

پتروگرافی، دیاژنز و محیط رسوبی رسوبات تبخیری گرمسار؛ معدن نمک راهراک

حسین رحیم پور بناب

دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

Email: rahimpor@khayam.ut.ac.ir

نرجس علیجانی

سازمان زمین شناسی کشور، طرح پی جوئی پتاس

(دریافت: ۷۹/۱۱/۸؛ پذیرش: ۸۰/۲/۳۱)

چکیده

کانسار مورد مطالعه در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرقی تهران قرار گرفته و از واحدهای چینه‌شناسی مختلفی به سن ترشیری تشکیل شده است. این توالی تبخیری قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی در منطقه با سن ائوسن فوقانی-الکوسن زیرین می‌باشد که خود از بخشهای نمک، گچ، آهک، شیل و مارن و گدازه‌های قلیایی تشکیل شده است. به منظور بررسی محیط رسوبی و شرایط تشکیل و دیاژنز در توالی تبخیری و نیز ردیابی افق‌های پتاس‌دار که در بخش کلرایدی آن قرار گرفته‌اند، مطالعات صحرایی و پتروگرافی بر روی این مجموعه تبخیری انجام گرفت. مطالعات پتروگرافی حاکی از تبلور اولیه بلورهای کانی‌های تبخیری در کف حوضه است. سپس فرآیندهای واکنشی برگشتی مراحل اول دیاژنز، که همزمان با رسوبگذاری فعال بوده اند، این کانیهای اولیه را تحت تاثیر قرار دادند. تغییرات شیمیایی تدریجی و جزئی در شورابه‌ها، خود باعث آغاز فرآیندهای برگشتی شده‌اند. این تغییرات شیمیایی ناشی از تبلور تدریجی کانیها و خروج آنها از محلول، و همچنین ورود آبهای جدید به حوضه هستند. در مرحله بعدی این رسوبات تا اعماق کم تدفین شده‌اند. براساس مطالعات پتروگرافی و بررسی مجموعه کانی‌های موجود، منشاء شورابه‌های تأمین کننده املاح دریایی بوده که البته امکان ورود برخی یونها به حوضه توسط آبهای ولکانوژنیک نیز وجود داشته است. فاز کوهزایی پیرنه در طی ائوسن فوقانی - الیگوسن زیرین با حرکات خشکی‌زایی همراه بوده و باعث ایجاد یک حوضه کششی محلی در منطقه و تشکیل بازالت‌های درون قاره‌ای گردیده است. در منطقه مورد مطالعه حوضه تبخیری دریایی کم عمقی با پایین رفتن سطح جهانی آنها در در طی این فاز کوهزایی تشکیل شده است. بدین ترتیب در این حوضه رسوبات تبخیری پلاتفرمی دریایی همگام با فرو نشست تدریجی حوضه و ورود متناوب آب دریا تشکیل شده‌اند.

لغات کلیدی: تبخیری، ژئوپس، سیلوت، گرمسار، ایران

۱- مقدمه

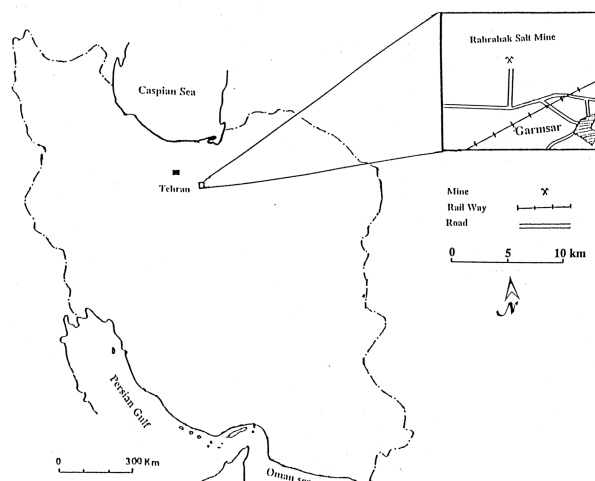
رسوبات تبخیری، گروهی از رسوبات شیمیایی هستند که در محیط‌های رسوبی مختلف دریایی و قاره‌ای نهشته شده و از کانی‌های متنوعی تشکیل شده‌اند. این رسوبات بواسطه دارا بودن ارزش اقتصادی، مورد توجه قرار گرفته‌اند. نهشته‌های تبخیری حدود ۲۵٪ از نواحی قاره‌ای را می‌پوشانند و تقریباً تمام این سنگها دارای سن فانروزوئیک هستند، اما تعدادی نیز مربوط به پرکامبرین می‌باشند (Warren, 1989). ایران یکی از مناطقی است که از نظر گسترش دیپیر و گنبد‌های نمکی دارای معروفیت جهانی است. در ایران صدها رخنمون از گنبد‌های نمکی وجود دارد که بطور کلی از نظر سنی به سه افق نمکی سری هرمز (پرکامبرین)، نمک‌های ژوراسیک بالایی و نمک‌های ترشیر تقسیم می‌شوند. گنبد‌های نمکی منطقه مورد مطالعه مربوط به دوره ترشیری هستند. بیشتر گنبد‌های نمکی ایران مرکزی (به سن ترشیری) توسط زمین‌شناسان شرکت ملی نفت ایران کشف گردیده‌اند. این گنبد‌های نمکی حداقل متعلق به سه سازند مختلف از زمانهای ائوسن، الیگوسن و میوسن هستن (Stockline, 1968).

نمک‌های ائوسن همراه با اذخالیهای مواد ولکانیکی بوده که در بعضی مناطق بطور مشخص بصورت ورقه‌های نازک بین لایه‌ای در نمکها هستند (Stockline, 1968). در قسمت‌های شمالی حوضه ایران مرکزی، مخصوصاً در منطقه کوه‌های البرز به طرف شمال، توده گچ بین لایه‌ای در توفها جانشین نمک شده‌است.

امروزه نمکها علاوه بر مصارف خوراکی کاربردهای وسیعی در صنعت دارند. یکی از مهمترین اینها نمکها پتاسیم هستند (بخصوص سیلوت) که در تهیه کودهای شیمیایی پرمصرف پتاسه مورد استفاده هستند.

۲- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه از نظر جغرافیایی در بخش جنوبی کوه‌های البرز مرکزی قرار دارد و معدن راهراک در ۷ کیلومتری شمال گرمسار در منطقه‌ای به مختصات $30^{\circ} 17' 52''$ تا $35^{\circ} 17' 4''$ طول شرقی و $35^{\circ} 17' 4''$ تا $35^{\circ} 15' 48''$ عرض شمالی واقع شده است. دسترسی به این معدن از طریق جاده اصلی تهران - گرمسار در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرقی تهران و طی مسافت ۳ کیلومتر در جاده منتهی به معدن به سمت شمال امکان‌پذیر است (شکل ۱). از نظر آب و هوایی این منطقه گرم و خشک بوده و میزان بارندگی در آن کم می‌باشد و از نظر پوشش گیاهی بسیار فقیر است (صادقی و فنودی، ۱۳۷۲).



شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.

۳- زمین شناسی منطقه

ناحیه مورد مطالعه در بخش جنوبی البرز مرکزی قرار دارد. از نظر گسترش سازندها، جغرافیای دیرینه و زمین ساخت، محققین مختلف برای آن جایگاههای گوناگونی در نظر گرفته‌اند. از جمله اشتوکلین (۱۹۶۱) و افتخارنژاد (۱۳۵۹) آنرا در البرز مرکزی و نبوی (۱۳۵۵) در تقسیم‌بندی خود این منطقه را تقریباً مرز تدریجی بین ایران مرکزی، البرز و کپه داغ در نظر گرفته‌است. این ناحیه از نظر روندهای عمومی و ساختمانی شبیه به البرز مرکزی است ولی از نظر سازندها و لیتولوژی، هم قابل قیاس با البرز و هم با ایران مرکزی می‌باشد. این منطقه از نظر وجود سازند کرج و سازند کند شبیه به البرز و از نظر وجود سازند قم و گسترش سازند قرمز فوقانی شبیه به ایران مرکزی است، در نتیجه می‌توان گفت منطقه مورد مطالعه یک زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز است (دری، ۱۳۷۰). روند عمومی ساختمانهای تکتونیکی منطقه شرقی- غربی می‌باشد و در نقاط نفوذ دیاپیرها روند مشخصی مشاهده نمی‌شود (دری و همکاران، ۱۳۷۳).

در اواخر ائوسن آغازی، اولین جنبش کوهزایی متوقف گردید و در ائوسن میانی موقعیت برای تشکیل رسوبات تبخیری در خاورمیانه مناسب شد و حوضه‌های وسیع کولابی در بخش فلات قاره در جنوب غرب تشکیل گردیدند که از سرزمین بین‌النهرین تا حضرموت ادامه

یافته‌است (حاجیان، ۱۳۷۵). سرزمین مرتفع ایران در این زمان از ائوسن همراه با ولکانیسم شدید بوده که بوسیله یک دریای کم‌عمق احاطه گردیده‌است و حوضه‌های تبخیری مجزای آن بوسیله رشته کوههای صخره‌ساز از یکدیگر جدا گشته‌اند. نمکهای تشکیل شده در این حوضه‌ها احتمالاً همزمان با تشکیل انیدریت‌های روس (Rus Anhydrite) در بخش جنوب غربی خاورمیانه می‌باشد. نمکهای مذکور در گنبدهای نمکی در شمال کویر اردکان و شرق گرمسار بطور پراکنده و در شمال ده نمک در ارتباط با یک گسل دیده می‌شوند (حاجیان، ۱۳۷۵). مجموعه تبخیری گرمسار با سن ائوسن - الیگوسن از افق‌های کلرایدی، سولفات و کربناته تشکیل شده‌است و از قاعده نمک اطلاعی در دست نیست. با توجه به اینکه افق‌های پتاس‌دار در سال ۱۳۶۹ در منطقه گزارش شدند (سعدالدین و صمیمی، ۱۳۶۹)، این منطقه مورد توجه واقع شد و به منظور ردیابی افق‌های پتاس‌دار و بررسی گسترش آنها، مطالعه مجموعه‌های تبخیری آغاز گردید.

