

ژئومورفولوژی ساختمانی ساختارهای نمکی در گستره گرمسار - لاسجرد

فریده اسدیان* - دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات
محسن پور کرمانی - استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی - دانشکده علوم زمین
مهران آرین - استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

دریافت مقاله: ۱۳۸۳/۳/۱۵ تایید نهایی: ۱۳۸۴/۸/۳۰

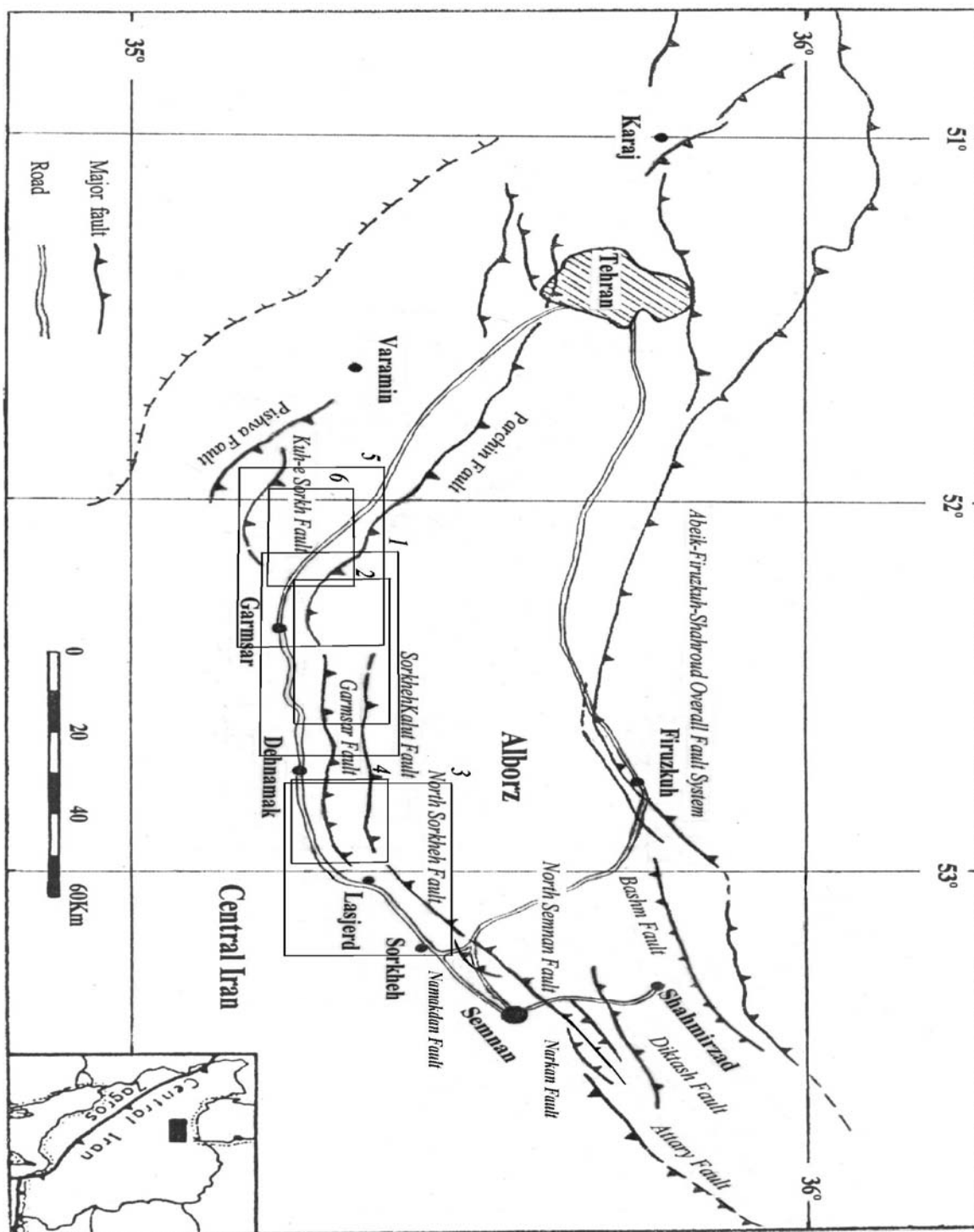
چکیده

در این مقاله، توده‌های تبخیری دیابیری شده واقع در گستره گرمسار - لاسجرد بررسی شده. درباره آغاز دیابیرسیم، ناپایداری ثقلی نمک به هالوکینز نسبت داده شده اما رخداد فاز کوهزایی پلیوسن آغازی، به عنوان عامل مکمل و محرک خارجی عامل به وجود آورنده توسعه دیابیرسیم تشخیص داده شده است. از سوی دیگر، ساختارهای نمکی این گستره - که معمولاً از طریق گسل‌ها به سطح رسیده است، به چهار نوع استوک‌ها، طاق‌دیس‌ها، دیوارها و زبان‌های نمکی تقسیم بندی شده اند.

کلید واژه‌ها: ژئومورفولوژی ساختمانی، دیابیرسیم، فاز کوهزایی، ساختارهای نمکی.

مقدمه

توده‌های تبخیری یکی از سیماهای ساختاری قابل توجه در منطقه مطالعه شده بشمار می‌آید. این توده‌ها در باختر، شمال باختری و شمال خاوری گرمسار، شمال خاوری ده‌نمک و جنوب لاسجرد رخنمون یافته‌اند (شکل ۱).
لایه مادر این توده‌های دیابیری، بخشهای تبخیری سازندهای قرمز زیرین، کند و یا سمن (Huber, 1960, 17) است. سازند سمنان با سن ائوسن بالایی - الیگوسن زیرین را شامل تناوبی از کنگلومرا، ماسه سنگ درشت‌دانه و لایه‌های مارنی می‌داند که به تدریج توفی شده و سرانجام به حدود ۱۰۰ متر لایه‌های گچ سفید و گاهی قرمز ختم می‌شود. بزرگترین توده تبخیری دیابیری شده، در باختر گرمسار قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱ موقعیت منطقه مطالعه شده، اقتباس از بربریان و همکاران (گزارش ۵۲) با اندکی تغییر.

