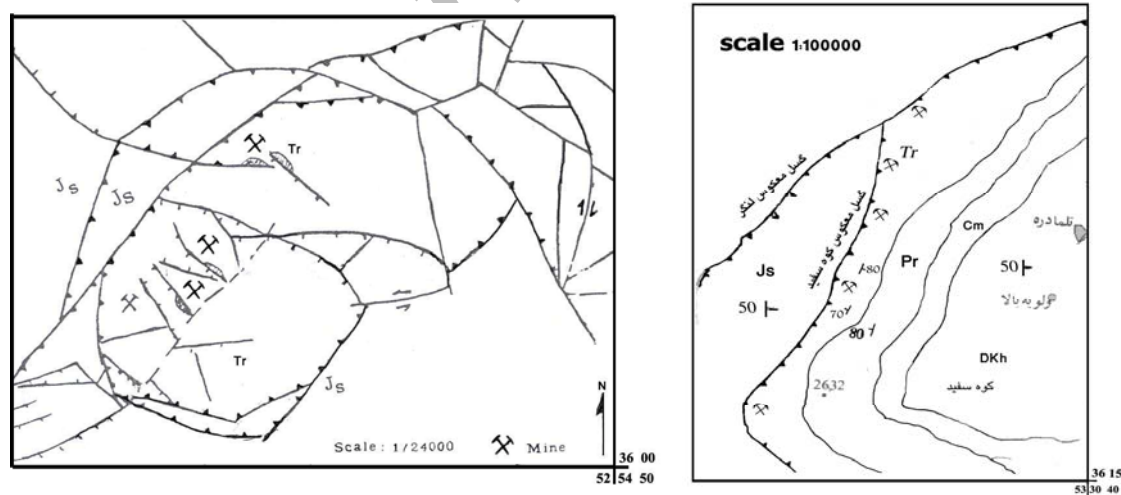
- تخلخل حاصل از انحلال کانی های تبخیری و ایجاد ساختمان کارست

ویژگی ها و ساخت ها و بافت های ارائه شده در بالا، به طور عمده نشانگر محیطی کم عمق، مردابی و به شدت تبخیری و محیط سوپراتایدال، اینتر تایدال و ساب تایدال هستند.^(۳) لذا ضخامت رسوبات سازند الیکا را به

عملکرد فرآیند های کشتی روی حوضه تر یاس مربوط می دانند و معتقدند که هم زمان با رسوبگذاری، حوضه همواره تحت تاثیر نیروی کشتی بوده (کافت) و پدیده فرونشینی تدریجی باعث تداوم حیات حوضه مذکور در طول زمان لادین شده است. ^(۷,۴,۳) اعتقاد بر این است که در تریاس میانی-بالایی در پی کوهزایی کیمیرین (سیمیرین) پیشین وضع پلاتفرمی دوران مزوزوییک بهم خورده و در تریاس پسین به دنبال کشیدگی بعد از کوهزایی، پلاتفرم ایران در اثر گسل های موجود به صورت فرازمین و فرو زمین تظاهر کرده است. به دنبال این کشیدگی، فرونشینی و رسوبگذاری ادامه یافته و محیط رسوبی به صورت دریای کم عمق و تبخیری در آمده که امروزه رسوبات آن ها به عنوان سازند های الیکا و پالند شناخته می شوند. ^(۷,۳)

عناصر اصلی ساختاری شامل گسل ها و محور چین ها در منطقه غا لبا دارای امتداد شمال شرق-جنوب غرب می باشند. گسل های معکوس در تمام این مناطق باعث رانده شدن سازند الیکا بر روی سازند شمشک شده است. در این حالت معمولاً گسل های عادی به وجود می آیند که با گسل های معکوس زاویه می سازند. این حالت در تمام معادن فلوریت منطقه کم و بیش وجود دارد. آن دسته از گسل های عادی که از نزدیکی توده های معدنی با منشاء رسوبی - دیاژنتیک قرار دارند، در فضای خالی آن ها ماده معدنی پر شده و تشکیل کانسار های اپی ژنتیک را داده اند. نکته مهم اینکه پرشدگی ماده معدنی صرفاً در گسل های عادی صورت گرفته و زمان جایگزینی آن نیز هم زمان با تشکیل این گسل ها است ^(۷). توضیح آنکه ژنز این کانسار ها دو مرحله ای در نظر گرفته شده است. در مرحله اول ماده معدنی به صورت رسوبی - دیاژنتیک و در یک محیط کم عمق در شرایط کافتی به وجود آمده است. مرحله دوم یا پس از دیاژنز حاصل تحرک مجدد نسل اولیه قبلی و به صورت پر شدگی فضای خالی گسل ها و درزه ها (اپی ژنتیک) می باشد. برای هر مرحله شواهدی ارائه گردیده که خارج از موضوع این مقاله است. ^(۴,۳,۷)