۱-۳- چینه‌شناسی

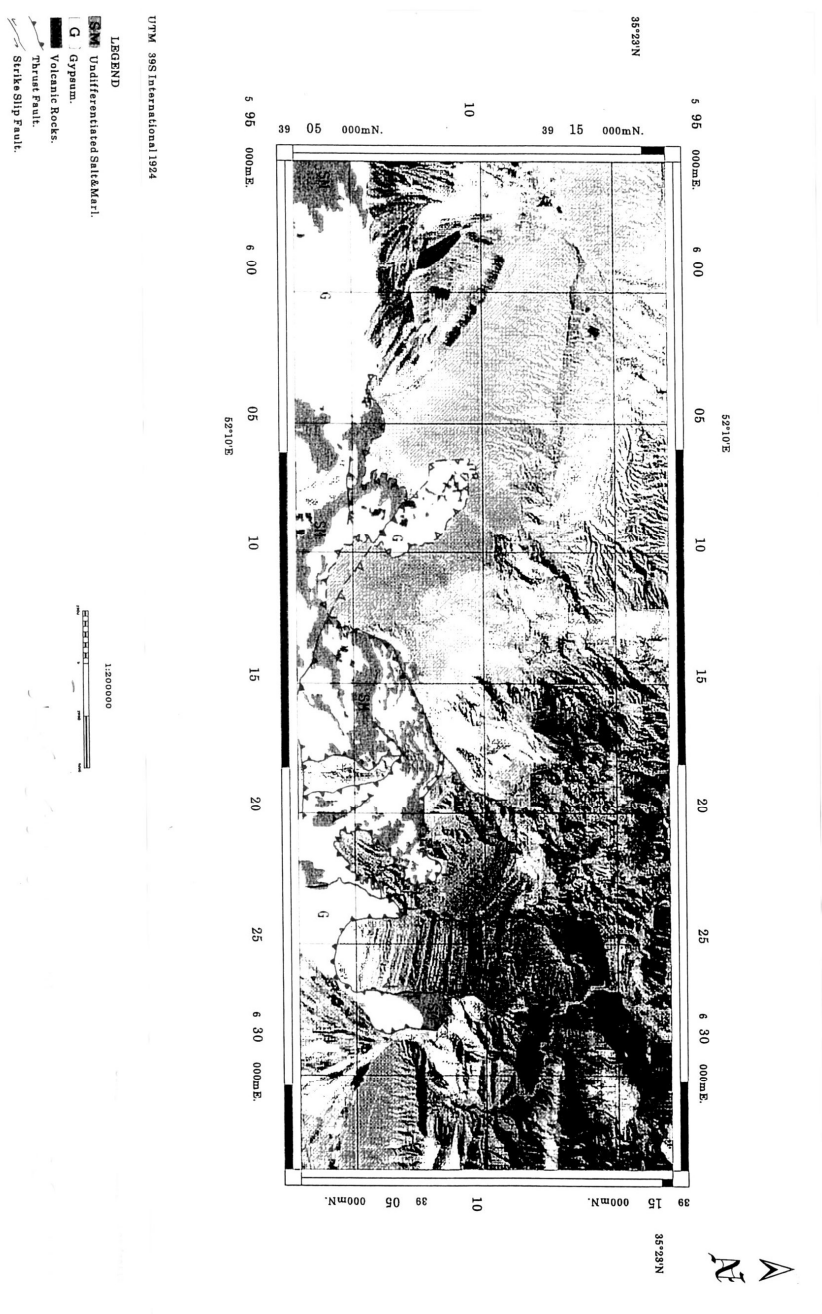
چینه‌شناسی عمومی منطقه از مجموعه تبخیری‌های متعلق به ائوسن - الیگوسین، گدازه‌های قلیایی، سازند قرمز فوقانی، کنگلومرای پلیوسن و کنگلومرای پلیستوسن و رسوبات آبرفتی جوان تشکیل شده‌است (شکل ۲).

مجموعه‌های تبخیری قدیمی‌ترین رسوبات منطقه هستند و سن یابی توسط گرده‌های گیاهان سن ائو - الیگوسن را برای اینها نشان می‌دهد (Kalhor, 1961). این تبخیرها در سازند کند قرار دارند که بصورت تپه‌هایی بین تهران و سمنان در رشته کوه‌های البرز و در حاشیه شمالی حوضه گرمسار گسترش یافته‌اند. مقطع تیپ سازند کند در ۲۵ کیلومتری شمال شرق تهران قرار دارد که از ۲۵۰ متر سنگ گچ که بصورت بین لایه‌ای با گل‌سنگها و سنگ آهک‌های مارنی قرار گرفته، تشکیل شده‌است. ضخامت بخش گچی به طرف شرق در ورانه (شمال گرمسار) به ۴۰۰ متر می‌رسد. این تبخیری‌ها از توده‌های نمکی و گچی با ادخالهایی از سنگهای ولکانیکی مافیک که تشکیل دیابیرهای بزرگ را داده‌اند، تشکیل شده‌اند. تغییرات حاصل از دیابیرها، که بصورت لغزش و حرکت نمک می‌باشد سبب پیچیدگی توالی چینه‌شناسی ناحیه شده‌است (Jackson, et al., 1991). به منظور مطالعه دقیق مجموعه تبخیری، بررسی گسترش آن و مطالعه گسل‌های موجود و تفکیک واحدها از اطلاعات ماهواره‌ای استفاده شد و نقشه مربوط به مجموعه تبخیری تهیه گردید (شکل ۳). این مجموعه از توده‌های عظیم نمک و گچ تشکیل شده‌است که ارتفاع آنها چندان زیاد نیست و شامل بخشهای زیر می‌باشد:

Age	Formation	Mem.	Lithological Discription
Quaternary		Q ^{al}	Alluvial gravel fans
		Q ₂ ^t	Yong and low level terrace
		Q ₁ ^t	Old and high level terrace
		Q-PL	Plio-pleistocene conglomerate (Kahrizak type)
			Mio-pliocene conglomerate (Hezardarreh type)
Neogene	Hezardareh conglom.		
	Upper Red		Alternation of sandstone and mudstone with conglomerate
		M ₃	Gypsiferous mudstone with sandstone
			Mudstone & sandstone
			Mudstone & evaporite
		M ₂	Alternation sandstone & mudstone
			Red mudstone with evaporite & alternation of sandstone and shale
		M ₁	Mudstone, evaporite & siltstone
			Limestone & gypsiferous marl
	Qom	M ^q	Gypsum
			Tuffaceous limestone & green marl
Diapirs	Lower Red & Kond	OL ^g	Fault contact with diapirs
		OL ^s	Gypsum caprocks
		OL ^v	Salt masses partly containing red beds Basic igneous rocks in diapirs

شکل ۲- ستون چینہ‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)

Satellite Evaporite Deposits Map Of Garmsar Area



شکل ۳- نقشه ماهواره‌ای پراکندگی تبخیریهای مورد مطالعه در منطقه ایوانکی-گرمسار.

۱- نمک: قدیمی‌ترین واحد در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد که از قاعده آن اطلاعی در دست نیست ولی بر روی آن مارن قرمز رنگ تیره قرار گرفته که خود نیز توسط قشر نازکی از رس به‌همین رنگ پوشیده می‌شود. نمک با رنگهای مختلف سفید، آبی روشن، دودی و قرمز و غیره در سینه کارهای معادن نمک مشاهده می‌شود. نمک در داخل خود دارای لایه‌بندی بوده که ضخامت آن از ۳۰ سانتیمتر تا بیش از یک متر می‌رسد.

۲- گچ: سطوح فوقانی نمک در اغلب رخنمون‌ها توسط یک کلاhek گچی پوشیده شده است. ژئوپس و انیدریت به همراه مارن خاکستری مجموعه‌ای را به نام سنگ پوشش بوجود می‌آورند بطوریکه دیگر واحدهای دیپایر را می‌پوشانند و تنها در مسیر گسل و یا آبراهه‌ها بر اثر فرسایش سنگ پوشش از بین رفته و سنگهای زیر آن رخنمون پیدا می‌کند. این واحد بیشتر شامل ژئوپس توده‌ای می‌باشد که بر روی آن بطور پراکنده سنگهای آهکی دیده می‌شود.

۳- شیل و مارن: در همبری بین نمک و گچ یک لایه مشخص شیل سیاه وجود دارد که در سطوح هوازده آن متمایل به قرمز است در محدوده معدن راهراک ضخامت این واحد به ۲ متر می‌رسد. واحد شیلی سیاه‌رنگ حالت عدسی دارد و در بعضی نقاط حذف می‌شود. همچنین بطور جانبی این واحد به مارن سبز روشن تبدیل می‌شود که شدیداً گچدار بوده و سطوح هوازده آن بوسیله گچ سیمانی شده است و اغلب، دیواره‌های قائم می‌سازد. واحد دیگر شیلی که بیشتر در منطقه عمومیت دارد، حدود ۲۰ متر بالاتر از قاعده گچ قرار دارد و ضخامت قابل توجهی از این واحد که بطور گسله قرار گرفته است و در ترانشه کارگاه‌های معدن راهراک مشاهده می‌شود.

۴- گدازه‌های قلیایی: سنگهای آذرین قلیایی با ترکیب آندزیت تا تراکیت بصورت جزایری بر روی واحد گچ شناور است. این سنگها سطحی هستند و در زیر نمی‌توان آنها را تعقیب نمود. این سنگهای ولکانیکی به علت حرکات تکتونیکی به شدت خرد شده و در سطح هوازده هستند. جایگاه چینه‌شناسی آنها نسبت به نمک و ارتباط آن با منشاء نمک دقیقاً مشخص نیست اما ظاهراً این سنگها بر روی مارنهای الوان و در زیر شیل سبز بصورت لایه‌های تقریباً غیرممتد قرار گرفته‌اند که بر اثر حرکات تکتونیکی و دیاپیرسیم در نقاط مختلف مقطع رخنمون پیدا کرده اند. با توجه به وجود آگلومرا همراه با سنگ پوشش گچی و وجود لایه‌های توفی همراه سنگهای ولکانیکی، همزمان بودن فعالیت آتشفشانی با رسوبگذاری لایه‌های نمک تأیید می‌شود (Jackson et al., 1991).

سازند قم در منطقه با کنتاکت گسله روی واحد تبخیری را می‌پوشاند و خود بطور هم‌شیب توسط سازند قرمز فوقانی پوشیده می‌شود. کنگلومرای هزار دره با مرز تدریجی روی سازند قرمز

فوقانی قرار دارد. سازند هزاردره در غرب منطقه مورد مطالعه دارای گسترش است که بطور تدریجی بر روی بخش M_3^c از سازند قرمز فوقانی قرار می گیرد. این سازند بوسیله سازند آبرفتی ناهمگن دیگری (سازند کهریزک) بطور دگرشیب پوشیده می شود (دری، ۱۳۷۰).

۲-۳- گسل های اصلی منطقه

گسل گرمسار با ساز و کار راندگی و شیبی به سمت شمال دارای روند تقریباً شرقی- غربی می باشد و مرز میان سازند آبرفتی هزار دره و آبرفتهای دشت را می سازد. روی عکسهای هوایی نیز جابجایی های جوان را نشان می دهد و در حقیقت مرز جنوبی دیاپیرهای نمکی را تشکیل می دهد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴).

گسل کلرز با روند شرقی- غربی در بخش شمال شرقی به گسل سرخر می رسد و در بخش غربی و جنوب غربی با خمیدگی به سمت جنوب باعث رانده شدن سازند قم بر روی سازند قرمز فوقانی شده است. مجموعه گسل های کلرز تقریباً حد شمالی دیاپیرهای منطقه را تشکیل می دهد.

گسل سرخر با دارای روند شرقی - غربی باعث رانده شدن بخشهایی از سازند قم بر روی قسمتهای دیگر این سازند و سازند قرمز فوقانی شده است. این گسل در مجموع حد شمالی توده های تبخیری را تشکیل می دهد (عبادتی، ۱۳۷۷).