چارچوب‌های چهار گوش شماره‌دار نشانگر موقعیت تصاویر ماهواره‌ای هستند.

الف



ب



ج

شکل ۲. نمایی از سنگ‌های تبخیری در باختر گرمسار (الف)، یک آبشار نمکی (ب)، و مارن‌های رنگارنگ واقع در پیکره اصلی توده تبخیری (ج)

موقعیت و شرایط مورفولوژیکی و اقلیمی

منطقه مطالعه شده در شمال باختری حوضه آبخیز چاله کویر نمک بین ۳۵ تا ۳۶ درجه عرض جغرافیایی و ۳۱° تا ۳۰° ۵۳ درجه طول جغرافیایی واقع شده است. حدود ۳۷ درصد این منطقه از رسوبات تبخیری دوره میوسن و پلیوسن پوشیده شده است. سنگ‌ها در این بخش چین خورده و بعد از فرسایش به صورت صفحات مسطح و دشت گونه کنونی درآمده‌اند. داخل این صفحات دشت گونه، صفحات پست و پوشیده از قشر نمکی پنجه افکنده که به نوبه خود ۳۷ درصد دیگر سطح کویر نمک را می پوشاند. (کلینسلی، ۱۳۸۱، ۱۰۳).

این ناحیه محل استقرار پرفشار جنب حاره‌ای آزر است. پرفشار جنب حاره‌ای به صورت مراکز جدا از هم و در حوالی مدار راس السرطان تشکیل می‌شود. پرفشاری که اقلیم ایران را کنترل می‌کند، روی مجمع‌الجزایر آزر مستقر است و در فصل تابستان به صورت زبان‌های از طریق مدیترانه بر بالای ایران کشیده می‌شود و تمام ایران را در جنوب کوه‌های البرز تحت استیلای خود در می‌آورد. به دلیل نزول دائمی هوا هیچ نوع حرکت صعودی انجام نمی‌گیرد و تمام منطقه از آسمان صاف و بدون ابر و باران برخوردار است. (علیجانی، ۱۳۷۶، ۲۸ - ۲۹) ناحیه مطالعه شده در خشک‌ترین منطقه ایران قرار دارد و به علت محصور بودن در بین کوهستان‌های اطراف به منابع آب دسترسی ندارد.

