مجله علوم دانشگاه تهران
جلد سی‌ویکم (۱۳۸۴) شماره ۱ (۲۵۲-۲۲۹)

منشاء نهشته‌های تبخیری پتاس‌دار میوسن در شمال حوضه کویر بزرگ، جنوب سمنان

رحیم‌پور بناب، حسین و شریعتی‌نیا، زینب
دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکده علوم زمین
(دریافت: ۸۳/۷/۶ ؛ پذیرش:۸۳/۱۰/۲۴)

چکیده

تبخیری‌های پتاس‌دار مورد مطالعه با سن میوسن مربوط به سازند قرمز فوقانی بوده و در ناحیه جنوب سمنان در حاشیه شمال شرقی حوضه کویر بزرگ واقع هستند. این نهشته‌های نمک پتاس‌دار علاوه بر هالیت حاوی کانی‌های سیلویت، پلی‌هالیت، کارنالیت و به میزان کمتری سایر نمک‌های منیزیم-پتاسیم‌دار است. این تبخیریها را جزءِ گروه نمکهای پتاسیم- فقیر از منیزیم می‌توان طبقه بندی نمود.

بافت‌های حاصل از رشد در سطح و کف شورابه (بافت‌های جناغی، اسکلتی و تجمعی) در کانی‌های هالیت و سیلویت حاکی از منشاءِ اولیه آنها می‌باشد و رشد در یک شورابه نسبتا کم عمق را نشان می‌دهند. این در حالی است که سایر کانی‌های پتاسیم‌دار مثل پلی‌هالیت، لانجبینیت و دانسیت (نمک‌های سولفاته پتاسیم-منیزیم) در طی دیاژنز (متئوریک تا دفنی کم عمق) تشکیل شده‌اند. میزان بالای برم در این رسوبات، پاراژنز کانی‌شناسی و پوشیده شدن نمکها توسط آهکهای دریایی حاکی از منشاءِ دریایی شورابه‌های والد این نهشته‌ها است. بر اساس این مطالعه می‌توان یک حوضه حاشیه‌ای دریایی با اقلیم بیابانی، همراه با سوبسیدانس کف حوضه، را برای محیط رسوبگذاری این تبخیریها در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: *سیلویت، پتاس، تبخیری، سازند قرمز فوقانی، سمنان، ایران.*

۱- مقدمه

نهشته‌های تبخیری دارای اهمیت زیادی از جهات مختلف زمین شناسی همانند مطالعه اقلیم دیرینه، شرایط حاکم بر محیطهای رسوبی می‌باشند. علاوه بر این بسیاری از نهشته‌های تبخیری دارای ارزش اقتصادی نیز هستند. به همین لحاظ و با توجه به اهمیت و کاربرد زیاد فرآورده‌های حاصل از این نهشته‌ها در صنعت، در سال‌های اخیر مطالعه و بررسی کانسارهای تبخیری در ایران مورد توجه قرار گرفته است. خصوصیات ماده معدنی و همچنین آنالیز عنصری کانسارهای پتاس شناخته شده دنیا توسط گرت (Garret 1996) ارائه شده است. وی ایران را جزء مناطقی که در آن عملیات معدنکاری پتاس انجام نشده قرار داده است. آنون (Anon, 1985) ذخایر پتاس در ایران را فقط به دریاچه ارومیه با ۰/۱۸ درصد K_2O و شورابه‌های موجود در نزدیکی برخی گنبدهای نمکی در ایران مرکزی (با ۵-۲ درصد K_2O) محدود کرده است. البته مطالعات انجام شده بر روی تبخیریهای سازندهای قرمز زیرین در حوضه گرمسار(Rahimpour-Bonab and Alijani, 2003) و سازند قرمز بالایی در شمالغرب زنجان(Rahimpour-Bonab and Kalantar-Zadeh, in press) حاکی از وجود نهشته های پتاس با عیار متوسط است.

بطور کلی نمک‌های پتاس فانروزوئیک را به ۲ گروه اصلی تقسیم نموده‌اند: گروه اول غنی از $MgSO_4$ بوده و حاوی کانی‌های ژیپس، انیدریت، پلی‌هالیت، کایزریت، کارنالیت و بیشوفیت می‌باشند. اینها غالباً در دوران‌های پرکامبرین، می‌سی‌سی‌پین، پنسیلوانین، پرمین، میوسن و کواترنری تشکیل شده‌اند. تبخیری‌های گروه دوم، که عمدتاً غنی از کانی‌های سیلویت و کارنالیت هستند، به سن کامبرین، ژوراسیک و پالئوژن می‌باشند (Hardie, 1990 and 1991).

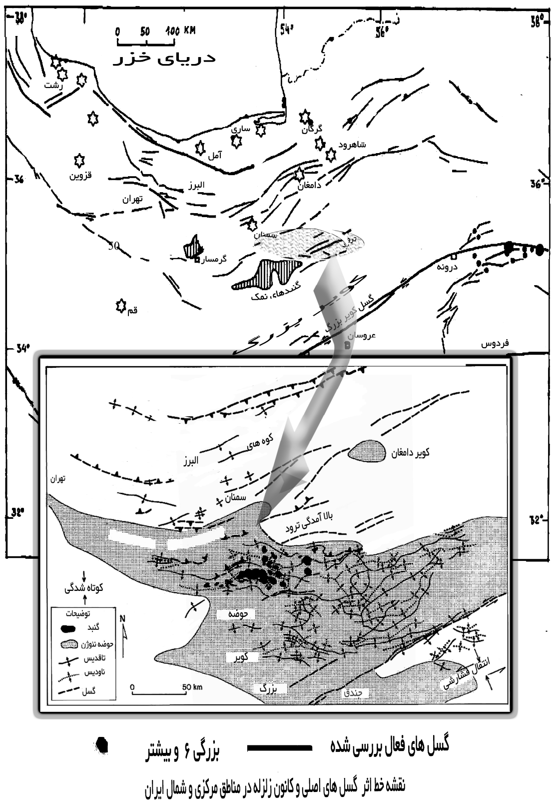
به عقیده بسیاری از محققین (Garret, 1996) تکرار توالی های کلسیت (دولومیت) با ژیپس و گاهی اوقات نمکهای پتاس (پلی‌هالیت)، میزان بالای برم در نمک‌های محلول کلرایدی، مقدار بالای روبیدیم در نمک های پتاسی و همراه بودن این نهشته‌های تبخیری با ریف یا دیگر رسوبات دریایی (مثل مجموعه‌های حاوی فسیل‌های دریایی که در انواع دیگر تبخیری‌ها ملاحظه نشده است) حاکی از منشا دریایی اینها است.

۲-موقعیت جغرافیایی، زمین شناسی و تکتونیک ناحیه

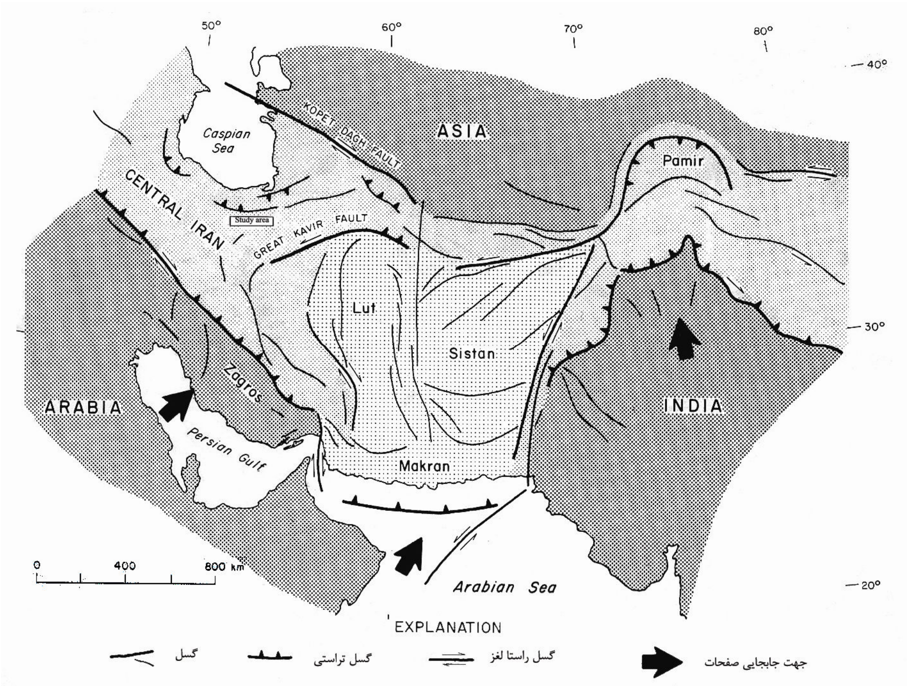
از نظر زمین شناسی معدن نمک ملحه در شمال زون تکتونیکی ایران مرکزی و شمال حوضه ترشیری دشت کویر بزرگ واقع شده است. این معدن در طول جغرافیایی ۳۵˚۲۲΄۳۰˝ N و

عرض جغرافیایی ۱۶ً ۴۳َ ۵۳˚ E ، در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق شهر سمنان و ۲ کیلومتری جنوب غرب پایگاه نیروی هوایی قرار گرفته است (اشکال۱ و ۲).