شکل ۳ نقشه زمین شناسی به همراه عوامل کنترل کننده ساختاری را برای دو معدن نشان می دهد.



(ب)

(الف)

شکل ۳- (الف) و (ب) بترتیب نقشه زمین شناسی محدوده معدن آراء وشش رود بار -دراسله ^(۷) را نشان می دهد. علائم در راهنمای نقشه ۱ آمده است.

نتایج و بحث

نمونه گیری

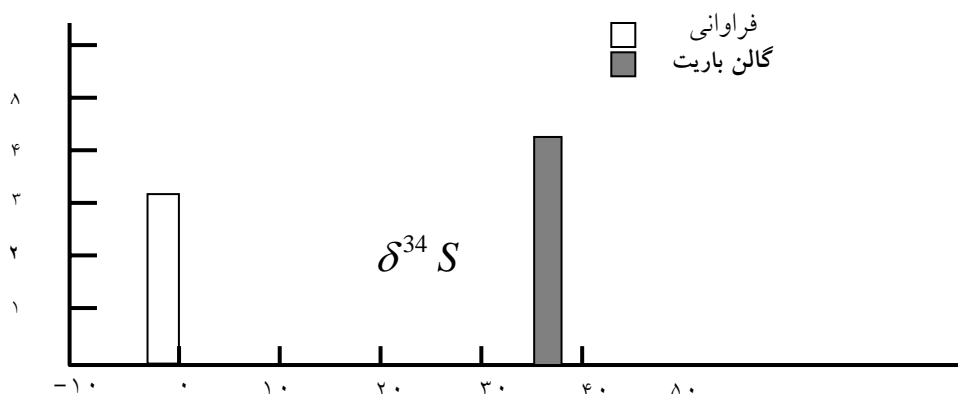
برای شناخت بیشتر از شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر محیط تشکیل این کانسارها تعداد ۳ نمونه گالن و ۴ نمونه باریت انتخاب شده که محل آن ها در جدول ۱ آمده است. نمونه های کمربشت و دراسله از زون گسلی و نمونه های اشچال از لایه های فلوریت دار در دو افق مختلف چینه شناسی انتخاب شدند. نمونه شماره ۱ اشچال از افق پایین و نمونه شماره ۲ از افق بالاتر چینه شناسی و نزدیک سازند تبخیری پالند برداشت شده اند. علت انتخاب نمونه های گالن و باریت از کانسارهای فوق به دلیل فراوانی آن ها و نیز بلورهای درشت بوده که به راحتی قابل جدایش از سایر کانی ها برای آزمایش ایزوتوپی هستند. علاوه بر این در بعضی از کانسارها مثل اما فت هیچ گونه کانی زایی باریت و گالن رخ نداده و یا در برخی دیگر از معادن نمونه مناسب وجود ندارد. این نمونه ها در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تاسمانیا در استرالیا (CSL) تجزیه گردیده اند (جدول ۱). ۲۵ میلی مول (mole) از گالن با اکسید مس (CuO) در شرایط خلاء در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد برای ۱۰ دقیقه برای تولید گاز SO_2 تحت احتراق قرار گرفت. نمونه های باریت نیز با $NapO_4$ مخلوط گردیده و در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد به مدت ۲۰ دقیقه تحت احتراق قرار گرفت. گازهای اضافی و مزاحم H_2O , CO_2 بوسیله تله نیتروژن مایع از گاز SO_2 جدا شده اند. سپس گاز SO_2 حاصله به وسیله تیوپ پیرکسی جمع آوری شد. دستگاه مورد نظر طیف سنج جرمی D_602 بوده و دقت اندازه گیری ایزوتوپی $\pm 0.1/100$ (۲ دهم پر میل per mil) بوده است.