توده‌های هوایی مرطوب دریای مدیترانه پس از تخلیه بخار آب خود در غرب کوه‌های زاگرس به این منطقه می‌رسند و بخار آب دریای خزر نیز قبل از رسیدن به ناحیه به‌وسیله کوه‌های البرز گرفته می‌شود. به همین علت این ناحیه جزو بیابان‌های واقعی ایران می‌باشد. مقدار باران سالیانه به کمترین اندازه خود در سطح کشور می‌رسد و متوسط سالیانه بارندگی آن حدود ۷۴ میلیمتر است. به علت گرمای ویژه کم ماسه‌زارها، نمک‌زارها و کمی رطوبت، قسمت اعظم گرمای تولید شده به وسیله خورشید، از طریق حرارت محسوس دفع می‌شود. به علت آسمان صاف در شب، نبودن بخار آب و پایین بودن ظرفیت نگهداری حرارتی خاک، دامنه حرارتی شبانه روز و سال نسبتاً زیاد است (علیجانی، ۱۳۷۶، ۲۱۰ - ۲۱۲).

جایگاه زمین‌شناختی

(Jackson et al. 1990, 139) حوضه گرمسار و حوضه قم را به عنوان دو فروافتادگی^۱ و یا مرکز رسوب‌گذاری نمک در شمال باختری و باختر حوضه رسوبی کویر در نظر گرفته‌اند. آن‌ها حوضه رسوبی کویر بزرگ را یک حوضه درون قاره‌ای پر شده از رسوبات تبخیری به ضخامت ۶ - ۷ کیلومتری می‌دانند. فرو نشست این حوضه از کرتاسه پیشین، یعنی زمان بازشدگی (Rifting) مهمی فلات ایران را تحت تأثیر خود قرر داده، آغاز شده، در این صورت رسوبات ائوسن را تاکنون در خود جای داده است. بررسی داده‌های موجود و همراهی سنگ‌های آذرین آلکالن با نمک‌های این منطقه نشان می‌دهد که تبخیری‌های شمال و باختر گرمسار ممکن است براساس الگوی ولکانوژنیک پیدایش ذخایر تبخیری (Mitchell & Garson, 1981, 405) حاصل از فعالیت‌های آتشفشانی آلکالن زیر دریایی (به دلیل فراوانی نهشته‌های نمکی سولفات) باشند (شهریاری و همکاران، ۳۷۸، ۳۸۶ - ۳۹۰).

از سوی دیگر، وجود نمک‌های پتاسیم در این تبخیری‌ها (معدن راه راهک گرمسار و حسین آباد ده نمک) می‌تواند حاصل از موارد ذیل باشد.

- ۱- جدا شدن موقتی ارتباط حوضه تبخیری با دریای آزاد و در مواردی حتی خشک شدن کامل آن؛
- ۲- کم شدن عمق حوضه در اثر پرشدگی آن به وسیله هالیت یا بالآآمدگی کف حوضه به دلایل دیگر؛
- ۳- ضخامت خیلی زیاد (بیش از ۱۰۰ متر) لایه‌های هالیت نهشته شده زیرا نسبت یونی سدیم به پتاسیم در آب دریاها ۲۷/۷ به یک است (حلمی، ۱۳۷۹) در این صورت وجود نمک‌های پتاسیم تنها در صورت ضخامت زیاد نمک طعام و پس از رسوب‌گذاری آن، محتمل است (معتد، ۱۳۶۶، ۳۰۳ - ۳۰۶).

بدین ترتیب قرارگیری نمک‌های پتاسیم در زیر نمک‌های دیگر در معادن اشاره شده و ضخامت زیاد لایه‌های هالیت، مؤید قابلیت فرونشست تدریجی این بخش در یک حوضه دریایی است. در هر حال، از آنجا که حوضه‌های ساختاری دچار تبخیر دریایی، یا از نوع حوضه‌های کراتونی دارای حرکات خشکی‌زایی وسیعی (نظیر حوضه میشیگان ایالات متحده و حوضه Zech stein پرمین خاور اروپا) و یا فروزمین‌های مرتبط با کافت‌های حاشیه قاره‌ها (نظیر ذخایر Sergipe در برزیل) هستند، شاید بتوان جایگاه زمین‌ساختی گسترده تبخیری شمال و باختر گرمسار را بر اساس مجموع شواهد موجود، یک فروزمین واقع در حاشیه شمالی حوضه پشت کمانی ایران مرکزی (بربریان و یا سینی، ۱۹۸۳، گزارش ۵۲) دانست.