۳-۳- دیاپیریسم در منطقه

مشاهدات صحرایی حاکی از جابجایی سنگها پدیده زمین لغزش در بخش شرقی منطقه در امتداد رودخانه حبله رود است و در بخشهایی نیز خزش نمک مشاهده می گردد. جهت حرکت توده نمک به سمت جنوب و در جهت گرادیان ارتفاعی منطقه است. اثرات فرایند لغزش بصورت جریانهای افقی نمک و توده های گچی و پوشاندن عوارضی از قبیل گسل گرمسار و حرکت بسوی دشت در بخش غربی مخروط افکنه گرمسار دیده می شود.

۴- روش مطالعه

علاوه بر نمونه گیری از مغزه های دو چاه اکتشافی در معدن راهراک، بدلیل چین خوردگی های شدید در نمک و جلوگیری از خطای نمونه برداری، ۹۰ نمونه بصورت سیستماتیک با فواصل معین از سینه کارهای ۱، ۲، ۳ و ۶ معدن راهراک گرفته شد. نمونه برداری در جهت عمود بر لایه بندی، از بخش فوقانی سینه کار به سمت پایین انجام شد.

دی پیکریل آمین که یک معرف شیمیایی است (با نام علمی Hexanitrodiphenylamin و فرمول شیمیایی $C_{12}N_7H_5O_{12}$) برای پی‌جویی افق‌های پتاس‌دار استفاده می‌شود. برای اینکار مقدار کمی از نمک مورد مطالعه را در آب مقطر حل کرده و یک قطره معرف به آن می‌افزایند چنانچه رسوب نارنجی رنگ تشکیل شود، نمونه فوق حاوی پتاسیم می‌باشد و در غیر اینصورت نمک مورد بررسی هالیت یا سایر ترکیبات فاقد پتاسیم است. از این معرف جهت شناسایی افق‌های پتاس‌دار در مطالعات صحرایی استفاده شد (Marshall and Fairbridge 1999).

در ادامه به منظور انجام مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک از نمونه‌ها تهیه شدند. برای تهیه مقاطع نازک تبخیری ابتدا نمونه توسط تیغه برش و بدون استفاده از آب، برش داده می‌شود و سپس با کمک پودر کاربراندوم ۴۰۰ و پس از آن ۸۰۰ و به صورت خشک سایش داده می‌شود. سپس نمونه توسط چسب به لام چسبانده می‌شود و بعد از خشک شدن، سطح دیگر نمونه توسط سنگ الماسه و در حالت خشک برش و توسط پودر ۴۰۰ و ۸۰۰ سایش داده می‌شود. به منظور اطمینان از نتایج مطالعات میکروسکوپی در تعیین ترکیب کانی‌شناسی، تعدادی از نمونه‌ها بصورت تصادفی انتخاب و توسط روش پراش اشعه ایکس مطالعه شد. در تحقیق اخیر از روش پودری که مفیدترین روش مرسوم پرتو x است، استفاده شد. دستگاه XRD مورد استفاده Siemens V-5000 در سازمان زمین‌شناسی کشور می‌باشد.

۵- پردازش تصاویر ماهواره‌ای

اطلاعات ماهواره‌ای زیر صحنه‌ای (Subscene) از داده‌های سنجنده TM ماهواره لندست به شماره گذر ۱۶۴ و ردیف ۳۵ مربوط به تاریخ ۱۹۸۸/۹/۱۹ در هفت باند طول موجی در محدوده نور مرئی، مادون قرمز انعکاسی و مادون قرمز حرارتی با قدرت تفکیک زمینی ۳۰ متر می‌باشد.

اطلاعات خام توسط نرم‌افزار پردازش تصویر Easi / Pace مورد مطالعه قرار گرفت و پس از انجام تصحیحات هندسی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ داده‌ها پردازش شده و با ترکیب سه باند مختلف و بکارگیری فیلترهای قرمز، سبز و آبی تصاویر رنگی مختلفی ساخته شد و براساس تفسیر این تصاویر، بخشهای مختلف موجود در توالی تبخیری و گسل‌های موجود تفکیک گردید و مختصات مناطق مشکوک تعیین و کنترل‌های صحرایی لازم به عمل آمد. از آنجایی که این تحقیق صرفاً به مطالعه توالی تبخیری اختصاص دارد فقط نقشه زمین‌شناسی مجموعه تبخیری تهیه شد (شکل ۳)

۶- پتروگرافی

استفاده از ترکیب کانی‌شناسی، مشخصات بافتی و اشکال رسوبی یکی از ابزارهای سودمند در مطالعهٔ تبخیری‌ها می‌باشد که می‌توان توسط آن شرایط تشکیل نهشته‌های تبخیری و تغییرات ثانویهٔ اعمال شده در آنها و نیز منشأ شورابه‌ها را تعیین نمود.

بیش از ۸۰ نوع کانی تبخیری تاکنون شناخته شده‌است که بیشتر آنها در چهار گروه کلراید، سولفات، کربنات و براتها قرار دارند، ولی ۱۲ کانی در این میان، مهمترین کانی‌های موجود در رسوبات تبخیری را تشکیل می‌دهند (Tucker, 1991). مجموعه کانی‌های شناخته شده در منطقه در سه گروه اول قرار می‌گیرند.

کانی‌های مهم شناسایی شده در منطقه عبارتند: ۱- سولفات‌ها: انیدریت، ژپس، بلوندیت (Bloedite)، اگوستریت (Eugsterite)، ۲- کلرایدها: هالیت، سیلویت، ۳- کربنات‌ها: میکرایت و دولومیت

انیدریت: بالایه‌بندی ظریف، بصورت متناوب با هالیت و یا به تنهایی با لایه‌بندی‌های ظریف در داخل و نیز بصورت متناوب با آهک میکرایتی وجود دارد. همچنین در اکثر موارد بصورت ناخالصی در داخل بلورهای هالیت می‌توان این کانی را در زیر میکروسکوپ مشاهده کرد.

ژپس: گسترش این کانی در منطقه زیاد بوده و بصورت کلاهیکی سایر بخشهای توالی تبخیری را پوشانیده است. بلورهای ژپس بخوبی رشد یافته اند و به فرمهای مختلف از جمله فرم صفحه‌ای مشاهده می‌شوند. در برخی نقاط بخش ژپسی بصورت خرد و برشی شده است. بلوندیت: با فرمول شیمیایی $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ گسترش بسیار محدود در بخش سولفات توالی تبخیری گرمسار همراه با انیدریت وجود دارد که با روش پراش اشعه ایکس شناسایی شده‌است. این کانی اکثراً در نهشته‌های ثانویه دیده می‌شود ولی می‌تواند بصورت اولیه نیز از آب دریا تشکیل شود. همچنین در دریاچه‌های شور خشکی‌ها نیز دیده می‌شود (Borchert and Muir, 1964).

اگوستریت: که یک کانی سولفات است $(\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ ، ندرتاً در منطقه مشاهده می‌شود.

هالیت: بخش اعظم توالی تبخیری گرمسار از کانی‌های کلرایدی تشکیل شده‌است که با ضخامت بسیار زیاد در منطقه گسترش دارند. مهمترین کانی در این خانواده که حجم عمدهٔ این بخش را نیز تشکیل می‌دهد هالیت است که با رنگهای سفید، آبی، صورتی، قرمز، سیاه و دودی در سینه کارها و رخنمونهای موجود در منطقه قابل مشاهده است. رنگهای متنوع هالیت

بدلائل مختلفی می‌تواند باشد، مثلاً وجود ادخالهایی از مواد مختلف، ناخالصی‌ها و یا نواقص ساختمانی در شبکه بلورین.

تقسیم‌بندی هالیت براساس رنگ توسط (Sonnenfeld, 1995) ارائه شده‌است. در معدن راهراک بخصوص در سینه کار یک هالیت به رنگ شیری مشاهده می‌شود که معمولاً این هالیتها حاصل ورود تعداد بی‌شماری حباب هوا یا سیالات دیگر می‌باشند که در طول رسوبگذاری اولیه وارد بلور نمک شده‌اند. هالیت‌های خاکستری تا سیاه در مجاورت مواد آلی موجود در توالی تبخیری، گسترش زیادی در تبخیری‌های گرمسار دارند. رنگ سیاه هالیت می‌تواند به دلایل مختلفی مانند وجود ترکیبات گلی (Maneck and Pawlikowski, 1975)، رشد جهت یافته رشته‌های Cry Ptomelane یا ترکیبی از صفحات بزرگ هماتیت (Richter, 1964) و یا به علت حضور گسترده مواد ارگانیکی ایجاد شده باشد. با توجه به گسترش این نوع هالیت در مجاورت مواد آلی به نظر می‌رسد وارد شدن این مواد به داخل بلورهای نمک سبب ایجاد این رنگ در بلورهای هالیت شده باشد.

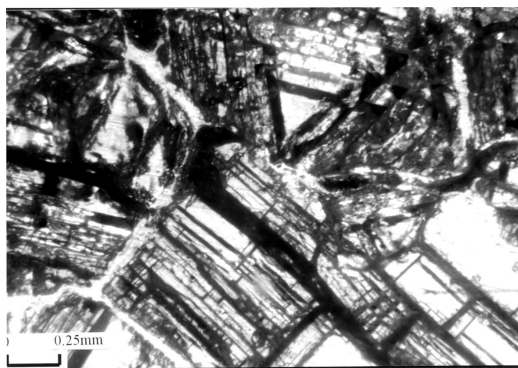
هالیت‌های قرمز یا صورتی (آهن دار) که در اطراف هالیت‌های سیاه‌رنگ قرار دارند، در معدن راهراک مشاهده می‌شوند. هالیت‌های آبی رنگ در معدن راهراک بصورت یک افق مشخص در بخش فوقانی لایه‌های سیلوییتی گسترش دارند که از آن به عنوان راهنمایی برای شناسایی سیلویت در منطقه استفاده می‌شود. این نوع هالیتها اکثراً درشت بلور و اتومورف بوده و مطالعات بافتی حاکی از تشکیل اولیه آنهاست. رنگ آبی هالیتها را برخی به نقص شبکه‌ای و برخی به حضور مواد کلوئیدی مختلف مانند طلا، نقره، مس و یا حتی یونهای عناصر قلیایی خاکی در نقصهای شبکه‌ای نسبت می‌دهند. تحت تشعشع قرار گرفتن هالیت هم می‌تواند سبب رنگ آبی آن شود.

سیلویت: یا کلرورپتاسیم که از اهمیت خاصی در این مطالعه برخوردار است بیشترین مقدار آن از معدن نمک راهراک گزارش شده‌است. سیلویت در این معدن بصورت افق یا افق‌هایی در داخل هالیت گسترش دارد که در بخش فوقانی آن بلورهای آبی هالیت گسترش دارد. سیلویت به رنگ سفید و گاهی عسلی رنگ وجود دارد.

