

## الگوی کانسارسازی کانسارهای سلسیت با استفاده از شواهد زمین شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی در تاقدیس بنگستان، بهبهان، اهواز

مصطفی نژادحداد\*، علیجان آفتابی

بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

\*مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: [nejadhadad\\_geo86@yahoo.com](mailto:nejadhadad_geo86@yahoo.com)

(دریافت: ۸۸/۱۰/۱؛ پذیرش: ۸۹/۸/۲۹)

### چکیده

کانسارسازی سلسیت در تاقدیس بنگستان (شمال غرب بهبهان، اهواز)، بیش از ۶۰ Km رخنمون دارد. ماده معدنی با سنگ همبر چین خورده است و بین آهک توده ای زیرین و آهک شیلی سازند آسماری قرار دارد. سلسیت های دانه شکری با شکل های ظاهری سلسیت همراه با ادخال هایی از انیدریت، ژپس و کلسیت، نشانه جانشینی  $Str^{2+}$  به جای  $Ca^{2+}$  در سولفات کلسیت و کربنات کلسیم است. ساخت های زبرا و رگه ای، بلور های موزاییکی سلسیت با زوایای  $120^\circ$ ، به دام افتادن بلور های ریز خود شکل درون بلور های بزرگتر و بی شکل، قطع شدگی بلورهای سلسیت نسل اول توسط کلسیت اسپاری و سلسیت، اثرات دیاژنز تاخیری و فرایندهای اپیژنتیک را بر سلسیت ها نشان می دهد. نسبت استرانسیوم به کلسیم در نمونه های سلسیتی بیش از ۷۵۰۰ برابر نسبت به مقدار آب دریا غنی شده است. مقدار SrO با مقدار  $SO_3$  همبستگی بالایی (۰/۹۹۸) دارد. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نیز تاثیر فرایندهای اپیژنتیک را تایید می کند. مقدار عناصر Cu و Zn، Pb، Ba در نمونه های نسل اول به ترتیب ۳۰۰، ۲، ۳، پی پی ام و در نمونه های نسل دوم به ترتیب ۴۵۰۰، ۶، ۱۲، ۸ پی پی ام است، که برای جداسازی دو نسل کانی زایی موثر هستند. شوراب های آزاد شده از سازند های شیلی و اختلاط ایزوتوپ های استرانسیوم آنها با ایزوتوپ های این بخش از سازند آسماری، موجب جوان شدگی سن سنگ ها در منطقه شده است. در چاتین پایانی و آکی تانین آغازی مرکز حوضه بالا می آید. نوسانات سطح آب دریا در این زمان محیط مناسبی برای رشد جلبک های خانواده سیانوفیسس فراهم می کند. ته نشینی ژپس و انیدریت در این محیط سولفات لازم را تامین کرده است. استرانسیوم آزاد شده از دولومیتی شدن بخش زیرین آسماری میانی، موجب اشباع آب نسبت به استرانسیوم و ته نشست سلسیت نسل اول می شود. پیشروی دریای بوردیگالین منجر به پوشیده شدن و محفوظ ماندن سلسیت ها از فرسایش شده است. فاز کوهزایی میوسن میانی موجب دیاژنز تاخیری، چین خوردگی و تشکیل سلسیت هایی با ساخت زبرا، اپی ژنتیک، رگه ای و ژئودی نسل دوم شده است.

واژه های کلیدی: تاقدیس بنگستان، کانسارسازی سلسیت، جانشینی، دیاژنز تاخیری و اپی ژنتیک

### مقدمه

تشکیل شده اند. تنها کانسار شناخته شده سازند گچساران کانسار سلسیت قبر قیصر است. سلسیت های سازند آسماری بیش از ۶۰ کیلومتر رخنمون دارد و در مناطقی همچون تنگ بن، پشت پر، دو پر نظری، ترتاب، ابوالفارس تا بخش شمالی تاقدیس قابل مشاهده هستند. اگر چه سبزه ای (۱۳۶۷) و جمی (۱۳۷۰)، کانسار سازی سلسیت را سین ژنتیک و نتیجه ته نشینی گل های سلسیتی می دانند ولی تاکنون مطالعه کاملی جهت ارائه الگوی تشکیل این کانسارها انجام نشده است. هدف از این مقاله ارائه الگوی کانی زایی این کانسارها با توجه به شواهد زمین شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی می باشد.

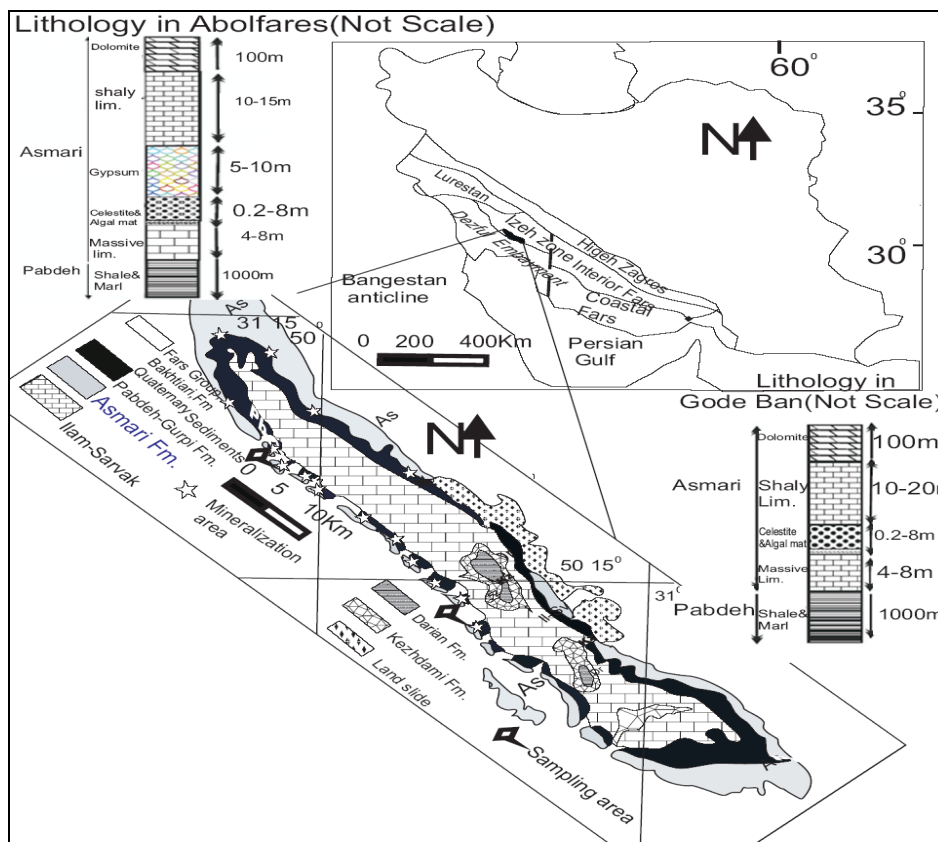
### زمین شناسی کانسارها:

تاقدیس بنگستان حدود ۱۰۰ کیلومتر طول دارد. این تاقدیس در حاشیه جنوبی زون ایزده قرار گرفته و بخشی از زون چین خورده

حضور ادخال هایی از انیدریت درون سلسیت هایی که خواص نوری ژپس را نشان می دهند، نتیجه تبدیل انیدریت به ژپس و جانشینی سلسیت به جای آن است (Carlson 1987). سلسیت با چند درصد مولی باریت تنها از آب هایی تشکیل می شود که ضمن تبخیر بخشی دارای نسبت مولی Sr/Ba بین ۱۰۰/۱ تا ۱۰۰۰/۱ باشد (Hanor 2004). در ایران سلسیت در ایران مرکزی و زاگرس یافت می شود. مهمترین کانسارهای سلسیت ایران مرکزی در بخش مارنی- گچی  $C_2$  سازند قم هستند (Schiebel 1978). در زاگرس کانسارهای سلسیت در گنبد های نمکی، سازند آغاچاری، گچساران و آسماری یافت شده است که مهمترین آنها مربوط به تاقدیس بنگستان و نواحی مجاور آن می باشد. این کانسارها در سازند های آسماری و گچساران