یک فروزمین خاوری - باختری که به گمان بسیاری در درازای بخشی از مرز البرز - ایران مرکزی، دست کم از ایوانکی تا سرخه تشکیل شده است قابلیت فرو نشست تدریجی و فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی آلکانل بوده است. این وضعیت تا آغاز رسوب گذاری سازند قم ادامه پیدا کرد، اما به دنبال پسروی دریای مواد سازند قم و برقراری رژیم فشاری در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی، بتدریج شرایط قاره‌ای حاکم شد. سازند قرمز بالایی در نتیجه این تغییر شرایط نهشته شد که بیشترین ضخامت اندازه گیری شده آن در ناحیه ایوانکی - فیروزکوه، مربوط به مقطع زمرد (رودخانه ایوانکی) با حدود ۴۹۵۰ متر است. در ضمن ضخامت سازند قرمز بالایی در مقطع بن کوه (شمال خاوری گرمسار) نیز حدود ۳۱۱۰ متر گزارش شده است (کلهر، ۱۹۶۱، ۲۶).

لازم به ذکر است که مقاطع زمرد و بن کوه، به ترتیب به یال شمالی ناودیس‌های گرمسار و ده نمک (شکل ماهواره‌ای ۱). مربوط هستند و ضخامت غیر عادی سازند قرمز بالایی (بوژه در مقطع زمرد) نسبت به ضخامت آن در منطقه قم (حدود ۳۰۰۰ متر) می‌تواند به دلیل موارد ذیل باشد:

۱- نزدیکی این بخش به ارتفاعات دامنه جنوبی البرز به عنوان منبع اصلی رسوبات حاصل از فرسایش؛

۲- باقی ماندن گودی مرتبط با فروزمین مورد نظر در میوسن بالایی و در این صورت پرشدگی آن به وسیله رسوبات حاصل از فرسایش؛

۳- حفظ قابلیت فرونشینی تدریجی فروزمین مورد نظر (به دلیل قرار داشتن آن در مقابل رشته کوه در حال فرسایش البرز در آن زمان)؛

تداوم پیدا کردن فشردگی ناحیه‌ای، فرازگیری هر چه بیشتر رشته کوه البرز و رخنمون پیدا کردن سازندهای قدیمی تر (تا سازند کرج) را در این بخش سبب شد که شاهد آن، وجود قطعاتی از توف‌های سبز در کنگلومرای هزار دره است. این سازند با ناپوستگی فرسایشی سازند قرمز بالایی و زیر سازند کهریزک قرار دارد.

دیاپیرسم نمک

همان‌طور که می‌دانیم، وزن مخصوص هالیت ۲/۱۶ است. بنابراین هنگامی که سنگ‌های رسوبی اطراف و روی نمک‌ها تحت فشار قرار گیرند، چگالی کلی آن‌ها به‌طور قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد اما قابلیت فشردگی نمک خیلی ناچیز است. حال چنانچه سنگ‌های روی حداقل ۳۰۰ - ۷۰۰ متر ضخامت داشته باشند، فشار حاصل از این دفعه سبب می‌شود که چگالی آن‌ها به ۲/۲ یعنی بیش از چگالی نمک برسد. گنبد‌های نمکی حتی می‌توانند از اعماق ده کیلومتری که چگالی سنگها حدود ۲/۸ است - نیز صعود کنند. بدین ترتیب تحت فشارهای فوقانی که هالیت به صورت پلاستیک عمل می‌کند، با فشارهای زمین ساختی نسبتاً جزئی نیز، حرکت نمک در جهت کاهش فشارهای لیتوسفری آغاز می‌شود. این حرکت از میان نزدیک‌ترین مناطق شکسته شده سنگ‌های رویی به طرف سطح صورت می‌پذیرد. (صفایی، ۱۳۶۹، ۱۴۶ - ۱۵۱)، بر اساس تبعیت دیاپیرهای نمکی از راستای گسل‌های فشار و راستالغز، حرکت نمک به درون شکستگی‌ها را به عنوان ساز و کار چیره دیاپیرسم در این منطقه معرفی کرده‌اند. در ضمن وجود تنش‌های افقی را نیز به عنوان عامل حرکت نمک از اعماق کم مطرح ساخته است.

