



دیپیریسم نمک در حوضه کلوت (شمال خاور اردکان)

نوشته : رامین ارفعنیا * و همایون صفایی **

Salt Diapirism in Kalut Basin (Northeastern Ardakan)

By: R. Arfania* & H. Safaei**

چکیده

حوضه کلوت (شمال خاور اردکان) در طی کوهزایی لارامید و در ابتدای پالئوسن تشکیل شده است. ضخامت نسبتاً زیاد رسوبهای ترشیری که در مرکز این حوضه به 3800 متر می رسد، نشان دهنده فرونشست و تحریک بستر حوضه در این زمان است. این رسوبها، به جز در ائوسن میانی که رخساره دریای کم عمق را نشان می دهد، اغلب از نوع تخریبی - تبخیری و دارای رخساره فاره ای هستند. از نظر زمین ساختی، ویژگی اصلی این حوضه وجود ناودیس های باز با هسته رسوبهای آواری و تاقدیس های بسته با هسته نمک به سن ائوسن زیرین است. در مرکز حوضه کلوت توده های نمک اغلب به صورت دیپیرهای سوراخ کننده در لایه های پوششی نفوذ کرده و در سطح زمین ظاهر شده اند که اغلب به طور هم روند با محور تاقدیس ها و یا در امتداد گسل های موجود در لایه های پوششی، تشکیل شده اند. به سمت باختر و خاور حوضه، جایی که ضخامت لایه اولیه نمک کاهش می یابد، گنبد های نمکی، توالی عادی رسوبی را نسبت به لایه های پوششی خود نشان می دهند. در پایانه خاوری و باختری حوضه، ساختارهای دیپیری نمک پایان می پذیرند و توده های برجای نمک در هسته چین خوردگی ها تشکیل برجستگی های کم ارتفاعی را می دهند. نکته قابل توجه، هم جهت بودن روند ساختارهای برجسته فوق با روند تاقدیس های دیپیری در این حوضه است و چنین به نظر می رسد که برخی از دیپیرها در محل ساختارهای برجسته قدیمی نمک تشکیل شده باشند. مسلماً پتانسیل دیپیریسم و خیزش نمک، با میزان برجستگی در توده اولیه نمک ارتباط مستقیم دارد.

کلید واژه ها : حوضه کلوت ، دیپیریسم ، تکتونیک نمک ، گنبد نمکی

Abstract

Kalut basin (northeastern Ardakan, central Iran) has been formed during Laramian orogeny in the early Paleocene. Because of its moving basement a great thickness of Tertiary sediments (more than 3800 meters in the center of the basin) were deposit. The deposits show a continental facies and only some beds of middle Eocene show a shallow marine environment. This folded basin is characterized by some open synclines with terrigenous core (in Miocene age) and close to tight anticlines with salt core (in lower Eocene age). In the central kalut basin, salt bodies missing link (intrusive salt plugs) and with same trend of b-axis of anticlines and/or with the same strike of pre-existing fault planes. Toward west and east margins of the basin, where the thickness of salt stratum decrease, they are replaced by salt domes (without any intrusion, in the normal sequences) gradually. In the westernmost of the basin any rising salt bodies has disappeared and low relief structures have remained. A remarkable feature is similarity of trends of diapiric anticlines and low relief structures and it seems that some of the diapirs occur in place of pre-existing salt high relief structures. Certainly the rise of the salt bodies here depends on primary relief of these structures.

Key words: Kalut basin , Salt tectonics , Salt dome , Diapirism.

- مقدمه

اختلاف نظر در مورد پدیده دیپیریسم نمک، بیشتر درباره چگونگی و سازوکار حرکت توده های نمک و رابطه آن با زمین ساخت ناحیه ای (فشارهای جانبی) است. دیدگاه های مختلف در این زمینه را می توان به دو دسته کلی تقسیم کرد:

الف) خیزش توده های نمکی ناشی از خود جوشی نمک است که از آن با عنوان زمین ساخت نمک (Salt Tectonics) یاد می شود و می تواند حتی زمین ساخت ناحیه ای را نیز تحت تاثیر قرار دهد.

ب) نیروی اصلی محرک توده های نمک، نیروهای جانبی





قابل شناسایی است. چنین به نظر می‌رسد که این نهشته ها، رسوبات مخروط افکنه‌ای باشند. این سازند در انتهای خاوری و باختری حوضه، در بالاترین افق‌ها، به دلیل وجود میان لایه‌های آهک ماسه‌ای فسیل‌دار با سن ائوسن زیرین و همچنین وجود ماسه‌های کاملاً گرد شده در زمینه رسوبات کنگلومرایی، رخساره ساحلی استنتاج می‌شود که حاکی از پیشروی موضعی دریا است. قسمت‌های بالایی نهشته‌های کنگلومرایی به سمت مرکز حوضه به صورت بین انگشتی به رسوبات تخییری نمکی تبدیل شده است. بنابراین، رسوبات نمکی در مرکز حوضه کلوت دارای حداکثر ضخامت و معادل قسمت‌های بالایی رسوبات کنگلومرایی در انتهای خاوری و باختری این حوضه است. لایه‌های نمک در یک محیط کولابی با ارتباط محدود با دریای کم عمق و در حال پیشروی تشکیل شده است. در اواخر ائوسن زیرین، پیشروی بیشتر دریای قاره‌ای، موجب تشکیل رسوبات ژیبسی بر روی نهشته‌های نمکی می‌شد. با پیشروی بیشتر دریا، در ابتدای ائوسن میانی (لوتسین) تشکیل رسوبات تخییری پایان یافته و تشکیل رسوبات کم عمق دریایی (ماسه سنگ، شیل و مارنهای فسیل‌دار همراه با خاکسترهای آتشفشانی سبزرنگ) آغاز می‌شود و بدین ترتیب سازند سبز ائوسن میانی بر روی نهشته‌های تخییری ائوسن زیرین قرار می‌گیرد. در ائوسن بالایی، بر اثر عملکرد یک رخداد خشکی‌زایی و در پی آن پسروی دریا، ابتدا رسوبات ضخیم ژیبسی و سپس لایه‌های قهوه‌ای رنگ گلسنگ و سیلتستون به همراه میان لایه‌های ژیبسی تا الیگوسن زیرین تشکیل می‌شود.

