دیاپیر نمکی دادنجان: شواهد فعالیت پیش از کوهزایی، سازوکار خیزش و اثرات بعدی بر تغییرات هندسی ساختارهای همسایه (جنوب باختر شیراز، ایران)

جعفر حسن پور [۱*]، سید احمد علوی [۲]، سلمان جهانی [۳] و محمدرضا قاسمی [۴]

[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۲] دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۳] دکترا، شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، تهران، ایران
[۴] دانشیار، پژوهشکده علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۴/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۹/۲۰

چکیده

دیاپیر نمکی دادنجان، در هسته تاقدیس دادنجان، متمایل به یال جنوب باختری آن و در ناحیه فارس کمربند ساده چین‌خورده کوهزاد زاگرس رخنمون یافته است. این دیاپیر در حال حاضر در یک پهنه تراکششی واقع در میان قطعات همپوشان پهنه گسل راست‌بر کره‌بس قرار گرفته است. منشأ این دیاپیر، سری تبخیری هرمز به سن پرکامبرین پایانی- کامبرین آغازی است. هندسه چینه‌های پیرامون دیاپیر، فعالیت دراز مدت نمک را پیش از کوهزایی زاگرس به‌واسطه پدیده فروسازش (downbuilding) پیشنهاد می‌کند، که در آن چین‌خوردگی برآویخته (drape folding) کم‌ژرفا و هم‌زمان با رسوب‌گذاری منجر به تشکیل چینه‌های نازک‌شده و چرخیده در نزدیکی دیاپیر در حال خیزش شده است. توالی‌های نمک‌جنبش (halokinetic sequences) در نزدیکی این دیاپیر، در دو سوی آن از لحاظ هندسی به‌طور کامل متفاوت هستند. این تفاوت نشان‌دهنده برهم‌کنش‌های متفاوت خیزش نمک-انباشتگی رسوب در دو سوی دیاپیر است. دیاپیر نمکی دادنجان و تاقدیس مرتبط با آن، از دو سو با ناودیس‌های گسترده با پوشش رسوبی ستبرتر نسبت به تاقدیس‌های همسایه محدود می‌شوند. این ناودیس‌ها به عنوان مراکز رسوب‌گذاری برای دیاپیر در حال خیزش دادنجان در زمان‌های پیش از کوهزایی عمل کرده‌اند، به‌گونه‌ای که با انباشت حجم قابل توجهی از رسوبات وارده، خیزش نمک به‌وسیله سازوکار فروسازش را آسان کرده‌اند. در طول چین‌خوردگی نئوژن زاگرس، پوشش رسوبی ستبر در درون این ناودیس‌ها در برابر چین‌خوردگی مقاومت کرده و تا حدی انتقال عادی تنش را به طور محلی آشفته کرده است. بنابراین این ناودیس‌ها از پیشروی عادی و گسترش شکل منظم تاقدیس‌ها، چه به صورت طولی و چه به صورت عرضی جلوگیری کرده‌اند. چین‌خوردگی زاگرس در زمان نئوژن، دیاپیر نمکی را چلانده (squeezing) و سبب تشدید فعالیت و خروج بخشی از نمک موجود در ستون ساختار نمکی شده است.

کلید واژه‌ها: زاگرس، سری هرمز، دیاپیر نمکی دادنجان، فروسازش، توالی‌های نمک‌جنبش، گسل کره‌بس.

***نویسنده مسئول:** جعفر حسن پور
E-mail: jafar.gts@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

کمربند چین- راندگی زاگرس که در بخش میانی کمربند کوهزاد آلپ- هیمالیا قرار گرفته است، در حاشیه شمال خاوری صفحه تازی قرار دارد (Takin, 1972; Berberian & King, 1981; Alavi, 1994). کمربند چین- راندگی زاگرس نتیجه باز و بسته شدن حوضه اقیانوسی تتیس نو و همگرایی پیوسته میان صفحه تازی و بلوک ایرانی متعلق به اوراسیا است (Takin, 1972; Haynes & McQuillan, 1974; Stocklin, 1974; Ricou et al., 1977; Berberian & King, 1981; Alavi, 1994). گستره مورد مطالعه، در بخش میانی کمربند چین- راندگی زاگرس ایران و در ناحیه فارس آن قرار گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲). ساختار زمین‌شناختی گستره مورد مطالعه شامل بخشی از پهنه گسل کره‌بس، دیاپیر نمکی دادنجان و چین‌های همسایه آن است (شکل‌های ۲- الف و ب). دیاپیر نمکی دادنجان با موقعیت جغرافیایی ′۱۴ °۵۲ طول خاوری و ′۵۹ °۲۸ عرض شمالی، در ۷۵ کیلومتری جنوب باختری شیراز قرار دارد. این دیاپیر در راستای قطعه‌ای از پهنه گسل کره‌بس که یال شمال خاوری تاقدیس دادنجان را جابه‌جا کرده، نمایان می‌شود و در هسته تاقدیس، متمایل به یال جنوب باختری آن رخنمون یافته است (شکل ۲- ب).

