

نهشت سلسیت استراتیفورم منطقه افتر، باختر سمنان

نوشته : دکترکمال الدین بازرگانی کیلانی* و محمد صادق ربّانی*

Deposition of Stratiform Celestite of Aftar Region, West of Semnan

By: Dr. K.B.Guilani* & M.S.Rabbani**

چکیده

توالی سنگ‌های رسوبی ناودیس منطقه مورد مطالعه (افتر در 35 کیلومتری غرب سمنان)، به ترتیب شامل سازندهای کرج، سمنان و کند است که سلسیت در لایه‌های پایینی سازند کند گسترده است. سازند کند بطور عمده شامل ژپس، آهک و آهک ماسه‌دار می‌باشد که در محیط تبخیری نهشته شده است. با توجه به فسیل‌های موجود در آهک‌های این توالی، اخیراً آن ائوسن بالایی بوده و در یک حوضه تبخیری کم عمق با فرورنشینی متغیر و آرام تشکیل یافته است. سلسیت‌های لایه‌ای، ریتمیک و عدسی‌های کشیده و موازی با لایه بندی کلی رسوبات منطقه بوده و در مراحل دیاژنز اولیه اصلی تشکیل شده است. بلورهای سلسیت به دو صورت (1) قطعات کشیده، خود شکل تا بی‌شکل و (2) عدسی (با شکل دروغین ژپس) ظاهر می‌شوند. سیلیسی شدن که در مراحل دیاژنز پسین انجام گرفته، بر لایه‌های سلسیت‌دار بیش از دیگر لایه‌ها تأثیر گذاشته است. زایش بخش اعظم سلسیت، با توجه به شکل و چگونگی قرار گیری آن، در توالی تبخیری، بطور عمده دیاژنتیک ارزیابی شده و بخش کمی از آن، احتمالاً در اثر اشباع محلول استرونیوم در محیط تبخیری و به صورت همزمان با رسوبگذاری تشکیل یافته است. به نظر می‌رسد که با توجه به فراوانی ژپس در محیط تبخیری کم‌عمق و در نتیجه فراوانی یون سولفات در آب؛ و نیز پایین بودن انحلال‌پذیری سولفات استرونیوم در مقایسه با سولفات کلسیم، حضور یون‌های استرونیوم در محیط، موجب تشکیل سولفات استرونیوم (سلسیت) شده است. افزون بر این، در نتیجه مهاجرت یون‌های استرونیوم از لایه‌های زیرین (سازند سمنان و کرج) به سوی سازند کند و یا جابه‌جایی آنها با جریان سیال‌های جوی، در مراحل دیاژنتیک می‌تواند موجب جایگزینی سلسیت به جای ژپس شده باشد. بالا بودن نسبی غلظت یون استرونیوم در سازندهای کرج و سمنان؛ احتمال تأمین این یون را از این سازندهای ذکر شده بیشتر می‌نماید.

کلید واژه‌ها: سلسیت، دیاژنز، افتر، سمنان، استراتیفورم، سازند کند، ائوسن بالایی، ژپس، استرونیوم.

Abstract

The sequence of sedimentary rocks of Aftar syncline (35 Km west of Semnan) belongs to Karadj, Semnan and Kond formations. Celestite occurs at the lower part of the Kond formation. The Kond formation itself is mainly made of gypsum, limestone and sandy limestone deposited in an evaporitic environment. Based on the type of fossils found in the limestones of the Kond formation, the age of this sequence is attributed to upper Eocene. The formation was formed during a slow and fluctuating subsidence in an evaporitic shallow basin. The layered, rhythmic and elongated lenticular celestite crystals are positioned parallel to the general bedding of the sequence and formed at early principal diagenetic stage. Two forms of celestite crystals are distinguished: a) long automorphic, to xenomorphic, slabs, and b) elongated lenticular gypsum pseudomorphs. The act of silicification, at late diagenetic stages, affected the celestite bearing layers more than other layers. Based on the shape and arrangement of celestite in the evaporitic sequence the genesis of major portion is believed to be diagenetic; while a small portion has been probably formed syndepositionally by saturation of strontium ions in solutions of evaporitic environment. It seems that strontium sulphate (celestite) was formed due to the abundant gypsum in shallow evaporitic environment. Furthermore; celestite could have been formed due to the migration of strontium ions from lower layers (Semnan and Karadj formations) or by transport of the ions by meteoric fluids. Relatively high strontium ion content of the Semnan and Karadj formations suggests a high probability of ion supply to form celestite from these formations.

Keywords: celestite, diagenesis, Aftar, Semnan, stratiform, Kond formation, upper Eocene, gypsum, strontium





مقدمه

سلسلتیت با ترکیب سولفات استرونیسیم، مهم‌ترین و تنها کانی اقتصادی استرونیسیم را در طبیعت تشکیل می‌دهد. مهم‌ترین مصارف استرونیسیم در ساخت شیشه‌های مربوط به صفحه تلویزیون، نمایشگر رایانه، مصارف آتش بازی، ساخت مواد مغناطیسی و رنگ سازی است. میزان استخراج جهانی کانی‌های استرونیسیم در سال 1990 بالغ بر 235 هزار تن بوده که به‌طور عمده از کشورهای مکزیک، اسپانیا، ترکیه، چین و ایران و به مقدار کمتر از الجزایر، آرژانتین و مراکش استخراج شده است.

(Büchel, et al., 2000). با این که کشور ایران دارای کانسارهای بزرگی از سلسلتیت بوده و در چند سال منتهی به سال 1985 میلادی هم در ردیف سومین صادر کننده سلسلتیت دنیا بوده است (Griffits, 1985)؛ اما پژوهش‌های اندکی در رابطه با سلسلتیت ایران انجام شده است.

منطقه سلسلتیت‌دار مورد بررسی در این مقاله بخشی از کوه‌های البرز مرکزی در شمال افتر (35 کیلومتری باختر سمنان) است و از سازند کُند تشکیل یافته و عمده‌ترین معادن گچ سمنان نیز در همین نواحی قرار دارد. در منطقه مورد مطالعه هم برنزدهای فراوان گچی با همبری تند و ناگهانی بر روی توفها، زئولیت‌ها، بنتونیت‌ها، مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌ها وجود دارد. توالی سلسلتیت‌دار شمال افتر با مشخصات رخساره تبخیری به ظاهر همانند سلسلتیتی است که نخستین بار در حفاری چاه‌های نفت شمال آلمان توسط Müller (1962) مورد مطالعه قرار گرفته است. تا کنون پژوهش‌های بسیاری در مورد تشکیل این نوع سلسلتیت و ارتباط آن با تبخیری‌ها انجام شده است، که از جمله به گزارش‌های

Fuchtbauer und Müller (1977), Kinsman (1969), Schiebel (1978) Olausson (1981), Brodtkorb et al. (1989), Brodtkorb (1989)

می‌توان اشاره کرد. در مقاله حاضر سلسلتیت موجود در توالی تبخیری منطقه با سن ائوسن برای اولین گزارش می‌شود. بر این مبنای انتظار داشت که سلسلتیت در محیط‌ها و توالی‌های تبخیری پس از فاز کوهزایی لارامید نیز وجود داشته و تشکیل آن محدود به مناطق ایران مرکزی و سازند قم نیست. به طور نمونه، کانسار سلسلتیت شمال ده نمک از سازند کند بر روی سازند کرج قرار دارد که به‌نظر می‌رسد تیپ سلسلتیت آن مشابه سلسلتیت منطقه مورد مطالعه نباشد (بررسی کانسار مذکور مقایسه دیگری است که در دست تهیه می‌باشد). در این مقاله در مورد سن توالی تبخیری، ترکیب شیمیایی، و منشأ احتمالی استرونیسیم سلسلتیت منطقه بحث خواهد شد.