در یال غربی این تاق‌دیس در ناحیه گود بن، سن بخش بالایی سازند پابده در این منطقه ۲۷ میلیون سال تعیین شده است (Mossadegh *et al.*, 2009). بنابراین سن کانسارسازی بین ۲۷ تا ۲۳ میلیون سال پیش (سن انیدریت پایه آسماری) تخمین زده می‌شود. در تمام رخنمون های سلسلتیتی، دو لایه آهکی متراکم و توده ای روی مارن های پابده دیده می‌شود. بر روی آهک ضخیم لایه، آهک نازک لایه ای به ضخامت ده تا پنجاه سانتیمتر دیده می‌شود که عمدتاً توسط سلسلتیت جانشین شده‌اند. آهک های آسماری بالایی که همزمان با دیپازن اولیه دولومیتی شده‌اند (Ehrenberg *et al.*, 2007)، تمامی این مجموعه را می‌پوشانند (شکل ۱).

زاگرس است (شکل ۱). در این تاق‌دیس رخنمون هایی از سازندهای کرتاسه زیرین تا پلیوسن دیده می‌شود. کانسارسازی بر روی بالاترین بخش سازند مارنی پابده و در زیر انیدریت پایه آسماری با سن چاتین پسین (معادل بخش زیرین آسماری میانی) قرار می‌گیرد. این انیدریت در مرکز حوضه پابده (لرستان و بخشی از خوزستان) گسترش دارد و به طور همشیب بر روی سازند پابده و در زیر کربنات های دولومیتی دانه ریز بخش بالایی آسماری میانی قرار می‌گیرد (Ehrenberg *et al.*, 2007). چون واحد انیدریتی بر روی سلسلتیت ها قرار می‌گیرد سن کانسارسازی را می‌توان چاتین پسین یا کمی پیش از آن دانست. با توجه به داده های ایزوتوپی استرانسیوم و سن سنجی میکروفاسیس

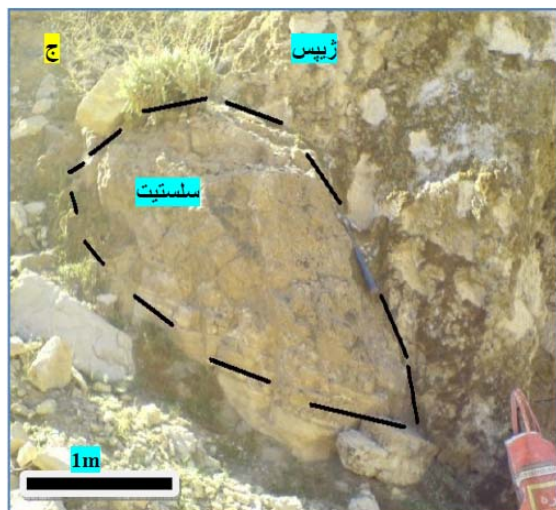


شکل ۱: نقشه زمین شناسی تاق‌دیس بنگستان، مناطق کانی‌زا، نقاط نمونه برداری و موقعیت چینه ای سلسلتیت‌ها.

**روش مطالعه:**

قیصر انتخاب شده بود) جهت تجزیه به روش ICP- ME-MS61 توسط شرکت کانپژوه به کانادا ارسال گردید. بدین ترتیب علاوه بر دقت، صحت داده ها نیز مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که داده ای تکراری دارای دقت خوبی هستند. همچنین مقادیر اندازه گیری شده نمونه کانسار قیصر به داده های احیا (۱۳۷۶)، نزدیک است. بیست نمونه نیز (دو نمونه تکراری) در سازمان زمین شناسی تهران با روش XRF (MAGIX-PRO) اندازه گیری شدند. در این روش عناصر اصلی به صورت درصد اکسیدی و عناصر فرعی به صورت

در انجام این پروژه حدود ۱۵۰ نمونه از مناطق مختلف کانسارسازی برداشت شد. ابتدا نمونه ها به دو بخش، جهت تهیه مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی (به سه روش مختلف کانی شناسی XRD، تجزیه شیمیایی ICP-ME-MS61 و XRF)، تقسیم شدند. پانزده نمونه توسط دستگاه XRD دانشگاه شهید باهنر کرمان مطالعه شد (شکل ۴) که ۴ عدد از آنها تکراری بودند. ده نمونه مربوط به منطقه ابوالفارس (دو نمونه تکراری و یکی از آنها نیز از درشت بلورهای ژئودی کانسار قیصر



شکل ۲: الف- رخنمون لایه ای شکل سلسیت، ب- سلسیت رگه ای (ای) ژنتیک) در سنگ دربرگیرنده ماده معدنی، ج- رخنمون عدسی شکل سلسیت.

### بررسی ساخت و بافت ماده معدنی

علی رغم مطالعات قبلی ساختی و بافتی هیچ گونه تکوین دیاژنتیکی برای تشکیل این کانسارها ذکر نشده است. مهمترین ساخت های قابل مشاهده که در ارتباط با تکوین دیاژنتیکی این کانسارها هستند و مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته اند، به قرار زیر می باشد.

ساخت های لایه ای و نواری مهمترین ساخت ماده معدنی است که به دو صورت مشاهده می شود.

لایه هایی که مشابه آهک جلبکی هستند و در نتیجه جانیشینی سلسیت به جای آهک جلبکی ایجاد شده اند (شکل ۳ الف). این ساخت در پایین ترین بخش ماده معدنی دیده می شود و شرایط رسوبگذاری اولیه را نشان می دهد.

لایه هایی که نتیجه تناوب بلور های ریز و درشت است. این ساخت با عنوان مخطط (زبرا: Zebra) شناخته می شود و توسط (Brodtkorb et al. 1982) در سلسیت های حوضه نئوکوئن (Neuquen)، آرژانتین گزارش شده است جمی (۱۳۷۰) این ساخت را با عنوان ریتمیت های تبلور دیاژنتیکی معرفی می کند. حالت های گذرای از سلسیت دانه شکری به ساخت مخطط تاییدی بر ثانویه بودن این ساخت و تشکیل آن از سلسیت های دانه شکری می باشد (شکل ۳ ب).

ساخت دانه شکری نیز به دو گروه سلسیت دانه شکری خالص و سلسیت های دارای زمینه کربناتی تقسیم می شود. ساخت توده ای از در هم قفل شدن بلور هایی با اندازه متفاوت (کوچکتر از دو سانتیمتر)، به وجود آمده و در اغلب رخنمون ها دیده می شود. در بعضی از رخنمون های سلسیتی مثل ترتاب بلور های درشت درون حفرات و شکستگی های سلسیت ها را به طور ناقص پر کرده اند.

عنصری و بر حسب ppm محاسبه شدند. ده عدد از این نمونه ها داده های تکراری ارسال شده به شرکت کانپژوه بودند که برای اندازه گیری مقدار اکسیدهای اصلی تجزیه گردیدند (جدول ۳).

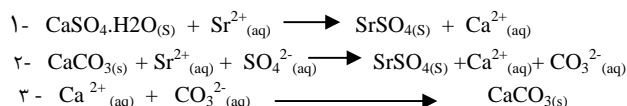
توصیف رخنمون های سلسیتی: سلسیت های پایه آسماری به صورت لایه ای، عدسی شکل و رگه ای رخنمون دارند (شکل ۲ الف، ب و ج).