در میانه الیگوسن، با رخداد یک دوره کوهزایی، فاز فرسایشی در حوضه حاکم و کنگلومرایی سرخ الیگوسن بالایی - میوسن زیرین در آبرفت رودخانه‌ها تشکیل می‌گردد. قاعده این رسوبات کنگلومرایی سرخ رنگ نسبت به رسوبات دانه ریز قدیمی‌تر، یک دگرشیبی 10 تا 27 درجه‌ای نشان می‌دهد. با ادامه یافتن فاز فرسایشی، پس از فرسوده شدن ارتفاعات ناشی از فاز کوهزایی اواسط الیگوسن، شرایط کاملاً تخییری پایان پذیرفته و رسوبات دانه ریز به همراه کانیه‌های تخییری، که از لایه‌های فرسوده شده قدیمی‌تر تأمین می‌شد، در یک محیط دریاچه‌ای بسیار کم عمق درون قاره‌ای (پلایا) نهشته شده و سازند گلسنگی سرخ میوسن را تشکیل داده‌اند. باتوجه به تدریجی بودن گسترش این پلایا، قسمت بالایی سازند کنگلومرایی الیگومیوسن به صورت بین انگشتی به سازند گلسنگی سرخ میوسن تبدیل می‌شود. در ابتدای پلیوسن، بر اثر رخداد یک فاز کوهزایی شدید، سازند کنگلومرایی خاکستری رنگی به صورت دگرشیب روی

حاصل از زمین‌ساخت ناحیه‌ای است و بدون وجود این نیروها، دیابیرسم آغاز نخواهد شد.

بر این اساس، عوامل حرکت رو به بالای توده‌های نمک را می‌توان به دو بخش عوامل درونی، که در آن ویژگی سنگ نمک نقش اساسی در دینامیک نمک بر عهده دارد، و عوامل بیرونی، که در آن مشخصات نیروهای زمین‌ساخت ناحیه‌ای اعمال شده به لایه‌های نمکی نقش اساسی را در دینامیک نمک بر عهده دارند تقسیم کرد.

عوامل بیرونی حرکت توده نمک در دو بخش دگرشکل‌های پلاستیک و دگرشکل‌های شکننده بررسی می‌شود. به‌طور کلی، دگرشکل‌های پلاستیک به صورت چین خوردگی در توالی‌های رسوبی واجد لایه‌های ضخیم نمک و همچنین ایجاد شکستگی در لایه‌های پوشاننده توده نمک را می‌توان از مهمترین عوامل بیرونی مؤثر در حرکت روبه بالای توده‌های نمک در نظر گرفت. شکستگی‌های ایجاد شده در هر سه رژیم زمین‌ساختی انقباضی و انبساطی (Jackson & Talbot, 1986) و همچنین برشی (Furst, 1990) می‌توانند ناپایداری مورد نیاز برای نفوذ توده نمک را مهیا سازند.

در این مقاله به بررسی مراحل تکامل دیابیرسم نمک و عوامل مؤثر در حرکت رو به بالای توده‌های نمک در حوضه ترضیری کلوت پرداخته شده است. این حوضه رسوبی که در شمال خاور اردکان در ایران مرکزی واقع گردیده است دارای مختصات طول جغرافیایی "54,00'00" خاوری تا "54,38'20" خاوری و عرض جغرافیایی "32,29'42" شمالی تا "32,50'00" شمالی است (شکل 1). ارتفاع قسمت‌های مختلف این حوضه از 804 متر تا 1333 متر از سطح دریا متغیر است. حوضه کلوت ضخامت زیادی

از رسوبات تخییری و تخریبی قاره‌ای دارد، به گونه‌ای که ضخامت رسوبات تخییری (نمک و ژیبس) به‌طور متوسط، به 210 متر و ضخامت رسوبات تخریبی قاره‌ای (که بر روی رسوبات تخییری قرار می‌گیرند) به طور متوسط به 3300 متر می‌رسد (Huber, 1955).

2- چینه شناسی حوضه کلوت

حوضه کلوت در ابتدای پالئوسن و پس از عملکرد فاز کوهزایی اواخر کرتاسه به صورت حوضه‌ای محصور با فرونشست پیوسته در بین ارتفاعات تشکیل شد (Berberian & King, 1980). رسوبگذاری در این حوضه با نهشته شدن رسوبات کنگلومرایی پالئوسن (سازند کرمان) آغاز شد که رسوبگذاری این نهشته‌ها در برخی مناطق تا ائوسن زیرین نیز ادامه یافت (شکل 2). ضخامت این نهشته‌ها در انتهای خاوری و باختری حوضه، (نسبت به مناطق درونی‌تر حوضه) حداکثر، ولی در مرکز حوضه غیر





به طور کلی دیپیرهای سوراخ کننده، اغلب در محور تاقدیس ها (شکل 4) و یا در امتداد گسل‌های قدیمی‌تر (شکل های 5 و 6) در مرکز حوضه کلویت تشکیل شده‌اند. خیزش توده‌های نمک نه تنها موجب خمیدگی روبه بالای لایه‌های رویی شده، بلکه حرکات جانبی توده نمک نیز موجب ایجاد فشارهای جانبی و چین خوردگی‌های فنشده و کم وسعت در مجاور دیپیرهای بزرگ شده است (شکل 7). با توجه به مطالعات صحرایی انجام گرفته، روند چیره دیپیریسم در حوضه کلویت، خاوری - باختری است. این جهت همخوان با محور چین خوردگی‌های ناشی از فاز کوهزایی اواسط الیگوسن (که در انتهای خاوری و باختری حوضه قابل شناسایی است) می باشد. شدیدترین چین خوردگی‌های حوضه کلویت در پلیوسن روی داده است و بیشتر حرکات رو به بالای دیپیرهای نمکی نیز در این زمان صورت گرفته است. به گونه‌ای که تاقدیس‌های دیپیری در این زمان تشکیل و موجب شیب‌دار شدن لایه‌های بالایی به اندازه 60 تا 85 درجه شده است.