از نظر تکتونیکی ساختارهایی که باعث شکل‌گیری مورفولوژی دشت کویر و حاشیه شمالی آن می‌گردند، دارای دو روند کلی هستند. یکی از این روندها از گسله اصلی البرز (N-NE) تبعیت می‌کند و ساختارهای قدیمی‌تر را تشکیل می‌دهد. روند دیگر که از جهت روند گسله اصلی زاگرس (NW-SE) تبعیت می‌نماید و ساختارهای جوانتر منطقه را تشکیل می‌دهد، روندهای قدیمی‌تر را نیز قطع نموده است (شکل ۱).



شکل۱ - وضعیت تکتونیکی ناحیه، جهت محور چین‌های منطقه دشت کویر و گسل‌های آن که از جهت گسل البرز تبعیت می‌کند. این عوارض در طی فاز کوهزایی آلپی انتهایی، همزمان با عملکرد این فاز در البرز شکل گرفته‌اند (جکسون، ۱۹۹۰).



شکل ۲- نقشه کلی وضعیت زمین شناسی، تکتونیک صفحه‌ای ایران و ناحیه مورد مطالعه

حوضه دشت کویر بزرگ اساسا یک حوضه رسوبگذاری ترشیری می‌باشد ولی فرونشینی اصلی آن در کرتاسه صورت گرفته است. این فرونشینی به علت ریفتی شدن میکروپلاتفرم ایرانی (بلوک لوت) بوده و سبب شده تا رسوباتی با ضخامت ۷ - ۶ کیلومتر در آن نهشته شوند (Soffel and Forster, 1984). این ریفت بزرگ با جهت شرقی - غربی از سمت جنوب دشت کویر به پلاتفرم پایدار کرتاسه، در ناحیه خور محدود بوده است (Stocklin, 1974). فاز کوهزایی آلپی میانی، تمام حوضه کویر بزرگ را فرا گرفته است که اثرات آن شامل ولکانیسم ائوسن، ایجاد رسوبات ضخیم ائوسن میانی، ایجاد گسلش قطعه‌ای(Block Faulting)، کج شدن لایه‌ها و بالا آمدن حاشیه‌های حوضه در اواخر ائوسن - اوایل الیگوسن می‌باشد. شواهد این امر قرار گرفتن لایه‌های الیگوسن روی واحدهای چین خورده ائوسن در حاشیه جنوبی حوضه قم و پوشانده شدن طبقات چین خورده کرتاسه توسط واحدهای الیگوسن (سازند قرمز زیرین و سازند قم) در تمام حواشی حوضه کویر بزرگ است.

اغلب محققین آمیزه‌های رنگین شمال گسل کویر بزرگ را به وجود اقیانوس نئوتتیس در زمـان مزوزوئیـک نسـبت مـی‌دهنـد (Scotese, 1987; Belov *et al.,* 1986; Dercourt *et al.,* 1986 Berberian, 1976). خرده قاره (Microcontinent) ایران مرکزی که توسط این اقیانوس احاطـه و از مناطق دیگر جدا می‌شده شامل بلوک‌های پایدار لوت، پلاتفرم خور و مناطق جنوب گسـل کویر بزرگ بوده است. این مشاهدات و تفسیر آن‌ها نشان می‌دهد که پوسته کویر بـزرگ دارای منشا اقیانوسی است و وسعت آن چندین برابر بزرگتر از وسعت کویر بزرگ فعلی بوده است. بـر اساس آمیزه‌های رنگین در هورست‌های ملک آباد - سفیداب و پیوستگی جانبی آن‌ها می‌تـوان الگوی زیر را برای رسوبگذاری دراین حوضه در نظر گرفت: گرابن‌هـا یـا گـودال‌هـای باریـک از جنس پوسته اقیانوسی، توسط هورست‌های نسبتا پایـدار از همـدیگر جـدا مـی‌شـده‌انـد و ایـن مجموعه بزرگتر از خرد قاره بلوک لوت بوده است. داده‌های پالئومغناطیس ایران مرکزی نشـان می‌دهد که یک اقیانوس بزرگ در پالئوژن به حوضه کویر بزرگ متصل بوده یـا آن را از منـاطق اطراف جدا می‌ساخته است (Soffel and Forster, 1984)**.**

چینه شناسی ناحیه‌ای: بخش اعظم نـواحی دشـت کـویر بـزرگ و زمـین‌هـای اطـراف آن را آبرفت‌های کواترنر به ضخامت چند متر می‌پوشاند و گودال‌های آن توسط رسوبات پلایایی عهـد حاضر در حال پر شدن است. در منطقه جنوب سمنان علاوه بر این رسوبات سازندهای ترشیری قرمز زیرین، قم و قرمز فوقانی رخنمون دارند (شکل ۳).

الف- سازند قرمز زیرین

این سازند شامل شیل‌های سیلتی قرمز و سبز، مـارن‌هـای ژیپسـی، ماسـه سـنگ‌هـای قرمـز- قهوه‌ای، لایه‌های گچ‌دار و جریان‌های پیروکلاستیکی است (Furrer and Soder, 1955)، کـه در جنوب حوضه قم بر روی کنگلومرای قاعده‌ای و لایه‌های رسوبی- ولکانیکی ائوسن بـالایی قـرار می‌گیرد. ضخامت این سازند در جنوب حوضه قم به حدود بیش از ۱۰۰۰ متر مـی‌رسـد و سـن آن الیگوسن پیشین است. سازند قرمز زیرین به دو عضو تقسیم می‌شود: عضو بالایی با ضخامت ۷۰۰ متر دارای لایه‌های قرمز رنگ و عضو زیـرین دارای نهشـته‌هـای تبخیـری ضـخیم (نمـک همراه با انیدریت و رس). در منطقه جنوب سمنان توالی لیتولوژی، بـه صـورت زیـر مـی‌باشـد: (مریدی، علی اصغر، ۱۳۶۹)

بطور کلی بخش زیرین این سازند از لایه‌های تبخیری - رسی- نمکی و میان لایه‌های آهکی و توفی تشکیل شده و بخش بالایی بیشتر ماسـه سـنگی و کنگلـومرایی اسـت کـه از ضـخامت بیشتری برخوردار می‌باشد. سازند قرمز تحتانی از سمت حوضه قم به سمت شرق (حوضه کـویر بزرگ) رخساره آواری (غیر تبخیری) می‌یابد و به سرعت نازک می‌شود.

این سازند در منطقه شرق سمنان دارای ۱۵۰ متر ضخامت است و شامل ژیپس با میان لایه‌های ماسه‌ای قرمز رنگ و نوار آهکی با فسیل‌های Nummulites Vascus, N. Fichtelli و Amphistegina Radiata می‌باشد و با مرز دگرشیب روی تبخیری های ائوسن بالایی قرار گرفته است.

ب- سازند قم الیگوسن

پس از آنکه در اوایل میوسن (بوردیگالین) رژیم رسوبگذاری دریایی در این ناحیه حاکم شد، توالی از کربناتهای پلاتفرمی، ریف، مارن، شیل، ماسه سنگ و مقدار کمی ژیپس با ضخامت ۱۲۰۰ متر نهشته گردید که تحت عنوان سازند قم نامیده می‌شوند. سازند قم در حوالی معدن مورد مطالعه ضخامت کمی دارد و از پایین به بالا به ترتیب به شرح زیر می‌باشد: (مریدی، علی اصغر، ۱۳۶۹; نریمان، نوری، ۱۳۷۳).

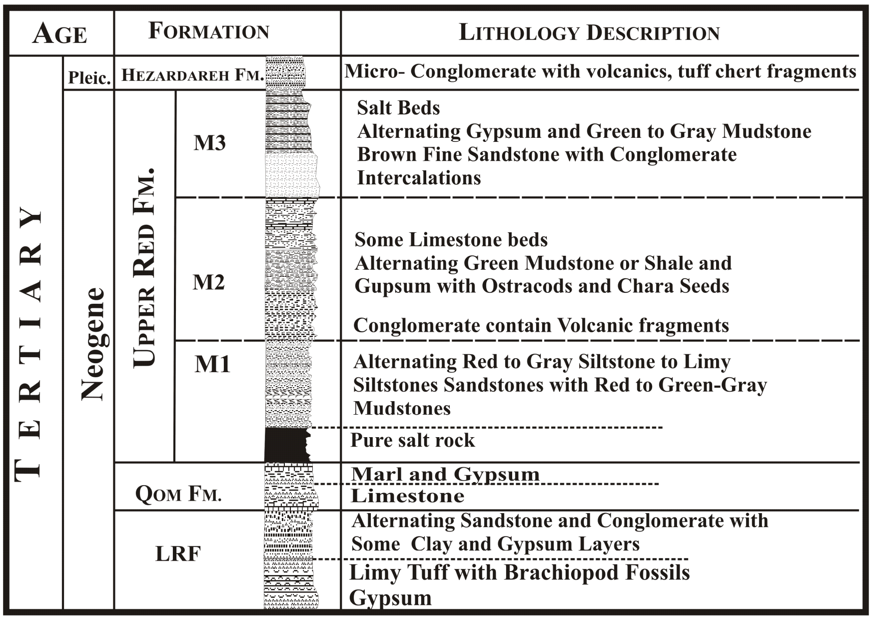
- آهک سبز کم رنگ نسبتا ضخیم لایه، با ضخامت ۱۰ متر که قابل انطباق با عضو a در مقطع نمونه می‌باشد.
- ژیپس و مارن با ضخامت ۶۴ متر قابل انطباق با عضو d در مقطع نمونه
- لایه‌های آهکی سبز رنگ، با ضخامت ۱۵ متر قابل انطباق با عضو f