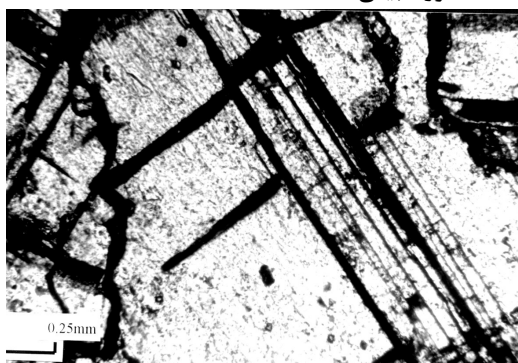
بخش کربناته در توالی مورد مطالعه شامل یک افق کم ضخامت و با گسترش محدود می‌باشد که در بخش فوقانی توالی قرار دارد. این بخش روی یک زون تدریجی که بطور متناوب از انیدریت و کربنات تشکیل شده‌است، قرار دارد. این بخش از میکرایت تشکیل شده و فاقد هر نوع میکروفسیل بوده و در داخل آن بلورهای ژپس بصورت پراکنده وجود دارند. همچنین نودولهای دولومیتی نیز بصورت محدود در این افق گسترش دارند.

بافتها و ساختها: یکی از پیچیده‌ترین و بحث‌انگیزترین جنبه‌های مطالعه نهشته‌های تبخیری، تعیین اولیه و یا ثانویه بودن آنهاست و سوال اساسی همیشه این بوده که چگونه می‌توان تبخیری‌های اولیه و ثانویه را از یکدیگر تفکیک کرد. نظرات مختلفی در این مورد ارائه شده است (Hardie, 1984; Braitsch, 1971; Ingerson, 1968, Stewart, 1963). طبقه‌بندی ارائه شده توسط (Spencer and Lowenstein, 1989) جامع‌تر از بقیه طبقه‌بندیها بوده لذا در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است. این طبقه‌بندی بشرح زیر است:

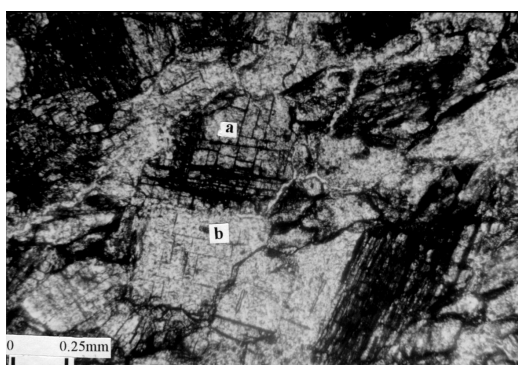
- ۱- اشکال رسوبی اولیه: در زمان رسوبگذاری یک واحد رسوبی تشکیل می‌شوند.
 - ۲- اشکال بعد از رسوبگذاری و قبل از تدفین: بصورت دیاژنزی و بسرعت بعد از رسوبگذاری، توسط فرایندهایی که بوسیله محیط‌های رسوبی کنترل می‌شوند، بوجود می‌آیند.
 - ۳- اشکال بعد از تدفین: توسط فرایندهای دیاژنزی تاخیری یا دگرگونی - متاسوماتیسم که در محیط‌های تدفینی وجود دارد، تشکیل می‌شوند.
- دو گروه اول را تبخیری‌های اولیه و دسته سوم را تبخیری‌های ثانویه گویند. در بسیاری از موارد هر سه گروه را می‌توان با هم در یک سنگ مشاهده نمود. با توجه به تقسیم‌بندی فوق تبخیری‌های ثانویه دسته‌ای از تبخیری‌ها هستند که در محیط‌های دفنی دگرسان شده‌اند ولی می‌توانند دارای اشکال همزمان با رسوبگذاری نیز بصورت محدود باشند.
- بلورهای هالیت اکثراً در مرز بین آب و هوا هسته‌زایی کرده و در داخل حجم آب رشد می‌کنند (Raup, 1970). مطالعه مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های معدن راهراک حاکی از این است که بلورهای اولیه در مرز بین آب و هوا هسته‌زایی کرده و به کف حوضه سقوط نموده‌اند و در این محل به رشد خود ادامه داده و دارای رو رشدی (Overgrowth) نیز شده‌اند. در شکل ۴ بلورهای هالیت اولیه مکعبی شکل با سطوح رخ کاملاً واضح که بصورت کاملاً فشرده شده در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، دیده می‌شوند. در شکل ۵ بلورهای مکعبی سیلویت اولیه بصورت فشرده و در یکدیگر قفل شده با سطوح رخ مشخص دیده می‌شوند. این بافت مشخصه تشکیل اولیه بلورها در بستر شورآبه است (Spencer and Lowenstein, 1989).
- انحلال و رسوبگذاری مجدد که حاصل واکنشهای برگشتی (Back-reaction) بین بلورهای اولیه و شورآبه است و در اثر تغییر ترکیب شورابه و بوجود آمدن نوسانات شدید در محلول بوجود می‌آید موجب حل شدن بخشی اطراف بلورها و تشکیل نسل جدیدی در اطراف آن می‌شود. این فرآیند نیز که مبین تشکیل اولیه بلور است بصورت محدود در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود. در شکل ۶ بلورهای کوبیک اولیه (a) که دارای حواشی گردشده هستند،



شکل ۴- بلورهای هالیت اولیه مکعبی شکل با سطوح رخ کاملاً واضح که بصورت کاملاً فشرده شده در کنار یکدیگر قرار گرفته اند (نور طبیعی).

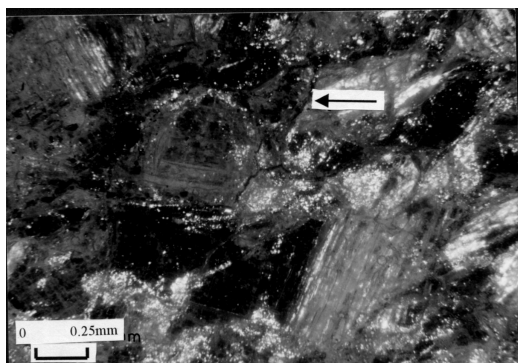


شکل ۵ - بلورهای مکعبی سیلویت اولیه بصورت فشرده و در یکدیگر قفل شده با سطوح رخ مشخص دیده می شوند (نور طبیعی).



شکل ۶ - بلورهای کوپیک اولیه (a) که دارای حواشی گرد شده هستند، مجدداً توسط بلور کوپیک دیگری در برگرفته شده اند (b) (نور طبیعی).

مجدداً توسط بلور کوبیک دیگری در برگرفته شده‌اند (b). بلورهای اخیر به خاطر کم بودن میزان ادخالهای سیال به رنگ روشن مشاهده می‌شوند که این پدیده شاهدهی از فرایند فوق است (Lowenstein and Hardie 1985). پدیده سیمانی شدن بصورت محدود و به شکل بین‌دانه‌ای در فضاها بین دانه‌های هالیت بصورت سیمان هالیتی شفاف دیده می‌شود (شکل ۷).



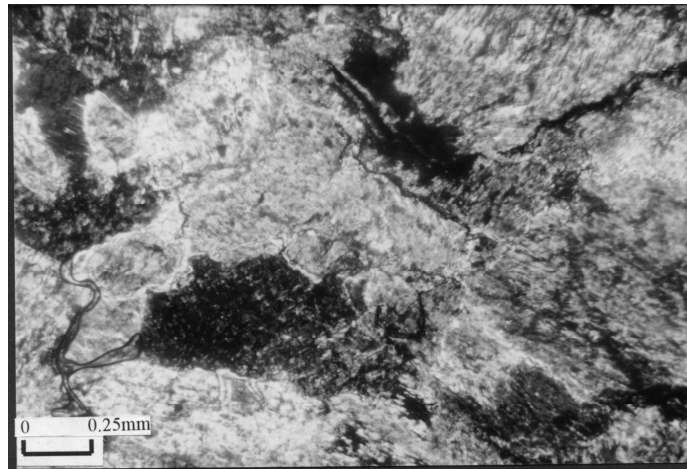
شکل ۷- پدیده سیمانی شدن بصورت محدود و به شکل بین‌دانه‌ای در فضاها بین دانه‌های هالیت بصورت سیمان هالیتی شفاف دیده می‌شود (نور طبیعی).

سیمانهای پتاس و هالیت بصورت همزمان با رسوبگذاری و یا بلافاصله پس از رسوبگذاری تشکیل شده‌اند. تخلخل در سطح پوسته‌های نمکی امروزی در چندمتری زیر پوسته از ۵ درصد به کمتر از ۱۰ درصد کاهش می‌یابد بطوریکه در عمق بیشتر از ۳۰ متر تخلخل وجود ندارد (Warren, 1999). این امر نشان می‌دهد که چارچوب باز هالیت کفه‌های نمکی در مراحل بسیار اولیه تاریخچه تدفین، سیمانی شده‌اند، لذا نتیجه می‌گیریم که سیمانهایی که یک چارچوب بلورین یا دانه‌ای را در رسوبات هالیت قدیمی پر کرده‌اند، احتمالاً به سرعت بعد از رسوبگذاری و یا بصورت اولیه و همزمان با رسوبگذاری تشکیل شده‌اند.

مقاطع نازک تهیه شده از بخش سولفات توالی تبخیری، دارای ژئوپس (شکل ۸) با بافت Grainstone می‌باشد که احتمالاً از بلورهای سلنیتی اولیه تشکیل شده‌اند. همچنین در برخی نقاط بلورهای لایه‌بندی شده ژئوپس در ابعاد میکروسکوپی مشاهده می‌شود که دچار دگر شکلی و خمش شده و اکثراً بصورت قطعات خرد شده و برشی هستند.

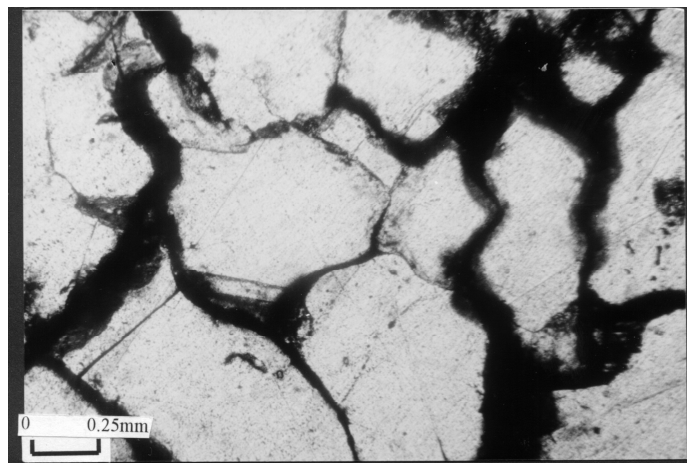
در اکثر مقاطع میکروسکوپی اشکال تدفینی مشاهده می‌شوند. این اشکال شامل: بافتهای موزائیکی جوش خورده (Sutured)، که در آن مرزدانه‌ها به یکدیگر جوش خورد ۵۰ه است، بافتهای موزائیکی چندگوش (Polygonal) که در آن بلورها فاقد جهت‌یابی قائم بوده و نوارهای

ادخالهای سیال موازی با سطوح رشد بلوری نیستند، و دانه‌های موزائیکی بی‌شکل با یک اتصال سه‌گانه که تحت زاویه ۱۲۰ درجه به هم رسیده‌اند، می‌باشد.