در راستای پهنه گسل کره‌بس، پنج دیاپیر نمکی به‌ترتیب از شمال به جنوب به نام‌های سلامتی، میگُلی، دادنجان، فیروزآباد و جهانی با منشأ سری رسوبی هرمز به سن پرکامبرین پایانی-کامبرین آغازی رخنمون یافته‌اند (شکل ۲- الف). دیاپیر دیگری به نام بهار در راستای گسل بهار که به موازات قطعه جنوبی پهنه گسل کره‌بس است، رخنمون دارد (شکل ۲- الف). این دیاپیرها به عنوان دیاپیرهای جوان هم‌زمان یا پس از کوهزایی زاگرس در نظر گرفته شده بودند (Berberian, 1995; Kent, 1958; Player, 1969; Evers et al., 1977; Talbot & Alavi, 1996; Koyi et al., 2008). برخی از پژوهشگران فعالیت تعدادی از دیاپیرهای نمکی زاگرس مرکزی را به پیش از کوهزایی نئوژن زاگرس نسبت داده‌اند ولی دلیل مستندی ارائه نکرده‌اند. در این میان، Player (1969) براساس شواهد صحرایی ثابت کرد که دیاپیر خورموج در راستای پهنه گسل کازرون در زمان نئوکومین به سطح رسیده است. فعالیت گنبد نمکی پنهان موجود در هسته تاقدیس دارنگ (در نزدیکی پایانه جنوبی پهنه گسل کازرون) نیز در زمان‌های پیش از کوهزایی زاگرس، با استفاده از خطوط لرزه‌ای قابل اثبات است (Letouzey & Sherkati, 2004; Callot et al., 2007). تشکیل و خیزش دیاپیرهای نمکی به علت کشش نازک- پوسته یا ستبر- پوسته (Vendeville & Jackson, 1992; Jackson & Vendeville, 1994; Jackson & Talbot, 1994)، گروهی از پژوهشگران مانند Talbot & Alavi (1996) را برآن داشت تا تشکیل، خیزش و خروج دیاپیرهای موجود در راستای پهنه‌های گسلی کره‌بس- منقارک و کازرون را به عملکرد حوضه‌های واگشوده (pull-apart basin) واقع در میان قطعات همپوشان این پهنه‌های گسلی راستالغز نسبت دهند. Hessami et al. (2001) نفوذ نمک این دیاپیرها را به ایجاد فضاهای خالی در اثر چرخش بلوک‌های پی‌سنگی حول محور قائم نسبت داده‌اند و معتقدند که مهم‌ترین و شاید تنها عامل خیزش و خروج نمک هرمز در پهنه فارس، وجود تعداد زیادی بلوک پی‌سنگی مجزا است که در اثر چرخش حول

محور قائم، فضای لازم را برای نفوذ، خیزش و در نهایت خروج نمک به سطح و تشکیل دیاپیرها فراهم کرده‌اند. به اعتقاد Letouzey & Sherkati (2004) و Callot et al. (2007)، حرکت نمک در زاگرس مرکزی در زمان پیش از چین‌خوردگی زاگرس وجود داشته است که دیاپیرهای نمکی را تشکیل داده‌اند و نتیجه گرفتند که دیاپیرهای نمکی از پیش موجود، در اثر فشارش بعدی ناشی از کوهزایی نئوژن زاگرس چلانده (squeezing) و برخی از آنها به سطح رسیده‌اند. همچنین اهمیت خم‌های گسلی و حوضه‌های واگشوده موجود در راستای پهنه‌های گسل کازرون و منقارک را در خیزش نمک و خروج آنها و در نتیجه شکل‌گیری دیاپیرهای جوان مورد توجه قرار داده‌اند. Koyi et al. (2008) از روش مدل‌سازی گریز از مرکز آنالوگ استفاده کردند تا دیاپیریسم نمک را در راستای پهنه‌های گسلی راستالغز در منطقه شمال باختری فارس شبیه‌سازی کنند. آنها پیشنهاد کردند که دیاپیرهای این ناحیه از زاگرس نتیجه خیزش نمک از درون حوضه‌های واگشوده و مناطق خرد شده گسلی (damage zones) هستند. آنها درباره نحوه تشکیل چنین مناطق کششی بیان کردند که حرکت در راستای گسل‌های راستالغز پی‌سنگی (مانند کازرون و منقارک)، لغزش مایل را در راستای چین‌ها و گسل‌های رانده زاگرس القا کرده و موجب تشکیل پهنه‌های واگشوده و خم‌های رهایی شده است و نتیجه گرفتند که حرکت نمک در این خم‌های رهایی و حوضه‌های کششی زمانی شروع شده که پوشش رسوبی نازک بوده است.

هدف این پژوهش بررسی زمان فعالیت و سازوکار خیزش دیاپیر نمکی دادنجان پس از حرکت اولیه آن و پیش از چین‌خوردگی زاگرس است. در این راستا، از اطلاعات سطحی موجود و مشاهدات صحرایی استفاده می‌شود و یک برش ساختاری نیز از ساختارهای گستره مورد مطالعه با تکیه بر دیاپیر نمکی ارائه خواهد شد. در ادامه، خیزش دیاپیر نمکی در ارتباط با بر هم‌کنش خیزش نمک- انباشتگی رسوب و در نهایت تأثیر دیاپیر نمکی بر تکامل هندسی ساختارهای همسایه مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.