ج- سازند قرمز فوقانی

سازند قرمز فوقانی ارتفاعات بلند ناحیه را تشکیل می‌دهد و جوانترین واحد بیرون‌زده در سطح دشت کویر است. بهترین رخنمون این سازند در مرکز دشت کویر در گنبدهای نمکی (Jackson *et al.,* 1990) دیده می‌شود. در حوضه دشت کویر بزرگ ایران مرکزی، که مرکز حوضه رسوبگذاری بوده است، ضخامت سازند قرمز فوقانی به حدود ۶ کیلومتر می‌رسد. نهشته های تبخیری در پایین‌ترین عضو آن دارای بیشترین ضخامت هستند. این سازند در حاشیه حوضه با مرز هم شیب و تدریجی به کنگلومرای پلیوسن تبدیل می‌شود (Huber, 1978). به جز تعداد معدودی از لایه‌های مارنی و برخی آهکهای نازک لایه فسیل‌دار، کل مجموعه فاقد فسیل مشخص می‌باشد و با توجه به موقعیت قرارگیری آن نسبت به سازندهای قم و کنگلومرای پلیوسن، سن میوسن پسین- پلیوسن پیشین برای آن در نظر گرفته شده است (James and Wynd, 1965; Huber, 1977).

سازند قرمز فوقانی به سه عضو M1 ، M2 و M3 تقسیم شده است که اساس این تقسیم- بندی تغییرات لیتولوژی هر بخش و خصوصیات لایه‌های کلیدی (Key Beds) می‌باشد (Abaei *et al.,* 1964). لازم به ذکر است که ۳ افق نمکی در سازند قرمز فوقانی تشخیص داده شده است که یکی در قسمت میانی عضو M1، دومی درM3a و سومی در عضو M3b قرار دارد

(شکل۳). در مرکز این حوضه واحدهای نمکی بخشی از سازند رسوبات قرمز فوقانی (عضو M1) هستند. در معدن ملحه، که در عضو M1 قرار دارد، سکانس تبخیری در یک ساختار طاقدیسی به طول بیش از ۲ کیلومتر و ضخامت بیش از ۵۰۰ متر واقع می‌باشد. لایه‌های نمک توسط رسوبات آبرفتی جوان با ضخامت حدود ۲ متر پوشیده شده است. بخش پایینی سکانس تبخیری توسط رسوبات آبرفتی مدفون است و روی آن را مارن‌ها و ماسه سنگ‌های قرمز، سبز و زرد، و واحدهای آهکی با فسیل‌های دوکفه‌ای دریایی، جلبک‌های قرمز و سبز مربوط به محیط‌های دریایی می‌پوشاند.



شکل ۳ - ستون چینه شناسی منطقه جنوب سمنان

لایه‌های تبخیری و واحدهای آواری همراه با آن دارای روند عمومی شمال شرقی- جنوب غربی، با شیبی حدود ۸۰ درجه به سمت شمال غرب، می‌باشند. واحدهای تبخیری از پایین به بالا شامل لایه‌های هالیت، ژیپس و کربنات می‌باشند که متعلق به عضو M1 از سازند قرمز فوقانی هستند. واحدهای کربناته واقع بر روی این تبخیری‌ها دارای فسیل‌های دوکفه‌ای از جنس Dreissensia مربوط به محیط آب‌های لب شور(Stocklin and Setudehnia, 1971) و میکروفسیل‌هایی مانند میلیولید و قطعات جلبک قرمز است که نشان دهنده محیط دریایی

می‌باشند. بر روی اینها تناوبی از ماسه‌سنگ‌های ریز دانه و سیلت استون‌های قرمز، خاکستری و سبز قرار دارد. ساختارهای گل سرخی (Rosette) در سطوح رخنمون یافته لایه‌های ژیپسی ملاحظه می‌شود که بر اثر فرایند هوازدگی آب‌های جوی ایجاد گردیده‌اند. به سمت بالا توالی لایه‌های کربناته بر روی لایه‌های ژیپسی قرار می‌گیرند و خود توسط لایه‌های ماسه‌ای و سیلتی پوشیده می‌شوند.

عضو M1: (بخش زیرین) این واحد دارای ضخامتی تقریبا ثابت در حدود ۷۰۰-۶۵۰ متر می‌باشد و شامل تناوبی از ماسه‌سنگ، مادستون و سیلتستون است. حفاری‌های انجام شده در مناطق معلمان و مسطح (چاه‌های معلمان-۱ و مسطح-۱ حفاری شده توسط شرکت نفت) وجود سه قسمت زیرین، میانی و فوقانی را همانند مناطق کوه گوگرد، گچاب و سرخه نشان می‌دهد. در این مناطق نیز قسمت میانی دارای افق‌های نمک است. در نقاطی مانند جنوب شرق چاله‌گز و ۱۶ کیلومتری جنوب شرق ترود کنتاکت زیرین M1 با سازند قم کاملا مشخص است، ولی در اکثر نقاط دشت کویر سازند قم رخنمون ندارد و مرز زیرین عضو M1 با سازند قم پوشیده است. قسمت زیرین عضو M1 نیز رخنمون خوبی در دشت کویر نشان نمی‌دهد. قسمت میانی (بخش نمک‌دار) شامل لایه‌های نمک به ضخامت چند سانتیمتر تا چند ده متر، مادستون، مارن و ژیپس است (شکل۴). در برخی نقاط این رخساره‌ها بطور متناوب تکرار می‌شوند. هر سیکل بطور متوسط ۱۰ متر ضخامت دارد. بهترین رخنمون این سیکل در بخش مرکزی تاقدیس معلمان دیده شده است. عضو M1 شامل چندین باند نازک آهک خاکستری بدبو و شیل‌های سبز روشن است که در مناطق وسیعی مثل شرق کوه گوگرد، کوه گچاب و سایر نقاط رخنمون دارد.

شکل ۴ - تصویری از سینه کار غربی معدن ملحه، دید رو به غرب ، لایه‌بندی اولیه در این توالی تبخیری نمکی به خوبی حفظ شده است.

عضو M2: در این عضو ماسه‌سنگ و مادستون لیتولوژی غالب است و توسط لایه کلیدی شیل زیرین سبز(Lower Green Shale) به دو زیر عضو M2a و M2b تقسیم شده و در مناطق حوضه دشت کویر به صورت سیکلی تکرار می‌شوند. متوسط ضخامت این عضو به ۱۵۰۰ متر می‌رسد. بهترین رخنمون این سیکل در بخش مرکزی تاقدیس معلمان از منطقه جنوب معلمان گزارش شده است (Huber, 1978).

عضو M3: (بخش فوقانی) این واحد مناطق وسیعی از دشت کویر را می پوشاند و غالبا از مادستون با میان لایه‌هایی از مارن و سیلتستون تشکیل شده است. ضخامت این واحد در یال شمالی طاقدیس غرب معلمان به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد.

کنگلومرای پلیو- پلیستوسن (Qp1) : قطعات سازند این کنگلومرا بیشتر قطعات سنگ‌های آذرین، کوارتز، چرت و به مقدار کمتر سنگ‌های آهکی و دگرگونی است. قطر قطعات آن از حدود ۲ الی ۲۰ سانتیمتر در تغییر است. ضخامت این واحد ۸۰ -۲۰ سانتیمتر است. ریبن (Rieben, 1935) آن را با کنگلومرای هزار دره هم ارز می‌داند و می‌توان آن را معادل بختیاری در زاگرس در نظر گرفت.

آبرفت‌های کواترنری: این ابرفتها شامل

- تراس‌های قدیمی (Qt1): در بخش‌هایی از منطقه روی رسوبات قدیمی‌تر را می‌پوشانند و از قطعات زاویه‌دار آذرین خروجی تشکیل شده‌اند.

- تراس‌های جوان (Qt2): در سراسر دشت کویر از دامنه کوه‌های شمالی منطقه تا حاشیه دشت کویر گسترده شده‌اند.

- پهنه‌های رسی (Clay Flat) (Qa1): در مناطقی که آبراهه‌ها وارد مناطق پست کویری می‌شوند، این ورقه‌های رسی نهشته شده‌اند. با توجه به فعالیت گنبدهای نمکی اغلب این پهنه‌های رسی به قشرهای نمک منتهی می‌گردند.