ماده معدنی به جز در مورد رگه ها، نسبت به سنگهای در بر گیرنده موازی و لایه ای است. اندازه و ضخامت لایه ها و عدسی های سلسیتی بسیار متفاوت است. مثلا کانسار ناحیه گود بن با ضخامت حداکثر ده متر و طول ۶۰ متر از جوانب به لایه هایی با ضخامت بیست سانتیمتر تبدیل می شود که بیش از یک و نیم کیلومتر طول دارند. ابوالفارس ماده معدنی به صورت عدسی های کوچکی رخنمون دارد. رنگ رخنمون های ماده معدنی قهوه ای سوخته تا قرمز تیره است که به دلیل حضور هیدرواکسیدها و اکسید های آهن می باشد.





طی فرایند جانشینی سلسیت به جای ژپس، انیدریت و آهک جلبکی مقداری کلسیم باقی می ماند که منجر به تشکیل کلسیت اسپاری می شود (واکنش ۱ و ۲ توسط Frazier 1975 و واکنش ۳ توسط Faure 1992) به صورت زیر است:



ثابت تعادل معادلات بالا را می توان طبق زیر محاسبه کرد:

$$K = \text{Ksp}(\text{Celestite})/\text{Ksp}(\text{Gypsum}) = 10^{-6.5} / 10^{-4.5} = 1/100 \quad \text{معادله ۱:}$$

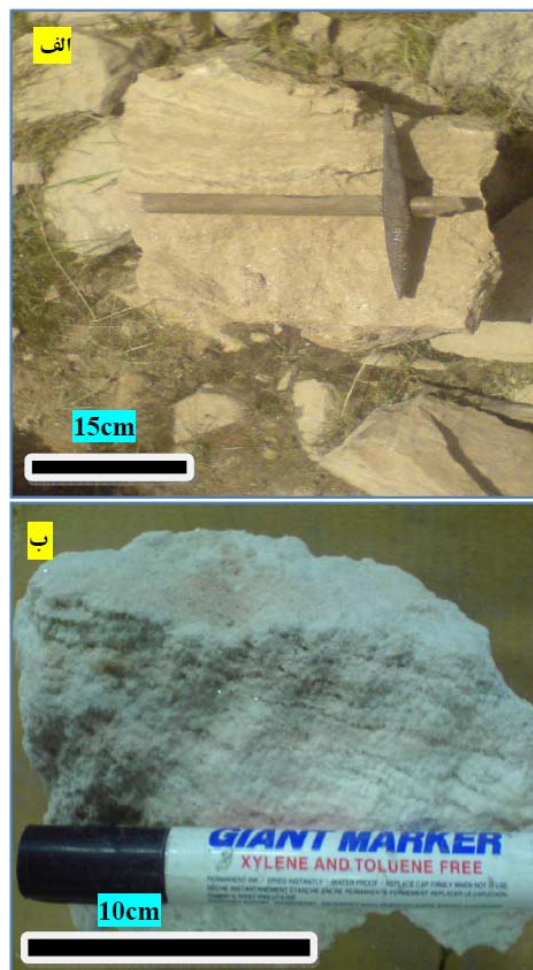
$$K = \text{Ksp}(\text{Celestite})/\text{Ksp}(\text{Calcite}) = 10^{-6.5} / 10^{-8.35} = 70.8 \quad \text{معادله ۲:}$$

چنانچه در محلولی که در تعادل با ژپس (یا انیدریت) است، غلظت یون استرانسیوم به کلسیم بیش از نسبت ۱/۱۰۰ باشد (برای انیدریت این مقدار نسبت ۱/۷۹/۴ می باشد)، استرانسیوم جانشین کلسیم در ژپس می گردد. این وضعیت برای کلسیت زمانی رخ می دهد که غلظت استرانسیوم در محلول بیش از ۷۰/۸ برابر غلظت کلسیم گردد. چنانچه فرض کنیم که استرانسیوم جانشین آراگونیت شده است، مقدار استرانسیوم در محلول باید به بیش از ۵۲/۵ برابر غلظت کلسیم برسد (معادله ۱ طبق Frazier 1975 محاسبه شده است و محاسبات دیگر نیز بر این اساس است). ثابت معادله ۳ طبق زیر محاسبه می شود (Faure 1992):

$$\text{Ksp}(\text{CaCO}_3) = m_{\text{Ca}^{2+}} + m_{\text{CO}_3^{2-}} = 10^{-8.35}$$

بررسی ادخال های جامد موجود در سلسیت ها منجر به شناسایی سه یا چهار گروه ادخال درون سلسیت ها گردید که شامل، ادخال های ژپس و انیدریتی، ادخال های کلسیتی و سرانجام ادخال هایی از سلسیت ریز بلور درون سلسیت های درشت تر هستند. عمده ادخال های کلسیتی، ژپسی و انیدریتی دارای توزیع پراکنده و نامنظم درون سلسیت ها هستند ولی ادخال های ژپسی و انیدریتی گاهی به صورت شعاعی یا جهت یافته پراکنده می نشان می دهند (شکل ۵ ب). حضور ادخال هایی از بلورهای ریز سلسیت درون بلورهای بزرگتر نشان می دهد که بلورهای بزرگتر در مرحله ای بعد از سلسیت های ریز رشد کرده اند (دو نسل کانه زایی)، که باعث به دام افتادن بلورهای ریز سلسیت درون بلورهای بزرگتر می شود. شکل بلورهای سلسیت تاقدیس بنگستان از بی شکل تا نیمه شکل دار و خودشکل تغییر می کند. سلسیت های عدسی شکل، متوازی الاضلاع، صفحه ای دو طرفه کامل، ستونی یا میله ای، صفحه ای، لوزی شکل، پنج ضلعی خود شکل به فراوانی دیده می شوند. بلورهای شعاعی منجر به تشکیل سلسیت دم جارویی شده است. عمده بلورهای خود شکل ریز بلور هستند، در حالی که بلورهای بی شکل اکثرا درشت بلوراند. ساخت توده ای در زیر میکروسکوپ به صورت مجموعه هایی از بلورهای موزاییکی در هم قفل شده با اندازه یک تا چند میلی متر دیده می شوند. اگر عمده بلورهای

بررسی ها نشان می دهد که شکل اغلب این بلور ها رومبیک و به شکل دروغین رومبوندرال و اپی ژنتیک است. ساخت های رگه ای پر کننده شکستگی ها نیز به طور گسترده حضور دارند. از دیگر ساخت های قابل مشاهده در این کانسارها می توان به ساخت های شعاعی یا به تقریب شعاعی و شانه ای را نام برد.

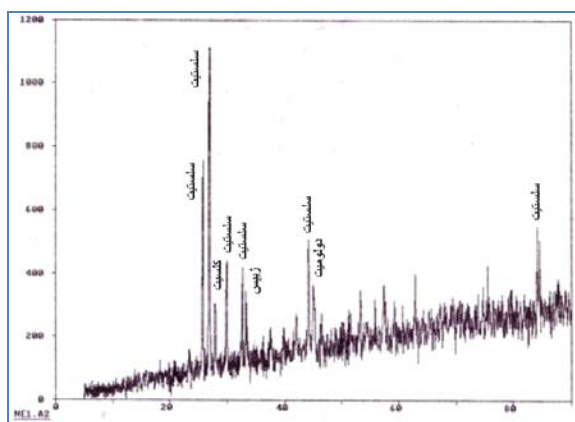


شکل ۳: الف- لایه بندی نازک مشابه آهک جلبکی در سلسیت ها، ب- حالت گذرا از سلسیت با ساخت دانه شکری به ساخت زبرا.