۲- جایگاه زمین‌ساختی

کمربند چین- راندگی زاگرس که نتیجه باز و بسته شدن قلمرو اقیانوسی تتیس نو است (Stocklin, 1968; Ricou et al., 1977; Berberian & King, 1981; Alavi, 1994; Agard et al., 2005) از یک توالی رسوبی ستبر به سن پرکامبرین پایانی تا پلیوسن بدون ناپیوستگی زاویه‌دار ناحیه‌ای تشکیل شده است (Stocklin, 1968; Falcon, 1969; Colman-Sadd, 1978). این ستون چینه‌ای ستبر، پی‌سنگ پرکامبرین را که در طی کوهزایی پان‌آفریکن شکل گرفته، می‌پوشاند (Al-Husseini, 2000). کهن‌ترین واحد چینه‌ای در این کمربند نمک هرمز به سن پرکامبرین پایانی- کامبرین آغازی است (O'Brian, 1957; Falcon, 1969; Colman-Sadd, 1978; Kent, 1979)، ولی به تازگی تعدادی از پژوهشگران چینه‌هایی را روی خطوط لرزه‌ای در زیر سری هرمز شناسایی کرده‌اند که به طور مستقیم روی پی‌سنگ ته‌نشین شده است (Letouzey & Sherkati, 2004; Jahani et al., 2009). کمربند زاگرس ایران به لحاظ پهنه‌بندی زمین‌ساختی، ریخت‌شناسی و شدت دگریختی، به سه بخش ساختاری موازی با کمربند تقسیم شده که به‌وسیله گسل‌های اصلی ناحیه‌ای با روند شمال باختر- جنوب خاور از یکدیگر جدا می‌شوند (Stocklin, 1968; Berberian, 1995; Sepehr & Cosgrove, 2004). این پهنه‌ها به‌ترتیب از شمال خاور به سوی جنوب باختر شامل کمربند فلسی زاگرس بلند، کمربند ساده چین‌خورده و پهنه پیش ژرف زاگرس است (شکل ۱). کمربند ساده چین‌خورده براساس تغییرات رخساره‌ای و روانه‌شناختی توالی پوششی و فرگشت زمین‌ساختی- رسوبی، به‌ترتیب از شمال باختر به جنوب خاور، به نواحی لرستان، فروبار دزفول و فارس تقسیم شده (مطیعی، ۱۳۷۲)که به‌وسیله پهنه‌های گسلی شمالی- جنوبی و خاوری- باختری از یکدیگر جدا می‌شوند (Berberian, 1995; Sepehr & Cosgrove, 2004; Sherkati et al., 2006; Jahani, 2008) (شکل ۱). ناحیه فارس خود به چهار بخش، شامل فارس داخلی، فارس ساحلی، فارس به تقریب ساحلی و پس‌بوم بندرعباس تقسیم می‌شود (شکل ۱).گستره مورد مطالعه در کمربند ساده چین‌خورده زاگرس و در ناحیه فارس آن قرار دارد. در بخش شمال باختری ناحیه فارس، چند پهنه گسلی با روند تقریباً شمالی- جنوبی و شمال خاور- جنوب باختر وجود دارد که در راستای تعدادی از آنها دیاپیرهای نمکی سری هرمز رخنمون یافته است. این گسل‌ها شامل پهنه‌های گسلی راست‌بر کازرون، کره‌بس ، بهار، سبزپوشان، سروستان و پهنه گسلی چپ‌بر نظام‌آباد است (شکل ۱). گستره مورد مطالعه شامل دیاپیر نمکی دادنجان در راستای بخشی از پهنه گسل کره‌بس است (شکل ۲- ب).

۳- دیاپیرهای نمکی زاگرس و خلیج فارس

جریان و فعالیت نمک و ساختارهای حاصل از آن در زاگرس و خلیج فارس بیشتر از دو منشأ است: سری تبخیری هرمز به سن پرکامبرین پایانی-کامبرین آغازی و سازند گچساران به سن میوسن پیشین (Kent, 1958; Player, 1969; Edgell, 1996; Letouzey & Sherkati, 2004; Jahani et al., 2007 & 2009). یک حوضه رسوبی محلی در جنوب زاگرس، یک توالی نمکی به سن میوسن پیشین و معادل با بخش بالایی سازند آسماری را ته‌نشست داده است. این توالی که "نمک فارس" نامیده شده، جریان‌های زیرسطحی و تعدادی گنبد نمکی مدفون را ایجاد کرده است (Jahani et al., 2009). از میان این سه واحد تبخیری، سری هرمز مهم‌ترین لایه منشأ مستعد دیاپیریسم است به طوری که بیش از ۲۰۰ دیاپیر نمکی را در حوضه‌های زاگرس و خلیج فارس ایجاد کرده است (شکل ۳).

دیاپیرهای نمکی سری هرمز در کمربند زاگرس به دو صورت رخنمون یافته (salt plug) و مدفون (salt dome) هستند. حدود ۲۱۷ دیاپیر نمکی در زاگرس و خلیج فارس شناسایی شده‌اند (به جز دیاپیرهای نمکی پنهان در سواحل کشورهای عربی) (Jahani et al., 2009). از این تعداد، ۱۳۲ مورد که به سطح رسیده‌اند، پلاگ‌ها و جزایر را به وجود آورده‌اند، در صورتی که بقیه آنها (۸۵ مورد) به صورت دیاپیرهای مدفون (گنبد) در زیر سطح باقی مانده‌اند و بیشتر در بخش جنوب خاوری خلیج فارس قرار دارند (Jahani et al., 2009) (شکل ۳).

تصور می‌شود که ساختارهای دایره‌ای در خلیج فارس امروزی، روی دیاپیرهای نمکی سری هرمز برآویخته (drape) می‌شوند (Edgell, 1996) و اعتقاد بر این است که این ساختارها نشان‌دهنده شرایط دیاپیرهای امروزی زاگرس در زمان پیش از چین‌خوردگی هستند (Jahani et al., 2009). با استفاده از تعداد زیادی نیمرخ لرزه‌ای ثابت شده است که شروع حرکت نمک هرمز در زاگرس و خلیج فارس، در پالئوزوییک پیشین و تقریباً اندکی پس از رسوب‌گذاری سری هرمز اتفاق افتاده و گنبدهای نمکی اولیه در همین زمان تشکیل شده و تا عهد حاضر به فعالیت و رشد خود ادامه داده‌اند (شکل ۷- الف؛ Jahani, 2008; Jahani et al., 2009).

۴- دیاپیر نمکی دادنجان (E ′۱۴ °۵۲ و N ′۵۹ °۲۸)

دیاپیر نمکی دادنجان، در شمال روستای باچون، در هسته تاقدیس دادنجان و متمایل به یال جنوب باختری آن قرار دارد (شکل‌های ۲- ب و ۴). روانه‌های نمکی این دیاپیر به سوی جنوب و جنوب باختر جریان یافته‌اند و مساحتی در حدود ۶/۵ کیلومتر مربع را می‌پوشانند. روند عمومی رخنمون دیاپیر، شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور است. بیشترین طول و بیشترین پهنای این دیاپیر به‌ترتیب ۴/۷ و ۲/۳ کیلومتر است. بلندترین نقطه دیاپیر دارای ارتفاع ۲۰۳۰ متر از سطح دریا است که در بخش شمالی دیاپیر است. سنگ‌ها و رسوبات این دیاپیر در میان واحدهای مربوط به سازندهای گروه خامی، ایلام- سروک، پابده-گورپی، آسماری و نهشته‌های کواترنری قرار

گرفته‌اند (شکل ۴). این ساختار، به نام‌های دیاپیر نمکی دازبند (Kent, 1979) و باچون (Talbot & Alavi, 1996; Talbot, 1998) نیز خوانده شده است.