روش مطالعه

پس از بررسی‌های زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی اولیه، نمونه برداری سیستماتیک از 10 نیمرخ شمالی - جنوبی در فواصل متفاوت از سمت خاور به سوی باختر منطقه افتر (نیمرخ‌های A تا L) صورت گرفت. پیمایش در هر نیمرخ به طور میانگین به طول 2000 متر در مناطق مسطح و بیش از آن در ارتفاعات منطقه مورد مطالعه صورت گرفت. نمونه‌های سلسلتیت‌دار از نیمرخ‌هایی که مقدار آن نسبتاً بیشتر بوده گردآوری شد (شکل‌های 2 و 4). مطالعات سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی بر روی حدود 50 نمونه دستی انجام گرفت. تشخیص سلسلتیت و دیگر کانی‌های همراه مانند دولومیت، کلسیت، کوارتز، ژپس با مطالعه طیف‌های XRD بر روی بیش از 25 نمونه، صورت گرفت. طیف‌های XRD شامل گستره‌ای از 5 تا 70 درجه 2θ و با دستگاه زمینس D5000 با تیوب CuKa و طول موج 1.5406 \AA و با فیلتر نیکل در سازمان زمین‌شناسی، تهیه شد. مطالعه میکروسکوپی بر روی 30 مقطع نازک تهیه شده، برای تشخیص فسیل‌ها و تعیین سن آنها و تشخیص انواع کانی‌های نافلزی، انجام شد. ترکیب شیمیایی 2 نمونه سلسلتیت، یک نمونه دولومیت و یک نمونه ژپس به نسبت خالص و مقدار یون‌های Sr و Ca مربوط به 10 نمونه از سنگ‌های زیر سازند کُند به صورت تجزیه ترو تجزیه دستگاهی، در مرکز تحقیقات شیمی و مهندسی شیمی تعیین گردید. ابتدا نمونه‌ها در دمای 105 درجه سانتیگراد به مدت یک ساعت رطوبت‌گیری شده و سپس مقادیر آب و گاز کربنیک ناشی از تجزیه کربنات‌ها در دمای 900 درجه سانتیگراد به مدت یک ساعت تعیین شد. کلسیم و استرونیسیم به روش کلاسیک، سدیم و پتاسیم به روش طیف سنج شعله، آلومینیم، آهن، منیزیم، منگنز، تیتانیم، باریوم و یون‌های کم مقدار با روش جذب اتمی اندازه‌گیری شدند.

زمین‌شناسی منطقه

نظر به این که در مناطق شمال و باختر سمنان، از جمله در ناحیه افتر، که واحدهای سنگی پالئوژن به صورت دگر شیب سنگ‌های قدیمی‌تر را، پوشانده است؛ لذا با صرف نظر از توضیح سنگ‌های قدیمی‌تر صرفاً به شرح کوتاهی از سنگ‌های ائوسن پرداخته می‌شود.

در باختر شهر درجزین (خاور منطقه افتر) دگر شیبی‌های آشکاری میان سنگ‌های ائوسن دیده می‌شود. سنگ‌های اصلی منطقه در جزین مارن‌ها و توفهای ائوسن هستند. از ویژگی‌های با اهمیت آن وجود جنبش‌های زمین‌ساختی شدید است که کم دامنه اما پر تعداد است. از دیگر ویژگی‌های مهم سنگ‌های منطقه درجزین، واحدهای





بنسبت به دیگر بخش‌ها دارند. از سوی دیگر این بنتونیت‌ها که حاوی گرهک‌ها و بلور دان‌ها و رگه‌های سیلیسی (اغلب حاوی کلسدونی و کوارتز) هستند؛ بیرون‌زدگی‌های آشکاری دارند. روی بنتونیت‌ها، یا هم ردیف آنها، به ضخامت حدود 20 متر ماسه سنگ با سیمان آهکی، آهک ماسه‌دار و دیاتومه‌دار، کنگلومرا با سیمانی از سیلیس قرار دارد. در این توالی به طور موضعی کنگلومرا در زیر ماسه سنگ‌ها و یا روی بنتونیت‌ها فرار گرفته‌اند. کنگلومرای مزبور به ضخامت حد اکثر 2 متر و با جورشدگی و گرد شدگی بد به طور عمده از سازند کرج ویا سازند سمنان، تشکیل شده است (شکل 3). بنابراین به نظر می‌رسد که پس از تشکیل سازند کرج و سمنان، بخشی از این مجموعه به علت پسرپی آب و/ یا چین خوردگی محلی و یا عوامل زمین ساختی از آب بیرون آمده باشد. روی ماسه سنگ و کنگلومرا ها آهک، ژیبس با آهک های بین لایه ای، آهک اتولیتی و فسفیل دار، دولومیت و عدسی و لایه های کوچک سلسیت‌دار، مجموعاً به ضخامت حدود 200 متر، تشکیل شده است. بالاترین بخش سازند کُند به وسیله یک یا چند لایه ماسه سنگ با سیمان آهکی و لایه‌های ماسه‌ای سرخ رنگ، سیلت و مارن پوشیده شده است (شکل 4).

زمین شیمی استرونسیم و تشکیل سلسیت

در کانیهای سنگ‌های ماگمایی و رسوبی و کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها، استرونسیم با شعاع یونی $1/12A^0$ می‌تواند به دلیل هم گروه بودن و ظرفیت یکسان با کلسیم، با شعاع یونی $0/99A^0$ جانشین آن شود (Ahrens, 1952). این نوع جانشینی با یون پتاسیم، به دلیل بار بیشتر نسبت به آن، نیز امکان پذیر است (Müller, 1962). این جانشینی در کانی‌های کلسیم‌دار به صورت پذیرفته شده (accepted) و در کانی‌های پتاسیم‌دار به صورت اسیر (captured) شده است (مُرو شرفی 1371). تحقیقات (Turekian and Kulp 1956) نشان داده است که در سنگهای گرانیتی با افزایش کلسیم، مقدار استرونسیم نیز افزایش می‌یابد (جدول 1). از آنجا که توف‌ها و یا توف‌های زیولیت‌دار اغلب ریولیتی و داسیتی هستند. لذا به نظر می‌رسد که علاوه بر شیل‌های سیاه که در سازند کرج منطقه نیز فراوان است، ازباید نسبت $Sr/Ca * 1000$ به توف و / یا شیل نیز مربوط باشد. داده‌های جدول 2 مربوط به سنگ‌های منطقه مورد مطالعه است که از نوع سنگ‌های بیرونی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن هستند. این نوع سنگ‌ها در البرز مرکزی و شمال ایران مرکزی، عموماً با شیل همراه بوده و معمولاً از نظر ترکیب، از حد واسط تا اسیدی متغیر بوده و قلیایی می‌باشند. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها،