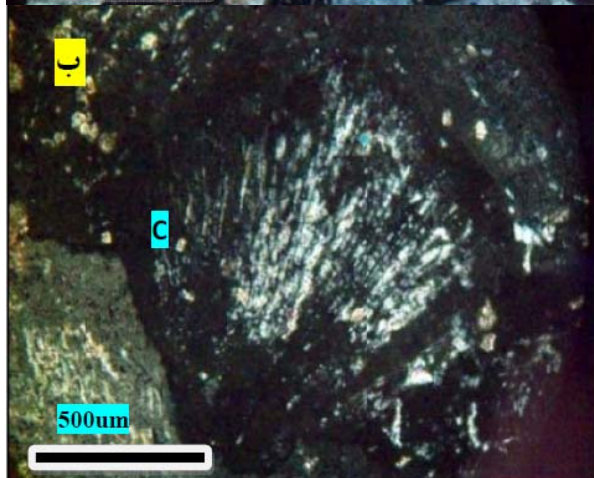
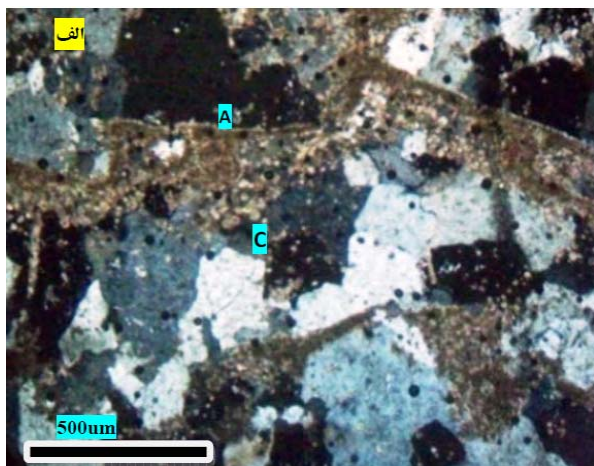
### بررسی میکروسکوپی آهک جلبکی و سلسیت ها

آهک جلبکی عمدتاً توسط سلسیت جانشین شده و مقدار این جانشینی متفاوت است (شکل ۵ الف). سبزه ای (۱۳۶۷)، این آهک ها را از جلبک های محیط های بین جزر و مد تا بالای جزر و مد از خانواده سیانوفیسیس (Cyanophycees) می داند. در این بخش علاوه بر سلسیت مقادیر کمی ژپس و انیدریت و مقادیر کمتری آهک اسپاری نیز قابل شناسایی است. همزمان با رشد این جلبک ها، ژپس و انیدریت نیز به عنوان کانی معمول این محیط (Kinsman 1969)، تشکیل و سلسیت جانشین ژپس، انیدریت و آهک جلبکی شده است.

Age \ Mineral	Syngenetic	Early diagenetic	Epigenetic
Micrite(CaCO <sub>3</sub> )	●		
Gypsum	●		
Anhydrite	●		
Sparite(CaCO <sub>3</sub> )			●
Celstite	●		
Geotite			●



شکل ۴: منحنی های XRD پاراژنز کانیایی سلسیت ها را نشان می دهد.



در هم قفل شده ریز باشند، ساخت دانه شکرکی تشکیل می گردد. حضور بلورهای ریز در تناوب با بلورهای درشت منجر به تشکیل سلسیت با ساخت زبرا می شود. بلورهای درشتی که در ساخت زبرا حضور دارند، کشیده هستند (شکل ۵ج) و از این نظر با بلورهای متوسط و درشت ساخت موزاییکی متفاوتند. کاشنیر (Kushnir 1986)، سلسیت های دانه ریز را نتیجه تبلور از سیالاتی می داند که نسبت به استرانسیوم به شدت فوق اشباع و دارای صدها میلی گرم در لیتر استرانسیوم می باشند ولی سلسیت های دانه درشت از آب هایی با شوری کمتر، مانند آب های جوی که در مجاورت لایه های دارای CaSO<sub>4</sub> جریان می یابند، تشکیل می شوند. پاراژنز کانیایی در سلسیت های تاقدیس بنگستان ساده و شامل: سلسیت، کربنات کلسیم، ژپیس، انیدریت و مقادیری اکسید آهن از نوع گوتیت است.

کلسیت میکریتی، ژپیس و انیدریت در اکثر موارد کانی اولیه هستند و توسط سلسیت جانشین شده اند. این مطلب با توجه به شکل پسودومورف سلسیت، حضور ادخال هایی از کانی های ذکر شده درون سلسیت ها و روابط بین دانه ای در زیر میکروسکوپ مشخص است. در آهک جلبکی مجموعه هایی از ژپیس و انیدریت، که به طور ناقص توسط سلسیت جانشین شده است، در زمینه ای از آهک میکریتی حضور دارد. کلسیت اسپاری درشت بلور و همچنین میکرواسپاریت نیز گاهی در این سنگ حضور دارند. سلسیت های درشت بلور در زمینه ای از سلسیت های ریز بلور دیده می شوند که دارای ادخال هایی از سلسیت های ریز بلور و خودشکل هستند. با توجه به ریز بودن انیدریت هایی که همراه با سلسیت های ریز بلور هستند، نتیجه می شود که سلسیت جانشین همین انیدریت ها شده است. حضور سلسیت هایی که دارای دو دسته رخ عمود بر هم (خاص انیدریت) و یا دو دسته رخ با زاویه ۶۶<sup>0</sup> یا ۷۵<sup>0</sup> (به ترتیب مخصوص ژپیس و کلسیت) دارند، دلالت بر جانشینی سلسیت به جای انیدریت، ژپیس و کربنات کلسیم دارند (جدول ۱ الف و ب).

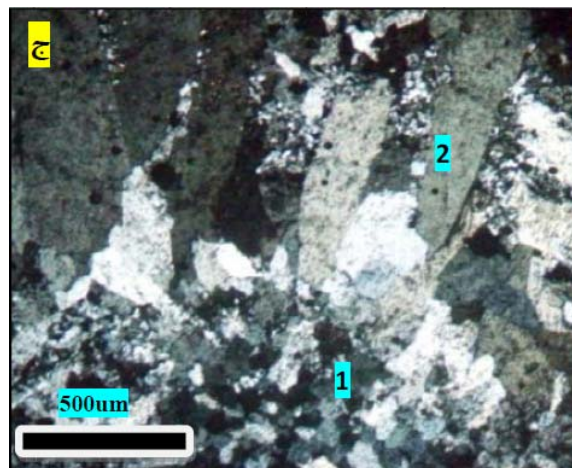
جدول ۱: الف- توالی پاراژنز کانیایی سلسیت های تاقدیس بنگستان  
ب- توالی پاراژنزی انواع مهم ساختی در سلسیت های تاقدیس بنگستان

Age \ Celestite Type	Syngenetic	Early diagenetic	Late diagenetic	Epigenetic
Sucrosic Celestite	●			
Massive Structure		●		
Zebra Type			●	
Veins & Geodic Type				●