۵- سن فعالیت دیاپیر نمکی دادنجان

منشأ دیاپیر نمکی دادنجان، سری هرمز است. با استناد به کار Jahani et al. (2009) سن شروع حرکت نمک در دیاپیر دادنجان را همانند دیگر دیاپیرهای زاگرس و خلیج فارس، پالئوزوییک پیشین در نظر گرفته می‌شود ولی در رابطه با نیروی رانشی آغاز حرکت نمک در این دیاپیر اطلاعاتی در درست نیست. بنابراین به بررسی فعالیت و خیزش پیوسته این دیاپیر نمکی، سازوکار خیزش دیاپیر پس از تشکیل اولیه آن و اثرات بعدی این فعالیت پرداخته می‌شود.

کهن‌ترین رخنمون سنگی در حاشیه دیاپیر دادنجان مربوط به سازند سورمه است (شکل ۴) و نبود رخنمون‌های کهن‌تر از ژوراسیک پسین، پیگیری فعالیت این دیاپیر را در زمان پالئوزوییک ناممکن می‌سازد. شواهد صحرایی بیانگر فعالیت دیاپیر، در یال جنوب باختری تاقدیس دادنجان (در سوی باختر دیاپیر نمکی) به خوبی قابل مشاهده هستند. در این محل کهن‌ترین واحد چینه‌ای رخنمون یافته، ایلام- سروک است و نزدیک‌ترین واحد به دیاپیر نیز می باشد (شکل‌های ۴ و ۵). با افزایش فاصله از دیاپیر، شیب لایه‌بندی به گونه‌ای منظم تغییر پیدا می‌کند (شکل‌های ۵- الف و ب). از لحاظ چینه‌شناختی، روی سازندهای ایلام- سروک، سازندهای پابده-گورپی، آسماری، عضو چمپه از سازند گچساران و عضو آهکی گوری از سازند میشان قرار گرفته‌اند. لایه‌های ایلام- سروک، پابده-گورپی، آسماری و بخش پایینی عضو چمپه برگشته هستند. میزان این برگشتگی در واحد ایلام- سروک بیشترین مقدار است و به سوی واحدهای جوان‌تر کمتر می‌شود به گونه‌ای که بخش میانی عضو چمپه دارای شیب قائم است و بخش بالایی آن به همراه عضو آهکی گوری پرشیب ولی عادی هستند. روی آهک گوری، سازند سنگ‌جوشی بختیاری به حالت دگرشیب قرار گرفته است (شکل‌های ۵- الف و ب). این دگرشیبی ممکن است نتیجه فعالیت دیاپیر نمکی و یا حاصل چین‌خوردگی باشد. هندسه چینه‌ای این مجموعه رسوبی بیانگر فعالیت پیوسته دیاپیر نمکی دادنجان از کرتاسه پسین تا نئوژن است. به عبارت دیگر این دیاپیر پیش از کوهزایی نئوژن زاگرس وجود داشته و فعال بوده است.

یکی دیگر از شواهدی که به احتمال فعالیت دیاپیر نمکی دادنجان را در زمان پیش از کوهزایی نشان می‌دهد، وجود تعداد زیادی گسل کوچک است که در واحد ایلام- سروک گسترش یافته‌اند و در سازندهای همسایه دیده نمی‌شوند (شکل ۴). در این واحد، چندین گسل با روند به تقریب شمالی- جنوبی و یک گسل با روند شمال خاور- جنوب باختر تا خاور- باختر وجود دارد (شکل‌های ۴ و ۶). دورترین این گسل‌ها در فاصله حدود ۴ کیلومتری از مجرای فرضی مرکزی دیاپیر دادنجان قرار دارد. با توجه به برداشت‌های صحرایی، این گسل‌های شمالی- جنوبی دارای سازوکار فعلی کج‌لغز (راستالغز راست‌بر با مؤلفه عادی و گاه معکوس و یا عادی با مؤلفه راستالغز راست‌بر) (شکل‌های ۶- الف، ب، ت، ث) و گسل خاوری- باختری دارای سازوکار فعلی چپره چپ‌بر هستند (شکل‌های ۶- الف و پ). سوی شیب این گسل‌ها نیز متغیر است ولی بیشتر آنها اکنون شیبی به‌سوی دیاپیر دارند. بنابراین ممکن است بتوان تشکیل آنها را به فعالیت دیاپیر نمکی در زمان رسوب‌گذاری سازندهای ایلام- سروک نسبت داد.