جدول ۱- ترکیب ایزوتوپی گوگرد گالن و باریت کانسارهای فلوریت بر اساس (canion Diablo Troilite)

محل نمونه	CSL NO.	Sample-ID	Mineral (mg)	Mm Hg (Weight)	Results (Permil)	نام کانی
معدن کمربشت	9708	Km-100	30.7	15.8	-0.18	گالن
معدن اراء کارگاه ۱	9709	M10-10	34.9	20.8	2.57	گالن
معدن اراء کارگاه ۲	9710	M10-11	36.8	17.2	-5.36	گالن
-	-	-	-	-	-0.99	میانگین گالن
معدن دراسله	9718	B3-D	56.2	29.8	46.53	باریت
معدن کمربشت	9719	BJ-1	57.8	31.2	29.51	باریت
معدن اشچال افق ۱	9720	C5-1	62.6	32.8	29.41	باریت
معدن اشچال افق ۲	9721	C5-2	53.2	31.6	43.05	باریت
-	-	-	-	-	37.13	میانگین باریت

مقدار $\delta^{34}S$ باریت و گالن در کانسارهای فلوریت

جهت تعیین رتبه این کانسارها، از کانی های باریت و گالن که همزیست با فلوریت می باشند، استفاده گردید. مقدار $\delta^{34}S$ این کانی ها در جدول ۱ و شکل ۴ نشان داده شده است. نتیجه تجزیه ایزوتوپی را معمولاً به صورت هیستوگرام نشان می دهند^(۸).



شکل ۴- هیستوگرام ترکیب ایزوتوپی باریت و گالن

جدول ۱ نشان می‌دهد که مقدار $\delta^{34}S$ گالن در کمربست و اراء به ترتیب $-۰/۱۸$ ، $۲/۵۷$ و $-۵/۳۶$ و با میانگین $-۰/۹۹$ بوده که در مقایسه با سایر کانسارهای فلوریت باریت، سرب و روی دارای انحراف مثبت یا منفی زیادی نیست. بیشترین و کمترین مقدار مربوط به کانسار اراء در شرقی‌ترین نقطه منطقه است. مقدار $\delta^{34}S$ باریت نیز دارای مقدار بالایی بوده، به طوری که حداقل آن مربوط به اشچال با مقدار $۲۹/۴۱$ و حداکثر آن مربوطه به دراسله $۴۶/۵۳$ در هزار است. در جدول ۲، داده‌های ایزوتوپی کانسارهای فلوریت منطقه با بعضی از کانسار فلوریت، (باریت، سرب و روی) با سنگ میزبان کربناته (MVT) مقایسه شده‌اند.^(۹)

جدول ۲- مقایسه داده‌های ایزوتوپی گوگرد کانسارهای فلوریت با سنگ میزبان کربناته

نام معدن	گالن $\delta^{34}S$	باریت $\delta^{34}S$
Newprospect (آپالچین)	+۲۴/۱	+۳۰/۸ تا ۴۵/۴
South penine (انگلیس)	-۵ تا +۱۱/۳	+۱۶/۵ تا +۲۲/۱
کمربست	-۰/۱۸	۲۹/۵۱
اراء	-۵/۳۶ تا +۲/۵۷	-
دراسله	-	+۴۶/۵۳
اشچال	-	+۲۹/۴۱ تا ۴۳/۰۵

منشاء گوگرد باریت

مقدار $\delta^{34}S$ باریت از $۲۹/۴۱$ در افق شماره ۱ اشچال تا $۴۶/۵۳$ در کانساردراسله متفاوت است. از طرفی مقدار $\delta^{34}S$ سولفات های تبخیری عهد حاضر از ۲۰ تا ۲۲ در هزار متغیر بوده و بر اساس داده‌های موجود، مقدار $\delta^{34}S$ سولفات های دریایی تریاس میانی - بالایی حدود ۱۸ در هزار تخمین زده شده است^(۱۰). بنابراین مقدار $\delta^{34}S$ باریت کانسارهای فلوریت منطقه، به طور محسوسی از سولفات های دریایی فعلی و تریاس میانی - بالایی بیشتر است. در نتیجه، ساز و کار باید سبب افزایش $\delta^{34}S$ یون سولفات در محیط شده باشد. از طرف دیگر نمونه شماره ۲ اشچال که به لحاظ چینه‌شناسی در افق بالاتری نسبت به نمونه شماره ۱ (از نظر سن جوان تر بوده و نزدیک به نهشته تبخیری پالند قرار دارد) واقع شده، دارای $\delta^{34}S$ بیشتری بوده، به طوری که اختلاف آن دو $۱۳/۵۵$