دولومیت های تشکیل شده با شوری های بالای حوضه (نسبت بالای Mg/Ca) به صورت ریز بلور و میکرایتی اند (رحیم پور بناب ۱۳۸۴). نسبت Sr به Ca نمونه های سلسیتی بین ۳۵۰۰ تا ۷۵۰۰ برابر و Sr به Mg بیش از ۱۷۸ هزار برابر نسبت به آب دریا غنی شدگی نشان می دهد. منیزیم به غیر از شرکت در کانی دولومیت تا رسیدن به اشباع نسبی کلریدهای آن، تشکیل کانی خاصی را نمی دهد و دلیل اصلی پایین بودن مقدار Mg در سلسیت ها، عدم اشباع آب نسبت به کلریدهای آن و عدم نشینی کانی دولومیت همراه با سلسیت است. گوگرد سنگ های کمر پایین ماده معدنی (۰/۷ درصد) که تا حدود ۶ برابر نسبت به گوگرد سنگ های آهکی، غنی شدگی نشان می دهند. در نمونه های سلسیتی مقدار SO<sub>3</sub> تا ۰/۴۳ می رسد و هبستگی مثبت و مناسبی (۰/۹۹۸) با مقدار SrO دارد. بیشترین مقدار باریم مربوط به رگه های اپی ژنتیک است (تا ۴۵۰۰ ppm) که نشان می دهد، محیط تشکیل این رگه ها با شرایطی که سلسیت های لایه ای در آن تشکیل شده اند، متفاوت بوده است. وود و شاو (Wood & Shaw 1975)، برای محاسبه مقدار غنی شدگی نسبت  $\frac{Sr}{Ba}$  آب هایی که سلسیت های ناحیه بریستول از آن ته نشست شده اند نسبت به آب دریا از معادله زیر استفاده کردند:

$$M_{SrSO_4}/M_{BaSO_4} = K_{SrSO_4}/K_{BaSO_4} \cdot (1-X)/X$$

که در این معادله K قابلیت انحلال پذیری، M غلظت مولی و X مقدار مولی باریم در (Sr<sub>1-x</sub>Ba)SO<sub>4</sub> است. این نسبت در تاقدیس بنگستان بین ۶ هزار تا ۳۰ هزار برابر غنی شدگی نشان می دهد. محاسبه این نسبت در سلسیت های رگه ای نشان می دهد که نسبت این غنی شدگی حدود ۱۵۰۰ برابر است. بیشترین مقدار سرب مربوط به نمونه های اپی ژنتیک رگه ای است. تغییرات سرب مشابه با تغییرات مقدار باریم و مشابه با تغییرات مس و روی است (شکل های ۶ الف تا د).



شکل ۵: الف- جانیشینی سلسیت (C) به جای آهک جلبکی (A)، نور پلاریزه؛ ب- ادخال های ژیبسی با جهت یافتگی شعاعی درون سلسیتی که در موقعیت خاموشی قرار دارد، نور پلاریزه؛ ج- رشد بلورهای نسل دوم (2) درون بلورهای نسل اول (1) موجب تشکیل ساخت زبرا می شود، نور پلاریزه.

### بررسی ژئوشیمی سلسیت ها

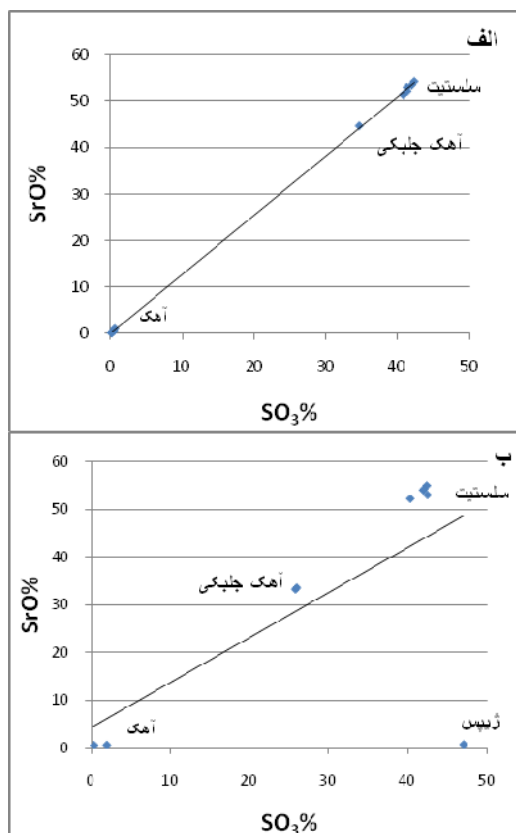
مقدار استرانسیوم در آهک توده ای حدود ۹ برابر مقدار متوسط سنگ های آهکی غنی شده است (۴۲۳۰ ppm در منطقه ابوالفارس و ۰/۱ اکسید استرانسیوم در ناحیه گودبن). مقدار اکسید استرانسیوم در آهک جلبکی تا بیش از ۰/۳۳ می رسد و در سلسیت ها بین ۵۰ تا بیش از ۵۵٪ در تغییر است. این خلوص بالا و پایین بودن مقدار کلسیم و دیگر عناصر، نشان دهنده فوق اشباع شدن آب ها نسبت به استرانسیوم، تحت اشباع بودن نسبت به دیگر عناصر مخصوصا کلسیم و تبخیر بخشی است. در ژیبس های روی سلسیت ها مقدار استرانسیوم حدود ۲۹۰۰ ppm است. سنگ آهک توده ای تا حدود ۰/۱۹ کلسیم و ۰/۱۲ منیزیم دارد. لایه های آهک جلبکی حدود ۰/۷ کلسیم و ۰/۴ منیزیم دارند. این سنگ ها طی مرحله ای با افزایش مقدار عنصر Mg در محیط دچار دولومیتی شدن گردیده اند. در محیط های سبخائی

جدول ۲: مقایسه میانگین منگنز و استرانسیوم عنصری و اکسیدهای عناصر اصلی سلسیت های تاقدیس بنگستان با بعضی کانسارها و محیطهای ژئوشیمیایی (داده ها بر اساس ۱- حسنی پاک ۱۳۸۳؛ ۲- احیا ۱۳۷۶، ۳- Dill et al. 2009).

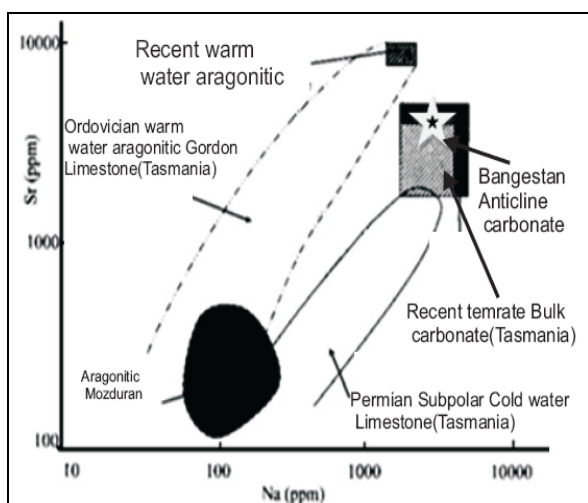
SUM %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Mn%	CaO %	MgO %	SO <sub>3</sub> %	BaO %	Sr ppm	SrO %	LOI %	عنصر
														محیط ژئوشیمیایی
۰/۲	۰/۰۰۱	۳	۱۰۵۵۶	۳۸۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۴	۱۲۷۲	۲۱۰۰	۰/۰۴	۸	-	-	آب دریا (بر حسب ppm عنصری) <sup>۱</sup>
۹۹/۸۶	۰/۸۱	۵/۱۹	۰/۰۵	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۰۴	۴۲/۵۷	۳/۴۹	۰/۳	۰/۰۶	۵۰۰	-	۴۲/۳	سنگ آهک <sup>۱</sup>
۹۹/۸	۱۵/۳۴	۵۹/۱۴	۳/۹۱	۳/۱۳	۷/۱	۰/۱	۵/۰۸	۴/۱	۰/۰۵	-	۴۷۵	-	۰/۷	متوسط پوسته ای <sup>۱</sup>
۷۵/۶۸	۰/۱۵	۰/۶۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۲۰/۹۰	۰/۲۷	۲۶/۴۱	-	۲۶۸۴۴۸	-	-	سلسیت قبرس (اپی ژنتیک) <sup>۲</sup>
۷۶/۴۸	۱/۰۷	۶/۴	۰/۴۷	۰/۲۵	۰/۵۱	۰/۰۲	۲۹/۴۱	۱۱/۶	۱۶/۰۸	-	۵۹۹۶۹	-	-	سلسیت خلیج فارس (سین)
۵۲/۹۴	۰/۶	-	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱	۰/۰۰۳	۱/۵	۰/۱	-	۰/۰۲	۴۷۰۰۰۰	۵۰/۶	-	قبر قیصر <sup>۳</sup>
۹۷/۳۵	۰/۲	۰/۴	۰/۰۱۵	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۰۴	۰/۶	۰/۰۷	۴۱	۰/۱	-	۵۱/۳	۳/۵۴	تاقدیس بنگستان - اپیزنتیک
۹۷/۸	۰/۲	۰/۳۶	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۰۴	۰/۶	۰/۰۷	۴۱	۲/۶	-	۵۰/۶	۲/۴۵	تاقدیس بنگستان - سین دیاژنتیک







شکل ۷: الف- همبستگی مثبت SrO را با SO<sub>3</sub> در ستون چینه شناسی گودین نشان می دهد؛ ب- همبستگی مثبت SrO را با SO<sub>3</sub> در ستون چینه شناسی ابوالفارس نشان می دهد. تنها نمونه ژئیس روی ماده معدنی باعث کم شدن همبستگی می شود.