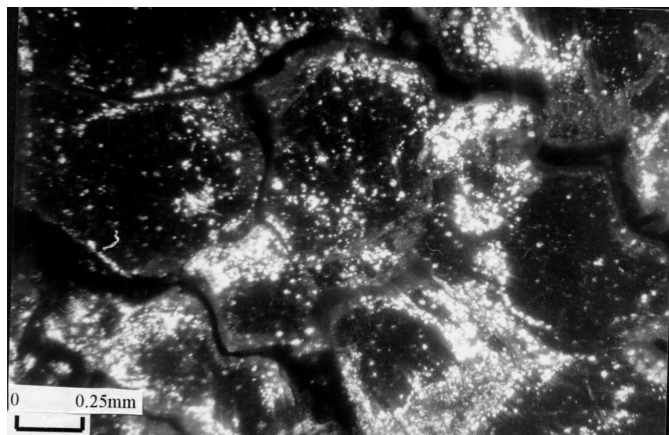


شکل ۸ - ژپیس با بافت Grainstone که احتمالاً از بلورهای سلتیتی اولیه تشکیل شده‌اند (نور پلاریزه).

در بافتهای موزائیکی جوش خورده که حاصل تدفین و دیاژنز هستند (شکل ۹) بلورها ادخالهای کمی دارند لذا شفاف (clear) هستند. در این بلورها اکثر ذرات خارجی و ناخالصی‌ها نظیر انیدریت در اطراف و حواشی بلورها تجمع یافته‌اند (شکل ۱۰).

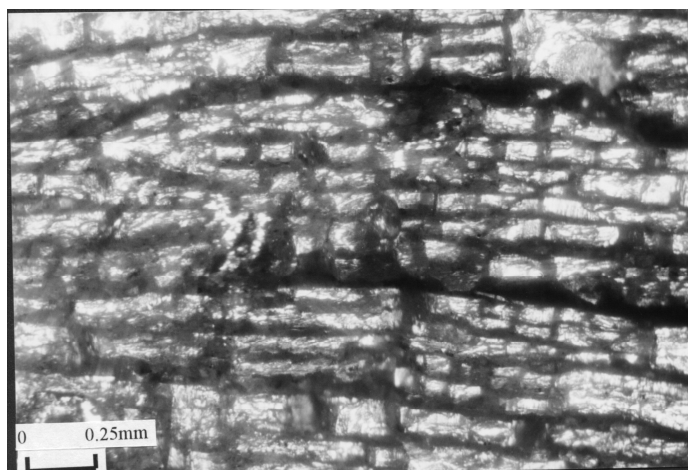


شکل ۹- این شکل بافت موزائیکی جوش خورده هالیت با حواشی نامنظم را که حاصل تدفین و دیاژناست و در آن بلورها ادخالهای کمی دارند و لذا شفاف (clear) هستند، را نشان می‌دهد (نور طبیعی).



شکل ۱۰- بلورهای جوش خوردهٔ هالیت و ناخالصی‌های انیدریت که به سمت اطراف و حواشی بلورها رانده شده‌اند (نور پلاریزه).

اشکال دگر شکلی نیز یکی دیگر از شواهد تدفین محسوب می‌شوند و از آنجایی که کلریدها نیز دارای خاصیت شکل‌پذیری هستند، در اثر فشارهای تحمیل شده در اثر تبلور و یا فشارهای حاصل از حرکت نمک و یا عوامل ساختاری دچار دگرشکلی می‌شوند. این وضعیت در تعداد محدودی از مقاطع نازک در بخش کلریدی توالی تبخیری مشاهده می‌شود که در آن بلورهای مکعبی هالیت دچار خمش شده‌اند (شکل ۱۱).

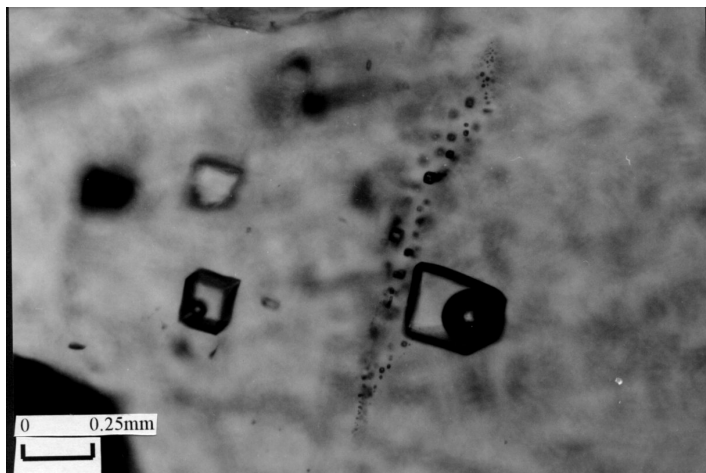


شکل ۱۱- دگرشکلی و خمش در هالیت (نور طبیعی).

در مقیاس ماکروسکوپی نیز در ژئوپس‌های تخریبی، بلورهای ژئوپس دچار خمش شده‌اند. همچنین در بخش انیدریتی که بر روی بخش کلریدی توالی قرار دارد و بصورت تدریجی به کربنات تبدیل می‌شود و در بخشی از آن تناوب انیدریت و کربنات وجود دارد، لایه‌های متناوب کربنات و انیدریت دچار خمش گردیده و دگرشکل شده‌اند و در برخی نقاط ساختمانهای بالشتکی (Boudinage) نیز مشاهده می‌شود، که می‌توان آنرا به فشارهای حاصل از حرکت نمک یا فشارهای حاصل از عوامل ساختاری و یا آبیگری و از دست دادن آب در سولفات‌ها نسبت داد (Warren, 1999).

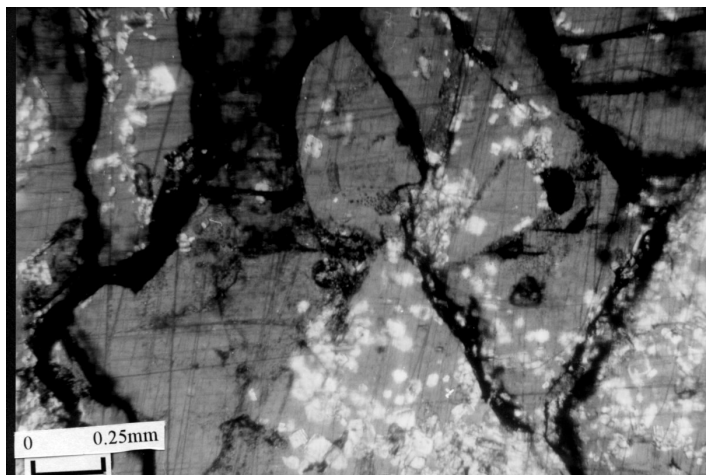
کندال (Kendall) در سال ۱۹۹۴ به اهمیت حضور یا فقدان سیالات پرشده در اذخالهای بلورهای هالیت که بصورت پوسته‌هایی در زیر آب تشکیل می‌شوند و استفاده از آنها به عنوان شاخص عمق آب در زمان رسوبگذاری تاکید کرد. لایه‌های غنی از اذخال در بلورهای هالیت زمانی که شورابه‌ها فوق اشباع بوده و بلورها به سرعت رشد می‌کنند، تشکیل می‌شوند (هالیت ابری). کاهش غلظت شورابه سبب تبلور هالیت با سرعت کمتر شده و لذا لایه‌های هالیت فاقد اذخال ایجاد می‌شوند (هالیت شفاف) (Carozzi, 1993). بلورهایی که دارای سرعت رشد بیشتری هستند، اذخالهای سیال بیشتری را نیز در خود دارند، لذا می‌توان براساس آنها نسبت رشد بلورها را مطالعه نمود. در بلورهای مکعبی هالیت نیز اذخالهای سیال بیشتر در سطوح رشد قرار می‌گیرند. همچنین دوره‌های شب و روز نیز در بوجود آمدن نوارهای اذخالهای سیال در نمکها موثرند بطوریکه در بلورهای جناغی لایه‌های تیره که مملو از اذخالهای سیال هستند، بیانگر رشد در طول روز و لایه‌های شفاف که فاقد اذخال سیال هستند، بیانگر رشد بلور در طول شب می‌باشند (Holser, 1979).

در نمونه‌های معدن نمک راهراک اذخالهای سیال اولیه در نمکهای اولیه و نمکهای تبلور مجدد یافته مشاهده می‌شود. آندسته از اذخالهای سیالی که در نمکهای اولیه حضور دارند، بموازات سطوح رشد بلورها قرار گرفته‌اند. فراوانی این بلورها نسبت به انواع دیاژنتیک کمتر است. انواع دیاژنتیک که حاصل تبلور مجدد هستند از بلورهای شفاف و هم‌بعد تشکیل شده‌اند و بلورها با زاویه ۱۲۰ درجه به یکدیگر اتصال یافته‌اند. اینها در پایان یک سری فرایندهای دیاژنتیک حرارت پایین تشکیل شده‌اند و نوارهای اذخالهای سیال در اینها در جهات و امتدادهای مختلف کشیده شده‌اند (شکل ۱۲). این اذخالها مبین مراحل دیاژنز هستند اما ثابت کردن زمان شروع و ترتیب توالی فرایندهای موثر بسیار مشکل است (Roedder, 1984).



شکل ۱۲- ادخالهای سیال در هالیت (نور طبیعی).

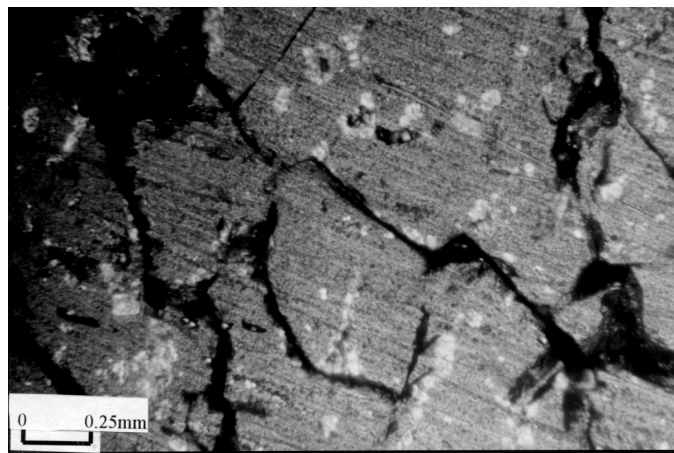
وجود بلورهای هالیت با بافت جوش خورده و نیز حرکت بلورهای انیدریت به سمت حواشی بلورهای هالیت مبین اثر تدفین ولذا از دست رفتن بخشی یا کامل ویژگی‌های اولیه بافت رسوبی است (شکل ۱۳)



شکل ۱۳- جریان یافتن هالیت و انیدریت (نور پلاریزه و تیغه ژپس).