ائوسن بالائی است که با نهشته‌های تیخیری دنبال می‌شود (نبوی، 1366). منطقه افتر از سنگ‌های آواری و تیخیری ائوسن و اولیگوسن بنیاد یافته و یک حوضه رسوبی کم ژرفا که در ائوسن در پی رویدادی زمین‌ساختی به وجود آمده؛ در ائوسن پسین به علت رویداد زمین‌ساختی دیگر، گسترش یافته است. این منطقه از دیدگاه زمین ساختی محدود به سه گسل عمده است. گسل بشم در شمال و گسل سمنان در جنوب دارای امتداد شمال خاوری- جنوب باختری و روانده است. گسل درجزین با امتداد تقریبی شمال باختری- جنوب خاوری گسل سمنان را قطع کرده است (شکل 1). محدوده افتر از ناودیس پوشیده‌ای تشکیل شده که یال شمالی ناودیس از شمال به طرف افتر از سازند کرج (توف و شیل) و سازند سمنان (ماسه سنگهای توفی و شیل ها، توف‌های ژئولیتی، ژئولیت و بنتونیت) تشکیل شده است (شکل 2). توالی آذر آواری و رسوبی یاد شده در شمال و باختر آبادی افتر، از سازند کُند شامل لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و کنگلومرا (شکل 3)، آهک و ژیبس تشکیل شده و لایه‌ها و عدسی‌های سلسیت‌دار در پایین‌ترین بخش تیخیری‌ها دیده می‌شوند (شکل 4). سنگ‌های یاد شده امتداد تقریبی باختر- شمال باختر داشته و شیب آنها 20 تا 80 درجه به طرف جنوب باختری متغیر است. مجموعه تیخیری مزبور دارای آهک و آهک مارن‌دار بین لایه‌ای و همچنین لایه‌ها و عدسی‌هایی از سلسیت است (شکل 5 و 6). با توجه به وجود تیخیری‌ها و فسفیل‌های دو کفه‌ای و همچنین آهک‌های آلئیتی (شکل 7) که بین لایه‌های تیخیری مذکور وجود دارد، می‌توان حوضه رسوبی را یک حوضه بسیار کم عمق با شدت فرونشینی متغیر و تدریجی به‌شمار آورد.

با توجه به داده‌های سنی مربوط به آهک‌های بین لایه ای (که به‌وسیله دانشیان مطالعه قرار شده است)، در مجموعه ای به ضخامت حدود 220 متر ژیبس منطقه شمال و شمال باختر افتر و نمونه‌های زیرین آن بر مبنای مشخصات داده شده توسط (Huber and Mohafez 1972)، توالی کنگلومرا، ماسه سنگ، ماسه سنگ با سیمان آهکی و ژیبس همراه با آهک‌های بین لایه‌ای را هم ارز سازند کند و مربوط به ائوسن بالایی می‌توان ارزیابی کرد. افزون بر Huber and Mohafez (1972) وجود توالی سیلت، مارن، عدسی‌های آهک نومولیت‌دار، شیل و ژیبس را در ناودیس دلدشت افتر به‌عنوان شواهدی بر رسوبی بودن محیط دریایی کم عمق و آرام با فرونشینی تدریجی دانسته که در اولیگوسن میانی در اثر فاز چین‌خوردگی به هم خورده است.

در زیر سازند کُند، بنتونیت‌ها یا لایه‌هایی بنتونیت‌دار وجود دارد. در بخش خاوری منطقه، بنتونیت‌ها مواد آلی بیشتری





رسوب می‌کند. هر چند که منشاء سلسیت موجود نیمرخ‌های بررسی شده (اشکال 4 و 8) با نظریات Müller (1962) و Fuchtbauer und Müller (1977) تا حدودی توافق دارد، اما با توجه به توضیحاتی که در بخش بحث و تفسیر تشکیل سلسیت ارائه می‌شود، به نظر می‌رسد در منطقه مورد بررسی، تشکیل تمامی سلسیت محدود به منشاء تبخیری مورد اشاره در گزارش‌های اخیر نباشد.

ترکیب شیمیایی سلسیت، ژپس و دولومیت توالی سلسیت‌دار افتر

به نظر Müller (1962)، در تجزیه کانی طبیعی سلسیت، مقادیر متفاوتی یون‌های باریم و کلسیم وجود دارد که در سلسیت بین 0/1 تا 1 درصد می‌تواند متغیر باشد. از سوی دیگر، بر مبنای تقسیم بندی Burkhard (1978)، سلسیت، سولفات استرونیسمی است که کمتر از 10 درصد $BaSO_4$ داشته و غلظت دیگر عناصر در آن در حد ppm باشد.

تجزیه دو نمونه از سلسیت که در گزارش Müller (1962) ذکر شده، در جدول 3 نشان داده شده است. تجزیه دو نمونه از سلسیت افتر، نوع ریتیمیک (Af 107) مربوط به افق پایین‌تر، نوع دانه ای (Af 113) مربوط به افق بالاتر در مقایسه با ترکیب شیمیایی دو نمونه فوق در جدول 2 آورده شده است. اینک توضیحاتی در مورد تفاوت‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های افتر و دونمونه ذکر شده در مراجع ارائه می‌شود. با توجه به داده‌های مربوط به مقاطع نازک، طیف‌های XRD و تجزیه شیمیایی آنها نشان می‌دهد که سلسیت منطقه افتر دارای مقادیری کلسیت، کوارتز و ژپس است. وجود مقادیر اندکی یون Mg، با توجه به وجود کلسیت که در طیف‌های XRD مشاهده شده است، توجیه می‌شود. مقدار آهن نمونه‌های مطالعه شده، اندکی بیش از سلسیت‌های مورد مقایسه است. رنگ آجری سطح سلسیت، وجود کانی کدر زیر نور پلاریزه و رنگ سرخ در زیر نور عادی در مطالعات میکروسکوپی، وجود آهن را به صورت هماتیت در نمونه Af107 مشخص می‌کند. در این نمونه مقدار کمی Al_2O_3 وجود دارد که می‌تواند مربوط به ناخالصی‌های رسی همراه با سلسیت باشد. وجود مقداری اکسید کلسیم، اندکی CO_2 و نیز وجود یون سولفات در توافق با داده‌های XRD در نشانگر وجود مقداری کلسیت و ژپس است. یون‌های Ba در نمونه‌ها نشان می‌دهد که اندکی از این یون احتمالاً جایگزین Sr موجود در سلسیت‌های این منطقه شده است. ترکیب شیمیایی نمونه‌هایی از دولومیت و ژپس از توالی سلسیت‌دار افتر در جدول 3 نشان داده شده است. ترکیب