(عبادتی، ۱۳۷۷، ۱۶۱ - ۱۶۷) نیز تکامل ساختاری گستره تبخیری این محدوده را نیز بررسی کرد. به اعتقاد وی، تلاقی دو روند چین خوردگی و گسلش راندگی با مؤلفه راستالغز در انتهای خمیدگی البرز مرکزی، شرایط لازم برای تداخل گسل‌های بخش خاوری و باختری منطقه را فراهم ساخته است.

در هر حال، قطع شدگی سازند ناممکن کهریزک به وسیله دیاپیرهای نمکی، در جنوب خاوری ایوانکی - نشانه به سطح رسیدن نمک پلیستوسن پایانی است (GSI, 1987). در این صورت باید برای آغاز دیاپیریسم، زمانی پیش از کوتاه‌تری (زمان به سطح رسیدن) و پس از الیگو- میوسن (زمان نهشته شدن نمک) در نظر گرفته شود. در این محدوده زمانی، پلیوسن آغازین می‌تواند مناسب‌ترین زمان برای آغاز دیاپیریسم باشد؛ زیرا:

الف) در این زمان نمک در زیر بیش از ۴۰۰۰ متر رسوب (سازند قم و قرمز بالایی) قرار گرفته است.

ب) در این وضعیت، چگالی نمک کمتر از چگالی کلی روی لایه خود شده و شرایط حتی برای هالوکینز یا صعود نمک در اثر ناپایداری ثقلی فراهم شده است.

ج) رخداد فاز کوهزایی پلیوسن آغازی می‌توانسته به عنوان عامل مکمل و محرک خارجی، سبب توسعه دیاپیریسم شده باشد.

د) توسعه چین‌خوردگی‌ها و گسل‌ها در این زمان - که شاهد آن فراگیری، رخنمون پیدا کردن و فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر نظیر وجود قطعاتی از توف‌های سبز سازند کرج در کنگلومرای هزاردره است، می‌توانسته به عنوان ساز و کار محرک کاملاً مناسبی عمل کرد باشد.

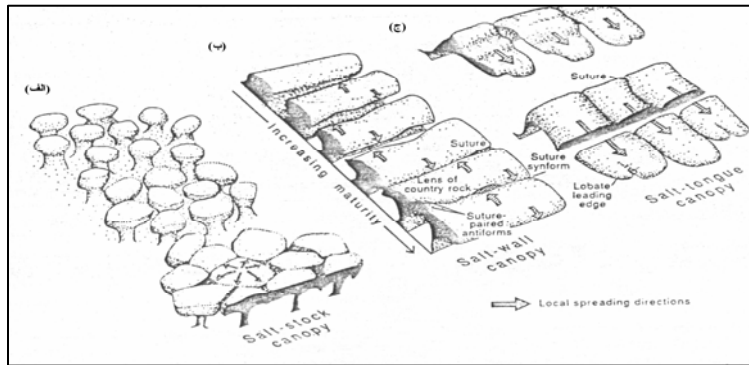
ژئومورفولوژی ساختمانی ساختارهای نمکی

به‌طور کلی ساختارهای نمکی منطقه مطالعه شده می‌توانند بر اساس رده بندی (Jackson & Talbot, 1994, p173-176) به صورت ذیل تقسیم بندی شوند:

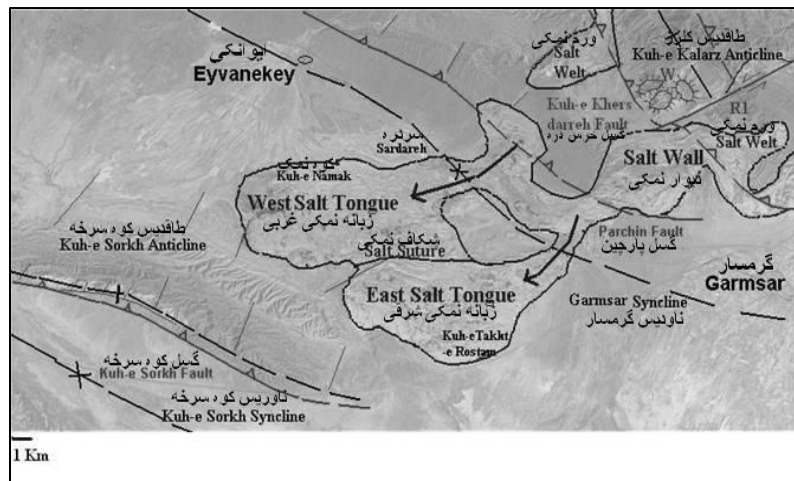
۱- پلاگ یا استوک‌های نمکی نیمه مدور و مدور در نمای نقشه (شکل ۱ و شکل ماهواره‌ای ۱) این پلاگ‌ها بیشتر در شمال خاوری گرمسار رخنمون یافته‌اند. این پلاگ‌ها دارای رسیدگی (بلوغ) ساختاری بالایی نمی‌باشند، زیرا غالباً به‌صورت منفرد هستند.

۲- طاق‌دیس یا ورم نمکی^۱ یا برآمدگی‌های نمکی طویلی که نسبت به رو لایه‌اشان هم شیب باشند (شکل ۱). این ساختار در شمال و باختر کوه کلرز، شمال گرمسار (شکل ماهواره‌ای ۲ و ۱) و طاق‌دیس قراول کوه (شکل ۳) و ناودیس تیجه کوه (شکل ماهواره‌ای ۳ و ۴) تشکیل شده و نمک‌های آن در اثر فرسایش بخش‌هایی از رو لایه آن قابل مشاهده است. شکل‌گیری این ساختار نمکی می‌تواند حاصل از عمل کردن محور تنش اصلی حداقل (σ^3) به موازات محور طاق‌دیس ساران و ایجاد شکستگی‌های عرضی در جهت عمود بر محور چین باشد (شکل ۲ الف).

عمل کردن محور تنش اصلی حداقل به صورت قائم باشد. در این صورت، یک گسل فشاری یا راندگی تشکیل شده (بخش خاوری گسل پارچین) و نفوذ نمک به داخل آن (به صورت یک سیل نمکی) میسر می‌شود (شکل ۲). زبانه نمکی مورد نظر از دو لب^۳ پیشرو و مجزای (خاوری - باختری) تشکیل یافته و در حد فاصل آن‌ها یک شکاف نمکی^۴ قابل مشاهده است. این شکاف نمکی، در واقع نقطه پیوست دو زبانه نمکی در آمیخته به طور جانبی می‌باشد که به دلیل رسیدگی ساختاری، یک سایبان زبانه نمکی^۵ را تشکیل داده است (شکل ۳-۷ ج). شاهد رسیدگی ساختاری این ساختار، گسترش به سمت جنوب باختری نمک در داخل ناودیس گرمسار و نازک شدن نسبی محل اتصال زبانه‌ها به ساقه تغذیه کننده آن‌ها می‌باشد که در درازای بخش باختری گسل پارچین واقع شده است (شکل ماهواره‌ای ۵ و ۶).

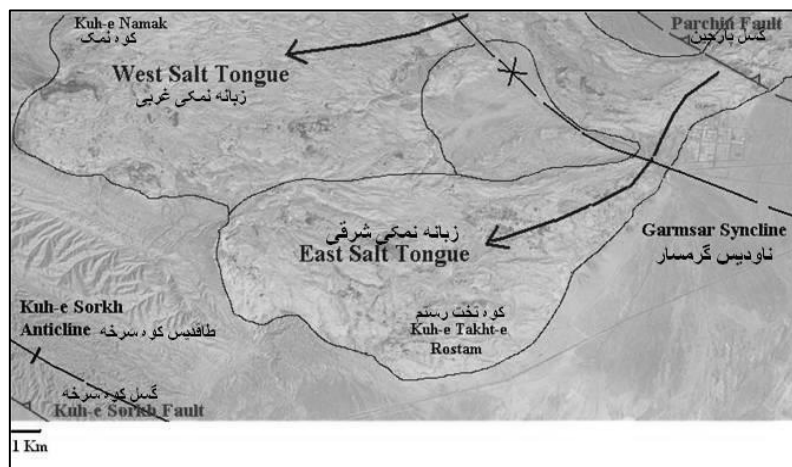


شکل ۷ شکل بالا سه نوع اصلی از خیمه‌های نمکی که حاصل از در هم آمیختگی استوک‌ها (الف)، دیوارها (ب)، زبانه‌های نمکی (ج) می‌باشند، نشان می‌دهد (Jackson & Talbot, 1994, 173-176).