در هزار می‌باشد. این موضوع نشان می‌دهد که با گذشت زمان مقدار $\delta^{34}S$ متعلق به یون سولفات بیشتر می‌شده و یامقدار گوگرد سنگین‌تر در یون سولفات افزایش می‌یافت. تنها ساز و کاری که در ژئوشیمی ایزوتوپی برای توضیح این موضوع وجود دارد، تفکیک ایزوتوپی رایلی (Rayleigh isotopic Fractionation) می‌باشد.^(۱۱) در این سیستم دو گونه شیمیائی مادر و دختر وجود دارد. به طوری که سیستم نسبت به گونه شیمیائی دختر باز و نسبت به گونه شیمیائی مادر بسته است. به عنوان مثال H_2S که در اثر احیاء باکتریایی سولفات موجود در آب بین حفره‌ای به وجود می‌آید، تشکیل کانی سولفید داده و از محیط خارج می‌شود. حتی اگر گونه شیمیائی دختر به طور فیزیکی از محیط خارج نشود، ولی سرعت واکنش برگشتی نسبت به واکنش رفت بسیار آهسته باشد، تفکیک ایزوتوپی رایله انجام می‌شود. تغییر در $\delta^{34}S$ گونه شیمیایی مادر به وسیله رابطه زیر بیان می‌شود.^(۱)

$$\delta_{parent(t)} = (\delta_{parent(t=0)} + 1000) \cdot f (\alpha_{d-p} - 1) - 1000$$

در این معادله f حجم سیال و α_{d-p} ضریب تفکیک ایزوتوپی بین مادر و دختر می‌باشد. سیستمی که نسبت به SO_4^{2-} بسته و نسبت به H_2S باز باشد، در دو محیط زمین‌شناسی یافت می‌شود.^(۱) مقاطع رسوبی زیر منطقه *Bioturbation* در آب دریایی معمولی که محیط آن اکسیدکننده است. عمق این منطقه *Bioturbation* بیشتر از ۲۰ سانتی‌متر در زیر رسوبات کف دریا در نظر گرفته می‌شود.

محیط‌های رسوبگذاری زیر حوضه‌های کم اکسیژن

حوضه‌های درون خشکی، حوضه‌های جدا شده از دریاها و اقیانوس‌ها در سواحل، حوضه‌های بین برجستگی‌های کف دریاها (*Sill*) و فیوردها که حرکات افقی و عمودی بسیار محدود و آب راکد داشته، سیستم رایلی ایجاد می‌کنند، زیرا سرعت احیاء سولفات بیشتر یا مساوی سولفات تحویل شده به محیط است. همان گونه که از جدول ۱ مشخص است $\delta^{34}S$ نمونه‌های باریت این کانسارها تا ۴۶/۵۳ در هزار غنی شده‌اند که نسبت به دریای عهد حاضر یا دریای تریاس به ترتیب ۲۴/۵۳ و ۲۸/۵۳ در هزار سنگین‌تر شده‌اند. این غنی‌شدگی صرفاً توسط سیستم تفکیک ایزوتوپی رایلی قابل توجیه است. با توجه به آنالیز رخساره‌ای سازند الیکا در دو معدن پاچی - میانا و شش رودبار و نیز رژیم کافتی و فرونشستی حوضه تریاس میانی - بالایی در منطقه البرز، محیط رسوبی این سازند منطقه سوپراتایدال، اینترتایدال و ساب‌تایدال و در مواردی مردابی و تبخیری بوده^(۳،۴) و بنابراین می‌توان تصور نمود که در این‌بازه زمانی بخش‌هایی از ساحل به صورت مرداب و محیط‌های جدا از توده اصلی آب دریا درآمده و ارتباط دائمی با دریا نداشته‌اند. در چنین شرایطی یون سولفات موجود در رسوبات دریایی تریاس احیاء شده و با گذشت زمان گوگرد سبک از یون SO_4 تخلیه و به صورت H_2S از سیستم خارج گردیده‌اند. در این حالت ترکیب ایزوتوپی سولفات با کاهش میزان سولفات (سیستم نسبت به SO_4 بسته است) تغییر نموده و لذا مقدار $\delta^{34}S$ (سولفور سنگین) در سولفات‌های باقی‌مانده بسیار افزایش یافته و به مرز ۴۶/۵۳ رسید، اگر چه در این زمان مقدار خیلی کمی از سولفات در سیستم باقی مانده بود. در کانسارهای سرب و روی (MVT) *Newprospect* و *Sweetwater* در آپالاش جنوبی مقدار $\delta^{34}S$ در اثر تفکیک ایزوتوپی رایلی به مرز ۴۵/۴ در هزار رسیده است. (جدول ۲)^(۸)