3-2- گسلش در منطقه کلویت

به طور کلی گسل‌های اصلی در منطقه کلویت به دو گروه تقسیم می‌شوند:

3-2-1- گسل‌های مستقل از دیپیریسم (پیش از

دیپیریسم): گسیختگی در این گسل‌ها اغلب بر اثر فشارهای جانبی ناشی از سیستم برش چپ‌گردی است که کل منطقه را در نئوژن بالایی متأثر کرده و حتی شکل حوضه را به صورت زیگموییدال در آورده است (ارفع نیا، 1377). این گسیختگی‌ها در صورت دارا بودن شرایط لازم از نظر موقعیت مکانی (داشتن امتدادی مشابه به روند دیپیریسم) و زمانی (رخداد گسلش پیش از آغاز دیپیریسم) در بسیاری از مواقع مجاری نفوذ و خیزش نمک را تشکیل داده‌اند. به گونه‌ای که حتی ممکن است مشخصات اولیه آنها در طول نفوذ نمک تغییر کرده باشد. گسل‌های F1a, F1b, F3, F4, F6a, F10, F6b از این گونه است (شکل 8).

دو مورد بسیار روشنگر برای تحلیل نقش این گسیختگی‌ها در دیپیریسم حوضه کلویت، ارتباط میان دو گسل F1a و F1b و همچنین ارتباط میان دو گسل F6a, F6b است. گسل F1 در باختر حوضه کلویت قرار دارد و در قسمت باختری خود، مجرای خیزش توده دیپیری باختر کلویت را فراهم آورده است (شکل 8). شیب گسل در این قسمت تقریباً قائم است. گسل F1a در قسمت خاوری خود موجب کنار هم قرار گرفتن شیل‌های سبز انوسن میانی و کنگلومرای سرخ الیگوسن بالایی - میوسن زیرین شده است. شیب این قسمت از گسل 78 درجه و به سمت شمال - شمال خاور

سازند گل‌سنگی سرخ را می‌پوشاند. این رسوبات به صورت مخروط افکنه و احتمالاً با ضخامت زیادی در حاشیه حوضه کلویت تشکیل شده‌اند و با نهشته شدن آنها رسوبگذاری ترشیری در این حوضه پایان می‌پذیرد.

3- ساختار زمین شناسی حوضه کلویت

3-1- چین خوردگی در حوضه کلویت

در منطقه کلویت 18 تاقدیس و 8 ناودیس اصلی شناسایی شده است. به طور کلی، ویژگی مهم حوضه چین خورده کلویت، ناودیس‌های باز با هسته سازند گل‌سنگی سرخ و تاقدیس‌های دیپیری بسته با هسته نمک می‌باشد (Huber, 1955) (شکل 3). در مناطق مرکزی حوضه، اغلب توده‌های نمک به صورت دیپیرهای نفوذی در لایه‌های جوان‌تر ظاهر شده‌اند و توالی عادی رسوبی را نشان نمی‌دهند. در مناطق کناری حوضه، زاویه میان یالی تاقدیس‌ها اندکی بازتر است و در انتهای خاوری و باختری حوضه، در جایی که ضخامت لایه‌های نمکی به حداقل می‌رسد، تداوم ساختارهای دیپیری نمک نیز پایان می‌پذیرد و توده‌های کم ضخامت و برجای نمک در هسته چین خوردگی‌ها شرکت کرده‌اند. با توجه به هم جهت بودن روند ساختارهای یاد شده با روند دیپیرها در این حوضه، می‌توان به ارتباط نزدیک میان این دو پی برد. این ساختارها بر اثر عملکرد نخستین فاز کوهزایی قابل شناسایی در لایه‌های ترشیری این حوضه، که در الیگوسن میانی روی داده است، شکل گرفته‌اند و در آن زمان، در مرکز حوضه (جایی که ضخامت اولیه لایه نمک زیاد است) برجستگی بیشتر و در حاشیه‌های خاوری و باختری حوضه برجستگی کمتری دارند.

از آنجا که پتانسیل خیزش توده نمک با میزان برجستگی اولیه در توده نمک ارتباط مستقیم دارد (Jackson & Talbot, 1994)، شکل گیری ساختارهای دیپیری نمک در مرکز حوضه با سهولت و سرعت بیشتری انجام گرفته و به طرف حاشیه حوضه، به تدریج شرایط برای تشکیل دیپیرها دشوارتر گردیده است. با این وجود به نظر می‌رسد که شرایط برای خیزش توده‌های دیپیری نمک از ابتدای پلیوسن مهیا شده است. انباشت ضخامت زیادی از رسوبات پلیوسن در حواشی حوضه، نشان دهنده مرتفع شدن حوضه در امتداد محور میانی بر اثر خیزش توده‌های نمک و تشکیل حوضه‌های حاشیه‌ای فرو افتاده در این زمان است. وجود کوبرها و پهنه‌های نمکی در اطراف این گونه حوضه‌ها، نشانه‌ای بر ادامه یافتن فرونشست حوضه‌های حاشیه‌ای بر اثر مهاجرت نمک به سمت دیپیرهای در حال خیزش است (Alsop et. al., 2000).