۳- روش مطالعه

در این تحقیق بمنظور شناسایی لیتولوژی واحدهای مختلف و بافت‌های آنها مطالعات صحرایی در معدن ملحه و نواحی اطراف آن صورت گرفته است. نمونه‌برداری از محل معدن در فواصل نیم متری صورت گرفته و تعداد ۲۰۰ نمونه از شمال به جنوب (عمود بر لایه‌بندی) جمع‌آوری گردید. به منظور شناسایی کانی‌های موجود در رسوبات تبخیری این منطقه مطالعه مقاطع نازک همراه با آزمایشات پرتو اشعه ایکس (XRD) صورت گرفت. برای تهیه مقاطع نازک نمونه‌های تبخیری، سایش و پولیش در شرایط خشک (بدون استفاده از آب) صورت گرفت و از

حلال آلی دی‌کلرو متان CH2Cl2 (به عنوان خنک کننده) استفاده شد. جهت تعیین مجموعه کانی‌های موجود در نمونه‌ها، تعداد ۵۱ نمونه آنالیز XRD درکشور اسپانیا (دانشگاه بارسلونا) و ۲۰ نمونه در کشور آلمان (دانشگاه کلاستال) انجام گرفته است.

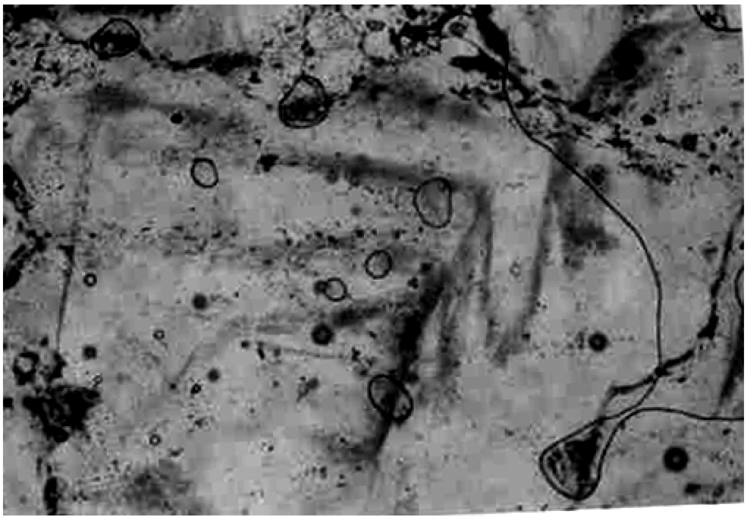
بطور کلی برای مطالعه کانسارهای تبخیری از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی استفاده می‌شود. بدین منظور عناصر اصلی مانند K، Mg و Na و عناصر فرعی Br و SO_4 در نمونه‌ها اندازه گیری شدند. برای اندازه‌گیری میزان برم موجود در نمونه‌ها تعداد ۳۰ نمونه توسط روش جذب اسپکتروفتومتری UV با دستگاه مدل Schimadzo-2100 در گروه شیمی دانشگاه تربیت مدرس مورد آنالیز قرار گرفت. اساس کار اندازه‌گیری میزان جذب ماده رنگی ایجاد شده در طی واکنش می‌باشد. در این روش برم موجود در نمونه در واکنش با فنل قرمز، برومو فنل آبی را تشکیل می‌دهد و جذب ماده رنگی در ۵۷۰ نانومتر خوانده می‌شود. میزان جذب بیانگر غلظت برم در محلول است.

۴-پتروگرافی و دیاژنز

بر اساس مطالعات میکروسکپی و XRD ترکیب کانی‌شناسی مشخص شده زیر برای این کانسار شامل کانی‌های اولیه هالیت، سیلویت (KCl) و کارنالیت ($MgCl_2.KCl.H_20$) و کانی‌های ثانویه شامل پلی‌هالیت ($2CaSO_4.K_2SO_4.2H_2O$)، لانجبینیت ($2MgSO_4.K_2SO_4$) و دانسیت $MgNa_{21}(Cl_3SO_4)(SO_4)9$ می‌باشد. در ضمن کانی‌های آذرین تخریبی مانند پلاژیوکلاز و کوارتز بصورت ناخالصی در نهشته‌های تبخیری ناحیه مشاهده می‌گردند.

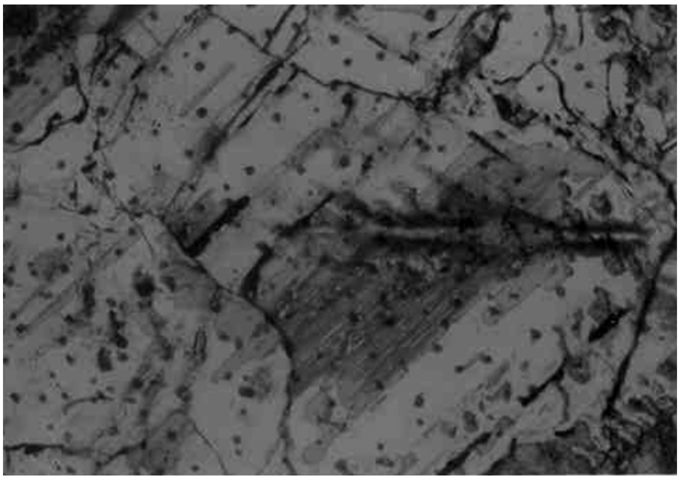
با گذشت زمان و تبخیر، پس از نهشت سولفات‌ها، آب‌های سطحی نسبت به هالیت اشباع می‌شوند و رشد بلورهای نمک آغاز می‌گردد. ابتدا، در سطح مشترک آب-هوا، بلورهای هالیتی با اشکال صفحات مربعی و مستطیلی شکل در اندازه‌های میلی‌متری تا سانتیمتری متبلور می‌شوند (Phillips, 1956). در نهایت اشکال مختلف بلوری به هم متصل شده و در اثر نیروی وزن خود به کف شورابه سقوط می‌کنند (Llewellyn, 1968). وقتی آب‌های سطحی شورابه فوق اشباع از هالیت باشد گوشه‌ها نسبت به سطوح با سرعت بیشتری رشد می‌کنند و بافت هالیت اسکلتی (Hopper) ایجاد می‌گردد(Cooke, 1966; Llewellyn, 1968). اما در حالت اشباع، بعلت رشد آرامتر بلورهای قبلی در کف حوضه، بلورهای هالیت شفاف (بدون ادخال سیال) گسترش می‌یابند (Shearman, 1978). در حالت اول، با ادامه رشد بلورهای هالیت بر روی منشورهای اسکلتی (Hopper)، تعداد بسیار زیادی ادخال‌های سیال درون نوارهای رشد

بلور به دام می‌افتند که در زیر میکرسکپ به صورت لامینه‌های ابری مشاهده می‌شوند. بافت ایجاد شده در طی این رشد را بافت جناغی(Chevron Texture) نامیده‌اند (شکل ۵).



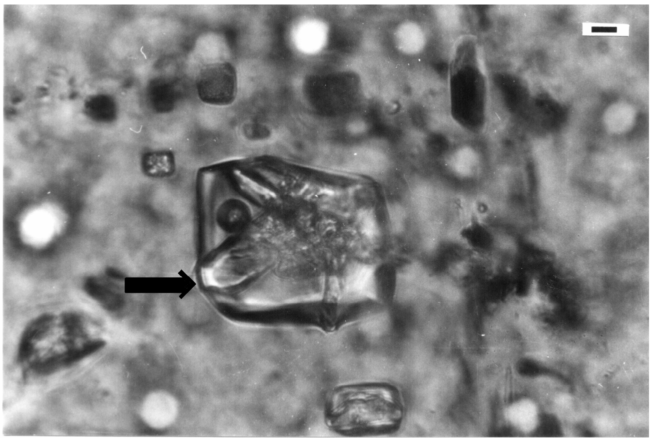
شکل ۵ - بافت اولیه جناغی در هالیت که حاکی از رشد اولیه بلور در کف شورابه است (نور طبیعی، بزرگنمایی ×۲۵۰).

بافت‌های جناغی و کورنت (Cornet) از شواهد مهم ادامه رشد بر روی هسته‌های موجود در محیط تبخیری، بلورهای تشکیل شده در سطح یا در کف شورابه، می‌باشند. بلورهای شناور روی سطح شورابه (raft) و هالیت اسکلتی که در مراحل اولیه تغلیظ شورابه تشکیل می‌شوند، می‌توانند به عنوان هسته‌هایی جهت رشد بعدی بلورها (کورنت و جناغی) در کف حوضه بکار روند (رشد اضافی هم محور). مطالعه پتروگرافی نمونه‌های معدن ملحه حاکی از وجود مجموعه بافت‌های اسکلتی و بافت‌های تجمعی(Crystal Cumulates) در هالیت و سیلویت است که مبین نطفه‌بندی بلورها در سطح شورابه و سپس رشد در بستر هستند و مجموعا نشان دهنده تشکیل اولیه هالیت و سیلویت می‌باشند (شکل ۶) (Lowenstein and Spencer, 1990; Roedder,1984).



شکل ۶ - بافت‌های اولیه رسوبی در هالیت و سیلویت (بافت تجمعی) (نور طبیعی، بزرگنمایی ×۲۵۰).