افزایش ۱۳/۵۵ در هزار مقدار $\delta^{34}S$ نمونه دوم نسبت به نمونه اول در کانسار اشچال نیز بیانگر همین موضوع می باشد و نشان می دهد که در افق چینه شناسی بالاتر مقدار سولفات در آب حوضه های بسته و بدون ارتباط با آب دریا، کم شده و لذا سولفات های باقی مانده در اثر احیاء باکتریایی از $\delta^{34}S$ (سولفور سنگین) غنی شده اند. وجود سازند پالند در روی سازند الیکا که بیشترین ضخامت را در البرز در همین منطقه داراست، شواهدی بر محیط تبخیری شدید و کاهش حجم آب دریای تریاس و بسته بودن محیط رسوب گذاری نسبت به SO_4 است. به عبارت بهتر SO_4 کانسارهای فلوریت از نهشته های تبخیری تریاس بالایی تاثیر پذیرفته و مانند گوگرد باریت آپالاجین جنوبی از رسوبات تبخیری سازند پالند منشاء گرفته است. ^(۸،۱۰) این نتیجه گیری با ژنز پیشنهادی برای این کانسارها که منشاء اولیه آن ها را رسوبی - دیاژنتیکی در نظر گرفته اند سازگار است. زیرا برای تشکیل این کانسارها فرض نموده اند که آب دریا (سیال کانه ساز) از درون رسوبات تبخیری (سازند پالند) چرخش نموده واز آن متاثر شده و سپس آن ها در فضا های مناسب مثل ژئودها و عدسی های دیاژنتیکی سازند الیکا راسب شده اند. به عبارت بهتر این کانسارها را مرتبط با محیط های کشتی (Rift-related Fluorite deposits) می دانند. این محیط کشتی را در البرز همان حاشیه واگرای پیش از تریاس پسین فرض نموده که در حاشیه شمالی ایران وجود داشته است. ^(۳،۴) علاوه بر این بین مقدار $\delta^{34}S$ باریت کانسارهای مختلف فلوریت با گسترش و رخنمون سازند پالند رابطه وجود دارد. سازند پالند در دو کانسار دراسله و اشچال نسبت به کانسار کمرپشت دارای ضخامت و بیرون زدگی بیشتری بوده و به همین دلیل $\delta^{34}S$ باریت در این دو کانسار نسبت به کانسار کمرپشت بیشتر است (جدول ۲). شواهد صحرائی نشان می دهد که نهشته تبخیری سازند پالند در اطراف کمرپشت وجود ندارد و فقط آثاری از این سازند در ۲ کیلومتری شمال شرق کانسار رخنمون دارد که کمترین ضخامت را نسبت به دوکانسار دراسله و اشچال دارد. بنابراین هر چه ضخامت سازند پالند بیشتر باشد، به همان نسبت مقدار $\delta^{34}S$ باریت بیشتری به عبارت دیگر ترکیب ایزو توپی گوگرد سنگین تر است. این ویژگی نشان می دهد که منشأ گوگرد باریت در ارتباط مستقیم با نهشته های تبخیری پالند است. برای قطعیت این موضوع نیاز به نمونه گیری و اندازه گیری $\delta^{34}S$ ایندریت یا ژپیس سازند فوق الذکر می باشد.