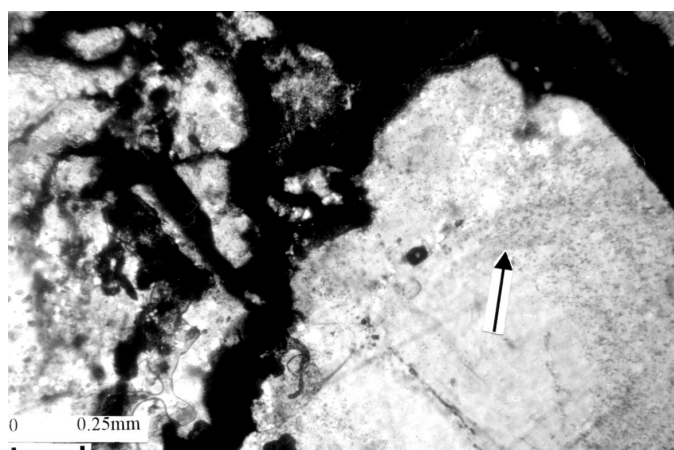
بلورهای انیدریت با ابعاد بسیار کوچک و ریز در مقطع در امتداد شکستگی‌های هالیت گسترش دارند. در برخی مقاطع در بلورهای شفاف و جوش خورده هالیت (با حواشی نامنظم) بلورهای

انیدریت بصورت گسترده در داخل آنها انتشار یافته‌اند. این پدیده می‌تواند مبین تاثیر زیاد فرایند تدفین باشد که سبب از بین بردن ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی اولیه شده است (شکل ۱۴)



شکل ۱۴- بلورهای انیدریت با ابعاد بسیار کوچک و ریز درمقطع در امتداد شکستگی‌های هالیت گسترش دارند (نور پلاریزه و تیغه ژپیس).

بلورهای اتومورف سیلویت با ادخالهای سیال موازی با سطوح رخ (حاصل رسوبگذاری اولیه) که انیدریت کمتری دارند و تحت تاثیر فرایندهای تدفین نیز قرار گرفته‌اند نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۱۵).



شکل ۱۵- بلورهای اتومورف سیلویت با ادخالهای سیال موازی با سطوح رخ (حاصل رسوبگذاری اولیه) که انیدریت کمتری دارند و تحت تاثیر فرایندهای تدفین نیز قرار گرفته‌اند مشاهده می‌شوند (نور پلاریزه و تیغه ژپیس).

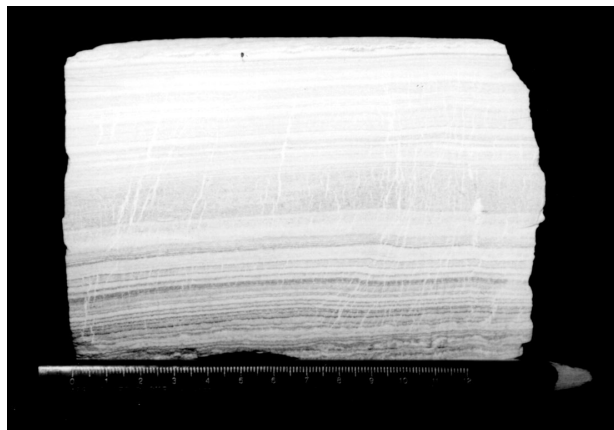
۷- ساختمانهای رسوبی

انواع مختلف ساختمانهای رسوبی در واحدهای این سکانس تبخیری بشرح زیر دیده می‌شوند: نودولهای انیدریتی: این نودولها در معدن راهراک با گسترش کم مشاهده می‌شوند و در بخش انیدریت لایه‌بندی شده که بتدریج به کربنات تبدیل می‌شود، قرار گرفته‌اند. این انیدریتها بصورت اولیه رسوب نکرده و از آبدهی ژپس اولیه حاصل شده‌اند. ساختمانهای لایه‌ای: در توالی تبخیری گرمسار تبدیل بخش سولفات به کربنات با تشکیل لایه‌های متفاوتی از انیدریت و کربنات آغاز می‌شود که بتدریج به بخش کربناته منتهی می‌گردد (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- لایه بندی متناوب انیدریت و کربنات.

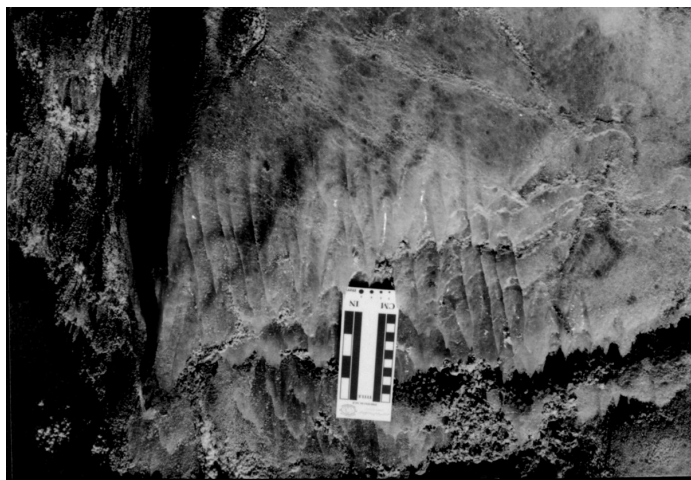
نوعی از لامینه انیدریتی در منطقه مشاهده می‌شود که در آن لایه‌های تیره و روشن بصورت متناوب قرار گرفته‌اند. لامینه‌های برخی از سنگهای انیدریتی ممکن است دارای بی‌نظمی زیادی باشند. این اشکال چروک خورده مشخصه منشأ جلبکی، استروماتولیتی در مناطق سیخایی بین جزر و مدی هستند (Gill, 1977)، که این محل‌ها در محیط‌های عهد حاضر نیز یافت شده‌اند. شواهد چنین انیدریت‌هایی در تبخیری‌های قدیمی شامل لامینه‌های غیرممتد، چندگوشه‌ای حاصل از ترکهای گلی، ریپل مارکها و چینه‌بندی متقاطع می‌باشد (Holser, 1979). این بخش بر روی افق کلریدی در منطقه قرار دارد (شکل ۱۷).



شکل ۱۷- لامیناسیونهای ظریف تیره روشن در انیدریت.

در معرض قرارگیری توالی‌های تبخیری (Subaerial Exposure) نیز سبب ایجاد اشکال و ساختمانهایی می‌شود که برخی از انواع مشاهده شده در معدن راهراک شامل موارد زیر می‌باشد:

- نزولات جوی بر روی رخنمونهای بخش کلرایدی اثر کرده و سبب ایجاد ساختمانهای شیری و انحلالی شده‌است (شکل ۱۸).



شکل ۱۸- ساختمانهای شیری انحلالی در هالیت.

- ترکهای گلی علاوه بر اینکه بصورت اولیه و در اثر تغییر شوری شورابه بوجود می آیند، در رسهایی که بصورت پوششی بخشهای مختلف توالی را در بر گرفته اند، نیز مشاهده می شوند که در اثر نزولات جوی و از دست دادن آب بوجود آمده اند.
- حرکت نمک و نیز وجود لایه های انیدریتی در زیربخش کلریدی که پس از بارندگی آب جذب کرده و آماس می کنند و یا حتی وجود لایه های رسی، سبب ایجاد ترکهایی در نمکها می شود که این ترکها مجدداً توسط سیمان هالیتی و یا رسی پر می شود (شکل ۱۹).



شکل ۱۹- ترکهایی در نمکها که مجدداً توسط سیمان هالیتی پر شده اند.

- رشد گل کلمی و نیز رشد کرمی شکل در سطح شورابه های موجود در منطقه که از بلورهای هالیت تشکیل شده اند، قابل مشاهده است.
- همه این ساختمانهای رسوبی حاکی از عمق کم حوضه تبخیری است که بصورت متناوب رسوبات آن در معرض هوا (Subaerial Exposure) قرار می گرفته اند. تاریخچه تشکیل و روند تغییرات اعمال شده بر روی توالی تبخیری را بصورت زیر می توان خلاصه کرد:
- در ابتدا بلورهای اولیه مکعبی پس از هسته زایی در کف حوضه تشکیل شده اند که البته این احتمال نیز وجود دارد که بلورهای پله ای و جناغی نیز در سطح شورابه تشکیل و به کف حوضه سقوط کرده باشند و بعداً بواسطه واکنشهای برگشتی (Back-reaction) از بین رفته و فقط بلورهای مکعبی هالیت وسیلویت که بیانگر رسوبگذاری در کف حوضه هستند، باقی مانده اند. این بلورها نیز با شورابه باقی مانده واکنشهای برگشتی انجام می داده اند که منجر به تغییرات کانی شناسی یا بافتی در آنها می شده است. نوع تغییرات حاصله و میزان آنها بستگی به میزان

تغییرات ترکیب شیمیایی شورابه دارد. این فاکتور خود توسط نرخ تبلور کانیها از شورابه کنترل می‌شود. برخی تغییرات کانی‌شناسی در این تبخیریه‌ها نیز بواسطه فرآیندهای واکنشی برگشتی کانیهای اولیه با شورابه رقیق شده (Diluted brines) روی داده است. این رقیق شدگیها بواسطه ورود متناوب آبهای تازه دریایی و حتی گاهی قاره‌ای به حوضه تبخیری بوده است.

- پس از رسوبگذاری اولیه بلافاصله سیمانی شدن و تبلور مجدد بلورهای مذکور انجام گرفته که عوارض مربوطه در برخی از مقاطع قابل مشاهده است.

- تدفین و فرایندهای حاصل از آن بر روی مجموعه تبخیری اثر کرده و بافتهای جوش خورده با ویژگی‌های خاص خود ایجاد شده‌اند که بخش اعظم توالی نیز دارای چنین مشخصات و ویژگی‌های بافتی هستند.

۸- ترکیب شورابه‌ها

انواع آبهای دریایی، جوی، ولکانوژنیک، هیدروترمال و آبهای دیاژنزی می‌توانند به عنوان آبهای منشاء شورابه‌ها در نظر گرفته شوند. هر یک از این شورابه‌های حاصل از منشاءهای فوق می‌توانند کانی‌های خاصی را رسوب دهند، بدین ترتیب براساس مجموعه کانی‌های موجود در هر توالی تبخیری می‌توان منشأ شورابه‌ها را تعیین نمود (Hardie, 1984). مجموعه کانی‌های موجود تعیین شده در معدن نمک راهراک به ترتیب فراوانی عبارتند از: هالیت، انیدریت، ژپس، سیلویت، کلیست، بلوئیدیت، اگوستریت.

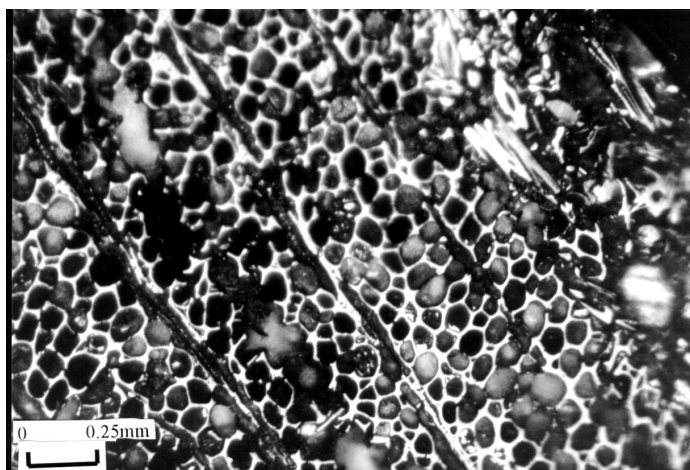
باتوجه به تقسیم‌بندی ارائه‌شده توسط (Hardie, 1984) مشخص می‌شود که توالی مورد مطالعه در بخش IIa قرار می‌گیرد یعنی دارای سیستم شورابه‌ای Na - K - Mg - SO₄ - Cl بوده که می‌تواند شورابه‌هایی از منشأ دریایی، غیر دریایی (جوی یا ولکانوژنیک) و یا ترکیبی از هر دو داشته‌باشد، ولی احتمال منشأ هیدروترمال و دیاژنزی با توجه به توضیحات فوق منتفی است.