در بخش هالیتی معدن ملحه، که دارای لایه بندی کاملا حفظ شده است، فراوانی کانی‌های اولیه پتاس متغیر است. این امر حاکی از تغییرات متناوب شوری در حوضه تبخیری به دلیل ورود آب‌هایی با شوری کمتر است. در این مرحله اختلاط بین آب‌های شور و شیرین در مرز بین شورابه غلیظ و شورابه رقیق‌تر جدید صورت می‌گیرد (Raup, 1970). در تعدادی از نمونه‌های هالیت اسکلتی بلورهای نوزاد کارنالیت در درون ادخالهای سیال بصورت بلورهای اتومورف مشاهده می‌شود (شکل ۷). وجود این بلورهای اتومورف مبین این است که هالیت اسکلتی در سطح شورابه‌های غنی از K و Cl و مخلوط شده با آب‌های لب شور، در شرایط حرارت آب‌های گرم سطحی، متبلور شده است (ماکزیمم ۶۰ درجه سانتیگراد ,Roedder 1984). در این حالت شورابه‌های زیرین که غنی از K، Mg و SO_4 بوده‌اند پس از سرد شدن در سطح، از سیلویت یا کارنالیت فوق اشباع شده و رسوبگذاری انجام صورت گرفته است. همچنین رسوب گسترده هالیت در حین اختلاط شورابه نشان می‌دهد که ورود متناوب آب‌های دریایی (شوری کمتر) باعث بر هم خوردن لایه‌بندی (ایجاد شده بر اثر اختلاف شوری) نشده است(Lowenstein and Spencer, 1990). این مطلب حاکی از عمق متوسط شورابه در حوضه‌های تبخیری ایران مرکزی می‌باشد که موجب حفظ لایه بندی در حجم شورابه شده است. در عین حال وجود بافت‌های اولیه در لایه‌های سیلوینینت مبین کم عمق بودن نسبی حوضه رسوبگذاری (حداکثر تا چند ده متر) می‌باشد (Kovalevich, 1978; Schreiber and Walker, 1992).



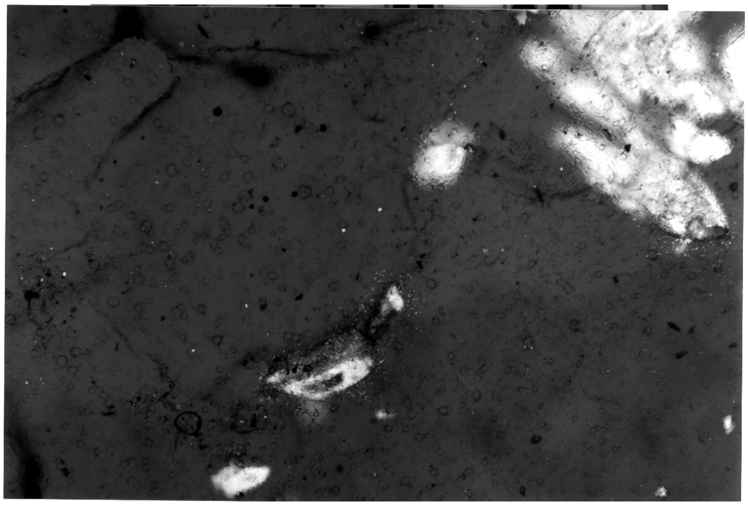
شکل۷ - ادخال‌های شش وجهی از بلورهای نوزاد کارنالیت با سیستم سودوهگزاگونال (نور طبیعی، بزرگنمایی ×۴۰۰).

کانی‌های پتاسیم‌دار ثانویه موجود در افق‌های سیلوینیت که شامل پلی‌هالیت، لانجبینیت و دانسیت است در حاشیه گرهک‌های انیدریتی یا بلورهای نیمه شکل‌دار انیدریت دیده می‌شوند. این گرهک‌های انیدریتی خود بصورت ثانویه در مرز بلورهای اولیه هالیت و سیلویت و همچنین در ریز شکستگی‌ها و مرز دانه‌ها قرار دارند (شکل ۸). ظاهرا تبدیل تدریجی کانی‌های ژیپس و انیدریت به پلی هالیت طی دیاژنز (پلی هالیتی شدن) صورت گرفته و واکنش‌های ایجاد این کانی‌های پتاسیم و منیزیم‌دار بعد از ورود این سیالات به سنگ‌های کلرایدی روی داده و لذا مبین ثانویه بودن آنها است. وجود سودومورف‌های انیدریت در لایه‌های هالیتی و سیلویتی، که دارای ساختارهای اولیه هستند نیز مبین این مطلب است که اینها بصورت همزمان با رسوبگذاری یا طی دیاژنز دفنی کم عمق در سنگ جایگزین شده‌اند. شورابه‌های دیاژنزی که موجب جایگزینی کانی‌های سولفاتی ثانویه در لایه‌های سیلوینیت اولیه شده‌اند احتمالا دارای یکی از منشاءهای زیر بوده‌اند:

۱- انحلال سولفات‌های رسوب کرده توسط شورابه‌های دریایی اشباع از NaCl

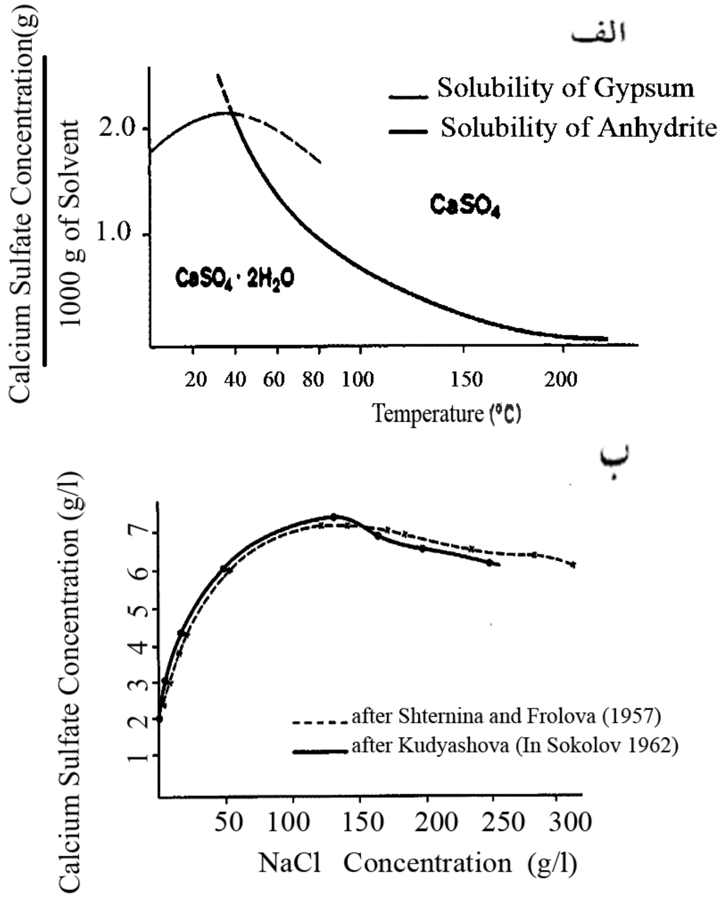
۲-انحلال سولفات‌ها توسط آب‌های متئوریک

۳- آبدهی ژیپس



شکل۸- پلی‌هالیت درمجاورت کانی‌های سولفاتی در مرز بلورهای هالیت درسنگ میزبان کلرایدی (نور پلاریزه، بزرگنمایی ×۲۵۰).

شرط اساسی برای انحلال سولفات‌های موجود در حوضه تبخیری وجود آب‌های تحت اشباع از $CaSO_4$، وجود نفوذپذیری کافی جهت گردش سیالات، پس از انحلال سولفات کلسیم و انرژی کافی جریان‌های حوضه‌ای برای حرکت در سیستم می‌باشد(Johnson, 1996). در شکل ۹-الف اثر دما و ترکیب سیالات بر روی میزان انحلال سولفات کلسیم داده نمایش شده است. بدین ترتیب با افزایش درجه دما از صفر به ۴۰ $^{\circ}C$، در محلول آب مقطر، انحلال ژیپس از g/L ۱/۹ به g/L ۲/۱ افزایش می‌یابد و سپس با افزایش دما میزان انحلال مجددا کاهش می‌یابد (شکل ۹ الف) (Hardie, 1967; Zverev, 1967). اثر تماس محلول‌های اشباع از کلرورسدیم بر روی میزان انحلال سولفات بسیار مهمتر از افزایش دما است. زیرا همانطور که در شکل ۹- ب دیده می‌شود در دمای ۴۰ $^{\circ}C$ با غلظت کلرورسدیم به میزان g/L ۳۸/۷، انحلال سولفات کلسیم به g/L ۷/۲۳ افزایش می‌یابد (Hryniv and Peryt, 2003). اما افزایش غلظت کلرورسدیم موجب کاهش انحلال سولفات خواهد گردید. پس از انحلال سولفات‌های نهشته شده قبلی توسط آب‌های اشباع از هالیت، با حضور آب‌های منفذی شور، ندول‌های انیدریتی به سهولت جایگزین می‌گردند (Hovorka, 1992; Warren, 1999).



شکل ۹- اثر حرارت (نمودار الف) و غلظت شورابه (نمودار ب) بر میزان انحلال سولفات.
اقتباس از زفرف، ۱۹۶۷.