وجود مقادیر نسبتاً بالایی یون Sr را، مشابه آنچه که در گزارش Turekian and Kulp (1965) آمده است، نشان می‌دهد (جدول 1). لذا به نظر می‌رسد که ورود این ترکیبها به دریای ائوسن و یا فرسایش و هوازدگی و تغییرات دیاژنتیک آنها، Sr آب دریاها و دریاچه‌های مناطق شمال ایران مرکزی و جنوب البرز مرکزی را افزایش داده است. احتمال دیگر افزایش غلظت یون Sr، می‌تواند مربوط به جریان آب‌های سطحی فرورو، و/ یا بالا و پایین رفتن آب‌های زیر زمینی طی زمان رسوب گذاری لایه‌های بالایی باشد. همچنین ممکن است سیالهای مراحل دیاژنز، یون‌های Sr موجود در سنگ‌های یاد شده را در خود حل کرده و جابه‌جا کرده باشد. این یون با هر سازوکاری که به جریان افتاده باشد، در مرحله دیاژنز و در تماس با ژپس و یا انیدریت می‌تواند به دلیل حاصل ضرب انحلال پذیری بسیار پایین‌تر سولفات استرونیسم نسبت به سولفات کلسیم (کمتر از پنجاه برابر)، زودتر رسوب کند. به منظور بررسی شرایط تشکیل و یا حل شدن سلسیت (Reardon and Armstrong 1987) در آزمایشگاهی شرایط مزبور را شبیه‌سازی کرده و نتیجه گرفته‌اند که بیشترین انحلال پذیری سلسیت در دمای $20^{\circ}C$ است. لازم به ذکر است که در محیط‌های تبخیری، صرف نظر از فعالیت‌های گرمایی، دمای آب، حتی در مناطق حاره، به ندرت به بیش از $20^{\circ}C$ می‌رسد. بر مبنای پژوهش Fuchtbauer und Müller (1977) و Müller (1962) در محیط‌های تبخیری گرم و حاره، با تبخیر آب دریاها و دریاچه‌ها و در نتیجه افزایش غلظت نمک‌های حل شده در آنها، ابتدا کربنات کلسیم رسوب می‌کند و پس از آن، با تبخیر بیشتر و کاهش حجم آب به $1:3/35$ تا $1:5$ حجم اولیه، سولفات استرونیسم (سلسیت) و سپس با کاهش بیشتر حجم آب در محدوده $1:5$ تا $1:12$ حجم اولیه سولفات کلسیم (ژپس) یا انیدریت رسوب می‌کند. به همین ترتیب، با کاهش حجم به $1:12$ تا $1:64$ حجم اولیه، کلرید سدیم نیز نهشته می‌شود. با استفاده از داده‌های مزبور و با توجه به این که آثاری از نمک‌های انحلال‌پذیرتر مانند نمک‌های سدیم و پتاسیم در نیمرخ‌های مورد بررسی مشاهده نشده است؛ به نظر می‌رسد که تبخیر آب در دریای افتر به صورت دوره‌ای تا حد $1:12$ حجم اولیه ادامه داشته است بر اساس مطالعات Müller (1962) و Fuchtbauer (1977) und Müller غلظت سولفات استرونیسم در آغاز رسوب گذاری در آب دریا $5/5mg/1000mL$ است. در تبخیر آب دریا از $1:3/35$ تا $1:5$ حجم اولیه، مقدار سولفات استرونیسم به 5 برابر مقدار اولیه می‌رسد که از این مقدار، حدود $8/2mg/1000mL$ در آب به صورت حل شده مانده و بقیه به صورت سلسیت





بیشتر آب و کاهش حجم آن و در نتیجه افزایش غلظت نمکها، رسوب گذاری ژپیس آغاز شده است. در این مرحله با افزایش ورود آب، رسوب گذاری سولفات‌ها قطع شده و با تبخیر دوباره آب، دوره بعدی، رسوب گذاری سلسیت بار دیگر آغاز می‌شود. در این مرحله، سلسیت یک بار دیگر به همراه آهک رسوب می‌کند. با تبخیر بیشتر و افزایش دوباره غلظت نمکها در آب، ژپیس نیز دوباره رسوب می‌کند. با این تفاوت که دوره های بعدی، دارای تبخیر کمتری بوده و غلظت کلی نمک چندان افزایش نمی‌یابد. به نظرمی‌رسد پس از تشکیل ماسه سنگ و کنگلومرا، فرونشینی تدریجی حوضه رسوبی آغاز شده و به صورت دوره‌ای، غلظت نمک در محیط رسوبی کم و زیاد شده و شرایط رسوب آهک، سلسیت و آنگاه ژپیس فراهم شده است (شکل 3). با تکرار دوره‌های تبخیری لایه‌های کم و بیش مشابه تشکیل می‌شود. در دوره‌های پایانی رسوب گذاری سازند کند، احتمالاً غلظت نمک در حوضه رسوبی کاهش یافته و ماسه‌سنگ تنها با سیمان آهکی و یا ماسه‌سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است (شکل 4 و 8). در این مرحله، احتمالاً میزان تبخیر به کمترین حد خود رسیده و یا در اثر پس‌روی دریا، محیط تبخیری به محیط ساحلی با رخساره ماسه‌سنگی و کنگلومرای تبدیل شده است. به این ترتیب به نظر می‌رسد که تشکیل سلسیت تنها محدود به شکلی که در گزارش Müller (1962) و Brodtkorb (1989) ذکر شده، نمی‌باشد. شواهد ذکر شده در این مقاله نشان می‌دهد که هر چند آهک، ژپیس، انیدریت و بخشی از سلسیت احتمالاً به همان صورت گفته شده تشکیل شده‌اند؛ اما تشکیل بخش عمده سلسیت از راه انتقال یون‌های استرونیسیم از دیگر لایه‌ها و در جایگزینی با یون کلسیم ژپیس یا انیدریت، در مراحل دپازنتیکی صورت گرفته است.

مشخصات توالی سلسیت‌دار

سلسیت‌های گفته شده به ترتیب فراوانی در منطقه مورد مطالعه به چهار شکل متفاوت وجود دارند: الف) سلسیت ریتمیک (شکل 4)، به رنگ کرم، قهوه‌ای و گاهی شفاف یافت می‌شود. اندازه بلورهای آن در مقیاس میکروسکوپی ریز تا متوسط است. سنگ‌های مربوطه سخت و محکم بوده و با توجه به جرم حجمی بالاتر از سنگ‌های آهکی و دولومیتی در نمونه های دستی، تشخیص داده می‌شوند. ضخامت لایه‌های سلسیت ریتمیک در نیمرخ‌های خاوری تا 20 سانتی متر هم می‌رسد. درجه خلوص آنها نسبتاً بالاست (نمونه Af 107 جدول 1). لایه یاد شده گاه با اندکی سیلیس به صورت کوارتز و تا حدود ده درصد آهک همراه است.

شیمیایی نمونه دولومیت (Af 95)، نشان می‌دهد که اندکی از یون های آهن (1/57 درصد)، استرونیسیم (0/47 درصد)، بر حسب اکسیدهای مربوط، و مقادیر ناچیزی از یون باریم وجود دارد. به نظر می‌رسد که یون های آهن جانشین یون منیزیم در ساختار دولومیت شده و یون استرونیسیم و باریم در ساختار سلسیت همراه دولومیت وجود داشته باشد. با توجه به مطالعه مقطع تهیه شده از نمونه مزبور، سیلیس موجود در دولومیت به صورت کوارتز و کلسدونی ظاهر می‌شود. تجزیه شیمیایی Af 57 نشان می‌دهد که این نمونه دارای ژپیس نسبتاً خالص است. وجود مقدار اندک استرونیسیم در این نمونه، با توجه به برداشت نمونه از نیمرخ‌های سلسیت‌دار، غیر عادی به نظر نمی‌رسد.

مشخصات سلسیت و تکامل دوره‌های تبخیری

توالی تبخیری سلسیت‌دار، بر بستری از بنتونیت، ماسه سنگ و/ یا آهک ماسه دار قرار گرفته است. این توالی درموردی به صورت بین انگشتی وجود دارد (شکل 4). بر روی این بستر، معمولاً آهک، سلسیت ریتمیک یا سلسیت سیلیسی شده و با آهک سلسیت‌دار قرار می‌گیرد. ضخامت سلسیت در تیمرخ‌های خاوری منطقه، گاه به 20 سانتی‌متر هم می‌رسد. در حالی که این ضخامت در نیمرخ‌های باختری اندک بوده و یا حتی در معادل آن دولومیت تشکیل یافته است. در نیمرخ J (شکل 4) توالی یاد شده روی آهک و ماسه‌سنگ قرار گرفته و در نیمرخ B، روی آهک و سلسیت است و با ژپیس و یا ژپیس مارن‌دار به ضخامتی حدود 30 متر پوشیده شده است. بر روی ژپیس‌ها آهک‌هایی تشکیل شده که در ابتدای و انتهای تشکیل آن، عدسی‌هایی از سلسیت توده ای و دانه ریز روشن رنگ به ضخامت کمتر از 10 سانتی متر و به طول حداکثر 50 سانتی‌متر قرار می‌گیرد. لایه‌های هم ارز آن در نیمرخ‌های باختری از جمله نیمرخ J، اکثراً دولومیتی شده است و مقدار سلسیت آن خیلی کمتر از بخش خاوری توالی‌ها است. همان گونه که در نیمرخ‌های رسم شده در شکل 4 نشان داده شده است، در این توالی‌ها، ژپیس و ژپیس مارن دار با آهک در ضخامت‌هایی تا 10 متر تکرار می‌شود. در مطالعه میکروسکوپی مقاطع آهک‌ها، آثاری از سلسیت دیده شده است. توالی تبخیری یاد شده با ماسه‌سنگ، آهک‌ماسه‌دار و شیل‌دار سرخ رنگ، احتمالاً مربوط به سازند سرخ زیرین، پوشیده شده است (نیمرخ‌های A و B شکل 4).