های نمک ایجاد شده اند. این آهنگ و اتنش بالا در توده نمک، موجب دگر شکلی شدید در لایه‌های روی دیابیرها و رسیدن به مرحله گسیختگی شده است. گرچه لایه‌های پوششی ممکن است پیش از این مرحله، دگر شکلی پلاستیک را نیز تحمل کرده باشند (Koyi, et. al., 1995). گسل‌های F2 ، F5 ، F7 ، F8 ، F9 ، در منطقه کلوت از این گونه هستند. این نوع گسل‌ها عموماً به شکل حلقوی (RING FAULT) در پیرامون توده دیابیری قابل مشاهده‌اند (شکل 8). شیب آنها در قسمت‌های نزدیک به سطح زمین تقریباً قائم است ولی در عمق به شکل دیابیر نمکی بستگی دارد.

4- بحث

به طور کلی، دیابیرهای منطقه کلوت اغلب دارای روند خاوری - باختری هستند که در برخی موارد روند آنها به سمت شمالی - جنوبی متمایل می‌شود. وسعت رخنمون دیابیرها در مرکز حوضه نسبت به خاور و باختر حوضه به حد اکثر می‌رسد، که به نظر می‌رسد ضخامت بالای لایه اولیه نمک در قسمت مرکزی حوضه، دلیل آن باشد. محل رخنمون دیابیرهای نمک حوضه کلوت غالباً دو الگو را دنبال می‌کند. بدین ترتیب که این دیابیرها یا در محل گسیختگی‌های آشکار و پنهانی که در تمامی ضخامت لایه‌های پوششی یا قسمتی از ضخامت لایه‌های پوششی وجود داشته است و یا در محل محور تاقدیس‌های موجود، تشکیل شده‌اند.

4-1- تحلیل دیابیرسیم بر اساس مدل شناوری

حرکت توده نمک به علت نیروی بالا آورنده شناوری (Buoyancy Halokinesis) بر اثر واژگونگی چگالی در توالی رسوبی روی می‌دهد. واژگونگی چگالی گرچه در صورت وجود نهشته‌های تخریری در توالی لایه‌ها قابل انتظار است، اما در هر جایی که نمک توسط لایه‌های دیگر پوشیده شده باشد، حتماً ایجاد نمی‌شود. بدین ترتیب که تمامی رسوبات آواری باید ابتدا در زیر رسوبات دیگر دفن گردند تا فرایند‌های دیاژنری (مانند فشردگی، از دست دادن آب و سیمانی شدن) موجب شود چگالی آنها از چگالی نمک بیشتر گردد (Sans & Koyi, 2001). مسلماً عمقی که در آن فرایندهای دیاژنری موجب واژگونی چگالی می‌گردد، با توجه به نوع و ترکیب رسوبات، متفاوت است. برای مثال، رسوبات رسی - گلی در عمق 800 تا 900 متری و نهشته‌های ماسه‌ای در عمق 450 تا 650 متری چگالی بیشتری از نمک خواهند داشت. البته باید توجه داشت که در مقابل عامل محرک شناوری نمک، عامل مقاومتی نیز وجود دارد که موجب

است شمال خاور است. به نظر می‌رسد گسل مذکور، بر اثر فشارهای جانبی ناشی از جنبش کوهزایی پس از الیگوسن تشکیل شده باشد. با در نظر گرفتن شواهد صحرایی، گسل مذکور، گسلی معکوس با مؤلفه امتدادی چپگرد است ولی نفوذ دیابیر نمک در قسمت باختری این گسل موجب تغییر شیب آن شده است. گسل F1b در شمال گسل F1a قرار دارد. این گسل، تقریباً قائم و از در کنار هم قرار گرفتن توده‌های دیابیری نمک‌آئوسن زیرین و لایه‌های کنگلومرایی سرخ الیگوسن بالایی - میوسن زیرین تشکیل شده است. این گسل در بیشتر طول خود توسط جریانهای حرکت سطحی نمک (نمکشار) پوشانده شده است.

با جمع بندی اطلاعات گسل‌های F1a و F1b و همچنین دیابیر باختر کلوت که روندی خاوری - باختری دارد، می‌توان دریافت که گسل F1a، یگسیختگی پیش از دیابیرسیم است که با آغاز دیابیرسیم در منطقه، دیابیر نمکی باختر کلوت از راه این گسل به افق‌های بالاتر نفوذ کرده است. ولی با خمیدگی این گسل به سمت جنوب، روند دیابیر نمکی باختر کلوت دیگر از روند گسل F1a پیروی نکرده، بلکه گسیختگی F1b را برای نفوذ به افق‌های بالاتر انتخاب کرده است (شکل 8).

شکل گیری گسل معکوس F6 نیز به پیش از آغاز دیابیرسیم در منطقه باز می‌گردد. این گسل موجب گسیختگی میان کنگلومرایی سرخ الیگوسن بالایی - میوسن زیرین و گل‌سنگ سرخ میوسن بالایی شده است. با توجه به انباشته شدن مقادیر زیادی از رسوبات الیگوسن بالایی و میوسن در باختر این گسل، به نظر می‌رسد بیشترین حرکات این گسل، مربوط به این دوره باشد. با آغاز دیابیرسیم در منطقه، این گسل معبر مناسبی را ایجاد کرده است بنابراین، دیابیرسیم از محل برجسته‌ترین نقطه لایه اولیه نمک در محدوده این گسل (در قسمت جنوبی گسل F6) آغاز شده و به سمت شمال ادامه یافته است. با توجه به اینکه تداوم دیابیرسیم بستگی به مقدار تغذیه از لایه مادر (اولیه) دارد، با حرکت به سمت شمال و دور شدن از نقطه برخورد از حداکثر تغذیه، به تدریج شدت دیابیرسیم کاهش می‌یابد تا جایی که دیابیر حتی توانایی رسیدن به سطح زمین را نیز نخواهد داشت. این حالت، موجب گردیده است تا گسل F6 به دو نکه F6a در جنوب (دارای دیابیرسیم شدید و با رخنمون دیابیر نمک) و F6b در شمال (دارای دیابیرسیم ضعیف و بدون رخنمون دیابیر نمک) تقسیم شود (شکل 8).

3-2-2- گسل‌های حاصل از دیابیرسیم: این نوع گسیختگی‌ها بر اثر آهنگ و اتنش و یا سرعت خیزش بالای برخی از توده





داشت. مسلماً هر چه این اختلاف بزرگتر باشد، سرعت رشد دیپایر افزایش خواهد یافت. با توجه به مطالب ذکر شده می توان چنین نتیجه گرفت که شناوری در تشکیل و رشد يك دیپایر نمکی مؤثر نیست مگر آنکه آهنگ واتنش به آستانه حرکت در توده نمک برسد و این حالت به شرطی اتفاق خواهد افتاد که توده نمکی دست کم 80 متر (با اختلاف چگالی 200 Kg/m³) نسبت به سطح اولیه تشکیل لایه نمکی، بر جستگی پیدا کرده باشد (Jackson & Talbot, 1986). مسلماً هر چه اختلاف چگالی میان لایه پوششی و نمک بیشتر باشد، برجستگی کم ارتفاع تری مورد نیاز خواهد بود. بنابراین با رشد قائم بیشتر دیپایرها و همچنین افزایش چگالی لایه پوششی (بر اثر افزایش ضخامت رسوبات پوششی و در پی آن فشردگی بیشتر رسوبات زیرین) نیروی شناوری به صورت فزاینده ای قدرت می گیرد. به طور کلی، پارامترهای مؤثر بر زمان آغاز دیپایریسم، شدت خیزش نمک و همچنین ادامه رشد قائم يك دیپایر نمکی بر اساس خاصیت شناوری نمک، عبارت است از :

الف) ارتفاع برجستگی های اولیه موجود در سطح توده نمکی جهت تأمین آهنگ واتنش مناسب.
 ب) بزرگی اختلاف چگالی میان نمک و لایه پوششی برای ایجاد اختلاف تنش مناسب برای چیرگی بر مقاومت تسلیم و مقاومت نهایی لایه پوششی.
 ج) مقاوت تسلیم لایه پوششی (برای آغاز دگر شکلی پلاستیک در لایه پوششی).
 د) مقاومت نهایی لایه پوششی (برای ایجاد گسیختگی لایه های پوششی).

بنابراین، آهنگ خیزش يك دیپایر نمکی بیشتر از آنچه که توسط ضخامت لایه اولیه نمک (که در اغلب موارد از ضخامت کمی برخوردار است و منبع تغذیه کننده گنبد های نمکی می باشد) کنترل شود، توسط مقاومت، گراندی، چگالی و ضخامت لایه پوششی کنترل می گردد (Koyi, 1998). با توجه به پارامترهای بالا، نقش شکستگی های قدیمی (پیش از دیپایریسم) در لایه پوششی، برای آغاز حرکت روبه بالای نمک بسیار چشمگیر خواهد بود، زیرا همان گونه که در قسمت های پیشین نیز گفته شد، در شرایط نبود شکستگی در لایه پوششی، ممکن است شرایطی حاکم گردد که ویژگی های لایه پوششی، از جمله مقاومت آن، واژگونی چگالی را در يك حالت پایداری اجباری قرار دهد. ولی وقوع شکستگی ها در سراسر و یا قسمتی از ضخامت لایه پوششی، موجب کاهش فوق العاده مقاومت آن لایه و در نتیجه آغاز ناپایداری به صورت نفوذ نمک در سطح شکستگی ها می شود. بنابراین وجود گسیختگی ها در لایه

می شود خیزش دیپایرهای نمکی در مرحله ای متوقف شود و یا اساساً از ابتدا دگر شکلی و جریان در لایه نمک صورت نگیرد. این عامل، مقاومت لایه پوششی در برابر دگر شکلی است. بنابراین، برای آغاز حرکت، نیروی رو به بالای ناشی از شناوری توده نمک باید به اندازه ای باشد تا بر مقاومت تسلیم لایه پوششی فائق آید و آن را به صورت گنبدی درآورد (Koyi, 1998). پس از این مرحله، ادامه خیزش توده نمک بستگی به بزرگی نیروی شناوری توده نمک و مقاومت نهایی لایه پوششی دارد. به گونه ای که اگر توده نمک بتواند در لایه پوششی گسیختگی ایجاد نماید و راه خود را به سمت بالا باز کند، رشد قائم دیپایر ادامه خواهد یافت و در غیر این صورت خیزش دیپایر پیش از اینکه لایه منبع تماماً مصرف شده باشد، پایان

می پذیرد و سیستم در يك حالت پایداری اجباری قرار خواهد گرفت (Bishop, 1978). در این حالت، هرگونه افزایش ضخامت در لایه پوششی که می تواند افزایش فشردگی در قسمت زیرین لایه پوششی و در نتیجه افزایش چگالی در این قسمت را در پی داشته باشد، موجب تجدید حرکت روبه بالای توده دیپایری می شود. باید توجه داشت که واژگونی چگالی، تنها يك حالت ناپایدار را که برای جریان نمک لازم است، تأمین می نماید اما تشکیل يك دیپایر نمکی را تضمین نمی کند. زیرا در سنگ نمک دو عامل ذاتی وجود دارد که ممکن است از رشد ساختار دیپایری جلوگیری و یا رشد آنها را کند نماید:

الف) مقاومت تسلیم سنگ نمک که برای آغاز دگر شکلی پلاستیک باید تنش مؤثر مناسبی برای چیرگی بر آن وجود داشته باشد.

ب) گراندی مؤثر سنگ نمک در هنگام جریان که با آهنگ واتنش (تنش مؤثر) نسبت عکس دارد و در آهنگ های واتنش پایین می تواند از شکل گیری دیپایر جلوگیری کند.

با توجه به پژوهشهای انجام گرفت (Kossow, et. Al., 2000)، هر چه برجستگی توده دیپایری افزایش یابد، آهنگ واتنش قائم افزایش یافته و گراندی

مؤثر توده نمک کاهش خواهد یافت. بنابراین، رشد يك توده دیپایری به صورت یکنواخت نیست بلکه با افزایش ارتفاع برجستگی، آهنگ رشد قائم دیپایر نیز افزایش می یابد. به عبارت دیگر، اگر هیچ برجستگی در سطح توده نمک وجود نداشته باشد، آهنگ واتنش قائم حداقل و گراندی مؤثر نمک حداکثر است. مسلماً در چنین حالتی، هیچ گونه رشد قائمی در توده نمک صورت نخواهد گرفت. ولی در صورت وجود يك برجستگی اولیه در سطح توده نمک، بزرگی آهنگ واتنش بستگی به اختلاف چگالی میان نمک و لایه پوششی خواهد





مقاومت آن لایه و در نتیجه آغاز ناپایداری به صورت نفوذ نمک در سطح آن شکستگی‌ها می‌شود. در واقع، با وجود گسل‌های پیش از دی‌پیرسم، حرکت روبه بالای نمک با وجود نیروی شناوری کوچکتر، و از راه این سطوح ضعف انجام پذیرفته است. برخی از گسل‌های شناسایی شده در قسمت مرکزی حوضه کلوت، موجب تغییر روند دی‌پیرها از خاوری - باختری (هم جهت با تاقدیس‌های دی‌پیری) به شمالی جنوبی شده‌اند. به طور کلی، در دی‌پیرهای منطقه کلوت سه مرحله تکاملی قابل مشاهده است.

1-5- مرحله گنبدی شدن و تشکیل بالش‌های نمکی

در این مرحله، خیزش توده‌های نمکی موجب افزایش شیب لایه‌های روبی و تشکیل ساختارهای تاقدیسی با هسته نمک می‌شود. در این مرحله، توالی عادی لایه‌ها هنوز پابرجاست و هیچ گونه گسیختگی در مرز نمک و لایه پوششی دیده نمی‌شود.

2-5- مرحله نفوذ و تشکیل دی‌پیرهای سوراخ‌کننده

اگر حرکت توده نمک به مدت طولانی ادامه داشته باشد و یا آهنگ آن به اندازه‌ای افزایش یابد که دگر شکلی‌سکننده را در لایه‌های روبی موجب گردد، توده‌های دی‌پیری در لایه‌های پوششی نفوذ خواهند کرد و با ایجاد گسیختگی در لایه‌های پوششی راه خود را به طرف بالا باز خواهند نمود (گسل‌های حاصل از دی‌پیرسم). هماهنگ نبودن شیب همبري توده نمک با لایه‌های پوششی و همچنین قرار گرفتن توده نمک در کنار لایه‌های جوان‌تر و حذف برخی از لایه‌ها، از ویژگی‌های مهم این مرحله به شمار می‌آیند.

3-5- مرحله خروج از سطح زمین و گسترش جانبی (نمکشار)

با توجه به گسترش بیش از حد توده‌های نمک در مرکز کلوت، به نظر می‌رسد دی‌پیرهای این قسمت از حوضه، گسترش مهمی داشته باشند. مسلماً اثبات وجود این مرحله در تاریخ دی‌پیرسم کلوت مرکزی به مطالعات بیشتر بر روی ساختارهای داخلی دی‌پیرهای این منطقه نیاز دارد.

تشکر و قدردانی :

نگارندگان بدین وسیله مراتب قدردانی خود را نسبت به راهنمایی‌های پروفیسور کریستوفر تالبوت از دانشگاه آپسالا، دکتر مارتین جکسون از دانشگاه نگزاس و همچنین دکتر علی همدانی از دانشگاه اصفهان ابراز می‌دارند.

پوششی موجب می‌گردد حرکت روبه بالای نمک با نیروی شناوری کوچک‌تری آغاز شود (Bishop, 1978).

2-4- سازوکار خیزش نمک در منطقه کلوت

بر اساس مدل شناوری برای آغاز خیزش توده نمک، سه شرط اساسی وجود دارد:

ضخامت لایه اولیه نمک برای تأمین نیروی شناوری مؤثر کافی باشد.

برجستگی‌های اولیه در سطح لایه نمک به اندازه‌ای باشد تا آهنگ واکنش مناسب جهت آغاز حرکت نمک تأمین گردد.

ضخامت لایه پوششی آنقدر زیاد باشد تا با فشردگی بیشتر قسمت‌های زیرین، اختلاف چگالی میان لایه نمک و لایه‌های پوششی افزایش یابد و نیز نیروی سربار بیشتری برای تأمین اختلاف تنش لازم جهت آغاز حرکت نمک مهیا شود.

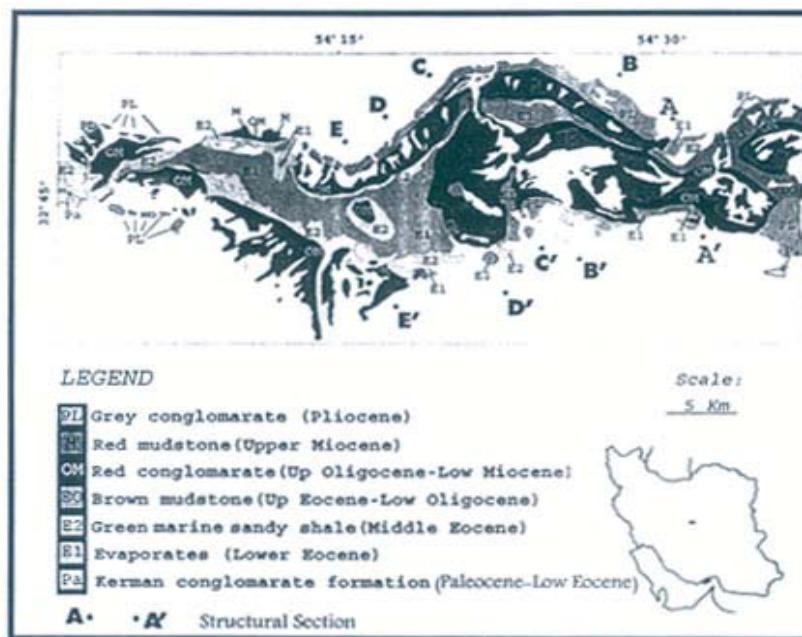
در حوضه کلوت در ائوسن زیرین لایه نسبتاً ضخیمی از نمک خالص (که در قسمت‌های بالایی به ژیبس تبدیل می‌شود) نهشته شده که ضخامت آن به بیش از 200 متر می‌رسد (شرط اول). همچنین در الیگوسن میانی یک فاز کوهزایی موجب ایجاد چین خوردگی‌های ملایمی در لایه‌های قدیمی تر شده است. این چین خوردگی‌ها موجب خارج شدن لایه اولیه نمک از حالت مسطح و ایجاد ساختارهای برجسته به موازات محور تاقدیس‌ها شده است (شرط دوم). پس از این، جنبش کوهزایی رسوبگذاری در حوضه کاملاً قاره‌ای کلوت ادامه یافت، به گونه‌ای که ضخامت لایه‌های رسوبی که از ائوسن میانی تا میوسن پایانی بر روی لایه اولیه نمک نهشته شد، در اغلب قسمت‌های حوضه به بیش از 2400 متر می‌رسد (شرط سوم).

با توجه به مطالب بالا، شرط‌های لازم برای خیزش نمک در قالب مدل شناوری در ابتدای پلیوسن تأمین می‌گردد. همچنین با توجه به این واقعیت که شدیدترین دوره دگرشکلی در ایران مرکزی از اواخر میوسن تا اواخر پلیوسن روی داده است، به نظر می‌رسد پدیده دی‌پیرسم و زمین ساخت نمک، بر اثر رخداد فازهای کوهزایی شدید در این زمان تشدید شده است.

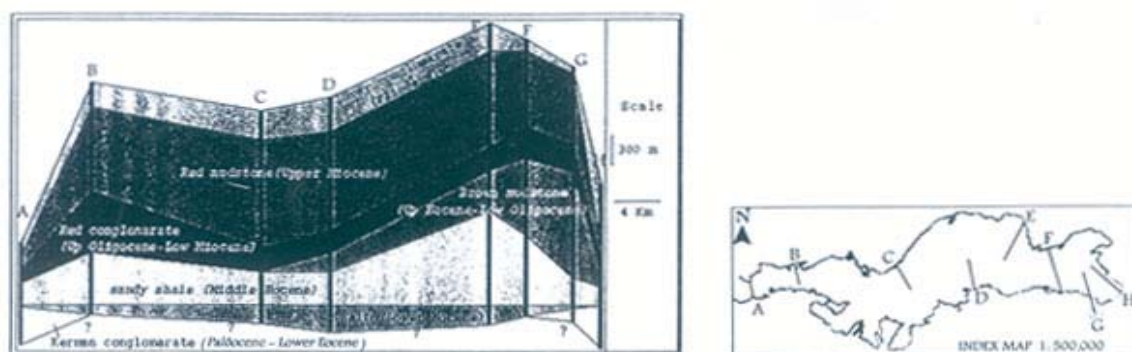
5- نتیجه گیری

دی‌پیرهای این منطقه در موقعیت برجستگی‌های قدیمی تر و هماهنگ با تاقدیس‌های تشکیل شده بر اثر فاز کوهزایی الیگوسن میانی رشد کرده‌اند و تاقدیس‌های دی‌پیری امروزی را تشکیل داده‌اند. همچنین وجود شکستگی‌ها در لایه پوششی، موجب کاهش فوق العاده

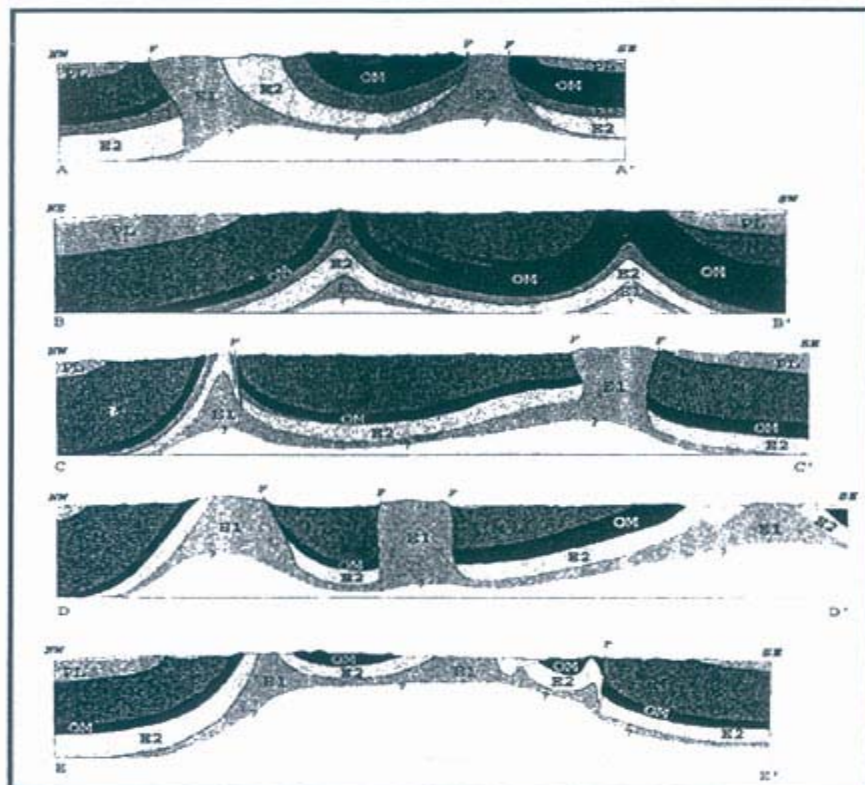




شکل 1) نقشه زمین شناسی حوضه ترشیری کلوت. A-A' تا E-E' محل مقاطع ساختاری در این حوضه می باشد. (Modified from H. Huber, 1955)



شکل 2) مقطع تطابق سنگ - چینه ای ترشیری برای حوضه کلوت (Modified from H. Huber, 1955)



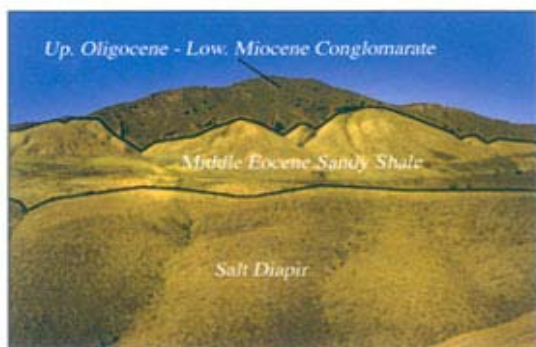
شکل 3) مقاطع ساختاری مورد مطالعه در حوضه کلوت، (A-A' تا E-E' موقعیت این مقاطع بر روی نقشه زمین شناسی حوضه می باشد)



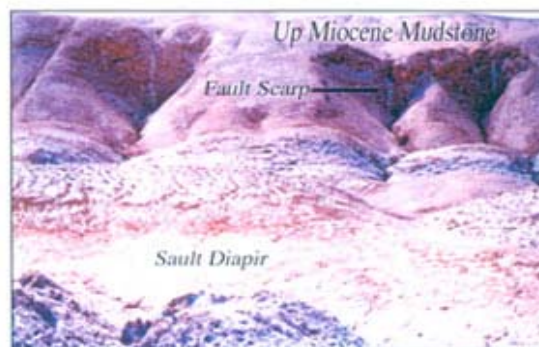
شکل 4- نفوذ دیاپیر موجود در هسته ناقدیس کلوت مرکزی در لایه های رویی که موجب حذف لایه پوششی ژپس که معمولا بر روی نمک قرار دارد، شده است (دید به سمت خاور)



شکل 5- دیاپیرهای سوراخ کننده تشکیل شده بر روی ادامه گسل F4 در جنوب مرکزی حوضه کلوت (دید به سمت خاور)



شکل 7) پال غربی ناودیس فشرده در مجاورت دیاپیر واقع در کلوت مرکزی (دید به سمت خاور)



شکل 6- گسل F6 در کلوت مرکزی، مجرای برای حرکت رو به بالای نمک فراهم آورده است (دید به سمت خاور)



شکل 8 - نقشه ساختاری حوضه کلوت (Modified from H. Huber, 1955)

کتابنگاری

ارفع نیا، ر.، 1377- تحلیل دیاپیریسم در منطقه اردکان، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، 178 صفحه.

References

- Alsop, G.I., Brown, J.P., Davison, I., and Gibling, M.R., 2000- The geometry of drag zones adjacent to salt diapirs, *Journal of the geological society, London*, 157, 1019-1029.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of iran, *Can. J. Earth science*, Vol. 18, No. 2, pp. 210-265.
- Bishop, R.S., 1978- Mechanism for emplacement of piercement diapir, *American association of petroleum geologists bulletin*, 62, 1561-1583.
- Furst, M., 1990 - Strike – slip faults and diapirism of southeastern ranges, *Iranian symposium on diapirism*, vol:2, 149-182.
- Jackson, M.P.A., Talbot, C.J., 1986 - External shapes strain rate and dynamics of salt structures, *Geol. Soc. Amer. Bull*, 97, 305-323.
- Jackson, M.P.A., Talbot, C.J., 1994- Advances in salt tectonics, In: *Continental Deformation* (ed. by H. Kock), Pergamon Press, Oxford, PP. 159-179.
- Huber, H., 1955- Geological report on the Ardakan – Kalut, Central Iran, Iranian Oil Company.
- Kossow, D., Krawczyk, C., McCann, T., 2000- Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the northeast German basin, *Int. J. Earth Sciences*, 89, 652-664.
- Koyi, H.A., 1998- The shaping of salt diapirs, *Journal of Structural Geology*, 20, 321-338.
- Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tor udbakken, B.O., 1995 - Salt tectonic in northeastern Nordkapp basin, southwestern Barents sea, In: *Salt Tectonics: A Global Perspective* (ed. by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson), AAPG Memoir 65, PP. 437-447.
- Sans, M., Koyi, H.A., 2001- Modeling the role of erosion in diapir development in contractional setting, *Geol. Soc. Amer.*, Memoir 193.

* دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان ، دانشکده علوم پایه ، گروه زمین شناسی

**دانشگاه اصفهان ، دانشکده علوم ، گروه زمین شناسی

* Department Of Geology, Islamic Azad University, Khorasgan branch, Esfahan, Iran.

** Department Of Geology, Esfahan University, Esfahan, Iran.