شکل ۸ تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه

3. Lobe
4. Salt suture
5. Salt - Tongue canopy



شکل ۹ تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

به‌طور کلی نتایج این پژوهش عبارتند از:

- ناپایداری ثقلی تبخیری‌ها، در اثر هالوکینز آغاز شده، اما فاز کوهزایی پلیوسن آغازی به عنوان عامل مکمل و محرک خارجی سبب توسعه دیاپیریسم شده است.
- ساختارهای نمکی منطقه مطالعه شده، معمولاً از طریق گسل‌ها به سطح رسیده‌اند و شامل چهار نوع استوک‌ها، طاقدیس‌ها، دیوارها و زبان‌های نمکی می‌باشند.

منابع

۱. بربریان، م؛ یاسینی، (۱۹۸۳)، گوناگونی و گسترش رخساره‌ای و خط‌های کلی پارینه جغرافی نیوزن در ایران زمین، بخش چهارم، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش ۵۲.
۲. حلمی، ف؛ (۱۳۷۹)؛ شرحی بر نمک طعام - پتاس و پراکندگی آن‌ها در ایران؛ طرح تدوین کتاب، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۳. دری، م. ب؛ (۱۳۷۰)؛ مطالعه زمین شناسی و چینه شناسی کوه کلرز؛ پایان نامه دوره کارشناسی ارشد چینه و فسیل شناسی دانشگاه تهران.
۴. شهریاری، س؛ صفایی، ه و شریفی، م؛ (۱۳۷۸)؛ تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های همراه با گنبد‌های نمکی البرز شرقی (منطقه گرمسار)؛ فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز؛ صص ۳۸۶ - ۳۹۰.
۵. صفایی، ه؛ (۱۳۶۹)؛ دیاپیریسم و لرزه زمین ساخت منطقه گرمسار، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد تکتونیک دانشگاه تربیت معلم تهران.
۶. عبادتی، ن؛ (۱۳۷۷)؛ زمین ساخت و تکامل ژئودینامیکی گستره گرمسار؛ پایان نامه دوره دکتری تکتونیک؛ دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
۷. علیجانی، بهلول؛ (۱۳۷۶)؛ آب و هوای ایران؛ انتشارات دانشگاه پیام نور.
۸. معتمد، ا؛ (۱۳۶۶)؛ رسوب‌شناسی ۱، انتشارات دانشگاه تهران.

۹. کلینسلی، دانیل؛ (۱۳۸۱)؛ کویرهای ایران و خصوصیات ژئومورفولوژیکی و پالئوکلیماتولوژی آن؛ انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح؛ ترجمه: دکتر عباس پاشایی.

1. Geological Survey of Iran; 1987, Geological map of Tehran Quadrangle, Scale 1:250/000, Geol. Surv. Iran, Tehran,.
2. Huber, H; 1960, Explanatory note to the compilation map of North-Central Iran, N.I.O.C. Geol.Rep. No.217,.
3. Jackson, M.P.A & Talbot, C.J; 1960, Advances in salt Tectonics, In: Continental Deformation, (ed. by P.L. Hancock), Pergamon press ltd. Oxford, pp: 173-176.
4. Jackson, M.P.A., Cornelius, R.R., Craig, C.H., Gansser, A., Stocklin, J. & Talbot, J.C.; 1990, Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran. Mem. Geol. Soc. Am. Vol. 177, 139 P.
5. Kalhor, R; 1961, Geology of Neogene Formations in Varamin-Garmsar area and evaluation of Abardejnose. N.I.O.C. Geol. Rep. No. 233, 26 P.
1. Mitchell, A.H.G. & Garson, M.S; 1981, Mineral deposits and global tectonic settings, Academic Press, London, 405 P.