توالی کلی رسوبی و واحدهای جزئی تبخیری منطقه شمال افتر در شکل 8 نشان داده شده است. به نظر می‌رسد که در آغاز رسوب گذاری سلسیت این دوره‌ها، غلظت سولفات استرونیسیم از 8/2ppm فراتر رفته باشد. با تبخیر





ب) سلسلتیت سیلیسی شده با بلورهای ریزتر از بلورهای نوع ریتیمیک دیده می‌شوند. سنگ‌های در برگیرنده آنها نیز بسیار سخت بوده و با جرم حجمی بالاتر از دیگر سنگها، مانند چرت، شناخته می‌شوند. این دسته در پایین‌ترین بخش سازند معادل کند و به ویژه در نیمرخ‌های خاوری مشاهده شده است.

ج) سلسلتیت توده‌ای و عدسی شکل، عموماً ریز بلور بوده و به صورت عدسی، در بالا و پایین لایه آهکی توالی تبخیری افتر و در نیمرخ A و B، به مقدار بسیار کم‌تر در نیمرخ E (شکل 4) یافت می‌شوند. این نوع سلسلتیت شفاف، سفید تا شیری رنگ، نرم تر و با گسترش کمتر نسبت به دو نوع قبلی است.

د) سلسلتیت همراه دولومیت و آهک، به مقدار کم و یافت شده است. تشخیص آنها با مطالعه پراش پرتو ایکس، مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی صورت گرفته است.

بحث و تفسیر تشکیل سلسلتیت

تفاوت‌هایی بین کانی‌های تبخیری در طبیعت و کانی‌های تشکیل شده در اثر تبخیر آب دریا در آزمایشگاه وجود دارد (Tucker, 1996). یکی از این تفاوت‌ها، دوره‌ای بودن نهشت شیمیایی کانی‌های تبخیری در طبیعت است. چنین دوره‌هایی در نیمرخ‌ها، مطالعه شده و حتی در نمونه‌های لایه‌ای ظریف و ریتیمیک منطقه قابل مشاهده است. دوره آهک، سلسلتیت و تکرار همین دوره که گاه به ژئیس ختم می‌شود، نمونه‌هایی از دوره‌ای بودن رسوب گذاری را نشان می‌دهد. مطالعات

و Müller (1962)، Fuchtbauer und Müller (1977) و Brodtkorb (1989) نشان می‌دهد که در محیط‌های تبخیری سلسلتیت پیش از ژئیس رسوب می‌کند. مطالعات (Kranz و Butler 1976) و (1973) نشان داده است که تشکیل سلسلتیت در خلیج فارس در زمان حاضر نیز با افزایش غلظت نمک‌های آب دریا تا 3/8 برابر اولیه انجام می‌گیرد. براساس مطالعات Müller (1969) افزایش مقدار استرونیسیم در منطقه Bodensee، در جنوب آلمان، در اثر شستشوی لایه‌های استرونیسیم‌دار اطراف و زهکشی آن به دریاچه کنستانتین است. بر مبنای این نظریات، تشکیل سلسلتیت در نتیجه افزایش یون استرونیسیم، می‌تواند، از راه سازوکارهای متفاوت، صورت گیرد.

صرف نظر از رسوب مستقیم سلسلتیت در محیط‌های اشیاعی و تبخیری، تشکیل ژئیس به صورت عدسی شکل، دیسکی و شبه دیسکی، به ویژه در مناطقی که مواد آلی نیز در آنها وجود دارد، رایج می‌باشد (Cody, 1979). در این گونه موارد، سلسلتیت می‌تواند جانشین ژئیس شود (Orti et al., 1998). مطالعات دیگری نیز در مورد جانشین ژئیس، انیدریت و سلسلتیت به وسیله سیلیس، در محیط‌های تبخیری و دیاژنتیک صورت گرفته است (Folk and Pittman, 1971; West, 1973; Milliken, 1979; Friedman and Shukla, 1980; Boyce et al., 1990; Orti et al., 1998; Alonso-Zarza et al., 2002).

ج) سلسلتیت توده‌ای و عدسی شکل، عموماً ریز بلور بوده و به صورت عدسی، در بالا و پایین لایه آهکی توالی تبخیری افتر و در نیمرخ A و B، به مقدار بسیار کم‌تر در نیمرخ E (شکل 4) یافت می‌شوند. این نوع سلسلتیت شفاف، سفید تا شیری رنگ، نرم تر و با گسترش کمتر نسبت به دو نوع قبلی است.

د) سلسلتیت همراه دولومیت و آهک، به مقدار کم و یافت شده است. تشخیص آنها با مطالعه پراش پرتو ایکس، مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی صورت گرفته است.

سلسلتیت‌های نوع ریتیمیک و سیلیسی شده، اغلب در افق پایین نیمرخ B/A و E، سلسلتیت‌های نوع توده‌ای و عدسی شکل در افق بالای همین نیمرخ و سلسلتیت‌های همراه دولومیت و آهک اغلب در نیمرخ J قابل مشاهده است. در مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک، سلسلتیت‌ها به چهار صورت دیده می‌شوند:

1) سلسلتیت نسبتاً خالص: این نوع دارای بیش از 90 درصد سلسلتیت با بلورهای خود شکل تا نیمه خود شکل به بزرگی 0/1 تا 1 میلی متر است. بلورها به صورت منشوری و ستونی با دانه‌هایی تقریباً هم اندازه دیده می‌شوند. بلورهای ستونی کم و بیش موازای لایه‌بندی عمومی سنگ‌های در برگیرنده خود قرار گرفته‌اند. کلسیت همراه آن معمولاً ریز بلورتر از سلسلتیت است. این دسته اغلب در مقاطع نمونه‌های ریتیمیک و سلسلتیت توده‌ای قابل مشاهده می‌باشند (شکل 9).

2) سلسلتیت همراه کلسیت: تغییرات از سلسلتیت نسبتاً خالص به سلسلتیت همراه با کلسیت تدریجی است. به گونه‌ای که همواره کلسیت در آغاز و سلسلتیت به تدریج در بالای کلسیت رشد کرده است. این نوع سلسلتیت خود شکل‌تر از نمونه‌های سلسلتیت خالص ظاهر می‌شود و دانه‌های آن بزرگ‌تر از سلسلتیت‌های خالص بوده و به 1 تا 3 میلی متر نیز می‌رسد.

3) سلسلتیت‌های سیلیسی شده: این نوع سلسلتیت، به ویژه در پایین‌ترین افق سلسلتیت‌دار به تدریج به وسیله کوارتز و کالسدونی، جانشین شده است. در واقع می‌توان گفت که در این مرحله سیلیسی شدن سولفات‌ها صورت گرفته است (شکل 11). در بعضی موارد نیز حفره‌های میان بلورهای ستونی کشیده، با کوارتز دانه‌ای پر شده است (شکل 10 و 11).