۶- بحث

۶-۱. سازوکارهای احتمالی خیزش و رشد دیاپیر نمکی دادنجان

تنها سازوکار احتمالی که پیش از این توسط پژوهشگران مختلف برای خیزش دیاپیر نمکی دادنجان در نظر گرفته شده بود، عملکرد پهنه گسلش راستالغز کره‌بس و تراکشش محلی مرتبط با قطعات همپوشان آن در این گستره است (Player, 1969; Talbot & Alavi, 1996; Hessami et al., 2001; Koyi et al., 2008). با این حال، چند دلیل وجود دارد که احتمال تشکیل و خیزش این دیاپیر نمکی را به‌واسطه عملکرد پهنه گسلی راست‌بر و تراکشش محلی مرتبط با قطعات همپوشان آن ناممکن می‌سازد: ۱) پهنه گسل کره‌بس جوان بوده و ساختاری هم‌زمان با چین‌خوردگی است (Sepehr & Cosgrove, 2005 & 2007)، در حالی که دیاپیر نمکی دادنجان پیش از تشکیل این پهنه گسلی وجود داشته است و کهن‌تر از رژیم راستالغز این ناحیه است (شکل‌های ۵ و ۶)؛ ۲) در زمان شروع چین‌خوردگی زاگرس، توالی ستبر و متراکمی از سنگ‌های پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک پیشین وجود داشته است، بنابراین براساس مکانیک حرکت نمک و فرایند دیاپیریسم (Vendeville & Jackson, 1992; Schultz-Ela, 2003; Rowan et al., 2003; Hudec & Jackson, 2007) در چنین حالتی تشکیل دیاپیر از یک لایه نمکی به تقریب افقی در درون حوضه تراکشش محلی ناممکن خواهد بود (Hudec & Jackson, 2007)؛ ۳) حتی اگر روباره ستبر به‌وسیله عملکرد گسل‌های کششی پهنه تراکشش محلی نازک شود، فرونشینی شدید این بلوک‌های متراکم به همراه نازک شدن لایه نمکی در اثر کشش مانع بزرگی برای تشکیل و رشد دیاپیرها در موقعیت تراکشش خواهد بود؛ ۴) رسوب‌گذاری شدید هم‌زمان با کوهزایی (سازندهای گچساران، میشان و آغاجاری) می‌توانسته از خیزش نمک به شدت جلوگیری کند. در نهایت فقط در شرایط خاصی است که تراکشش ممکن است به عنوان یک سازوکار با کارایی محلی برای دیاپیریسم عمل کند. این شرایط شامل ۱) برقراری رژیم تراکشش پیش از دیاپیریسم (در حالی که تراکشش مرتبط با قطعات پهنه گسل کره‌بس پس از دیاپیریسم اولیه و شکل‌گیری دیاپیر دادنجان است)، ۲) ژرفای کم لایه نمکی منشأ (در حالی که در زمان چین‌خوردگی زاگرس، لایه نمک هرمز در ژرفای زیادی قرار داشته است) و ۳) عدم وجود رسوب‌گذاری هم‌زمان با دیاپیریسم در درون پهنه تراکشش هستند (در حالی که در زمان عملکرد پهنه تراکشش رسوب‌گذاری شدید هم‌زمان با چین‌خوردگی زاگرس نیز وجود داشته است).

بنابراین عملکرد پهنه گسل کره‌بس دلیل تشکیل دیاپیر نمکی دادنجان نیست و شواهد صحرایی نشان دهنده سازوکار دیگری برای دیاپیریسم است. هندسه چینه‌های پیرامون این دیاپیر (شکل ۵)، فعالیت دراز مدت نمک را پیش از کوهزایی زاگرس به‌واسطه پدیده "فروسازش" حوضه‌های کوچک حاشیه دیاپیرها به درون نمک ژرف به خوبی پیشنهاد می‌کند، که در آن چین‌خوردگی برآویخته (drape folding) کم‌ژرفای و هم‌زمان با رسوب‌گذاری منجر به تشکیل چینه‌های نازک شده و چرخیده در نزدیکی دیاپیر در حال خیزش شده است (شکل ۵).

۶-۲. پدیده فروسازش

شواهد نشان می‌دهد که دیاپیر نمکی دادنجان، در زمان پیش از چین‌خوردگی زاگرس به‌وسیله سازوکار فروسازش خیزش نموده است (شکل ۵). بنابراین لازم است به معرفی پدیده فروسازش و مفاهیم مرتبط با آن بپردازیم. فروسازش یکی از مهم‌ترین و اصلی‌ترین سازوکارهای خیزش نمک و دیاپیرهای نمکی در حوضه‌های تبخیری جهان است (Barton, 1933; Vendeville & Jackson, 1992; Jackson & Talbot, 1994; Schultz-Ela, 2003; Rowan et al., 2003; Warren, 2006; Hudec & Jackson, 2007; Jahani et al., 2009; Giles & Rowan, 2012). این نوع دیاپیریسم به واسطه بارگذاری تفریقی صورت می‌گیرد و نتیجه مستقیم برهم‌کنش خیزش نمک- انباشتگی رسوب است (Rowan et al., 2003; Hudec & Jackson, 2007; Giles & Rowan, 2012). به عبارت دیگر نیروهای زمین‌ساختی در آن نقشی ندارند. فروسازش مستلزم خیزش نمک در حالتی است که حجم زیادی از رسوبات به طور پیوسته در ناودیس حاشیه‌ای همسایه دیاپیر تجمع می‌یابد (شکل ۷). این انباشتگی رسوب سبب می‌شود که نمک به طور

پیوسته نسبت به چینه‌های پیرامون خیزش کند و این در حالی است که سطح دیاپیر در حال رشد نزدیک به سطح زمین (عموماً بستر حوضه رسوبی) باقی می‌ماند (Rowan et al., 2003; Hudec & Jackson, 2007; Giles & Rowan, 2012). در پدیده فروسازش، رسوبات وارده به حوضه رسوبی به طور محلی تجمع زیادی می‌یابند و بنابراین افزایش بار رسوبی موجب فرونشینی کف حوضه محلی در آن نقطه به درون لایه نمکی منشأ می‌شود. بنابراین نمک از زیر بار رسوبی زیاد (ناودیس حاشیه‌ای) فرار کرده و به سوی مناطق با بار رسوبی کمتر (نزدیکی دیاپیر نمکی) حرکت می‌کند و دیاپیرها را تغذیه می‌نماید (Rowan et al., 2003). در حالت کلی، شکل هندسی این دیاپیرها به طور وسیعی به نرخ خیزش نمک در برابر نرخ ته‌نشینی رسوب بستگی دارد (Koyi, 1998; Jackson & Talbot, 1994; Giles & Lawton, 2002; Schultz-Ela, 2003; Rowan et al., 2003 & 2012; Warren, 2006; Hudec & Jackson, 2007; Kukla et al., 2008; Giles & Rowan, 2012). فروسازش سازوکار غالب خیزش بیشتر پیکره‌های نمکی دیاپیری در طول تاریخچه فرگشتشان است (Rowan et al., 2003)، به‌طوری که این مسئله در هر جایگاه زمین‌ساختی محتمل است (Rowan et al., 2003; Hudec & Jackson, 2007). دیاپیریسمی که به کمک پدیده فروسازش اتفاق می‌افتد تنها در حالتی متوقف می‌شود که خیزش نمک نتواند پا به پای رسوب‌گذاری پیش برود که در دو حالت ممکن است این اتفاق رخ دهد: الف) افزایش نرخ رسوب‌گذاری؛ ب) زمانی که تخلیه لایه نمک، یک جوش نمکی را ایجاد می‌کند و در این حالت دیاپیر در اثر رسوب‌گذاری بیشتر دفن می‌شود (Rowan et al., 2003).