آبهای دریایی اساساً دارای سیستم Na-K-Ca-Cl-SO₄ هستند (Riley and Chester, 1971) و ترکیب شیمیایی آنها در طول فانروزوئیک ثابت باقی مانده است (Holland, 1972) و این فرض مبنای تفسیر منشأ آبهای دریایی در تبخیری‌های قدیمی می‌باشد. آبهای دریایی در اثر تبخیر و تغلیظ می‌توانند منشأ شورابه‌های دریایی برای تشکیل رسوبات تبخیری باشند. با توجه به سیستم شورابه‌ای مفروض و براساس تقسیم‌بندی (Hardie, 1984)، منشأ شورابه‌های تبخیریه‌های حوضه گرمسار را می‌توان آبهای دریایی تغلیظ شده در نظر گرفت. ورود متناوب سیالات ولکانوژنیک از طریق بستر حوضه نیز می‌توانسته نقش اساسی در افزایش یونهای

مختلف، بخصوص یون پتاسیم، داشته باشد. در مراحل که حداکثر تبخیر ولذا تغلیظ شورابه روی می‌داده است کانیهای مختلف پتاس رسوب می‌کرده اند. حضور سنگهای آتشفشانی بصورت اذخالهایی در توالیهای تبخیری ناحیه نشان دهنده فعال بودن ولکانیزم زیر دریایی همزمان با رسوبگذاری تبخیریهای گرمسار است.

۹- محیط رسوبی

همانطور که اشاره شد مجموعه تبخیری مورد مطالعه از بخشهای کلرایدی، سولفات و کربناته تشکیل شده است. بخش کلرایدی در منطقه ضخامت بسیار زیادی دارد و از قاعده آن اطلاعی در دست نیست. قسمت اعظم این بخش از هالیت تشکیل شده است که در داخل خود دارای لایه بندی از چند سانتیمتر تا چندمتر می‌باشد و گاهی اوقات در آنها میان لایه های ظریفی از انیدریت و یا ژپس نیز مشاهده می‌شود که حاکی از رقیق شدن حوضه بطور موقت در اثر ورود جریانهای از خارج حوضه (آبهای دریایی تازه) است. در داخل این بخش گاهی اوقات لایه ها یا عدسی هایی از مواد آلی قابل مشاهده است. نمونه برداری و تهیه مقطع صیقلی از این لایه ها انجام گرفت. در اینها آثار فسیل های گیاهان مناطق خشکی (غیر آبی) مشاهده می‌شود (شکل ۲۰).



شکل ۲۰- فسیلهای گیاهی با بافتهای خوب حفظ شده که بصورت لایه های نازکی در بخش کلرایدی کانسار دیده می‌شوند (مقطع صیقلی).

شناسایی نوع و گونه گیاه میسر نشد ولی به واسطه خرد بودن نمونه‌ها و عدم مشاهده فسیل کامل به نظر می‌رسد که این گیاهان توسط جریان‌هایی از خارج حوضه به آن وارد شده‌اند، ضمن اینکه مطالعه پتروگرافی نمونه‌های نمک در برگرفته این مواد شواهد بافتی همزمان با رسوبگذاری را نشان می‌دهند که این امر نیز مؤید نتیجه‌گیری فوق می‌باشد.

همانطور که در بحث پتروگرافی اشاره شد بلورهای هالیت اولیه موجود، حاکی از رسوبگذاری در کف حوضه می‌باشند. همچنین افق سیلویی نیز در این بخش بصورت افق یا افق‌هایی در منطقه گسترش دارد و از آنجایی که بلورهای آبی نمک طعام در بخش فوقانی این افق گسترش دارند، لذا احتمال وارونگی و برگشتگی طبقات کاملاً منتفی است چرا که این بلورها فقط در بخش فوقانی لایه های پتاس‌دار تشکیل می‌شوند.

بخش انیدریتی که بر روی بخش کلرایدی قرار گرفته‌است در ابتدا حاوی کانی‌هایی نظیر بلوندیت و اگوستریت با گسترش بسیار محدود می‌باشد که در ادامه به انیدریت تبدیل می‌شوند. این بخش دارای لایه‌بندی‌های ظریف از چند میلی‌متر تا چند سانتیمتر می‌باشد که بصورت تدریجی به بخش کربناته تبدیل می‌شود. نودول‌های انیدریتی نیز در آن قابل مشاهده است که احتمالاً در اثر تغییرات اپی ژنتیک و فشردگی در اثر وزن طبقات فوقانی بوجود آمده‌اند.

بخش سولفات بتدریج به بخش کربناته تبدیل می‌شود که با گسترش بسیار محدود در قسمت فوقانی توالی تبخیری قرار دارد و از آهک میکرایتی فاقد میکروفسیل تشکیل شده‌است و در برخی نقاط دولومیتی شدن نیز بصورت محدود در آنها مشاهده می‌شود. وجود این بخش در راس توالی بیانگر ورود جریان‌هایی با شوری کمتر از خارج حوضه می‌باشد که سبب رقیق شدن و ایجاد شرایط ژئوشیمیایی مناسب برای رسوبگذاری کربنات و تغییر شرایط رسوبگذاری شده‌است. این شرایط برای مدت زمان کوتاهی ادامه داشته‌است.

علاوه بر بخش‌های اصلی مذکور وجود لایه‌های شیلی و نیز مارن در منطقه و حتی وجود ماسه سنگ که بصورت محدود وجود دارند نیز گزارش شده‌است. مجموعه این رسوبات سیلیسی - کلاستیک که در برخی نواحی دیده می‌شوند مبین ورود جریان‌هایی از نواحی قاره ای اطراف به داخل حوضه تبخیری می‌باشد. وجود بقایای گیاهان خشکیزاد در برخی افق‌های تبخیریها نیز این موضوع را تأیید می‌نماید.

مدل رسوبی تبخیریهای عمیق در سال ۱۹۶۹ توسط (Schmalz) ارائه شده است. با توجه به شواهد مختلف مانند دوره‌های ناگهانی خشک شدن یا کم عمق شدن حوضه، که بدلیل عدم توازن موقتی بین نرخ فرو نشینی حوضه، رسوب تبخیری و ورود آبهای تازه روی می‌داده است، این مدل را نمی‌توان برای تبخیریهای این ناحیه در نظر گرفت. وجود ساختمانهای تحت

الجوی فراوان در این رسوبات خود مبین این مطلب است. شیلها و مارنهای همراه این رسوبات فاقد مشخصات شیلهای نواحی عمیق حوضه (Basin)، یعنی پیریت، رنگ تیره و فسیلهای پلاژیک هستند. در تبخیریهای عمیق سکانس رسوبی با رسوبات شیلی تیره و بی اکسیژنی شروع می شود در حالیکه این موارد در منطقه مورد مطالعه مشاهده نشده اند. ضمناً این رسوبات همراه با رسوبات کم عمق و حاشیه ای سازند قم میباشند.

در ائوسن بخش مهمی از ایران بوسیله دریای عمیق فرا گرفته می شود و همزمان با آن فعالیت آتشفشانی شدیدی در تمام ایران (بجز زاگرس و کپه داغ) آغاز می شود. این آتشفشانها بیشتر در زیر آبهای کم عمق فعالیت داشته و ترکیب بیشتر آنها آندزیت، داسیت و توفهای وابسته است (درویش زاده، ۱۳۷۰). در ائوسن پایانی - الیگوسن آغازی (حدود ۳۷ میلیون سال پیش) فاز کوهزایی پیرنه حادث شد که با حرکات خشکی زایی همراه بود و شکل فعلی کوههای ایران ترسیم نمود. طی همین فاز تکتونیکی فشاری، اغلب رشته کوههای ایران مرکزی و البرز پدید آمدند. ما بین این رشته کوهها حوضه های کششی تشکیل گردید. بدین ترتیب با ایجاد یک حوضه کششی در بخش جنوبی البرز فرورفتگی های فعلی و حوضه های تبخیری بوجود آمدند (درویش زاده، ۱۳۷۰). کمربندهای اصلی کوهزایی که در طی کرتاسه بالایی تشکیل شده اند، حوضه های رسوبی ولکانوژنیک را در ائوسن کنترل می کنند.

با ادامه جنبش های تکتونیکی در الیگوسن زیرین و نیز براساس شواهد چینه شناسی و دیرینه شناسی در بخشهایی از ایران مرکزی آثار محدودی از حوضه های دریایی بدست آمده که در آنها آهکهای مناطق کم عمق و یا تبخیری ها ته نشست نموده اند که با توجه به رخساره و وجود فسیل های دریایی در داخل نهشته های الیگوسن زیرین مناطق فوق، ته نشست این رسوبات در یک دریای کم عمق تأیید می گردد.

در حوضه کویر گرما و تبخیر شدید سبب گردید تا حوضه تبخیری که از اواخر ائوسن تشکیل گردیده بود، همچنان به ته نشست تبخیری ها (ژپیس و نمک) و مارن ادامه دهد و در مرکز، رسوبگذاری نهشته های تبخیری و در حاشیه آن رسوبات تخریبی در ابعاد متفاوت انباشته گردیده است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).

با بررسی تغییرات نسبی جهانی سطح دریاها (relative sea-level changes) در ائوسن فوقانی و الیگوسن زیرین مشخص می شود که در این محدوده زمانی افت جهانی سطح دریاها (sea-level fall) رخ داده است (Arbeu and Anderson, 1998). این افت جهانی سطح دریاها با چرخه های کوتاه مدت بالا رفتن و پایین آمدن سطح دریاها نیز همراه بوده بطوریکه در ابتدای ائوسن فوقانی افت سریع و در انتهای آن به تدریج بالا رفتن

سطح آبها مشاهده می شود ولی در مجموع در ائوسن فوقانی و اوائل الیگوسن زیرین سطح دریاها افت چشم گیری نسبت به پالئوسن و الیگوسن داشته است.

با توجه به شواهد فوق و وجود گسترده ساختمانهای تحت الجوی در افقهای مختلف، این مجموعه تبخیری احتمالاً در یک پلاتفرم دریایی حاشیه ای کم عمق (تا عمق ۲۰ متر) تشکیل شده و فرونشست حوضه همزمان با نهشته شدن تبخیرها منجر به انباشته شدن رسوبات بر روی هم گردیده است. البته پایین رفتن متناوب و غیر منظم سطح آب بدلائل مختلف سبب تبدیل این محیط تبخیری پلاتفرمی به یک ساب خای ساحلی نیز می شده است. تشکیل رسوبات تبخیری با شوری کمتر، مانند کربناتهای بالای سکانس تبخیری، حاکی از ورود آبهای کم شورتر دریایی به حوضه و برقراری شرایط تقریباً دریایی میباشد. بطور کلی میتوان این مجموعه تبخیری را از نوع دریایی پلاتفرمی کم عمق با ابعاد حوضه ای وسیع (Warren 1989) در نظر گرفت.

۱۰- خلاصه

در زمان ائوسن فوقانی - الیگوسن زیرین به دلیل عملکرد فاز کوهزایی آلپ میانی و حرکات تکتونیکی پیرنه که با حرکات خشکی زایی توام بوده است، حوضه کوچک تبخیری در منطقه گرمسار ایجاد شده است. حاکم شدن محیط تکتونیکی فشاری در البرز (به دلیل تغییر روند البرز شرقی نسبت به البرز غربی) و ایجاد یک حوضه کششی در بخشهای جنوبی البرز مرکزی، محیط مناسبی برای تشکیل توالی تبخیری فراهم شد.

بررسی مجموعه کانی شناسی در منطقه که از کانیهای هالیت، ژپس، انیدریت، سیلویت، بلوئیدیت، اگوستریت و میکرایت تشکیل شده است، حاکی از آن است که منشاء آبهای تشکیل دهنده ای که سبب ایجاد سیستم شورابه ای $\text{Na} - \text{K} - \text{Mg} - \text{SO}_4 - \text{Cl}$ شده اند، از منشاء دریایی بوده است. البته حوضه تبخیری کم عمق گرمسار تحت نفوذ آبهای با منشا خشکی نیز بوده است. وجود تناوبهایی از انیدریت و هالیت یا انیدریت و ژپس و وجود لایه هایی از سیلویت در هالیت حاکی از این است که تغییراتی در نسبت جریانهای ورودی به حوضه و جریانهای خروجی از آن روی میداده بطوریکه در برخی نقاط به دلیل کاهش جریان ورودی و افزایش جریان خروجی (تبخیر، نشت وغیره) کانی هایی که در غلظت های بالای شورابه تشکیل می شوند، متبلور شده اند. علاوه بر این به دلیل وجود ماسه سنگهای آهکی که به صورت محدود وجود دارند و حضور مارن و نیز وجود آثار فسیل های گیاهی مربوط به مناطق خشکی که کاملاً

خرد شده‌اند، جریان‌هایی نیز بصورت طغیان‌های محلی از نواحی قاره‌ای به این حوضه تبخیری وجود داشته‌است.

در توالی تبخیری گرمسار هر قدر به سمت راس توالی پیش می‌رویم از بخش کلرایدی به بخش‌های سولفاته و سپس کربناته می‌رسیم، بطوریکه بخش کلرایدی دارای ضخامت زیادی است و در آن چین‌خوردگی‌های فراوان نمک مشاهده می‌شود و بخش سولفاته دارای ضخامت کمتری از بخش کلرایدی بوده و در نهایت، ضخامت بخش کربناته بسیار اندک می‌باشد که در راس توالی قرار گرفته‌است. این امر حاکی از رقیق شدن تدریجی حوضه می‌باشد که این وضعیت با تغییرات جهانی سطح آب‌ها در این دوره نیز تطابق دارد. شواهدی از قبیل لایه‌بندی‌های ظریف در بخش‌های مختلف از جمله در سولفات‌ها و کلرایدها، وجود افق‌های پتاس، وجود ساختمان‌های تحت الجوی (Subaerial) حاکی از کم عمق بودن حوضه است. نهایتاً، با رقیق‌تر شدن حوضه در ابتدا بطور متناوب کربنات و سولفات و در نهایت کربنات‌ها بصورت آهک میکرایتی رسوب کرده‌اند و در نهایت سازند قم روی مجموعه تبخیری را پوشانده‌است. بطور کلی محیط رسوبی این توالی تبخیری یک پلاتفرم وسیع حاشیه‌ای کم عمق بوده که گسترش عرضی زیادی در امتداد شرقی - غربی داشته‌است.

تشکر و قدردانی

این مطالعه در چهارچوب طرح‌های پژوهشی (طرح شماره ۵۱۲/۱/۳۸۵) دانشکده علوم، دانشگاه تهران انجام شده است. بدین وسیله از مسئولین محترم دانشگاه تهران تشکر و قدردانی می‌شود. سازمان زمین شناسی کشور و طرح اکتشاف پتاس نیز کمک‌های شایان تقدیری در جهت تامین امکانات این پروژه نموده‌اند که در اینجا از مسئولین ذیربط تشکر و قدردانی می‌شود.

References:

- Arbeu, V.S., and Anderson, J.B., (1998) *Glacial eustasy during the Cenozoic: Sequence stratigraphy implications*, AAPG, **82**, 1385-1400.
- Borchert, T.H., and Muir, R.O., (1964) *Salt Deposits: the Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites*, London, D. van Nostrand, 338P.
- Braitsch, O., (1971) *Salt Deposits: Their Origin and Compositions*, Springer - Verlag, 297 P.
- Carozzi, A., (1993) *Sedimentary Petrography*, Prentice Hall, PP. 209-232.
- Gill, D., (1977) Salina A- 1 Sabkha cycles and the lake Silurian paleogeography of the Michigan basin, J. of Sed. Petrol., **47**, 979- 1017.

- Hardie, L.A., (1984) Evaporites: marine or non marine? Am. J. of Sci., **284**, 193- 241.
- Hardie, L.A., Lowenstein, T.K., and Spencer, R.J., (1985) *The problem of distinguishing between primary and Secondary features in evaporites*, In: B. C., Schrieber and H. C., Harker (eds.), Sixth International Symposium on Salt, The Salt Institute, Alexandria, VA., PP. 11- 39
- Holland, H.P., (1972) *The geologic history of sea water- an attempt to solve the problem*: Geochim. et Cosmochim. Acta, **36**, 639- 651.
- Holser, W.T., (1979) *Trace elements and isotopes in evaporites*, In: R., Burns, (ed.), Marine Minerals. Min. Soc. Am., Short Course Notes, **6**, 210- 373.
- Ingerson, E., (1968) *Deposition and Geochemistry work sessions (International Conference on Saline Deposits)*: Geol. Soc. Am. Spec. Paper **88**, 671- 681.
- Jackson, M.P.A., Cornelius, R.N., Craig, C.H., Gansser, A., Stocklin, J. and Talbot, J.C., (1991) *Salt Diapirs of the Great kavir Central Iran*, Geol. Soc. Am., Memoir **177**, 140 P.
- Kalhor, R., (1961) *Geology of Neogene formation on in Varamin- Garmsar area and evaluation of Abardej Nose*, Unpublished N.I.O.C., Geological report No. **233**, 17 P.
- Kendall, A.C., (1994) Evaporites, In: R.G., Walker (ed.), Facies Models, Geol. Ass. Can., Geoscience Canada, Reprint series **1**, 259- 296.
- Lowenstein, T.K. and Hardie, L.A., (1985) *Criteria for the recognition of salt-pan evaporites*, Sedimentology, **32**, 627- 644.
- Manecui, A., and Pawlikowski, M., (1975) *Mineralogical and petrographic study of- Selected rocksalt sequences from the Wieliczka salt deposit (inpolish)*, Pol. Akad. Nauk, oddzial krakowie, Kom. Naukmineral., Pr. mineral, **40**, 41- 64.
- Marshall, C.P. and Fairbridge, R.W., (1999) *Encyclopedia of Geochemistry*, KLUWER Academic Publishers, London, 712P.
- Raup, O.B., (1970) *Brine mixing: an additional mechanism for formation of basin evaporites*, AAPG Bull., **54**, 2246- 2259.
- Richter, A., (1964) *Die Rot farbung in den Salzen der deutschen Zechstein lag erstatten II*. Chem. Erde, **23**, 179- 203.
- Riley, J.D. and Chester, R., (1971) *Introduction to Marine Chemistry*, New York, Acad. Press, 465 P.
- Roedder, E., (1984) *The Fluids in Salt*, Am. Mineral., **69**, 413- 439.
- Schmalz, R.F., (1969) *Deep-water evaporite deposition: a genetic Model*, A.A.P.G. Bull., **53**, 798-823.
- Sonnenfeld. P., (1995) *The color of rock salt- a rivew*, Sed. Geol., **94**, 267- 276.
- Spencer, R.J., and Lowenstein, T.K., (1989) Evaporites, In: I. A., McIlreath and D.W., Morrow, 1989, DiagenesisII, Geoscience Canada, Reprint Series **4**, 141- 164.
- Stewart, F.H., (1963) *Marine Evaporites*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper **440- Y**, 53 P.

- Stocklin, J., (1961) *Lagoon formation and salt domes in east Iran*, Bull. Iran. Pet. Inst., 3, P. 29- 46.
- Stocklin, J., (1968) *Salt deposits of the Middle East*, Geol. Soc. Am., IWC Spec. Paper 88, 157- 181.
- Tucker, M. E., (1991) *Sedimentary Petrology*, Blackwell, 260 P.
- Warren, J. K., (1989) *Evaporite Sedimentology*, Printice Hall, 285 P.
- Warren, J.K., (1999) *Evaporites, Their Evolution and Economics*, Blackwell Science, 438 P.

افتخارنژاد، ج.، (۱۳۵۹)، تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی و ارتباط با حوضه‌های رسوبی، بولتن انجمن نفت، ۸۹، ۲۸- ۱۹.

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ‌روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۶۴) پژوهش و بررسی ژرف نو زمین ساخت و لرزه ساخت و خطر زمین لرزه و گسلش در گستره تهران و پیرامون، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۲، ۲۴۴- ۲۴۳.

حاجیان، ج.، (۱۳۷۵)، زمین‌شناسی ایران: پالئوژن - ائوسن ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب، ۲۸، ۴۶۰ صفحه.

درویش‌زاده، ع.، (۱۳۷۰)، زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز، ۹۰۱ صفحه.

دری، م. ب.، (۱۳۷۰)، مطالعه زمین‌شناسی و چینه‌شناسی کوه کلرز (شمال گرمسار)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۱۴۹ صفحه.

دری، م. ب.، بدخشان ممتاز، ق. و سیاره، ع.، (۱۳۷۳)، گزارش نقشه، ۵۰۰۰: ۱ معادن نمک منطقه سیالک (شمال غربی گرمسار) و پی‌جویی پتاس در معادن فعال سمنان - گرمسار، وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح اکتشاف پتاس، ۱۹، ۱۰۷ صفحه.

رحیم‌زاده، ف.، (۱۳۷۳)، زمین‌شناسی ایران. الیگوسن، میوسن، پلیوسن، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب ۱۲، ۳۱۱ صفحه.

سعدالدین، ن. و صمیمی، م.، (۱۳۶۹)، پاره‌ای اطلاعات منتشر نشده مربوط به معدن راهراک. وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین‌شناسی کشور

شهریاری، س.، صفایی، ه. و شریفی، م.، (۱۳۷۸)، تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های همراه با گنبد‌های نمکی البرز مرکزی، مجموعه مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۳۹۱- ۳۸۶.

صادقی، خ. و فنودی، م.، (۱۳۷۲)، گزارش منتشر نشده نقشه ۲۰:۰۰۰، ۱ منطقه گرمسار (شمال آرادان)، وزارت معادن و فلزات، طرح پی‌جویی سراسری پتاس، ۱۸ صفحه.

عبادت، ن.، (۱۳۷۷)، زمین ساخت و تکامل ژئودینامیکی گستره تبخیری گرمسار، دانشگاه آزاد اسلامی، رساله دکترا، ۱۶۷ صفحه.

نبوی، م. ج.، (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.