نتیجه گیری

با توجه به مجموعه مطالب در مورد توالی سلسلتیت دار افتر، جمع بندی زیر را می توان ارائه کرد:

1- سن توالی تبخیری به احتمال زیاد ائوسن بالایی و هم ارز سازند گند است.

2- رسوبات گند در محیطی کم عمق تشکیل شده و د رمواردی هم بخشی از منطقه اطراف ناحیه افتر ائوسن بالایی از آب بیرون بوده است.

3- با توجه به مشاهدات صحرایی و مطالعه مقاطع، شکل بخشی از سلسلتیت را در نتیجه اشباع آب از سولفات استروئوسیم (غلظت بیش از 3/35 برابر حد عادی) در محیط تبخیری ارزیابی کرده، آنها را می توان همزمان با رسوبگذاری به شمار آورد.

4- از آنجا که شکل های دروغین سلسلتیت به ژیبس های عدسی شبیه هستند؛ تشکیل مقادیر زیادی از سلسلتیت ها را می توان در اثر تغییرات غلظت سیالها در مراحل دیاژنز دانسته و آن را سلسلتیت های اصلی و پسین تلقی کرد. جانشین ژیبس عدسی شکل به وسیله سلسلتیت در مراحل دیاژنز اصلی و پسین انجام گرفته است.

5- با آنکه اغلب مراجع، استروئوسیم موجود در سلسلتیت های دیاژنتیک را ناشی از آزاد شدن استروئوسیم در نتیجه تبدیل کربنات ها (آراگونیت و کلسیت) به دیسه پایدار آن در مراحل دیاژنز می دانند؛ در منطقه مورد مطالعه بخش عمده ای از استروئوسیم در اثر آزاد شدن آن از توفها و شیشه های آتشفشانی قلیایی موجود در منطقه به شمار می آید.

6- وجود سیلیس در آب شیرین و رسوب آن در جریان آمیختگی آب شیرین و شور و جریان این سیالها امری عادی است. با توجه به این که در شرایط مزبور سیلیس پایدارتر از سلسلتیت است؛ بخشی از سلسلتیت در مراحل دیاژنز پسین به وسیله سیلیس جانشین شده است. سیلیسی شدن به خصوص در بخش پایینی توالی افتر به خوبی قابل مشاهده است. سیلیس ذکر شده را می توان از لایه های ماسه زیرین یا دیاتومیت ها (اپال) و تبدیل آن به دیسه پایدار دانست.

7- با توجه به ترکیب شیمیایی سلسلتیت منطقه افتر می توان پیش بینی کرد که در شبکه سلسلتیت های این منطقه بخشی از استروئوسیم، به وسیله باریم و کلسیم جانشین شده باشد.

8- وجود حجم عظیمی سنگ های با قلیایی در ائوسن البرز در ایران مرکزی و شیل های سیاه همراه آن که معمولاً دارای کلسیم بالایی هستند و چنین سنگ هایی عموماً استروئوسیم زیادتری دارند؛ لذا می توان انتظار داشت که در توالی های بعدی، با وجود ژیبس و انیدریت، سلسلتیت هم

که سیلیسی شدن بطور عمده مراحل دیاژنتیک و/یا در محیط های تبخیری انجام شده است. در مورد منشأ استروئوسیم چنین کانسارهایی دو نظریه وجود دارد. به نظر (1962) Brodtkorb, Müller و (1977) Fuchtbauer und Müller، منشأ استروئوسیم آب دریا است.

در حالی که (1969) Billings and Rogland Kinsman و (1968) Burkhard معتقد هستند که چون استروئوسیم موجود در کربنات های عهد حاضر 4000 تا 10000 ppm است؛ احتمالاً کربنات های زمان های گذشته نیز دارای همین مقادیر استروئوسیم بوده اند که در مراحل دیاژنز، مقداری از آن در آب حل شده و 100 تا 200ppm کاهش پیدا کرده است. در نتیجه، استروئوسیم آزاد شده به کمک آب های رفیق تازه جوی (آب های جوی یا مخلوط آنها با آب دریاها و یا آب زیرزمین)، در انتقال به لایه های سولفات دار (ژیبس و انیدریت) جایگزین یون های کلسیم آنها شده است.

مقایسه نتایج ذکر شده در جدول های 1 و 2 نشان می دهد که نسبت $1000 * Sr/Ca$ در نمونه های مورد مطالعه منطقه بالاست. در واقع، بالا بودن مقدار Sr نمونه ها را می توان چنین تفسیر کرد که با حرکت آب محبوس در توالی سازند کند، بالا آمدن آب های زیرزمینی، شستشوی مناطق مرتفع تر مانند باختر منطقه درحزین در زمان ائوسن بالایی، ویا ریزش آب های جوی و فرو رفتن آنها در لایه ها و توالی های سازند کرج و سمنان و با انحلال تدریجی استروئوسیم موجود در سازند های مذکور و حرکت سیالات استروئوسیم دار مزبور به سوی سازند کند، که حاوی ژیبس بسیار زیادی می باشد، بخش کوچکی از ژیبس را به سلسلتیت تبدیل کرده است. در شرایطی که سیلیس به صورت حل شده در سیالها قرار می گیرد، پدیده جانیشینی آن با سلسلتیت نیز روی می دهد. هر دو پدیده، یعنی تشکیل سلسلتیت به شکل دروغین ژیبس و سیس سیلیسی شدن سلسلتیت، در مقاطع مورد مطالعه نشان داده شده است (شکل های 9-11). سیلیسی شدن در ژیبس، کلسیت و دولومیت نیز مشاهده شده است. به این ترتیب با توجه به منابع فراوان استروئوسیم موجود در لایه های ذکر شده و با توجه به قلیایی بودن محیط که شرایط لازم برای انحلال نسبی سیلیس را فراهم کرده است، به نظر می رسد که احتمال تشکیل سلسلتیت در اثر آزاد شدن استروئوسیم کربنات های بسترهای مجاور بسیار اندک باشد. افرون براین، چون در ایران تشکیل سلسلتیت پس از کوهزایی لارامید صورت گرفته است؛ یون های استروئوسیم می بایست از توالی سنگ های رسوبی، رسوبی-آتشفشانی و یا سنگ های آتشفشانی به لایه تبخیری افق های بعد از ائوسن بالایی و پس از آن رسیده و تشکیل سلسلتیت را باعث شده است.





دکتر دانشیان در دانشگاه تربیت معلم جهت تعیین سن توالی مورد مطالعه، از آقای دکتر کیمیایی در دانشگاه کالیفرنیا برای تشخیص دیاتومه ها، از آقای مهندس رنجبر رییس ایستگاه تحقیقات کویری و بیابانی مرکز سمنان به جهت فراهم آوردن امکانات محلی تحقیقات، از مرکز تحقیقات شیمی و مهندسی شیمی جهت انجام تجزیه های شیمیایی واز معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران به جهت حمایت های مالی صمیمانه سپاسگزاری می نماید.



شکل 2- زمین شناسی منطقه افتر، بخشی از نقشه 1: 000،100 چهار گوش سمنان. (با توجه به مطالعه نمونه های تهیه شده از منطقه، زمان و سنگ شناسی توالی ها اندکی نسبت به نقشه اصلی تغییر کرده است).
1- نهشته های رودخانه و کال مربوط به عهد حاضر،
2- نهشته آبرفت چلیم، 3- بازمانده های آبرفت قدیم چلیم،
4- گچ و آهک سازند گند (اوسن بالایی)، 5- زئولیت، بنتونیت، شیل و ماسه سنگ سازند سمنان (اوسن میانی)، 6- شیل، ماسه سنگ، آهک و توف زئولیت دار در قاعده کنگلومرا، سازند سمنان (اوسن میانی)، 7- توف و شیل سازند کرج (اوسن زیرین)، 8- ناودیس افتر، 9- بخشی از راه سمنان به فیروزکوه. محل چهار نیمرخ با حروف A، B، E و J در نقشه مشخص شده است.