در اثر خیزش نمک به واسطه سازوکار فروسازش، ساختارها و هندسه‌های گوناگونی در اطراف دیاپیر شکل می‌گیرد که به مجموعه آنها توالی‌های نمک‌جنبش (halokinetic sequences) می‌گویند (Giles & Lawton, 2002; Rowan et al., 2003; Giles & Rowan, 2012). توالی‌های نمک‌جنبش براساس تعریف، مجموعه‌های متوالی از چینه‌های نازک‌شده و چرخیده (چین‌خورده) هستند که به‌وسیله ناپیوستگی‌های محلی احاطه می‌شوند (Giles & Lawton, 2002; Rowan et al., 2003; Giles & Rowan, 2012). این ساختارها و هندسه‌های مرتبط، شامل روهمپوشانی (onlap) رسوبات روی یال‌های دیاپیر، تغییرات ستبرا و نازک‌شدگی چینه‌های رسوبی از ناودیس حاشیه‌ای به سوی قله دیاپیر، پرشیب‌شدگی و حتی برگشتی چینه‌ها در نزدیکی دیاپیر به‌ویژه در واحدهای کهن‌تر، چینه‌های رشدی محلی، ناپیوستگی‌های محلی در راستای یال دیاپیر، سنگ‌جوش‌های (conglomerate) محلی درون سازندی در نزدیکی دیاپیر، گسلش عادی به موازات یال دیاپیر و حتی عمود برآن و واریزه‌های بازیافتی از دیاپیرها (recycled debris) است (Giles & Lawton, 2002; Rowan et al., 2003 & 2012; Jahani et al., 2007 & 2009; Giles & Rowan, 2012). آنچه که در دیاپیریسم فروسازشی آشکار است، تغییر ستبرای چینه‌های همسایه و کج‌شدگی لایه‌ها در نزدیکی دیاپیر نمکی است. چینه‌ها با نزدیک شدن به دیاپیر نمکی پرشیب و نازک می‌شوند. لایه‌های کهن‌تر مدت زمان بیشتری تحت تأثیر این نوع دیاپیریسم قرار می‌گیرند و بنابراین مقدار کج‌شدگی و پرشیب‌شدگی در لایه‌های کهن‌تر بیشتر است و حتی در خیلی از موارد برگشتی لایه‌های رسوبی نیز اتفاق می‌افتد (شکل‌های ۵ و ۷). در برخی از موارد ستبرای لایه‌ها به سوی دیاپیر افزایش می‌یابد (شکل ۷- ب) که مربوط به تخلیه نمک و کوچ مرکز رسوب‌گذاری به سوی ساقه دیاپیر است. در نهایت، هندسه کلی توالی‌های نمک‌جنبش به عوامل متعددی از جمله اندازه دیاپیر نمکی، نسبت سرعت خیزش دیاپیر به سرعت رسوب‌گذاری (Rowan et al., 2003 & 2012; Giles & Rowan, 2012)، اندازه مرکز رسوب‌گذاری موجود در نزدیکی دیاپیر، نوع و میزان رسوبات وارده به مرکز رسوب‌گذاری، شکل توده نمکی در حال خیزش و شیب دیواره گنبد نمکی در حال رشد بستگی دارد.

دیاپیریسم فروسازش به طور عموم با دگریختی در نزدیکی دیاپیر نمکی همراهی می‌شود که در آن چینه‌های همسایه یا زیر نمک (در دیاپیرها و زبانه‌های نمکی)، متحمل چین‌خوردگی و گسلش می‌شوند (Rowan et al., 2003). گسلش ممکن است به صورت عمود بر مرز دیاپیر (گسل‌های شعاعی)، موازی با دیاپیر (گسل‌های هم مرکز) و یا خیلی پیچیده باشد (Rowan et al., 1999 & 2003; Davison et al., 2000b). چین‌خوردگی ممکن است خیلی ناچیز همراه با نازک‌شدگی اندک در چینه‌های پیرامون و یا قابل توجه همراه با لایه‌های قائم یا حتی برگشته، ناپیوستگی‌های محلی و نازک‌شدگی چینه‌ای شدید باشد (Giles & Lawton, 2002; Schultz-Ela, 2003; Rowan et al., 2003 & 2012; Jahani et al., 2007 & 2009; Giles & Rowan, 2012).

در ابتدا تصور بر این بود که کج‌شدگی چینه‌های رسوبی در نزدیکی دیاپیر، مربوط به توسعه پهنه‌های برشی است که در همبری دیاپیر با چینه‌های پیرامونش به وجود می‌آید و منجر به کشیدگی (dragging) لایه‌های رسوبی سنگ درونگیر می‌شود (Evers et al., 1977; Alsop et al., 2000; Davison et al., 2000a, b) و به همین دلیل چین‌های حاصل را چین‌های کشان (drag fold) می‌نامیدند. مطالعات جدید (Schultz-Ela, 2003; Rowan et al., 2003; Giles & Rowan, 2012) نشان داده است که خیزش نمک نمی‌تواند منجر به توسعه پهنه‌های برشی در همبری دیاپیر- سنگ درونگیر شود و چین‌های کشان را در سنگ درونگیر ایجاد کند، زیرا مقاومت نمک از مقاومت سنگ‌های درونگیر بسیار کمتر است و در مقیاس‌های زمان زمین‌شناسی به عنوان یک شاره گرانرو عمل می‌کند. به همین دلیل نمک دیاپیری نمی‌تواند چین‌های کشان را در اعماق زیاد در سنگ درونگیر روباره‌ای ایجاد کند. بنابراین گسترش این چین‌ها در اطراف دیاپیرها، که اکنون تحت عنوان چین‌های برآویخته (drape fold) خوانده می‌شوند، مربوط به بارگذاری تفریقی در مراکز رسوب‌گذاری حوضه‌های کوچک اطراف دیاپیر نمکی فروسازشی، فرار نمک به داخل دیاپیر و در نتیجه خیزش آن است (Schultz-Ela, 2003; Rowan et al., 2003 & 2012; Jahani et al., 2009; Callot et al., 2012; Giles & Rowan, 2012) و در ژرفای کم، هم‌زمان با رسوب‌گذاری تشکیل می‌شوند (شکل‌های ۷ تا ۱۰).