با تبدیل ژیپس به انیدریت آب حاصل از دهیدراسیون، که اشباع از یون‌های سولفات و کلسیم و تحت اشباع نسبت به سایر کانی‌های تبخیری می‌باشد، به طبقات نهشته شده در کف حوضه نفوذ کرده (Sass and Ben-Yaakov, 1977) و باعث تغییرات و تبدیلات کانیها و ایجاد تخلخل ثانویه می‌شوند. این آب‌ها بعلت اینکه اشباع از سولفات کلسیم و تحت اشباع از کلرور سدیم هستند در هنگام تماس با بلورهای هالیت عمل انحلال هالیت را از مرز بلورها آغاز می‌نمایند. سپس در فضاهای خالی ایجاد شده، کانی‌های سولفاتی در سنگ جایگزین می‌گردند، در عین حال در این زمان واکنش این کانی‌ها با سنگ میزبان نیز آغاز می‌شود. واکنش این سیالات

سولفاتی (سودومورف‌های انیدریت) با آب‌های شور حاصل از انحلال هالیت (غنـی از منیـزیم و پتاسیم) باعث ایجاد سری کانی‌های جدیدی از جمله پلـی‌هالیـت مـی‌گـردد (Braitsch, 1971; Peryt *et al.,* 1998). این تغییرات در شرایط دمای سطحی کم (۳۰°C) شروع می‌شود و تا عمق بیش از ۱ کیلومتر و حرارت ۶۰ درجه سانتیگراد ادامه می‌یابد.

در قسمت میانی بخش کلرایدی معدن ملحه، افقی با لایه‌های هالیت آبی و بنفش در مجـاورت لایه‌های سیلویت‌دار مشاهده شد که در این افق قطر بلورها به ۴ میلی‌متر می‌رسد. بزرگ بـودن اندازه این بلورها نسبت به سایر بخش‌های لایه‌های نمک حاکی از فرآینـد تبلـور مجـدد اسـت. یکی از لایه‌های آبی رنگ که بیشترین ضخامت را دارد در مجاورت افق غنـی از سـیلویت قـرار دارد. لایه‌های هالیت یا سیلویت آبی رنگ و همچنین بلورهـای هالیـت شـفاف بـر اثـر واکـنش کانی/شورابه با کانی‌های اولیه دریایی تشکیل می‌شـوند. تشـکیل ایـن بلورهـای آبـی رنـگ بـه واکنش شورابه‌هایی با ترکیب کارنالیت، کائینیت، میزان جزیی انیدریت و سیلویت با شورابه‌های اشباع از کلرور سدیم نسبت داده شده است (Ruhe, 1995).

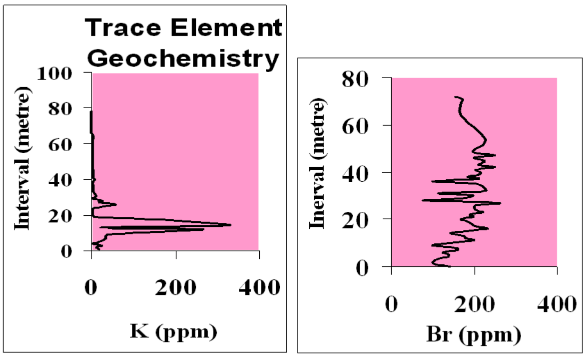
۵-ژئوشیمی و ترکیب شورابه‌ها

در طی روند تبخیر تا آغاز رسوبگذاری کانی‌های پتاس، غلظت آب دریا بـه ۷۰ الـی ۱۰۰ برابـر مقدار اولیه خود می‌رسد. عناصر نیز در طی تبخیر طبق فاکتورهای جنبشی خود (شعاع یـونی، بار یونی و سایر خصوصیات عنصری) دچار تفریق می‌گردند و وارد کانی‌های خاصی می‌شوند. در طی تکامل شورابه و رسوبگذاری مرحله‌ای کانی‌های مختلف، فراوانی یون‌های ناسـازگار (یعنـی یون‌هایی که ضریب تفریق کمتر از یک دارند) در شورابه باقیمانده افزایش می‌یابد.

در شرایط عادی رسوبگذاری تبخیری‌ها، در مرحله تبلور کانی‌هـای پتـاس، فقیـر شـدگی از یون‌های Ca^{2+} و SO_4^{2-} و غنی شدگی از یون‌های Mg^{2+}، K^+ و Br^- در شورابه روی می‌دهد. لـذا با استفاده از نسبت Mg/Ca در نمکها می‌توان تاریخچه تحول شورابه را در طـی فراینـد تبخیـر بازسازی نمود. تغییرات غیرعادی در درون حوضچه تبخیری،ماننـد فرآینـدهای تنـاوبی رقیـق شدگی یا تغلیظ، بر فراوانی Br^- و K^+ و نسبت Mg/Ca در کانی‌ها، تاثیر می‌گذارد. تغییر شـرایط فیزیکوشیمیایی در حوضچه تبخیری بر اثر ورود آب‌های تازه موجب تغییرات در غلظت عناصـر اصلی و فرعی بوده است که این تغییرات در رنگ لایه‌ها و بافت آن‌ها نیز منعکس شده است. در این نمونه‌ها هماهنگ با افزایش میزان K^+، غلظت یون‌های Br^- و Mg^{2+} نیـز افـزایش مـی‌یابـد (Siemann, 2002). به عبارت دیگر عناصر Br^-، Mg^{2+} و K^+ تغییرات هماهنگی را در نمونـه‌هـا نشان می‌دهند (جداول ۱ و ۲).

بطورکلی، به علت نزدیکی اندازه شعاع یون برم با کلر، برم در شبکه بلورین کانی‌های هالیدی بصورت محلول جامد شرکت می‌کند و خود کانی مستقلی تشکیل نمی‌دهد (Schreiber, 2000). هنگام تبخیر شورابه‌های دریایی، میزان غلظت برم نیز مانند کلر افزایش می‌یابد. فراوانی این عنصر در آب معمولی دریا ۶۵ ppm است ولی با افزایش تبخیر و رسوب کربنات‌ها و سپس سولفات‌ها فراوانی آن افزایش می‌یابد، بگونه‌ای که در مرحله آغاز تبلور هالیت غلظت برم در شورابه به حدود ۵۰۰ ppm می‌رسد. در حالیکه هنگام رسوب اولین کانی پتاسی غلظت برم در شورابه دریایی تا حدود ۲۳۰۰ ppm افزایش می یابد (Raup, 1980; Raup, and Hite, 1978). میزان برم در اولین بلورهای هالیت نهشته شده از آب دریا بین ۶۸ الی ۷۵ ppm است (Holser, 1979). با افزایش میزان برم در هالیت (حدود ۱۱۰ ppm) تبلور اپسومیت (همراه با هالیت) آغاز می‌گردد. هالیت‌های حاوی حدود ۲۵۰ ppm برم مبین نهشت همزمان کانی کائینیت هستند و با افزایش برم تا حدود ۳۳۰ ppm (در هالیت) شورابه بقدری تغلیظ شده است که کارنالیت برای اولین بار متبلور می‌شود. بالاترین ضریب تفریق برم در سیلویت و کارنالیت است(Braitsch, 1971; Valiashko, 1951).

در نمونه های مورد مطالعه میزان برم از حدود ۵۰ الی ۳۰۵ ppm تغییر می‌کند (شکل ۱۰ و جداول ۱ و ۲). این مطلب حاکی از تغلیظ شورابه تا مرحله نهشت کانی‌های پتاس است (به نتایج XRD رجوع شود). نمونه‌هایی که حاوی ۱۵ الی ۷۵ ppm برم هستند مبین وقوع دیاژنز و تبلور دوباره در مجاورت سیالات رقیق‌تر می‌باشند. در طی این فرآیند هالیت اولیه توسط مخلوطی از آب‌های دریایی و جوی انحلال یافته و مجددا نهشته شده است (Holser, 1979). بعلاوه پایین بودن میزان برم بر اثر فرایند چرخه شدن بخشی (Partial Recycling) نیز امکان پذیر است (Kirkland et al., 2000). در طی این فرایند با آبدهی ژیپس و تبدیل آن به انیدریت، سیالات حاصله، که تحت اشباع از هالیت هستند، موجب تبلور دوباره هالیت یا سنگ میزبان می‌شوند.



شکل ۱۰ - نیمرخ تغییرات قائم عناصر برم و پتاسیم (مربوط به نمونه‌های سینه کار غربی)

با پیشرفت تبخیر، شوری به حدود بیش از ۳۵۰o%، یعنی آستانه رسوبگذاری کانی‌های پتاس، می‌رسد. غلبه کانی سیلویت بر کارنالیت در این نمونه‌ها حاکی از این است که تهی شدگی از منیزیم بر اثر رسوبگذاری کارنالیت ($MgCl_2.KCl.H_20$)، موجب ایجاد شرایط مناسب برای نهشته شدن سیلویت شده است. نسبت Mg/Ca همین نمونه‌ها از حدود ۵ الی ۷ متغیر است که در مقایسه با نمونه‌های سایر نقاط دنیا پایینتر است. در مطالعه میکروسکوپی همین نمونه‌های کلرایدی، بلورهای اتومورف نوزاد کارنالیت در درون ادخال‌های سیال اولیه مربوط به بافت جناغی (اولیه) یافت شده است (شکل ۷).

نتایج آنالیز نمونه‌ها و بررسی مقادیر یون SO_4^{2-} (جداول ۱ و ۲)، در پروفیل ژئوشیمیایی معدن ملحه نشان می‌دهد که در طی رسوبگذاری کانی‌های تلخ، میزان سولفات شورابه‌ها پایین بوده و باعث شده تا سیلویت زیادتر و مقادیر کمی کارنالیت نهشته گردد. نگاهی به مقادیر ثبت شده در نمونه‌های کلرایدی حاکی از این واقعیت است که تنها مقدار شوری عامل تعیین کننده میزان انحلال سولفات پس از رسوبگذاری هالیت بوده است. نکته جالب این است که با افزایش میزان برم به بیش از ۱۶۰ ppm، مقدار سولفات به بیش از ۱ درصد نیز نمی‌رسد و که احتمالا حاکی از آن است که رقیق شدگی متناوب حوضه، در فواصل زمانی تقریبا مشابه و کوتاه، روی داده است.

پروفیلهای پتاسیم و برم در اکثر موارد دارای روندهای مشابهی هستند. به همین ترتیب مقدار پتاسیم در نمونه‌های افق‌های سیلویت‌دار حداکثر ۳۲۵ ppm (بالاترین مقدار برم نیز در همین افق‌ها ثبت شده است) و مقدار این عنصر در لایه‌های سیلوینیت بطور میانگین ۸۰ ppm است (جداول ۱ و ۲). این مقدار در برخی افق‌های هالیتی تا ۱۰ ppm نیز کاهش نشان می‌دهد.

جدول ۱- داده‌های آنالیز عناصر مهم در واحدهای کلرایدی معدن ملحه.

Sample No.	Ca (ppm)	Mg (ppm)	K (ppm)
1	18.8	1.37992	18
2	126	1.69	13
3	19	1.92256	24
5	12	2.0776	18
7	62.5	10.52728	35
9	10	5.566	38
11	51	6.7288	180
12	56	28.822	260
14-1	40	69.52	325
17-1	103	10.83736	195
26	23.6	4.4032	56
28	23.6	1.3024	26

با توجه به اینکه عناصر کلر و پتاسیم از عناصر مهم محلول در آب دریا هستند و فراوانی آن‌ها از منیزیم و سولفات نیز بالاتر است، با این وجود در محیط‌های تبخیری امروزی نهشت مستقیم سیلویت از آب دریا مشاهده نشده است. از طرف دیگر در بسیاری از نهشته‌های تبخیر قدیمی سیلویت با بافت‌های اولیه حضور دارد. این مشاهدات موجب شده تا نظریاتی درباره نحوه حذف شدن یون‌های سولفات و منیزیم و رسوب ژیپس و انیدریت ارائه گردد. برای مثال با گردش شورابه‌هایی در حوضه تبخیری که دارای شوری ۱۶ مرتبه بالاتر از آب دریاهستند، کربناتهای مراحل اول تشکیل تبخیری‌ها دولومیتی می‌شوند. در طی این فرایند این شورابه‌ها با ژیپس‌های نهشته شده قبلی نیز واکنش می‌کنند و یون کلسیم را از سولفات‌های کلسیم خارج می‌نمایند. بدین ترتیب پلی‌هالیت ثانویه در پایان این واکنش‌ها تشکیل می‌گردد. پس از واکنش این شورابه‌های اشباع از هالیت و غنی از منیزیم، شورابه‌هایی با ترکیب $CaCl_2$ ایجاد می‌شود. این شورابه‌ها می‌تواند یون سولفات موجود در آب دریا را به صورت سولفات کلسیم رسوب دهد و سپس با آزاد شدن یون‌های K و Cl سیلویت نیز تشکیل می‌شود. نحوه ایجاد پلی‌هالیت توسط واکنش بین سولفات‌های رسوب کرده قبلی با شورابه‌های منیزیم‌دار به صورت زیر بیان شده است (Hite, 1983):

$$3CaSO_4 + MgCl_2 + K_2SO_4 + 2H_2O \rightarrow K_2SO_4.MgSO_4.2CaSO_4.2H_2O + 2CaCl_2$$

جدول ۲ - داده‌های مربوط به فراوانی یونهای SO_4^- و Br^- در هالیت
(توسط روش نمونه‌برداری میکروسکوپی فقط نمونه‌هایی که دارای بافت اولیه بودند انتخاب گردیدند).

Sample	Br [ppm]	SO_4^{2-} [%] in whole Rock
1	165	0.77
13	201	3.14
14	176	0.89
16	283	2.94
23	189	3.08
24	214	0.74
25	219	0.75
27	239	0.80
28	79	0.04
30	195	0.60
34	228	0.21
36	112	0.61
39	216	2.06
42	278	6.10
46	239	0.67
47	256	1.19
54	226	2.36
70	169	0.87
72	172	0.42
75	155	0.23

برای ایجاد پلی هالیت نیازی به آزاد شدن محلولهای CaCl2 دار نیست. از واکنش بین یون Mg^{2+} با یون‌های CO_3^{2-} در آب‌های جوی موجود در فضاهای سنگ، مقادیری کانی دولومیت نیز تشکیل می‌گردد که در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است.

۶- خلاصه و نتیجه‌گیری

مجموعه کانی‌های تبخیری موجود در معدن ملحه شامل: هالیت، سیلویت، کارنالیت، پلی‌هالیت، لانجبینیت و دانسیت می‌باشد. حضور بافت‌های اولیه مانند بافتهای جناغی و اسکلتی در کانیهای هالیت و سیلویت حاکی از نهشت این کانیها بصورت اولیه در درون حوضه تبخیری است. عدم حضور کانی‌هایی نظیر گلوبریت، ترونا و تناردیت در مجموعه رسوبات مورد مطالعه، بالا بودن میزان برم و پوشیده شدن این نهشته ها توسط رسوبات دریایی حاکی از

تغذیه حوضه تبخیری توسط آبهای از منشاء دریایی است. پایین بودن میزان یون SO_4^{2-} در تمام نمونه‌ها و عدم مشاهده کانیهای پتاس سولفاته بصورت اولیه، بیانگر کمبود سولفات در ترکیب شورابه‌های مادر می‌باشد. حداکثر میزان برم نمونه‌های مورد مطالعه ۳۵۰ ppm است که مبین شورابه‌هایی در مرحله رسوبگذاری کانی‌های پتاس است.

کانی‌های پتاسیم- منیزیم‌دار ثانویه، همانند پلی‌هالیت، در طی دیاژنز دفنی کم عمق تشکیل شده‌اند. حضور توالی پاراژنزی ژیپس ← انیدریت ← پلی هالیت در واحدهای هالیتی حاکی از برقراری شرایط ذیل است:

۱. برم در نمونه کل کلرایدی در حدود ۲۰۰ تا ۲۴۰ ppm.
۲. میزان بالای K و Mg
۳. حضور انیدریت و ژیپس در واحدهای کلرایدی

منشاء احتمالی سیالات حامل کانی‌های سولفاتی ثانویه را می‌توان به صورت زیر در نظر گرفت : ۱- شستشوی لایه‌های ژیپسی نهشته شده قبلی در حاشیه حوضه توسط آب‌های دریایی اشباع از هالیت یا آبهای جوی ۲- آزاد شدن آب‌های حاصل از آبدهی ژیپس. این سیالات تحت اشباع از هالیت (دریایی یا متئوریک) پس از ورود به سنگ میزبان، باعث انحلال جزیی هالیت و جایگزینی کانی‌های سولفاتی شده‌اند. یعنی شورابه‌های حاصل از انحلال هالیت، ژیپس را به انیدریت تبدیل نموده‌اند (انیدریتی شدن). مطالعه مقاطع میکروسکوپی حاکی از تبدیل تدریجی انیدریت و ژیپس به پلی‌هالیت است. تشکیل این کانی حاکی از آزاد شدن منیزیم و پتاسیم بر اثر فرایند انحلال سنگ میزبان و نوشکلی انیدریت به پلی‌هالیت می‌باشد. پلی‌هالیت بر اثر واکنش شورابه‌های دریایی حاصل از انحلال سنگ میزبان با شورابه‌های با شوری کمتر ایجاد شده است. کانی‌های سیلویت و کارنالیت در مقاطع میکروسکپی به میزان کمی در درون لایه‌های هالیتی مشاهده شده‌اند. درصد کم کانی‌های پتاس در معدن ملحه به علت تغییرات سریع شرایط هیدرولوژیکی حوضه می‌باشد. این امر موجب شده تا ضخامت لایه‌های پتاس‌دار حداکثر به ۱ متر برسد. بعلاوه، اغلب حوضچه‌های شور فاقد قدرت نگهداری شورابه‌های چگال در مرحله رسوب کانی‌های پتاسی هستند، لذا آن‌ها را به سمت دریا می‌رانند و در نتیجه پتاس بمقادیر زیاد رسوب نمی‌کند. همچنین به علت میزان حلالیت بالا، این کانی‌ها پس از رسوبگذاری نیز از سنگ خارج می‌شوند.

با توجه به موقعیت زمین شناسی و تکتونیکی ناحیه و همچنین شواهد پتروگرافیکی و ژئوشیمیایی بدست آمده، ظاهرا سیالات دریایی از طریق مجاری سطحی و حتی از طریق گسلها به حوضه‌های رسوبی نسبتا کم عمق این ناحیه وارد می‌شده‌اند. محاط بودن این

حوضه‌ها توسط عوارض توپوگرافیکی مرتفع، همانند کوههـای البـرز، موجـب برقـراری شـرایط هیدرولوژیکی بسته در ناحیه شده و بدلیل برقـراری شـرایط اقلیمـی گـرم و خشـک و بیابـانی، تبخیر زیاد موجب تغلیظ شورابه‌ها و رسوب کانیهای تبخیری مختلف شده است.

تشکر و قدر دانی

در انجام این تحقیق دانشگاه تهران امکانات و تجهیزات مختلفی را در اختیـار مـولفین قـرار داد که بدین وسیله قدردانی می‌گردد.

References

Abaei, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A., and Jafari, A. (1964) *History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran*, Petrol. Inst. Bull., no. 15, pp. 561-574.

Annon (1985) *World Survey of Potash Resources*, fourth edition, British Sulfur Corp., 144p.

Belov, A.A., Gatinsky, Yu.G. and Mossakovsky, A.A. (1986) *a précis on pre-Alpine tectonic history of Thetyan paleooceans*: Tectonophy. **127**, 197-211.

Berberian, M. (1976) *Contribution to the seismotectonics of Iran*, part 2: Geol. Sur. Iran Rep., **39**, 516 p.

Braitsch, O. (1971) *Salt deposits: Their origin and composition*: Berlin, Springer-Verlag, 297p.

Cooke, E.G. (1966) *The effect of additives on the crystal form of sodium chloride*. In: Sec. Sym. Salt, (Ed. by J.L. Rau), North. Ohio Geol. Soc., **1**, 259-268.

Dercourt, J. (1986) *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*: Tectonophy., **123**, B241-315.

Furrer, M.A., and Soder, P.A. (1955) *The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran)*. Proc. 4th. World Petrol. Cong., Rome, Sect. I/A/5, Paper **1**, 267-277, 3 figs.

Garret, M. (1996) *Potash Deposits, Processing Properties and Uses*, New York, NY: Chap. Hall Pub., 87.

Hardie, L.A. (1967) *The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure*, Am. Minerl., **52**, 171-200.

Hardie, L. (1990) *The roles of rifting and hydrothermal CaCl2 brines in the origin of potash evaporites*: a hypothesis, Am. J. Sc., **290**, 43-106.

Hardie, L. (1991) *On the significance of evaporites*, An. Rev. Ear. and Plan. Sci., **19**, 131-168.

Hite, R.J. (1983) *The sulfate problem in marine evaporites, six*. Int. Symp. Salt, **1**, Salt Inst., 217-230.

Holser, W.T. (1979) *Trace element and isotopes in evaporites, In*: Marine Minerals (Ed. by Burns, R.G.), Min. Soc. Am., Rev. Miner., **6**, 295-346.

Hovorka, S. (1992) *Halite pseudomorphs after gypsum in bedded anhydrite*, clue to gypsum-anhydrite relationships, J. Sed. Petrol., **62**, 1098-1111.

Hryniv, S.P., and Peryt T.M. (2003) *Sulfate cavity filling in the lower Werra anhydrite (Zechstein Permian), Zrada area, northern Poland*: evidence for early diagenetic evaporate paleokarst formed under sedimentary cover, J. Sed. Res., SEPM, **73**, 451-461.

Huber, H. (1977) *Nat. Iran. Oil Comp., Exp. and Prod*., Report No.112.

Huber, H. (1978) *Geological map of Iran,* 1:100,000, with explanatory note. Nat. Iran. Oil Comp., Exp. and Prod., Tehran.

Jackson, M.P.A., Cornelius, R.R., Craig, C.H., Ganser, A., Stocklin, J. and Talbot, C.J. (1990) *Salt diapirs of the Great Kavir, Central Iran*, Geol. Soc. Am., Mem. **177**.

James, G.A., and Wynd, J.G. (1965) *Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area*: AAPG Bul., **49**, 2182-2245.

Johnson, K. A. (1996) *Evaporite karst in the United States,* Carb. Evp., **12**, 2-14.

Kirkland, D.W., Denison, R.E. and Dean, W.E. (2000) *Parent brine of the Castile evaporites (Upper Permian)*. Texas and New Mexico. J. Sed. Res., **70**, 794- 761.

Kovalevich, V. (1978) *Fiziko-Khimicheskie uslovia formirovania soley Stebnikskogo kaliynogo mestorozhdenia*: Kiev, Nak. Dum., 100.

Llewellyn, P.G. (1968) *Dendritic halite pseudomorphs from the Keuper Marl of Leicestershire, England,* Sedimentology, **11,** 293-297.

Lowenstein, T.K. and Spencer, R.J. (1990) *Syndepositional origin of potash evaporites; petrographic and fluid inclusion evidence*, Am. J. Sci., **290**, 43-106.

Peryt, M., Pierre, C., and Gryniv, S.P. (1998) *Origin of polyhalite in the Zechstein (Upper Permian) Zrada platform (northern Poland),* J. Sed. Res., **5**, 565-578.

Phillips, F.G. (1956) *An introduction to crystallography*, Longmans, London.

Rahimpour-Bonab, H. and Alijani, N. (2003) *Petrography, diagenesis and depositional model for potash deposits pf the north Central Iran, and use of bromine geochemistry as a prospecting tool,* Carb. Evap., **18**, 19 – 28.

Rahimpour-Bonab, H. and Kalantarzadeh, Z., *Origin of the secondary potash deposits; a case from Miocene evaporites of NW central Iran*, J. Asia. Ear. Sci., in press.

Raup, O.P. and Hite, R.J. (1978) *Bromine distribution in marine halite rocks*. *In*: Marine Evaporites, (eds. by Dean, W.E., and Schreiber, D.C.), SEPM, Short Course, **4**, 106-124.

Raup, O.P. (1970) *Brine mixing- an additional mechanism for formation of basin evaporites*, AAPG Bull., **54**, 2246-2259.

Raup, O.P. (1980) *Depositional models for potash deposits and use of bromine geochemistry as a prospecting tool*, Fertilizer and Mineral Potential of Asia and Pacific, 381-408.

Rieben, H. (1935) *Contribution a la geologie de l'Azerbeidjan persan*, Bull. Soc. Neu. Sci. Nat., Neu., **59**, 20-144.

Roedder, E. (1984) *Fluids in Salt, Miner*. Soc. Am., **69**, 413-439.

Ruhe, S. (1995) *Der quantitative chemische stoffbestand einzelner Losungseinschlusse In: zechsteinevaporiten*. Diss., Tech. Unv. Clausthal.

Sass, E. and Ben-Yaakov, (1977) *The carbonate system in hypersaline solution: The Dead Sea Brines*; Mar. Chem., **5**, 83-109.

Schreiber, B.C. (2000) *Deposition and early alteration of evaporites*, Sedimen., **47**, 215-238.

Schreiber, B.C. and Walker, D., (1992) *Halite pseudomorphs after gypsum: a suggested mechanism*, J. Sed. Pet., **62**, 61-70.

Scotese, C.R. (1987) *Phanerozoic reconstructions: A new look at the assembly of Asia: Paleoceangr*. Map. Proj. Prog. Rep. 19-1286.

Shearman, D.J. (1978) *Halite in Sabkha environments, In Marine Evaporites*, (eds. by Dean, W.E., and Schreiber, B.C.), SEPM Short Course **4**, 30-42.

Siemann, M.G. (2002) *Extensive and rapid changes in seawater chemistry during the Phanerozoic, evidence from Br contents in basal halite*, Ter. Nov., **15**, 243-248.

Soffel, H.C., and Forster, H.G. (1984) *Polar wander of the Central-east Iran microplate including new results*: Neu. J. Geol. Pal. Abhand., **168**, 165-172.

Stocklin, J. and Setudehnia, A. (1971) *Stratigraphic Lexicon of Iran,* G.S.I., Rep. 18, 376p.

Stocklin, J. (1974) *Possible ancient continental margins in Iran*, *In* The geology of Continental Margins (eds. by Burk, C.A., and Drake, C. L.), Springer-Verlag,

Valiashko, M.G. (1951) *Strukturenyye osobennosti otlozheniy sovermennogo galita*. Miner. Sb. Lvovskogo Geol. O-Va., 5, 65-74.

Warren, J.K. (1999) *Evaporites, their Evolution and Economics*, Black. Sci., 438p.

Zverev, V.P., (1967) Gidrogeokhimicheskiye issledovaniya sistemy gipsy-podzemnyyevody: Moscow, Nau., 98.

مریدی، ع. ا.، (۱۳۶۹)، بررسی دیاپیریسم گنبد نمکی جنوب سمنان (حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم، ۱۱۱ صفحه.

نوری، ن.، (۱۳۷۶)، بررسی میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه عبدل‌آباد سمنان و مقایسه آن با خارزن اردستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم، ۸۶ صفحه.