شکل 3- کنگلومرا با جور شدگی و گرد شدگی بد. دانه های کنگلومرا از سازند کرج یا سمنان فراهم شده اند. محل حدود یک کیلومتری باختر پاسگاه پلیس راه سمنان به فیروز کوه.

تشکیل یابد. به این ترتیب، پیش بینی می شود که در توالی های پس از کوهزایی لارامید در البرز و ایران مرکزی، سلسیت یافت شود. بر این مبنا، وجود منابع سلسیت دار جدید در البرز مرکزی و ایران مرکزی قابل پیش بینی است.

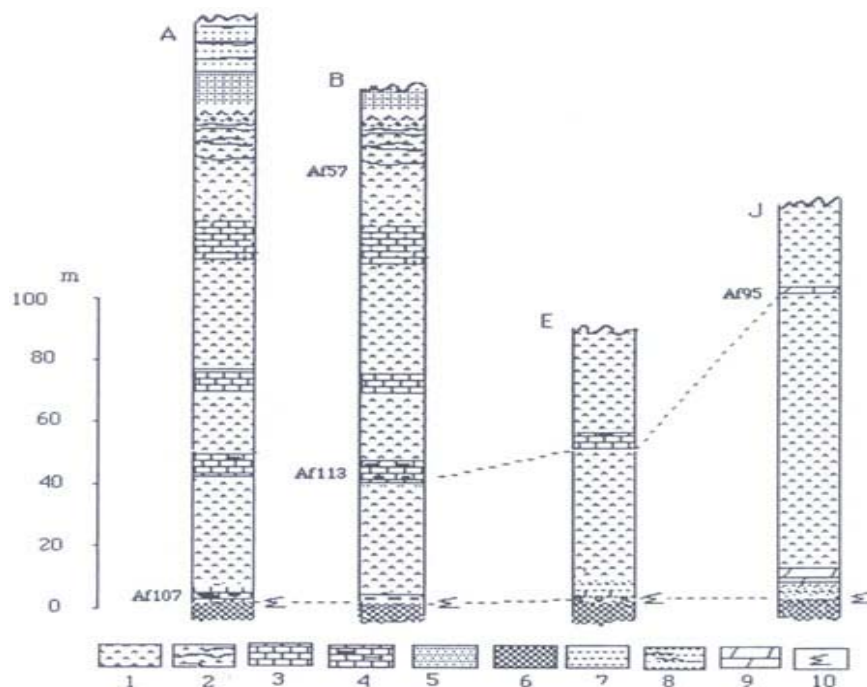
تشکر و قدردانی

مراتب تشکر خود را از همکاران کارگاه تهیه مقاطع گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه تهران، از سازمان زمین شناسی به جهت همکاری در تهیه طیف های XRD، از آقای



شکل 1- منطقه افتر و گسل های محدود کننده آن. به نقل از نقشه 1: 000،100 چهار گوش سمنان.





شکل 4- نیمرخ‌های تهیه شده از سازند معادل کُند در منطقه شمال باختر افتر. 1- ژیبس و ژیبس مارن‌دار، 2- ژیبس لامیناسیون با لایه بندی ظریف، 3- آهک، 4- سلسنتیت و آهک سلسنتیت‌دار، 5- ماسه سنگ، سیلت و شیل سرخ 6- بنتونیت، 7- ماسه سنگ و سیلت، 8- ژیبس مارن دار 9- آهک دولومیت دار و/یا دولومیت آهک دار، 10- بین انگشتی با ماسه سنگ و کنگلومرا

جدول 1- مقادیر نسبت $(Sr/Ca)*1000$ موجود در نیمرخ‌های زیر سازند کند و لیتوژی آن
جدول 2- ترکیب شیمیایی نمونه های سلسنتیت افتر در مقایسه با دو نمونه از سایر منابع (Müller, 1962)

H.-W.	Michigan	Af107	Af113	اکسیدها Wt. %
0/14	0/22	6/47	2/40	SiO ₂
0/09	* 0/15	1/42	0/1<	Al ₂ O ₃
0/21	-	0/40	0/05	Fe ₂ O ₃
0/64	0/45	4/01	3/83	CaO
0/06	0/12	0/01	0/77	MgO
54/04	53/75	46/74	49/66	SrO
1/12	1/26	0/17	0/34	BaO
43/00	43/58	38/80	42/44	SO ₃
-	-	0/1<	0/1<	Na ₂ O
-	-	0/1<	0/1<	K ₂ O
-	-	0/1<	0/46	L.O.I.
99/30	99/53	100/03	99/97	جمع

نیمرخ	لیتوژي	$(Sr/Ca)*1000$	Sr%	Ca%	کد نمونه
B	توف زیولیتی	13/40	0/200	6/86	Af69
C	بنتونیت	11/21	0/070	2/87	Af31
C	توف زیولیتی	12/63	0/150	5/46	Af116
C	توف زیولیتی	13/39	0/120	4/12	Af115
C	توف زیولیتی	10/10	0/140	6/37	Af114
E	توف زیولیتی	7/29	0/120	7/56	Af119
D	بنتونیت	4/85	0/038	3/79	Af74
F	توف زیولیتی	12/23	0/130	4/85	Af127
F	توف زیولیتی	18/34	0/140	3/51	Af131
J	توف زیولیتی	27/26	0/220	3/71	Af135

* مجموع Al₂O₃، FeO و Fe₂O₃

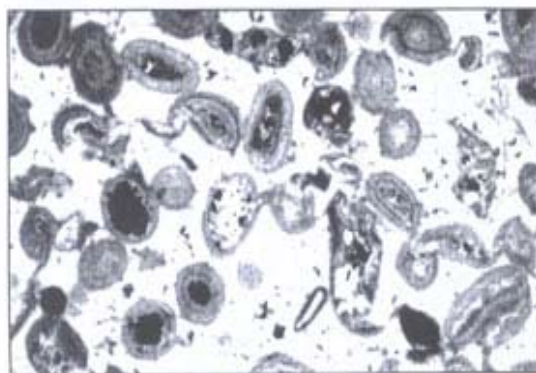




شکل 5- در افق بالای عکس آهک، و زیر آن ژیبس، پایین تر از افق ژیبس دار (سمت راست عکس) محل سلسیت رتیمیک، سلسیت همراه چرت ها، لایه های کنگلومرای سیلیسی شده و سلسیت دار، در سمت چپ و زیر افق ژیبس دار پایین، بنتونیت های ناخالص همراه مواد آلی. محل عکس برداری حدود 700 متری باختر پاسگاه پلیس راه سمنان به فیروز کوه. فلش های محل لایه های سلسیت دار را نشان می دهد.

جدول 3- ترکیب شیمیایی یک نمونه از دولومیت و یک نمونه از ژیبس توالی سلسیت دار افتر

Af57 (ژیبس)	Af95 (دولومیت)	گیدها Wt. %
<0.1	4.33	SiO ₂
<0.1	-	Al ₂ O ₃
0.1	1.57	Fe ₂ O ₃
32.9	30.76	CaO
0.03	12.23	MgO
0.28	0.47	SrO
0.17	<0.1	BaO
47.16	1.66	SO ₃
<0.1	<0.1	Na ₂ O
<0.1	<0.1	K ₂ O
18.99	37.62	L.O.I.
99.46	101.43	جمع



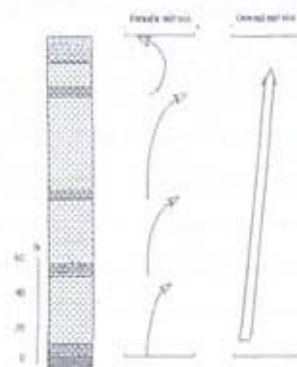
شکل 7: انولیت های بدون هسته، تعداد محدودی هسته دار در متن میکرتنی، نمونه Af62 از نیمرخ B با بزرگ نمای 2/5 برابر.