توالی‌های نمک‌جنبش به‌وسیله تغییرات در نرخ خالص خیزش دیاپیر در برابر نرخ خالص انباشتگی رسوب محلی ایجاد می‌شوند (Giles & Rowan, 2012). در حالت کلی، دو نوع توالی نمک‌جنبش در اطراف دیاپیرهای فروسازشی گسترش می‌یابد که هر یک دارای مشخصات و هندسه‌های خاصی هستند (Giles & Rowan, 2012): ۱- قلاب‌گون (hook)، ۲- گوه‌ای (wedge). این دو نوع توالی براساس مشاهدات صحرایی هندسه چینه‌ها در حوضه‌های نمکی مکزیک و جنوب استرالیا و نیمرخ‌های لرزه‌ای از حوضه‌های مختلف مشخص شده‌اند. توالی‌های قلاب‌گون و گوه‌ای به عنوان عضوهای انتهایی هستند و حالت‌های ترکیبی و پیچیده نیز وجود دارد. توالی‌های نمک‌جنبش قلاب‌گون دارای پهنه‌های دگریختی باریک (۵۰ تا ۲۰۰ متر)، ناپیوستگی‌های زاویه‌دار تند، واریزه‌های بازیافتی دیاپیرها و تغییرات رخساره‌ای ناگهانی هستند (شکل ۸- الف). توالی‌های نمک‌جنبش گوه‌ای دارای پهنه‌های دگریختی وسیع (۳۰۰ تا ۱۰۰۰ متر)، ناپیوستگی‌ها و قطع‌شدگی‌های کم‌شیب و تغییرات رخساره‌ای تدریجی هستند (شکل ۸- ب). توالی‌های قلاب‌گون به صورت تخته‌ای (tabular) انباشته می‌شوند، به طوری که دارای مرزهای نیمه افقی، سقف‌های نازک و دگریختی محلی هستند و انباشتگی آنها منجر به گسترش توالی‌های نمک‌جنبش مرکب تخته‌ای می‌شود (شکل ۹- الف). توالی‌های گوه‌ای به صورت پانه‌ای (tapered) انباشته می‌شوند که منجر به تشکیل توالی‌های نمک‌جنبش مرکب پانه‌ای می‌شود (شکل ۹- ب). این نوع توالی‌ها دارای مرزهای چین‌خورده همگرا، سقف‌های ستبرتر و پهنه‌های گسترده‌ای از دگریختی هستند. سبک توالی نمک‌جنبش به‌وسیله نسبت نرخ انباشتگی رسوب

به نرخ خیزش دیاپیر تعیین می‌شود. نسبت‌های پایین منجر به توالی‌های تخته‌ای (یا قلاب‌گون) و نسبت‌های بالا منجر به توالی‌های پانه‌ای (یا گوه‌ای) می‌شود (Giles & Rowan, 2012). سنجش این دو معیار نسبت به یکدیگر به صورت نسبی است و مقادیر مطلق مد نظر نیستند (Giles & Rowan, 2012).

دیاپیرها تمایل دارند در طول زمان از حالت پهن با برجستگی کم (بالش نمکی) به دیاپیرهای بلند و باریک فرگشت پیدا کنند (Giles & Rowan, 2012). بنابراین، چین‌خوردگی و نازک‌شدگی در مقیاس حوضه کوچک، به طور تیپیک مشخصه بخش‌های کهن‌تر و ژرف‌تر حوضه‌های کوچک است. برعکس، دگریختی نمک‌جنبش محلی، در نزدیکی بخش‌های کم‌ژرفاتر و قائم دیاپیرها غالب است (Giles & Rowan, 2012).

۶-۳. خیزش دیاپیر نمکی دادنجان

لایه‌های ایلام- سروک و جوان‌تر از آن در سوی باختر و شمال باختر دیاپیر نمکی دادنجان شواهد فروسازش را نشان می‌دهند (شکل ۵- ب). از آنجا که ساختار دیگری نظیر گسل معکوس در این محل وجود ندارد، بنابراین علت افزایش برگشتگی چینه‌ای به سوی واحدهای کهن‌تر (شکل‌های ۵- الف و ب) به سبب عملکرد پیوسته پدیده فروسازش است زیرا لایه‌های کهن‌تر مدت زمان طولانی‌تری را در معرض این سازوکار بوده‌اند. به دلیل اینکه پدیده فروسازش سبب خیزش پیوسته دیاپیر شده است، بنابراین میزان برگشتگی لایه‌های کهن‌تر از ایلام- سروک در درون همان توالی نمک‌جنبش بیشتر نیز می‌باشد ولی به دلیل عدم رخنمون نمی‌توان این برگشتگی را مشاهده کرد (شکل ۵- ب). در راستای یال تاقدیس به سوی شمال باختر، لایه‌های برگشته با دور شدن از دیاپیر به صورت قائم ظاهر می‌شوند و سپس به حالت عادی برمی‌گردند (شکل‌های ۵- الف و ب). این هندسه چینه‌ها نشان می‌دهد که دیاپیر نمکی دادنجان با سازوکار فروسازش خیزش کرده است (حسن‌پور و همکاران، ۱۳۹۰). الگوی چینه‌ای گروه بنگستان تا آهک گوری (شکل ۵- ب) نشان می‌دهد که فعالیت دیاپیر نمکی دادنجان به واسطه سازوکار فروسازش در دوره زمانی کرتاسه پسین- میوسن میانی به‌نسبت شدید بوده است. شیب تند و حتی برگشته‌ای که اکنون در لایه‌های رسوبی نزدیک دیاپیر مشاهده و استنباط می‌شود، قطعاً نتیجه ترکیب دو عامل دیاپیریسم پیشین و چین‌خوردگی پسین است و صرفاً حاصل پدیده فروسازش نیست. بنابراین تشخیص این که دقیقاً چه مقدار از شیب لایه‌ها در اثر فروسازش پیش از چین‌خوردگی ایجاد شده ممکن نیست. با این وجود، با داشتن مقدار متوسط ۴۰ درجه‌ای شیب لایه‌ها در بخشی از تاقدیس که دور از دیاپیر است می‌توان به مقداری از شیب که توسط چین‌خوردگی برآویخته پیش از کوهزایی زاگرس در هر واحد چینه‌ای ایجاد شده، پی برد.