شکل ۸: تغییرات مقدار سدیم در برابر مقدار استرانسیوم در کربنات های کم پایین و بالای سلسیت های آسماری با محدوده کربنات های کم عمق معتدله عهد حاضر تاسمانیا منطبق است (با تغییرات از آدابی و همکاران، ۱۳۸۷).

جدول ۴: مقایسه میانگین عناصر Cu, Zn, Pb, Ba, Sr (بر حسب ppm)، نسبت Sr/Ba سلسیت های ناقدیس بنگستان با بعضی از کانسارها و محیط های ژئوشیمیایی (بر اساس ۱- حسنی پاک ۱۳۸۳؛ ۲- احیا ۱۳۷۶؛ ۳- Dill et al 2009)

Sr/Ba	Cu	Zn	Pb	Ba	Sr	عنصر
						محیط ژئوشیمیایی
۲۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰۰۲	۰/۰۴۰	۸	آب دریا <sup>۱</sup>
۵	۴	۲۰	۵	۱۰۰	۵۰۰	متوسط آهک ها <sup>۱</sup>
۰/۶	۵۵	۷۰	۱۲	۷۸۰	۴۷۰	متوسط پوسته <sup>۱</sup>
۹۲	۱۸۴	۲۵	۹۱	۵۶۸۲	۲۶۸۴۴۷	قبرس (آبی ژنتیک) <sup>۲</sup>
۲۴۶	۴۲	۴	۵	۱۷۲	۵۹۹۶۹	خلیج فارس (سین دیاژنتیک) <sup>۲</sup>
۱۲۴۲	<۶۰	<۱۵	<۱۵	۲۵۰	۴۷۰۰۰۰	قبرقصر (سین دیاژنتیک) <sup>۲</sup>
۱۵۶۶	۲	۲	۱۲	۲۰۰	۴۶۹۸۰۰	ناقدیس بنگستان (سین دیاژنتیک)
۹۴	۸	۱۲	۴۶	۴۵۰۰	۴۲۲۰۰۰	ناقدیس بنگستان (آبی ژنتیک)

همبستگی بین عناصر مختلف: SrO با SO<sub>3</sub> همبستگی بسیار خوبی دارد. مقدار این همبستگی در نمونه های گودین (۰/۹۹۶) بسیار بالاتر از نمونه های منطقه ابوالفارس (۰/۶۷) است. دلیل این پدیده حضور نمونه ژئیس در منطقه ابوالفارس است که دارای SO<sub>3</sub> بالا و SrO پایین است (شکل ۷ الف و ب، جدول ۵). همبستگی بین SrO و BaO مثبت اما کم (۰/۳۵) است. در تمامی موارد همبستگی اکسید استرانسیوم با دیگر اکسیدها منفی است. همبستگی CaO با تمامی اکسیدها و حتی با LOI (به جز SrO و BaO)، مثبت و زیاد است که به معنی کاهش این عناصر در گذر از آهک به سلسیت و افزایش مجدد با رسیدن به لایه های آهک شیلی (که ماده معدنی را می پوشانند)، می باشد.

جدول ۵: همبستگی اکسیدهای اصلی نمونه های سلسیتی

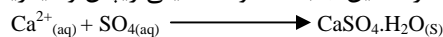
MgO	1.00									
Al2O3	0.18	1.00								
SiO2	0.12	0.96	1.00							
SO3	0.48	-0.81	-0.81	1.00						
CaO	0.29	0.85	0.86	-0.98	1.00					
Fe2O3	0.18	0.96	0.97	-0.86	0.90	1.00				
SrO	0.48	-0.81	-0.81	0.96	-0.97	-0.87	1.00			
LOI	0.53	0.77	0.76	-0.99	0.95	0.83	-0.99	1.00		
K2O3	0.01	0.91	0.96	-0.67	0.74	0.94	-0.68	0.63	1.00	
BaO	0.17	-0.33	-0.30	0.37	-0.35	-0.30	0.35	-0.38	-0.21	1.00
Mgo	Al2O3	SiO2	SO3	CaO	Fe2O3	SrO	LOI	K2O	BaO	

تغییرات ایزوتوپی استرانسیوم در منطقه: مصدق و همکاران (۲۰۰۹)، در بررسی تغییرات ایزوتوپی استرانسیوم سازند آسماری در ناحیه گودین متوجه شدند که بخش های پایینی سازند آسماری، تغییرات شدیدی از نسبت <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr نشان می دهد (شکل ۹).



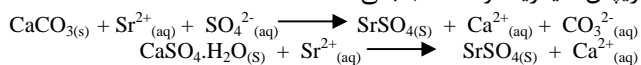
بنگستان از لحاظ موقعیت جغرافیایی در مرکز حوضه قرار داشته است مفید می باشد. در چاتین پایانی و آکی تانین آغازی (میوسن زیرین) مرکز حوضه بالا می آید. در این زمان همراه با رسوبگذاری بخش زیرین آسماری میانی در حواشی حوضه، آهک توده ای زیر ماده معدنی (در محیط بین جزر و مدی، تقریباً در مرکز حوضه) در حال ته نشینی بوده است. آهک های بخش زیرین آسماری میانی در محیط های سبخائی تشکیل شده اند. در این موقعیت محیط مناسبی برای رشد جلبک های خانواده سیانوفیس (مخصوص محیط های بالای بین جزر و مد تا بالای جزر و مد) فراهم می شود و با اشباع آب نسبت به استرانسیوم، ته نشست سلستیت آغاز می شود. منبع احتمالی استرانسیوم می تواند دولومیتی شدن بخش زیرین آسماری میانی باشد. طی تبدیل آراگونیت یا کلسیت (با حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ پی پی ام استرانسیوم) به دولومیت (با حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ پی پی ام استرانسیوم) مقادیر زیادی استرانسیوم وارد آب دریا می شود (Kinsman 1969). هانور (Hanor 2004)، با ذکر موثر بودن فرایند دولومیتی زاسیون جهت اشباع آب نسبت به استرانسیوم برای تشکیل کانسارهای سلستیت عنوان می کند که استرانسیوم آزاد شده طی تبدیل آراگونیت به دولومیت موجب اشباع آب حفره ای می شود. بدین ترتیب اشباع آب نسبت به استرانسیوم در ارتباط با دولومیتی شدن همزمان با رسوبگذاری این بخش است که احتمالاً در ابتدا به صورت آراگونیت حضور داشته اند. اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg et al. 2007) بیان می کنند که دولومیتی شدن این بخش همزمان با رسوب گذاری یا در زیر چند متر رسوب بوده است (شکل ۱۰ الف تا ج). مرحله سوم را می توان به سه بخش زیر تقسیم کرد:

الف: رشد این جلبک ها و ته نشینی ژپیس و انیدریت درون آنها؛

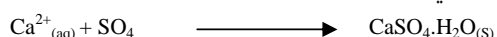


ب: اشباع آب نسبت به استرانسیوم و جانشینی سلستیت به جای

ژپیس، انیدریت و آهک جلبکی؛



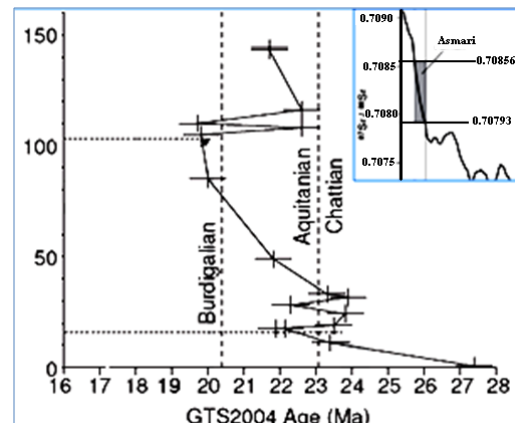
ج: اشباع آب نسبت به سولفات های کلسیم و ته نشست ژپیس بر روی سلستیت ها.



پیشروی دریای بوردیگالین و حوادث بعدی رسوبگذاری موجب پوشیده شدن کانسارها و محفوظ ماندن آنها از فرسایش می شود (شکل ۱۱).

زمان احتمالی تشکیل رگه ها و ساخت های اپی ژنتیک فاز کوهزایی میوسن میانی است. طی فاز کوهزایی استرین در میوسن میانی، سازند های منطقه دچار فشارش، چین خوردگی و تغییر شکل می شوند که احتمالاً همراه با چین خوردگی، دیاژنز مجدد (ایجاد ساخت های ثانویه) و تشکیل سلستیت های اپی ژنتیک رگه ای و ژئودی بوده است. به دنبال آن فرسایش باعث از بین رفتن بخش هایی از تاکدیس و

این تغییرات شدید باعث شده که آنها پیشنهاد کنند داده های ایزوتوپی مربوط به این بخش از سازند آسماری در ناحیه گودبن اشتباه بوده است. چون مصدق و همکاران (Mossadegh et al. 2009)، نمونه برداری خود را از ۷ متر پایین تر از سازند آسماری (از بالاترین بخش سازند پابده) آغاز کرده اند، به نظر می رسد این عمق (۱۱ تا ۳۵ متر) با عمق کانسارسازی سلستیت در ناحیه گودبن مشابه است. نمونه های عمق ۱۱ تا ۱۷٫۵ متری در این بخش جوان شدگی نشان می دهند. در چاتین پایانی روند نمودار ایزوتوپی استرانسیوم شیب صعودی دارد و جوان شدگی به معنی افزایش نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در سنگها است. چون در این عمق از سازند آسماری در تاکدیس بنگستان، سلستیت و ژپیس به طور غیر ممتد تشکیل شده اند، احتمالاً در تمامی بخش هایی که این کانی های سولفاتی به طور گسترده تشکیل نشده اند، مقدار سولفات این سنگها بالاتر از حد معمول سنگ های کربناتی است. سنگ های شیلی و ماسه های فلدسپات دار عموماً دارای نسبت بالایی از  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  هستند. احتمالاً شوراب های نفتی آزاد شده از سازندهای شیلی و ماری منطقه (پابده و گورپی یا کژدمی)، دارای مقادیر بالایی از نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  بوده اند. این آب ها با کانی های سولفاتی پراکنده در سنگهای این عمق از سازند آسماری، واکنش داده و موجب افزایش نسبت ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در سنگ ها و تغییرات شدید این نسبت در پایین ترین بخش این سازند شده اند.

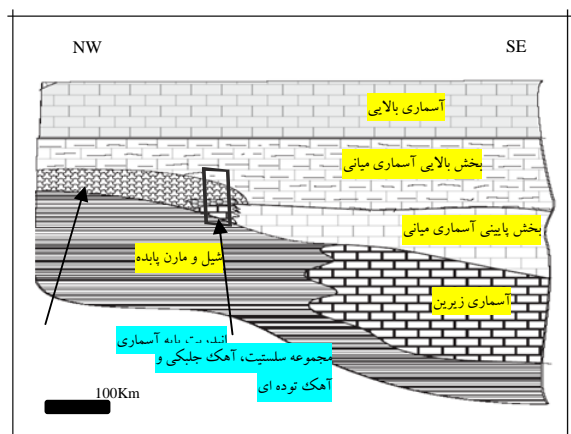


شکل ۹- مقایسه تغییرات ایزوتوپی استرانسیوم در ناحیه گود بن با این مقدار طی ته نشست سازند آسماری. به تغییرات شدید این نسبت در مرز بین چاتین و آکی تانین توجه کنید (با تغییرات از مصدق و همکاران Mossadegh et al. 2009).

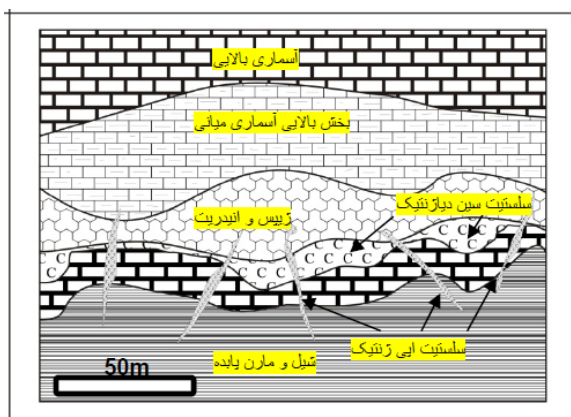
**مدل احتمالی تشکیل کانسارهای سلستیت تاکدیس بنگستان:**

غلی رغم کمبود داده های ارائه شده در این مقاله، به نظر می رسد مدل زیر برای تشکیل این کانسارها قابل ذکر است:

طی چاتین (الیگوسن پایانی) همزمان با رسوب گذاری رسوبات آهکی آسماری زیرین در حواشی حوضه پابده، رسوبات ژرف پابده در مرکز حوضه در حال رسوبگذاری بوده است. ذکر این نکته که تاکدیس



شکل ۱۱- موقعیت افق سلسیت دار آسماری را نسبت به بخش های مختلف تاقدیس بنگستان نشان می دهد (مقیاس تقریبی است).

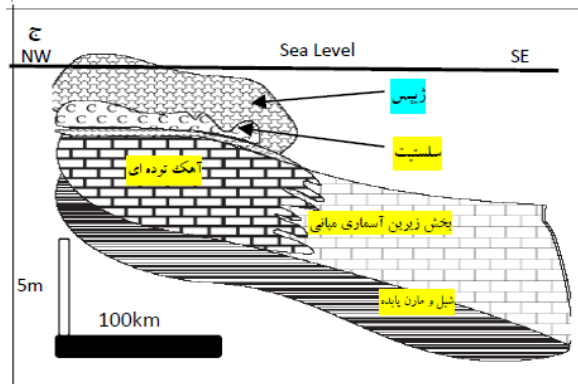
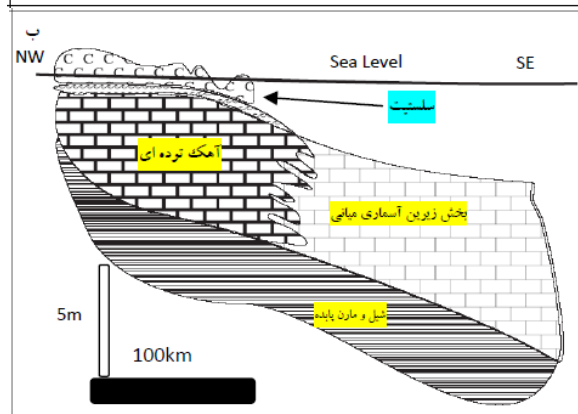
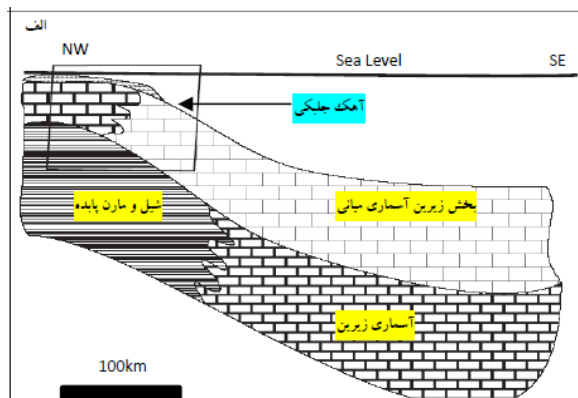


شکل ۱۲: چین خوردگی، گسلش، ایجاد ساخت های ثانویه و تشکیل سلسیت های اپی ژنتیک رگه ای و ژئودی در سلسیت های اولیه طی کوهزاد میوسن میانی (رگه ها بدون مقیاس).

### نتیجه گیری

دو نسل کانی زائی در تاقدیس بنگستان قابل شناسایی است. کانسارهای سلسیت تاقدیس بنگستان در نتیجه جانیشینی سلسیت به جای کلسیت، ژئیس و انیدریت و در زمان آکیتانین تشکیل شده اند. شرایطی همچون محیط ساحلی، دولومیتی شدن همزمان با رسوبگذاری (منبع استرانسیوم) و حضور ژئیس یا انیدریت (منبع سولفات) محیط مناسبی را برای تشکیل سلسیت فراهم کرده است. این نسل به صورت سلسیت دانه شکر که در زیر میکروسکوپ خواص نوری ژئیس، انیدریت و کلسیت را نشان می دهد و مقادیر عناصری مثل Cu, Pb, Zn, Ba پایینتری نسبت به نسل اپی ژنتیک دارند، قابل شناسایی است. مرحله دوم کانی زائی به حوادث دیاژنز تاخیری و اپی ژنتیک مربوط است. طی فاز کوهزایی میوسن میانی سازند های منطقه دچار فشارش، چین خوردگی و گسلش می شوند.

رخنمون سلسیت ها بر روی سطح گردیده است. اکسید آهن موجود در نمونه ها که به طور متوسط کمتر از ۰/۰۲ درصد است، بر روی سطح آنها باقی مانده و موجب ایجاد رنگ آجری سلسیت ها در رخنمون های خود گردیده است (شکل ۱۲).



شکل ۱۰: الف- رشد جلبک ها بر روی آهک توده ای و ته نشینی ژئیس و انیدریت درون آنها (مقیاس تقریبی است)، ب- اشباع آب نسبت به استرانسیوم و جانیشینی سلسیت به جای ژئیس، انیدریت و آهک جلبکی (مقیاس تقریبی است)؛ ج- اشباع آب نسبت به سولفات های کلسیم و ته نشست ژئیس بر روی سلسیت ها (مقیاس تقریبی است).

مناسب آنالیزی و ارسال داده ها به خارج از کشور باید قدردانی نمود. همچنین از مدیریت و معاونت محترم و نیز بخش آزمایشگاه سازمان زمین شناسی کرمان و مرکز سازمان زمین شناسی کشوری که آنالیزهای شیمیایی لازم را انجام دادند کمال تشکر را دارند. نویسندگان لازم می دانند که از داوران محترم که با نظرات و راهنمایی های ارزنده خود در بهبود سطح علمی این مقاله ما را یاری نمودند تشکر نمایند.

همراه با این حوادث ساخت و بافت کانسارها دچار تغییر و کانی زائی مرحله دوم حادث گردیده است. این سلسیت ها به صورت رگه ای و ژئودی درشت بلور هستند و مقدار عناصر کمیاب بیشتری نسبت به سلسیت نسل اول دارند.

**تشکر و قدردانی:** پس از سپاس بر ایزد دانا، نویسندگان این مقاله از بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر که امکانات لازم را برای انجام این تحقیق فراهم نمود تقدیر و سپاسگذاری می کنند. از مدیریت محترم شرکت کانپژوه جهت همفکری و مشورت برای انتخاب روش

#### منابع:

- آدابی، م. ح.، خدائی، ن. ۱۳۸۷: بررسی ژئوشیمیایی آهنکی سازند کنگان به منظور تعیین کانی شناسی اولیه آب و هوای دیرینه در میدان پارس جنوبی، خلیج فارس، *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۳۴: ۸۷-۱۰۲.
- جمی م. ۱۳۷۰: زمین شناسی، ژئوشیمی و منشا افق سلسیت دار منطقه بهمئی (سازند آسماری)، استان کهگیلویه و بویر احمد. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۸۶ص.
- حسنی پاک ع. ا. ۱۳۸۳: اصول اکتشافات ژئوشیمیایی، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه تهران، ۶۱۵ص.
- رحیم پور بناب ح. ۱۳۸۴: سنگ شناسی کربناته: ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۷۸ص.
- سبزه ای م. ۱۳۶۷: کالبد زمین شناختی کانسارهای سلسیت منطقه بهمئی، وزارت معادن و فلزات - اداره کل معادن و فلزات استان کهگیلویه و بویر احمد، ۵۸ص.
- احیا ف. ۱۳۷۶: مطالعه کانه زایی سلسیت در سازند تبخیری گچساران، لیکک- بهبهان، استان کهگیلویه و بویر احمد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.

- Brodtkorb M. K., Ramos V., Barbieri M., Ametrano S. 1982: The evaporate celestite- barite deposits of Neuquen Argentina, *Mineralium Deposita*, **117**: 423-436.
- Carlson E. H. 1987: Celestine replacements of evaporites in the Salina Group: *Sedimentary Geology*, **54**: 93-112.
- Dill H. G., Henjes-Kunst F., Berner Z., Stuben D. 2009: Miocene diagenetic strontium mineralization in calcareous series from Cyprus and the Persian Gulf: Metallogenic perspective on sub and suprasalt redox- controlled base metal deposit, *Journal of Asian Earth Sciences*, **34**: 557-576.
- Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H., Laursen G. V., Monibi S., Mossadegh Z. K., Svana T. A., Aqrabi A. A. M. McArthur, J. M., Thirlwall M.F. 2007: Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology* **30**:107-128.
- Faure G., 1992: Principles and applications of inorganic geochemistry, Maxwell, 626.
- Frazier W. J. 1975: Celestite in the Mississippian Pennington Formation, central Tennessee: *Southeastern Geology*, **16**: 241-248.
- Hanor J. S. 2004: A model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted celestine deposits. *Journal of Sedimentary Research* **74**:168-175.
- Kinsman D., 1969: Interpretation of Sr concentrations in carbonate minerals and rocks: *Journal of Sedimentary Petrology* **39**: 486-508.
- Kushnir S.V. 1986: The epigenetic celestine formation mechanism for rocks containing CaSO<sub>4</sub>. *Geochem Int.* **23**:1-9.
- Mossadegh Z. K., Haig D. W., Allan T., Adabi, M. H., Sadeghi A. 2009: Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran, *Paleoecology*, **272**( 1-2):17-36.
- Schiebel, W., 1978. New strontium deposits in Iran. *Industrial Mineral*, **5**: 54-57.
- Wood M. W., Shaw H. F. 1975: The geochemistry of celestites from the Yate area near Bristol (U.K.): *Chemical Geology*, **17**: 179-193.