منشاء گوگرد گالن

مقدار $\delta^{34}S$ موجود در گالن همیشه از مقدار $\delta^{34}S$ باریت در هر نهشته کانساری که هم زیست باشند، کمتر است. زیرا گوگرد موجود در گالن، به صورت H_2S با کاتیون هایی از جمله Fe^{+2} , Zn^{+2} , Pb^{+2} در محیط واکنش داده و باعث تشکیل انواع سولفیدهای فلزی می گردد. $\delta^{34}S$ با $\delta^{34}S$ اکثر سولفیدهای فلزی تقریباً برابر و تفکیکی ایزوتوپی بسیار کم و قابل اغماض است. بنابراین باید تعیین شود که چه ساز و کاری باعث شده تا مقادیر بسیار بالای $\delta^{34}S$ باریت که به طور میانگین ۳۷/۱۳ در هزار اندازه گیری شده را به $\delta^{34}S$ با میانگین ۰/۹۹- در گالن تبدیل نموده است (جدول ۱). از میان فرآیندهایی که بتوانند در این حدود گوگرد سولفات را تفکیک و به گوگرد سولفیدها تبدیل کنند، تنها احیاء توسط باکتری بوده که تفریقی به میزان ۴۸ در هزار در رسوبات بین جزر و مدی عهد حاضر گزارش شده است ^(۱۱). تفکیک ایزوتوپی سولفات توسط باکتری ها در محیط های مختلف زمین شناسی 20 ± 40 - در هزار در نظر گرفته می شود که هم به لحاظ تجربی و هم به لحاظ آزمایشگاهی تأیید

شده است^(۱۲). بنابراین این احیاء باکتریایی سولفات و تبدیل آن به H_2S ساز و کار اصلی تولید گوگرد احیایی است. علاوه بر این ساز و کارهای دیگری که در احیاء گوگرد سولفات نقش دارند را برای این کانسارها بررسی نموده و نشان داده خواهد شد که اصولاً این ساز و کارها بی اثر بوده و یا تاثیر بسیار کمی در تولید گوگرد احیایی داشته اند. یکی از سازوکارهایی که برای احیاء سولفات لحاظ می شود احیاء آهن II توسط سیالات گرمایی داغ بوده که معمولاً سازوکار مناسبی برای کانسارهای فلوریت منطقه نیست، زیرا اولاً به لحاظ تجربی این روش مربوط به سولفیدهای توده ای کف اقیانوس هاست که آب دریا پس از نفوذ به اعماق و واکنش با بازالت های کف دریا آهن احیایی II موجود در بازالت را اکسید و به آهن III تبدیل می نماید^(۷) در این حالت برای حفظ تعادل محیط سیال، یون SO_4 به H_2S تبدیل می شود. تفکیک حاصل از این روش حدود ۱۵- در هزار می باشد که جوابگوی تفکیک ۳۷/۱۳- در هزار کانسار فلوریت منطقه نیست. علاوه بر این فقط در کانسار کمپریش بازالت ها با سن تریاس بالایی ژوراسیک زیرین با کانسنگ مجاور هستند و در کانسارهای دیگر اصولاً بازالت وجود ندارد. با این وجود به خاطر تشکیل دگرسانی پیریتی (پیریتی شدن) در کانسار کمپریش نسبت به بقیه کانسارها فلوریت ممکن است به مقداری اندک احیاء سولفات توسط آهن II موجود در بازالت در اثر واکنش با سیال گرمایی به خصوص در زون گسلی این کانسار اتفاق افتاده باشد.^(۱۳)

آخرین ساز و کاری که برای $\delta^{34}S$ H_2S و یا سولفیدهای فلزی می توان در نظر گرفت. تولید H_2S ناشی از فساد مواد آلی در اثر واکنش با سیالات گرمایی بوده که معادل $\delta^{34}S$ گوگرد موجود در میدان های نفتی است^(۱۴-۱۷). این روش نیز نمی تواند ساز و کار اصلی تفکیک ایزوتوپی سولفات به گوگرد سولفیدها (گالن) باشد، زیرا تفکیک ناشی از این روش فقط ۱۵ در هزار تخمین زده می شود^(۱) که پاسخگوی تفکیک زیاد گوگرد در کانسارهای فلوریت منطقه نیست، با این وجود در مورد نقش این ساز و کار در کانسار کمپریش و به خصوص آراء باید تأمل نمود، زیرا نمونه شماره ۱ از مجاورت شیل سیاه رنگ در کارگاه ۱ معدن آراء انتخاب و در محل نمونه شماره ۲ هیچ گونه آثاری از شیل سیاه رنگ در محدوده معدن مشاهده نمی شود، بنابراین تفاوت ۷/۹۳ این دو نمونه را شاید بتوان به مقدار مواد آلی موجود در این شیل ها ربط داد.

نتیجه گیری

تعیین دقیق منشاء(های) گوگرد موجود در سولفات ها و سولفیدهای کانسار فلوریت قطعاً به اندازه گیری ها و آزمایشات بیشتری نیاز دارد، ولی با توجه به اطلاعات موجود، می توان تا حدودی راجع به منشاء و ذخایر گوگرد اظهار نظر کرد. به نظر می رسد که گوگردهای سنگین موجود در باریت های منطقه از یک سیستم رایلی که در محیط رسوبی تریاس میانی - بالایی حاکم بوده، از سازند تبخیری پالند منشاء گرفته باشند و با توجه به این که مقدار $\delta^{34}S$ در باریت تقریباً به اندازه ۴/۴ + در هزار با $\delta^{34}S_{pbs}$ تفاوت دارد، به نظر می رسد که باکتری های احیاء کننده سولفات، نقش اساسی در تولید H_2S (گوگرد گالن) داشته باشند، اگر چه ساز و کارهایی چون احیاء ترموشیمیایی سولفات، احیاء سولفات توسط آهن II یا واکنش سیال داغ با مواد آلی ممکن است در تولید سولفور احیایی برای تشکیل گالن نقش ایفا کرده باشند. مقدار $\delta^{34}S$ باریت کانسارهای فلوریت منطقه سواد کوه نزدیک به

$\delta^{34}S$ کانسار های فلوریت (سرب و روی) منطقه آپالاش جنوبی به خصوص Sweet water و New Prospect بوده و نیز مقدار $\delta^{34}S$ گالن در محدوده $\delta^{34}S$ گالن کانسار های (فلوریت، سرب و روی) مناطق South Illinois – kentucky, penine قرار دارد^(۸، ۱۸) که از این نظر مشابه اند.

References:

1. Barns, R. G., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley, England (2000).
2. Rollinson. H., *Using Geochemical Data: Evaluation. Presentation, Interpretation*. Longman Group, U.K (1995).
3. Shariatmadar, A., *Geology and Genesis of Sheshroodbar Fluorite Deposit*, Ms.c Thesis, Tarbiat Modarres university, Iran(1998).
4. Gorjizad, h., *Geology, Mineralogy, Facies Analysis and The Genesis of Pachi-Miana Deposit, East central Alborz*, Ms.c Thesis, Tarbiat Modarres university, Iran (1995).
5. Vahdatiyedaneshmand, F., *Newdata about upper Boundry of Elika formatin and Introduction to Paland Deposits*, Geol.Surv., Iran (1982).
6. Alirezaee, S., *Investigation of Stratigraphy & Genesis of F, Ba & Pb Deposits Hn Eastern Central Alborz*, Ms.c Thesis, Tehran university, Iran (1987).
7. Tabasi, H., *Stractural Analysis of Sheshroodbar Area*, Ms.c Thesis, Tarbiat Modarres university, Iran (1996).
8. Jones, H. D. and kestr, S. E., *Economic Geology*, **91**, 355 (1996).
9. Dunham, K. C., *Ore Genesis in the English Penines*, Mineral Deposits: from Their Enviromental Impacs, Balkema, Rotherdam (1983).
10. Clay pool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, IR., Sakai, H. and Zak, I., *Chemical Geo.* **28**, 199 (1980).
11. Richardson, C. K., Rye, R. O. and Wasserman, M. D., *Economic Geology*, **83**, 767 (1988).
12. Chambers, L., *ASulfur. Geochim. Cosmo. Acta*, **46**, 72 (1982).
13. Holland, H. D., *Economic Geology*, **6**, 1101 (1965).
14. Adabi, M. H., *Sedimentry Geochemistry*, Arianzamin Publication, Iran (2004).
15. Etemadi, B., *Principles of Isotope Geochemistry*, Shiraz univ, Iran (1991).
16. Graham, U. M. and Ohmoto, H., *Geochim. Cosmo. Acta.*, **58**, 2187 (1994).
17. Ohmoto, H., valley, J. E., *Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral*, **16**, 491 (1986).
18. Dix, W. R. and Edward, c., *Economic Geology*, **91**, 180 (1996).