شکل 6- نمونه ای از سلسیت رتیمیک (Af107) از شمال افتر (شکل 4 نیمرخ A).

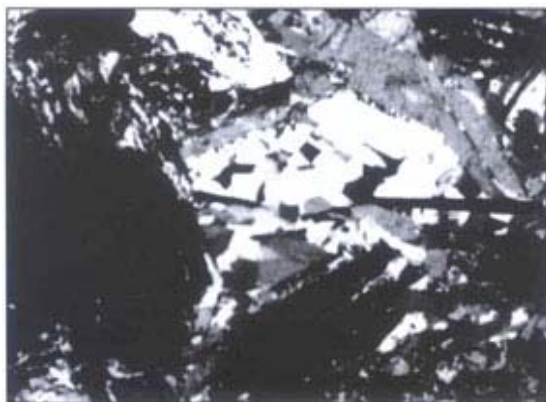


شکل 9: سلسیت با بافت تخته ای و ستونی پراکنده در متن اسپاریت، نمونه Af64 با بزرگ نمای 2/5 X.



شکل 8: توالی کلی رسوبی و اجزای تخییری مربوطه (ستون سمت چپ)، نمایش تغییرات غلظت نمک های دوره های تخییری چهار گانه (نمودار میانی) و نمایش تغییرات کلی غلظت نمک در آب (نمودار سمت راست). علائم مشابه شکل 4.





شکل 11: پر شدن حفره‌های بافت تخته ای سلسیت به وسیله کوارتز دانه‌ای، نمونه Af64 با بزرگ نمایی $X \ 2/5$ از نیمرخ B.

شکل 10: جانیشینی ژپس (عدسی شکل) به وسیله سلسیت. پر شدگی حفره‌ها با کوارتز دانه‌ای و در پایین سمت راست عکس جانیشینی سلسیت با (سیلیسی شدن سلسیت) بزرگ نمایی عکس $X \ 10$. محل نمونه در پایین‌ترین بخش میان نیمرخ‌های E و B.

کتابنگاری

مُر، ف.، و شرفی، ع. ا.، 1371- اصول ژئوشیمی جلد اول نوشته میسون، برایان، مُر، کارلتون، نشر دانشگاه شیراز، 320 صفحه.

نبوی، م. ح.، 1366- زمین شناسی ناحیه سمنان، چهار گوش شماره‌ی 6661 سری 1:100,000 سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Reference

- Ahrens, L.H., 1952- The use of ionization potentials, part 1. Ionic radii of elements, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2, 152-155.
- Alonso-Zarza, A.M., Sanchez-Moya, Y., Bustillo, M.A., Sopena, A. and Delgado, A., 2002- Silicification and dolomitization of anhydrite nodules in argillaceous terrestrial deposits: an example of meteoric-dominated diagenesis from the Triassic of central Spain; *Sedimentology* v. 49, 303-317.
- Boyce, A.J., Fallick, A.E., Hamilton, P.J., and Elorza, J., 1990- Diagenesis of celestine in quartz geodes from the Basque-Cantabric basin, northern Spain: Evidence from sulphur and strontium isotopes; *Chem. Geol.*, v. 84, 354-356.
- Brodtkorb, M. K. de, 1989- Celestine: Worldwide classical ore fields, 17-39
- Brodtkorb, M. K. de, Schalamuk, I.B.A., and Ametrano, S., 1989- Barite and celestine Stratabound ore field in Argentina, in *Nonmetalliferous stratabound ore fields*, Ed. Brodtkorb, M.K. de, Van Nostrand Reinhold, New York, 41-68.
- Büchel, K.H., Moretto, H.-H. and Woditsch, P., 2000 *Industrial inorganic chemistry*, translated by Terrell, D.R., Wiley-VCH, 624p.
- Burkhard, A., 1978- Baryt-Coelestine und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura, *Schweizerische. Miner. Petr. Mitteilungen*, 58, 1-96.
- Cody, R.D., 1979- Lenticular gypsum: Occurrences in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. *Jou. Sed. Pet.* v. 49, 1015-1028.
- Folk, R.L., and Pittman, J.S., 1971- Length-slow chalcedony: A new testament for vanished evaporites; *Jour. Sed. Pet.* v. 41, No. 4, 1045-1058.

- Friedman, G.M., and Shukla, v.,1980- Significance of authigenic quartz euhedra after sulfates: Example from the Lockport formation (Middle Silurian) of New York; Jour. Sed. Pet., v. 50, 1299-1304.
- Fuchtbauer, H., und Müller, G.,1977- Sedimente und Sedimentgesteine sediment-Petrologie, Teil II, Stuttgart, 783p.
- Griffits ,1985- Celestite: new production & processing developments. Industrial Minerals, November 1985, 21-35.
- Huber, H., and Mohafez, S.,1972- Geological reconnaissance in north Semnan area; NIOC geological report, Gr 334, 29 p.
- Kranz, J.R.,1976- Stontium-ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen; Gelogische Rundschau, v. 65, 593-615.
- Manson, B.,1966- Principles of geochemistry; third edition, John Wiely & sons New York, London, Sydney, 329 p.
- Melvin, J.L. (Ed.), 1991- Evaporites, petroleum and mineral resources; Developments in sedimentology 50; Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo; 556p.
- Milliken, K.L.,1979- The silisified evaporate syndrome-two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. Jour. Sed. Pet. v. 49, 245-256.
- Müller, G.,1962- Zur Geochemie des Strontium in Ocean, Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentaren Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West. (Sud-Oldenburg). Geol. Beihefte 35, 1-90.
- Müller, G.,1969- High strontium and Sr/Ca-ratios in lake Constance waters and carbonates and their sources in drainage area of the Rhine river (Alpenrhein); Mineral depsita, v. 4, 75-84.
- Olaussen, S.,1981- Formation of celestite in the Wenlock, Oslo region Norway. Evidence for evaporitic depositional environments.; Jou. Sed. Pet. v. 51, 37-46.
- Orti, F. Helvaci, C., Rosell, L., and Gundogan, I., 1998- Sulphate-borate relations in an evaporitic lacustrine environment: the Sultancayir gypsum (Miocene, western Anatolia); Sedimentology, 45, 697-710.
- Reardon, E.J.,and Armstrong, D.K.,1987- Celestite (SrSO₄(S)) solubility in water, seawater and NaCl solution, Geochim. Cosmochim. Acta 51, 63-72
- Schiebel, W., 1978- New strontium deposits in Iran, Industria Minerals, September 1978, 54-57.
- Tucker, M.E., 1996- Sedimentary petrology, Blackwell Science, 260p.
- Turekian, K.K., and Kulp, J.L., 1956- The geochemistry of strontium; Geochim. et Cosmochim. Acta, 10, 243-246.
- West, I., 1973- Vanished evaporites-significance of strontium minerals; Jour. Sed. Pet. v. 43, 278-279.

* Department of Geology, Faculty of Science, Tehran University, Tehran-Iran

** Department of Chemistry, Faculty of Science, Tehran University, Tehran-Iran

*گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران
**گروه شیمی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران