دیاپیریسم 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

حوضهٔ 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 ۳۸۰۰ متر می رسد، نشان دهندهٔ فرونشست و تحرک بستر حوضه در این زمان است. این رسوبها، به جز در ائوسن میانی که رخسارهٔ دریای کم عمق را نشان می‌دهد، اغلب از نوع تخریبی ـ تبخیری و دارای رخسارهٔ قاره‌ای هستند. از نظر زمین ساختی، ویژگی اصلی این حوضه وجود ناودیس‌های باز با هستهٔ رسوبهای آواری و تاقدیس‌های بسته با هستهٔ نمک به سن ائوسن زیرین است. در مرکز حوضهٔ کلوت توده‌های نمک اغلب به صورت دیاپیرهای سوراخ کننده در لایه‌های پوششی نفوذ کرده و در سطح زمین ظاهر شده‌اند که اغلب به طور هم روند با محور تاقدیس ها و یا در امتداد گسل‌های موجود در لایه‌های پوششی، تشکیل شده‌اند. به سمت باختر و خاور حوضه، جایی که ضخامت لایهٔ اولیه نمک کاهش می یابد، گنبدهای نمکی، توالی عادی رسوبی را نسبت به لایه‌های پوششی خود نشان می‌دهند. در پایانهٔ خاوری و باختری حوضه، ساختارهای دیاپیری نمک پایان می پذیرند و توده‌های برجای نمک در هستهٔ چین خوردگی‌ها تشکیل برجستگی‌های کم ارتفاعی را می‌دهند. نکتهٔ قابل توجه، هم جهت بودن روند ساختارهای برجستهٔ فوق با روند تاقدیس‌های دیاپیری در این حوضه است و چنین به نظر می‌رسد که برخی از دیاپیرها در محل ساختارهای برجستهٔ قدیمی نمک تشکیل شده باشند. مسلماً پتانسیل دیاپیریسم و خیزش نمک، با میزان برجستگی در تودهٔ اولیه نمک ارتباط مستقیم دارد.

کلید واژه‌ها: حوضهٔ کلوت ، دیاپیریسم، 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.

۱– مقدمه

اختلاف نظر در مورد پدیدهٔ دیاپیریسم نمک، بیشتر دربارهٔ چگونگی و سازوکار حرکت توده های نمک و رابطهٔ آن با زمین ساخت ناحیه‌ای (فشارهای جانبی) است. دیدگاههای مختلف در این زمینه را می‌توان به دو دستهٔ کلی تقسیم کرد :

الف) خیزش توده‌های نمکی ناشی از خود جوشی نمک است که از آن با عنوان زمین ساخت نمک (Salt Tectonics) یاد می‌شود و می‌تواند حتی زمین‌ساخت ناحیه‌ای را نیز تحت تاثیر قرار دهد.

ب) نیروی اصلی محرک توده‌های نمک، نیروهای جانبی حاصل از زمین‌ساخت ناحیه‌ای است و بدون وجود این نیروها، دیاپیریسم آغاز نخواهد شد.

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

عوامل بیرونی حرکت تودهٔ نمک در دو بخش دگرشکلی‌های پلاستیک و دگرشکلی‌های شکننده بررسی می‌شود. به‌طورکلی، دگرشکلی پلاستیک به صورت چین خوردگی در توالی های رسوبی واجد لایه‌های ضخیم نمک و همچنین ایجاد شکستگی در لایه های پوشانندهٔ تودهٔ نمک را می توان از مهم‌ترین عوامل بیرونی مؤثر در حرکت روبه بالای توده‌های نمک در نظر گرفت. شکستگی‌های ایجاد شده در هر سه رژیم زمین ساختی انقباضی و انبساطی (Jackson & Talbot, 1986) و همچنین برشی (Furst, 1990) می‌توانند ناپایداری مورد نیاز برای نفوذ تودهٔ نمک را مهیا سازند.

در این مقاله به بررسی مراحل تکامل دیاپیریسم نمک و عوامل مؤثر در حرکت رو به بالای توده های نمک در حوضهٔ ترشیری کلوت پرداخته شده است. این حوضهٔ 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 ۱). ارتفاع قسمت‌های مختلف این حوضه از ۸۰۴ متر تا ۱۳۳۳ متر از سطح دریا متغیر است. حوضهٔ کلوت ضخامت زیادی

از رسوبات تبخیری و تخریبی قاره‌ای دارد، به گونه‌ای که ضخامت رسوبات تبخیری (نمک و ژیپس) به‌طور متوسط، به ۲۱۰ متر و ضخامت رسوبات تخریبی قاره ای (که بر روی رسوبات تبخیری قرار می گیرند) به طور متوسط به ۳۳۰۰ متر می‌رسد (Huber, 1955).

۲- چینه شناسی حوضه کلوت

حوضهٔ 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 نهشته ها در برخی مناطق تا ائوسن زیرین نیز ادامه یافت (شکل ۲). ضخامت این نهشته‌ها در انتهای خاوری و باختری حوضه، (نسبت به مناطق درونی‌تر حوضه) حداکثر، ولی در مرکز حوضه غیر قابل شناسایی است.

چنین به نظرمی‌رسد 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 ماسه های کاملاً گرد شده در زمینهٔ رسوبات کنگلومرایی، رخسارهٔ ساحلی استنتاج می‌شود که حاکی از پیشروی موضعی دریا است. قسمت‌های بالایی نهشته های کنگلومرایی به سمت مرکز حوضه به صورت بین انگشتی به‌رسوبات تبخیری نمکی تبدیل شده است. بنابراین، رسوبات نمکی در مرکز حوضهٔ 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 قاره ای، موجب تشکیل رسوبات ژیپسی بر روی نهشته های نمکی می شد. با پیشروی بیشتر دریا، در ابتدای ائوسن میانی (لوتسین) تشکیل رسوبات تبخیری 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 تبخیری ائوسن زیرین قرار می گیرد.

در ائوسن بالایی، بر اثر عملکرد یک رخداد خشکی‌زایی و در پی آن پسروی دریا ، ابتدا رسوبات ضخیم ژیپسی و سپس لایه‌های قهوه‌ای رنگ گلسنگ و سیلتستون به همراه میان لایه های ژیپسی تا الیگوسن زیرین تشکیل می‌شود.

در میانهٔ الیگوسن، با رخداد یک دوره کوهزایی، فاز فرسایشی در حوضه حاکم و کنگلومرای سرخ الیگوسن بالایی ـ میوسن زیرین در آبرفت رودخانه ها تشکیل می گردد. قاعدهٔ این رسوبات کنگلومرایی سرخ رنگ نسبت به رسوبات دانه ریز قدیمی‌تر، یک دگرشیبی ۱۰ تا ۲۷ درجه‌ای نشان می‌دهد.

با ادامه یافتن فاز فرسایشی، پس از فرسوده شدن ارتفاعات ناشی از فاز کوهزایی اواسط الیگوسن، شرایط کاملاً تخریبی پایان پذیرفته و رسوبات دانه ریز به همراه کانی‌های تبخیری، که از لایه‌های فرسوده شدهٔ 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 کنگلومرای خاکستری رنگی به صورت دگرشیب روی سازند گلسنگی سرخ را می‌پوشاند. این رسوبات به صورت مخروط افکنه و احتمالاً با ضخامت زیادی در حاشیهٔ حوضهٔ کلوت تشکیل شده‌اند و با نهشته شدن آنها رسوبگذاری ترشیری در این حوضه پایان می پذیرد.

۳- ساختار زمین شناسی حوضهٔ کلوت

۳-۱- چین خوردگی در حوضهٔ کلوت

در منطقهٔ کلوت ۱۸ تاقدیس و ۸ ناودیس اصلی شناسایی شده است. به طورکلی، ویژگی مهم حوضهٔ چین خوردهٔ کلوت، ناودیس های باز با هستهٔ سازند گلسنگی سرخ و تاقدیس های دیاپیری بسته با هستهٔ نمک می‌باشد (Huber, 1955) (شکل ۳). در مناطق مرکزی حوضه، اغلب توده‌های نمک به‌صورت دیاپیرهای نفوذی در لایه های جوان‌تر ظاهر شده‌اند و توالی عادی رسوبی را نشان نمی‌دهند. در مناطق کناری حوضه، زاویهٔ میان یالی تاقدیس‌ها اندکی بازتر است و در انتهای خاوری و باختری حوضه، در جایی که ضخامت لایه‌های نمکی به حداقل می‌رسد، تداوم ساختارهای دیاپیری نمک نیز پایان می پذیرد و توده های کم ضخامت و برجای نمک در هستهٔ چین خوردگی‌ها شرکت کرده‌اند. با توجه به هم جهت بودن روند ساختارهای یاد شده با روند دیاپیرها در این حوضه، می توان 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 اولیهٔ لایهٔ نمک زیاد است) برجستگی بیشتر و در حاشیه‌های خاوری و باختری حوضه برجستگی کمتری دارند.

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

به طورکلی دیاپیرهای سوراخ کننده، اغلب در محور تاقدیس ها (شکل ۴) و یا در امتداد گسل‌های قدیمی‌تر (شکل های ۵ و۶) در مرکز حوضهٔ کلوت تشکیل شده‌اند. خیزش توده‌های نمک نه تنها موجب خمیدگی روبه بالای لایه‌های رویی شده، بلکه حرکات جانبی تودهٔ نمک نیز موجب ایجاد فشارهای جانبی و چین خوردگی‌های فشرده و کم وسعت در مجاور دیاپیرهای بزرگ شده است (شکل ۷). با توجه به مطالعات صحرایی انجام گرفته، روند چیرهٔ دیاپیریسم در حوضهٔ کلوت، خاوری ـ باختری است. این جهت همخوان با محور چین خوردگی های ناشی از فاز کوهزایی اواسط الیگوسن (که در انتهای خاوری و باختری حوضه قابل شناسایی است) می باشد. شدیدترین چین خوردگی‌های حوضهٔ کلوت در پلیوسن روی داده است و بیشتر حرکات رو به بالای دیاپیرهای نمکی نیز در این زمان صورت گرفته است. به گونه‌ای که تاقدیس‌های دیاپیری در این زمان تشکیل و موجب شیب‌دار شدن لایه‌های بالایی به اندازهٔ ۶۰ تا ۸۵ درجه شده است.

۳-۲- گسلش در منطقهٔ کلوت

به طور کلی گسل‌های اصلی در مناطقهٔ کلوت به دو گروه تقسیم می شوند:

۳-۲-۱- گسل‌های مستقل از دیاپیریسم (پیش از دیاپیریسم)

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 ، ۱۳۷۷). این گسیختگی‌ها در صورت دارا بودن شرایط لازم از نظر موقعیت مکانی (داشتن امتدادی مشابه به روند دیاپیریسم) و زمانی (رخداد گسلش پیش از آغاز دیاپیریسم) در بسیاری از مواقع مجاری نفوذ و خیزش نمک را تشکیل داده‌اند. به گونه‌ای که حتی ممکن است مشخصات اولیهٔ آنها در طول نفوذ نمک تغییر کرده باشد. گسل‌های F1a, F1b, F3, F4, F6a, F6b , F10 از این گونه است (شکل ۸) .

دو مورد بسیار روشنگر برای تحلیل نقش این گسیختگی ها در دیاپیریسم حوضهٔ کلوت، ارتباط میان دو گسل F1a , F1b و همچنین ارتباط میان دو گسل F6a , F6b است. گسل F1 در باختر حوضهٔ کلوت قرار دارد و در قسمت باختری خود، مجرای خیزش تودهٔ دیاپیری باختر کلوت را فراهم آورده است (شکل ۸). شیب گسل در این قسمت تقریباً قائم است. گسل F1a در قسمت خاوری خود موجب کنار هم قرار گرفتن شیل های سبز ائوسن میانی و کنگلومرای سرخ الیگوسن بالایی ـ میوسن زیرین شده است. شیب این قسمت از گسل ۷۸ درجه و به سمت شمال ـ 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 مؤلفهٔ امتدادی چپگرد است ولی نفوذ دیاپیر 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 توده های دیاپیری نمک ائوسن زیرین و لایه های کنگلومرایی سرخ الیگوسن بالایی ـ 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 F1b و F1a و همچنین دیاپیر باختر کلوت که روندی خاوری ـ باختری دارد، می توان دریافت که گسل F1a، یگسیختگی پیش از دیاپیریسم است که با آغاز دیاپیریسم در منطقه، دیاپیر نمکی باختر کلوت از راه این گسل به افق‌های بالاتر نفوذ کرده است. ولی با خمیدگی این گسل به سمت جنوب، روند دیاپیر نمکی باختر کلوت دیگر از روند گسل F1a پیروی نکرده، بلکه گسیختگی F1b را برای نفوذ به افق های بالاتر انتخاب کرده است (شکل ۸).

شکل گیری گسل معکوس F6 نیز به پیش از آغاز دیاپیریسم در منطقه باز می گردد. این گسل موجب گسیختگی میان کنگلومرای سرخ الیگوسن بالایی ـ میوسن زیرین و گلسنگ سرخ میوسن بالایی شده است. با توجه به انباشته شدن مقادیر زیادی از رسوبات الیگوسن بالا یی و میوسن در باختر این گسل، به نظر می‌رسد بیشترین حرکات این گسل، مربوط به این دوره باشد. با آغاز دیاپیریسم در منطقه، این گسل معبر مناسبی را ایجاد کرده است بنابراین، دیاپیریسم از محل برجسته‌ترین نقطهٔ لایهٔ اولیهٔ نمک در محدودهٔ این گسل (در قسمت جنوبی گسل F6) آغاز شده و به سمت شمال ادامه یافته است.

با توجه به اینکه تداوم دیاپیریسم بستگی به مقدار تغذیه از لایهٔ مادر (اولیه) دارد، با حرکت به سمت شمال و دور شدن از نقطهٔ برخوردار از حداکثر تغذیه، به‌تدریج شدت دیاپیریسم کاهش می یابد تا جایی که دیاپیر حتی توانایی رسیدن به سطح زمین را نیز نخواهد داشت. این حالت، موجب گردیده است تا گسل F6 به دو تکهٔ F6a در جنوب (دارای دیاپیریسم شدید و با رخنمون دیاپیر نمک) و F6b در شمال (دارای دیاپیریسم ضعیف و بدون رخنمون دیاپیر نمک) تقسیم شود (شکل ۸).

۳-۲-۲- گسل‌های حاصل از دیاپیریسم

این نوع گسیختگی ها بر اثر آهنگ واتنش و یا سرعت خیزش بالای برخی از توده های نمک ایجاد شده اند. این آهنگ واتنش بالا در تودهٔ نمک، موجب دگر شکلی شدید در لایه‌های روی دیاپیرها و رسیدن به مرحلهٔ گسیختگی شده است.

گرچه لایه‌های پوششی ممکن است پیش از این مرحله، دگر شکلی پلاستیک را نیز تحمل کرده باشند (Koyi, et. al., 1995). گسل های F9 , F8 , F7 , F5 , F2 در منطقهٔ کلوت از این گونه هستند. این نوع گسل‌ها عموماً به شکل حلقوی (RING FAULT) در پیرامون تودهٔ دیاپیری قابل مشاهده اند (شکل ۸). شیب آنها در قسمت های نزدیک به سطح زمین تقریباً قائم است ولی در عمق به شکل دیاپیر نمکی بستگی دارد.

۴- بحث

به طور کلی، دیاپیرهای منطقهٔ کلوت اغلب دارای روند خاوری ـ باختری هستند که در برخی موارد روند آنها به سمت شمالی ـ جنوبی متمایل می شود. وسعت رخنمون دیاپیرها در مرکز حوضه نسبت به خاور و باختر حوضه به حداکثر می‌رسد، که به‌نظر می رسد ضخامت بالای لایهٔ اولیهٔ نمک در قسمت مرکزی حوضه، دلیل آن باشد. محل رخنمون دیاپیرهای نمک حوضهٔ کلوت غالباً دو الگو را دنبال می کند. بدین ترتیب که این دیاپیر ها یا در محل گسیختگی های آشکار و پنهانی که در تمامی ضخامت لایه های پوششی یا قسمتی از ضخامت لایه های پوششی وجود داشته است و یا در محل محور تاقدیس های موجود، تشکیل شده‌اند.

۴-۱- تحلیل دیاپیریسم بر اساس مدل شناوری

حرکت تودهٔ نمک به علت نیروی بالا آورندهٔ شناوری (Buoyancy Halokinesis) بر اثر واژگونگی چگالی در توالی رسوبی روی می دهد. واژگونگی چگالی گر چه در صورت وجود نهشته های تبخیری در توالی لایه ها قابل انتظار است، اما در هر جایی که نمک توسط لایه های دیگر پوشیده شده باشد، حتماً ایجاد نمی‌شود. بدین ترتیب که تمامی رسوبات آواری باید ابتدا در زیر رسوبات دیگر دفن گردند تا فرایند های دیاژنزی (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 دیاژنزی موجب واژگونی چگالی می گردد، با توجه به نوع و ترکیب رسوبات، متفاوت است. برای مثال، رسوبات رسی ـ گلی در عمق ۸۰۰ تا ۹۰۰ متری و نهشته‌های ماسه‌ای در عمق ۴۵۰ تا ۶۵۰ متری چگالی بیشتری از نمک خواهند داشت. البته باید توجه داشت که در مقابل عامل محرک شناوری نمک، عامل مقاومی نیز وجود دارد که موجب می شود خیزش دیاپیرهای نمکی در مرحله‌ای متوقف شود و یا اساساً از ابتدا دگر شکلی و جریان در لایهٔ نمک صورت نگیرد. این عامل، مقاومت لایهٔ پوششی در برابر دیگر شکلی است. بنابراین، برای آغاز حرکت، نیروی رو به بالای ناشی از شناوری تودهٔ نمک باید به اندازه‌ای باشد تا بر مقاومت تسلیم لایهٔ پوششی فائق آید و آن را به صورت گنبدی درآورد (Koyi, 1998). پس از این مرحله، ادامهٔ خیزش تودهٔ نمک بستگی به بزرگی نیروی شناوری تودهٔ نمک و مقاومت نهایی لایهٔ پوششی دارد. به گونه‌ای که اگر تودهٔ نمک بتواند در لایهٔ پوششی گسیختگی ایجاد نماید و راه خود را به سمت بالا باز کند، رشد قائم دیاپیر ادامه خواهد یافت و در غیر این صورت خیزش

دیاپیر پیش از اینکه لایهٔ منبع تماماً مصرف شده باشد، پایان می پذیرد و سیستم در یک حالت پایداری اجباری قرار خواهد گرفت (Bishop, 1978). در این حالت، هرگونه افزایش ضخامت در لایهٔ پوششی که می تواند افزایش فشردگی در قسمت زیرین لایهٔ پوششی و در نتیجه افزایش چگالی در این قسمت را در پی داشته باشد، موجب تجدید حرکت روبه بالای تودهٔ دیاپیری می‌شود. باید توجه داشت که واژگونی چگالی، تنها یک حالت ناپایدار را که برای جریان نمک لازم است، تأمین می نماید اما تشکیل یک دیاپیر نمکی را تضمین نمی کند. زیرا در سنگ نمک دو عامل ذاتی وجود دارد که ممکن است از رشد ساختار دیاپیری 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) گرانروی مؤثر سنگ نمک درهنگام جریان که با آهنگ واتنش (تنش مؤثر) نسبت عکس دارد و در آهنگ‌های واتنش پایین می‌تواند از شکل گیری دیاپیر جلوگیری کند.

با توجه به پژوهشهای انجام گرفت (Kossow, et. Al., 2000)، هر چه برجستگی تودهٔ دیاپیری افزایش یابد، آهنگ واتنش قائم افزایش یافته و گرانروی موثر تودهٔ نمک کاهش خواهد یافت. بنابراین، رشد یک تودهٔ دیاپیری به صورت یکنواخت نیست بلکه با افزایش ارتفاع برجستگی، آهنگ رشد قائم دیاپیر نیز افزایش می یابد. به عبارت دیگر، اگر هیچ برجستگی در سطح تودهٔ نمک وجود نداشته باشد، آهنگ واتنش قائم حداقل و گرانروی مؤثر نمک حداکثر است.

مسلماً در چنین حالتی، هیچ گونه رشد قائمی در تودهٔ نمک صورت نخواهد گرفت. ولی در صورت وجود یک برجستگی اولیه در سطح تودهٔ نمک، بزرگی آهنگ واتنش بستگی به اختلاف چگالی میان نمک و لایهٔ پوششی خواهد داشت. مسلماً هر چه این اختلاف بزرگ‌تر باشد، سرعت رشد دیاپیر افزایش خواهد یافت. با توجه به مطالب ذکر شده می توان چنین نتیجه گرفت که شناوری در تشکیل و رشد یک دیاپیر نمکی مؤثر نیست مگر آنکه آهنگ واتنش به آستانهٔ حرکت در تودهٔ نمک برسد و این حالت به شرطی اتفاق خواهد افتاد که تودهٔ نمکی دست کم ۸۰ متر (با اختلاف چگالی ۲۰۰ Kg/m^3) نسبت به سطح اولیه تشکیل لایهٔ نمکی، بر جستگی پیدا کرده باشد (Jackson & Talbot, 1986). مسلماً هر چه اختلاف چگالی میان لایهٔ پوششی و نمک بیشتر باشد، برجستگی کم ارتفاع تری مورد نیاز خواهد بود. بنابراین با رشد قائم بیشتر دیاپیرها و همچنین افزایش چگالی لایهٔ 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 طورکلی، پارامترهای مؤثر بر زمان آغاز دیاپیریسم ، شدت خیزش نمک و همچنین ادامهٔ رشد قائم یک دیاپیر نمکی بر اساس خاصیت شناوری نمک، عبارت است از :

الف) ارتفاع برجستگی های اولیه موجود در سطح تودهٔ نمکی جهت تأمین آهنگ واتنش مناسب.

ب) بزرگی اختلاف چگالی میان نمک و لایهٔ پوششی برای ایجاد اختلاف تنش مناسب برای چیرگی بر مقاومت تسلیم و مقاومت نهایی لایهٔ پوششی.

ج) مقاوت تسلیم لایهٔ پوششی (برای آغاز دگر شکلی پلاستیک در لایهٔ پوششی).

د) مقاومت نهایی لایهٔ پوششی (برای ایجاد گسیختگی در لایه‌های پوششی).

بنابراین، آهنگ خیزش یک دیاپیر نمکی بیشتر از آنچه که توسط ضخامت لایهٔ اولیهٔ نمک (که در اغلب موارد از ضخامت کمی برخوردار است و منبع تغذیه کنندهٔ گنبد های نمکی می باشد) کنترل شود، توسط مقاومت، گرانروی، چگالی و ضخامت لایهٔ پوششی کنترل می‌گردد (Koyi, 1998).

با توجه به پارامترهای بالا، نقش شکستگی‌های قدیمی (پیش از دیاپیریسم) در لایهٔ پوششی، برای آغاز حرکت روبه بالای نمک بسیار چشمگیر خواهد بود، زیرا همان گونه که در قسمت‌های پیشین نیز گفته شد، در شرایط نبود شکستگی در لایهٔ پوششی، ممکن است شرایطی حاکم گردد که ویژگی‌های لایهٔ پوششی، از جمله مقاومت آن، واژگونی چگالی را در یک حالت پایداری اجباری قرار دهد. ولی وقوع شکستگی ها در سراسر و یا قسمتی از ضخامت لایهٔ پوششی، موجب کاهش فوق العادهٔ مقاومت آن لایه و در نتیجه آغاز ناپایداری به صورت نفوذ نمک در سطح شکستگی‌ها می‌شود. بنابراین وجود گسیختگی‌ها در لایهٔ پوششی موجب می گردد حرکت روبه بالای نمک با نیروی شناوری کوچک‌تری آغاز شود (Bishop, 1978).

۴-۲- سازوکار خیزش نمک در منطقهٔ کلوت

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

۱) ضخامت لایهٔ اولیهٔ نمک برای تأمین نیروی شناوری مؤثر کافی باشد.

۲) برجستگی‌های اولیه در سطح لایهٔ نمک به اندازه‌ای باشد تا آهنگ واتنش مناسب جهت آغاز حرکت نمک تامین گردد.

۳) ضخامت لایهٔ پوششی آنقدر زیاد باشد تا با فشردگی بیشتر قسمت‌های زیرین، اختلاف چگالی میان لایهٔ نمک و لایه‌های پوششی افزایش یابد و

نیز نیروی سربار بیشتری برای تأمین اختلاف تنش لازم جهت آغاز حرکت نمک مهیا شود.

در حوضهٔ کلوت در ائوسن زیرین لایهٔ نسبتاً ضخیمی از نمک خالص (که در قسمت‌های بالایی به ژیپس تبدیل می شود) نهشته شده که ضخامت آن به بیش از ۲۰۰ متر می‌رسد (شرط اول). همچنین در الیگوسن میانی یک فاز کوهزایی موجب ایجاد چین خوردگیهای ملایمی در لایه های قدیمی تر شده است. این چین خوردگی ها موجب خارج شدن لایهٔ اولیهٔ نمک از حالت مسطح و ایجاد ساختارهای برجسته به موازات محور تاقدیس ها شده است (شرط دوم). پس از این، جنبش کوهزایی رسوبگذاری در حوضهٔ کاملاً قاره ای 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 قسمت های حوضه به بیش از ۲۴۰۰ متر می رسد (شرط سوم).

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

۵- نتیجه گیری

دیاپیرهای این منطقه در موقعیت برجستگی های قدیمی تر و هماهنگ با تاقدیس‌های تشکیل شده بر اثر فاز کوهزایی الیگوسن میانی رشد کرده‌اند و تاقدیس های دیاپیری امروزی را تشکیل داده‌اند. همچنین وجود شکستگی ها در لایهٔ پوششی، موجب کاهش فوق العادهٔ مقاومت آن لایه و در نتیجه آغاز ناپایداری به صورت نفوذ نمک در سطح آن شکستگی‌ها می‌شود. در واقع، با وجود گسل های پیش از دیاپیریسم ، حرکت روبه بالای نمک با وجود نیروی شناوری کوچکتر، و از راه این سطوح ضعف انجام پذیرفته است. برخی از گسل های شناسایی شده در قسمت مرکزی حوضه کلوت، موجب تغییر روند دیاپیرها از خاوری - باختری (هم جهت با تاقدیس های دیاپیری) به شمالی جنوبی شده اند. به طورکلی، در دیاپیرهای منطقهٔ کلوت سه مرحلهٔ تکاملی قابل مشاهده است.

۵-۱- مرحلهٔ گنبدی شدن و تشکیل بالش های نمکی

در این مرحله، خیزش توده های نمکی موجب افزایش شیب لایه های رویی و تشکیل ساختارهای تاقدیسی با هستهٔ نمک می‌شود. در این مرحله، توالی عادی لایه‌ها هنوز پابرجاست و هیچ گونه گسیختگی در مرز نمک و لایهٔ پوششی دیده نمی شود.

۵-۲- مرحلهٔ نفوذ و تشکیل دیاپیرهای سوراخ کننده

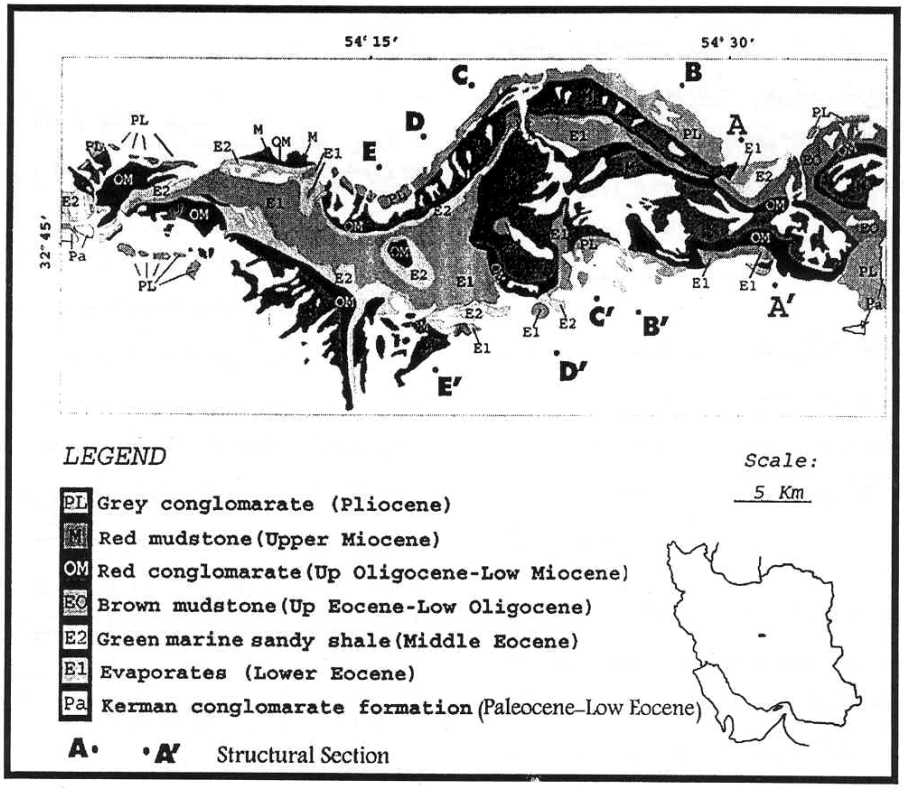
اگر حرکت تودهٔ نمک به مدت طولانی ادامه داشته باشد و یا آهنگ آن به اندازه‌ای افزایش یابد که دگر شکلی شکننده را در لایه های رویی موجب گردد، توده‌های دیاپیری در لایه های پوششی نفوذ خواهند کرد و با ایجاد گسیختگی در لایه‌های پوششی راه خود را به طرف بالا باز خواهند نمود (گسل‌های حاصل از دیاپیریسم). هماهنگ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

۵-۳- مرحلهٔ خروج از سطح زمین و گسترش جانبی (نمکشار)

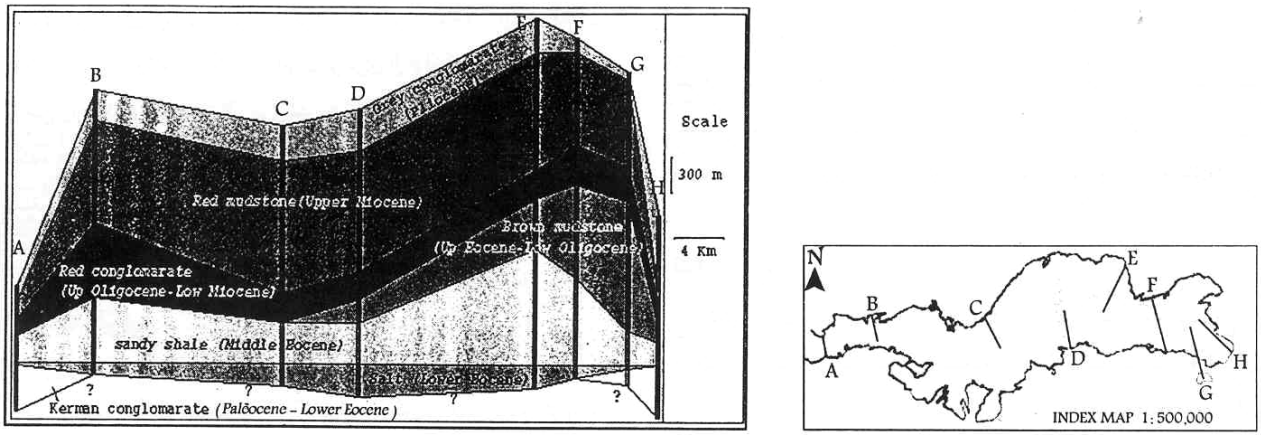
با توجه به گسترش بیش از حد توده های نمک در مرکز کلوت، به نظر می‌رسد دیاپیرهای این قسمت از حوضه، گسترش مهمی داشته باشند. مسلماً اثبات وجود این مرحله در تاریخ دیاپیریسم کلوت مرکزی به مطالعات بیشتر بر روی ساختارهای داخلی دیاپیرهای این منطقه نیاز دارد.

تشکر و قدردانی

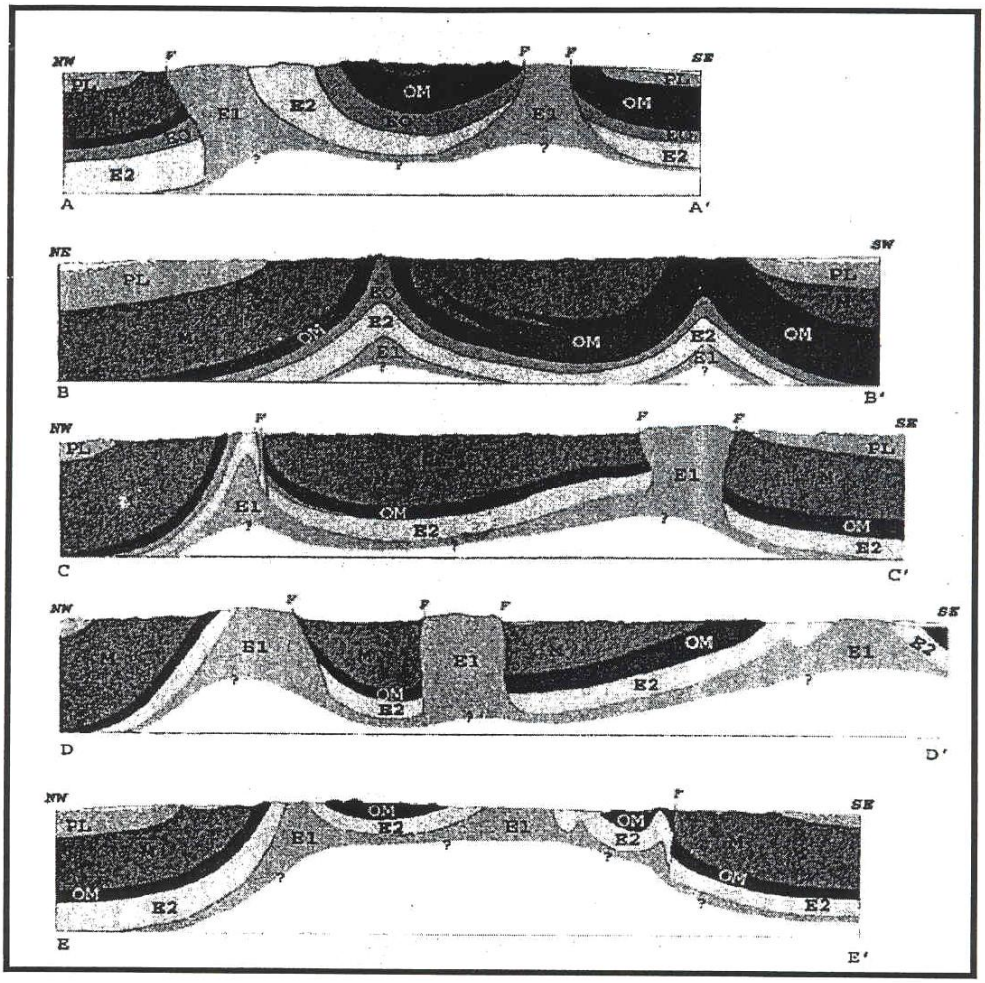
نگارندگان بدین وسیله مراتب قدردانی خود را نسبت به راهنمایی‌های پروفسور کریستوفر تالبوت از دانشگاه آپسالا، دکتر مارتین جکسون از دانشگاه تگزاس و همچنین دکتر علی همدانی از دانشگاه اصفهان ابراز می دارند.



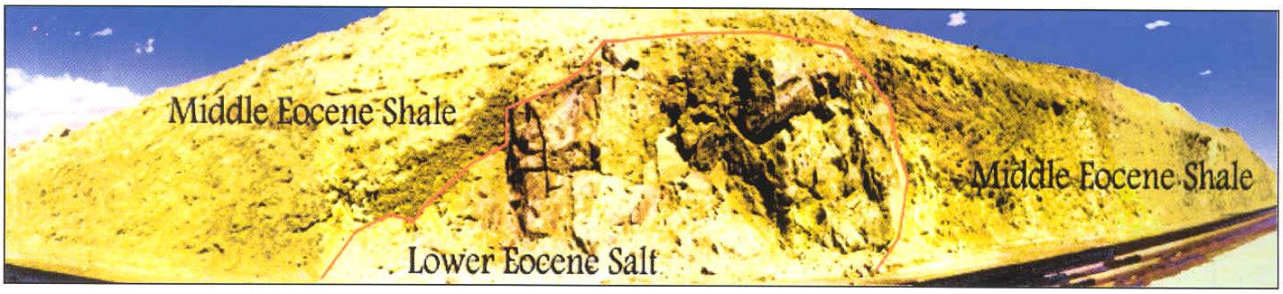
شکل ۱- نقشهٔ زمین شناسی حوضهٔ ترشیری کلوت. A-A' تا E-E' محل مقاطع ساختاری در این حوضه است.
(Modified from H. Huber, 1955)



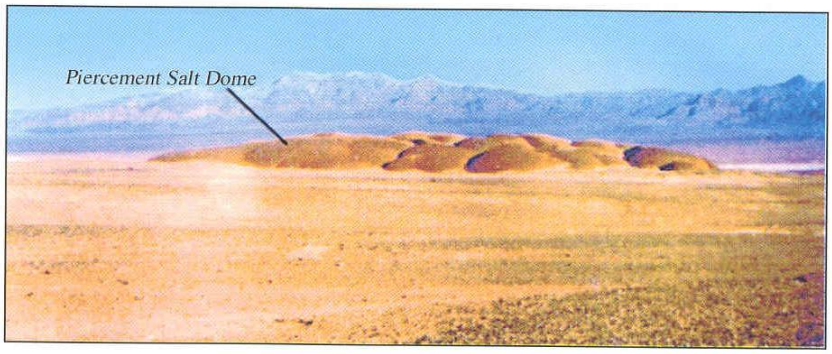
شکل ۲- مقطع تطابق سنگ چینه ای ترشیری برای حوضهٔ کلوت (Modified from H. Huber, 1955)



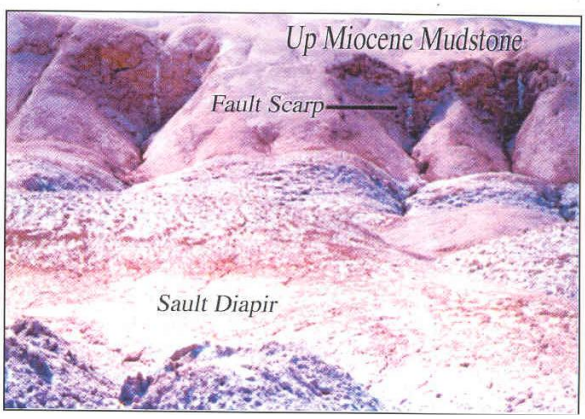
شکل ۳- مقاطع ساختاری مورد مطالعه در حوضهٔ کلوت. (A-A’ تا E-E’ موقعیت این مقاطع روی نقشهٔ زمین شناسی حوضه نشان داده شده است)



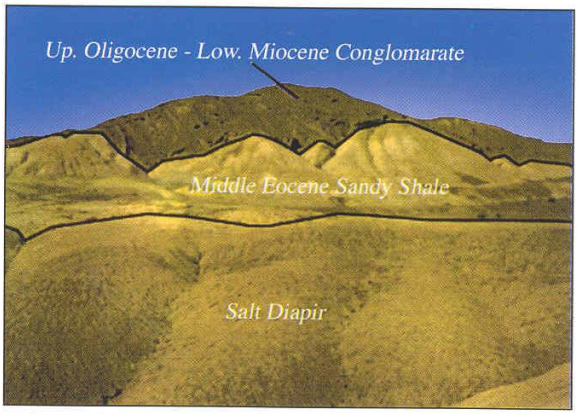
شکل ۴ – نفوذ دیاپیر موجود در هستهٔ تاقدیس کلوت مرکزی در لایه های رویی که موجب حذف لایهٔ پوششی ژیپس که معمولاً بر روی نمک قرار دارد، شده است (دید به سمت خاور)



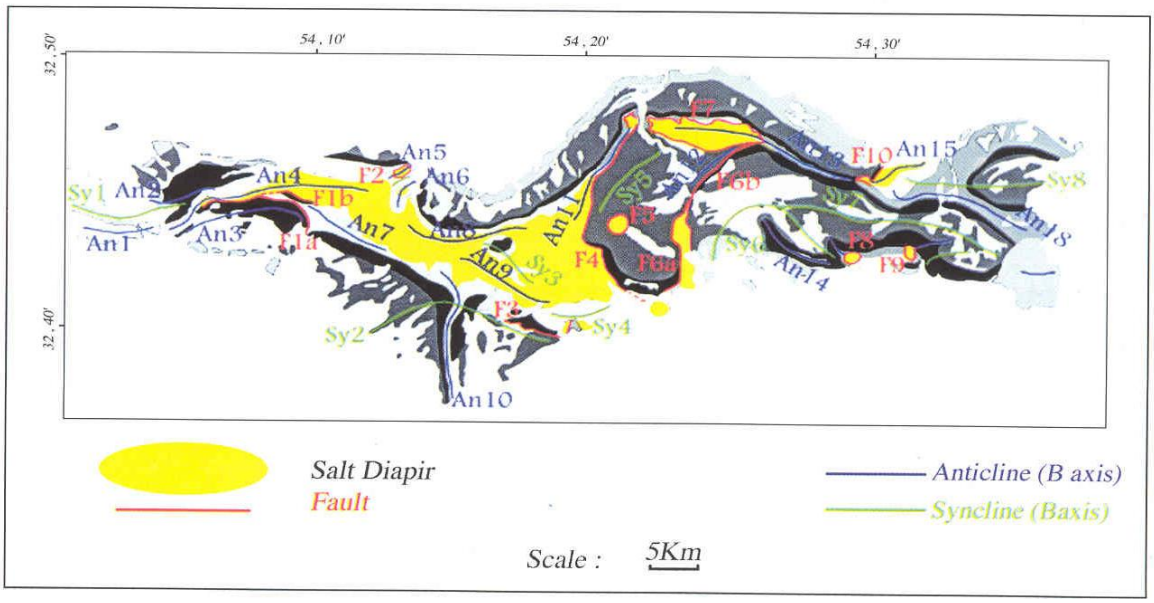
شکل ۵ - دیاپیرهای سوراخ کنندهٔ تشکیل شده بر روی ادامهٔ گسل F4 در جنوب مرکزی حوضهٔ کلوت(دید به سمت خاور)



شکل ۶ - گسل F6 در کلوت مرکزی، مجرایی برای حرکت روبه بالای نمک فراهم آورده است(دید به سمت خاور)



شکل۷ - یال غربی ناودیس فشرده در مجاورت دیاپیر واقع در کلوت مرکزی (دید به سمت خاور)



شکل ۸ - نقشهٔ ساختاری حوضهٔ کلوت (Modified from H. Huber, 1955)

کتابنگاری

ارفع نیا، ر.، ۱۳۷۷- تحلیل دیاپیریسم در منطقهٔ اردکان، رسالهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۱۷۸ 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 ، دانشکدهٔ علوم پایه ، گروه زمین شناسی

**دانشگاه اصفهان ، دانشکدهٔ علوم ، گروه زمین شناسی

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

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