در رابطه با تشکیل چندین گسل شمالی- جنوبی در واحد ایلام- سروک در سوی باختر و شمال باختر دیاپیر دادنجان و نبود آنها در واحدهای همسایه (پایده-گورپی و آسماری) دو احتمال وجود دارد. احتمال اول این است که این گسل‌ها نتیجه کوتاه‌شدگی نئوژن کوهزایی زاگرس بوده و ارتباطی به دیاپیریسم پیشین نداشته و بنابراین شاید متحمل هیچگونه چرخشی نیز نشده باشند (M. Rowan, pers. comm., 2012). حقیقت اینکه این گسل‌ها کم و بیش به موازات گسل اصلی منطقه (پهنه گسل کره‌بس) هستند، ممکن است تأییدی بر این نظر باشد. بنابراین ممکن است این گونه استنباط کرد که این گسل‌ها فقط به عنوان نشانه‌های فرعی کرنشی باشند که به‌وسیله گسل اصلی نشان داده می‌شود (M. Rowan, pers. comm., 2012). واحد آهکی مقاوم ایلام-سروک، از پایین و بالا به‌ترتیب به‌وسیله واحدهای نامقاوم کژدمی و پایده-گورپی احاطه می‌شود. سنگ‌های مقاوم‌تر مستعد گسل‌خوردگی هستند در حالی که سنگ‌های نامقاوم‌تر به شدت مستعد چین‌خوردگی هستند. اگر چنین سناریویی در این منطقه وجود داشته باشد، در این صورت آهک مقاوم آسماری نیز که بین دو واحد نامقاوم پایده-گورپی و گچساران احاطه شده است، باید چنین گسلش‌هایی را داشته باشد. بررسی‌های صحرایی وجود چنین گسل‌هایی را در سازند آسماری در سوی باختر و شمال باختر دیاپیر تأیید نمی‌کند (شکل ۴). ولی چند گسل کوچک در سوی جنوب دیاپیر در سازند آسماری تشکیل شده‌اند (شکل ۴)، که ممکن است از لحاظ تشکیل سازوکاری شبیه به گسل‌های موجود در ایلام- سروک داشته باشند. با این حال به نظر می‌رسد که این چند گسل بیشتر نتیجه لغزش واحدهای ایلام- سروک در این بخش باشند، چرا که فقط در جایی تشکیل شده‌اند که سازند آسماری در معرض نیروی ناشی از لغزش واحدهای ایلام- سروک قرار گرفته است (شکل ۴). از سوی دیگر، زمانی که یک واحد نامقاوم خیلی ستبر (گچساران) وجود داشته باشد، سنگ‌های همسایه حتی اگر مقاوم باشند تمایل دارند متحمل چین‌خوردگی با کمترین میزان گسلش شوند (M. Rowan, pers. comm., 2012). در حالت کلی، موقعیت فعلی رخنمون سازند آسماری در فاصله دورتری از دیاپیر نسبت به موقعیت فعلی واحد ایلام-سروک است. دیاپیرهای نمکی زمانی که متحمل فشارش شوند، کوتاه‌شدگی و بنابراین شدت دگریختی را در بخش‌های نزدیک‌تر به دیاپیر متمرکز می‌کنند (Rowan & Vendeville, 2006; Hudec & Jackson, 2007; Jahani et al., 2009; Rowan et al., 2012; Callot et al., 2012). بنابراین اگر دگریختی به مناطق نزدیک دیاپیر محدود شده باشد، در این صورت سازند آسماری چنین گسل‌هایی را نخواهد داشت (M. Rowan, pers. comm., 2012). وجود یک چرخش در لایه‌بندی در بخشی از آسماری که در فاصله کمی از دیاپیر (در سوی باختر جنوب باختر) قرار دارد ممکن است تأییدی بر این احتمال باشد. اما نکته قابل توجه این است که فاصله بخش‌هایی از سازند آسماری نسبت به دیاپیر بسیار کمتر از فاصله برخی از گسل‌های موجود در ایلام- سروک از دیاپیر است، ولی با این وجود هیچ گونه گسلشی در آن وجود ندارد. با توجه به محدوده برگشتگی لایه‌ها و تغییرات منظم این برگشتگی از سوی واحدهای کهن به سوی واحدهای جوان و با نظر گرفتن اینکه این برگشتگی یا بخشی از آن نتیجه فعالیت پیوسته نمک به واسطه فروسازش است، می‌توان پهنه‌ای از دگریختی مرتبط با نمک را در اطراف دیاپیر تجسم نمود. در این صورت، آسماری و حتی بخش‌هایی از واحدهای جوان‌تر در محدوده پهنه دگریختی قرار خواهند گرفت. بنابراین سازند آسماری در دگریختی نزدیک به دیاپیر درگیر خواهد شد و وجود گسلش‌های فرعی در آن نیز قابل انتظار خواهد بود. با این حال مسئله اصلی این است که هندسه سه بعدی نمک در بالای سطح (پیش از فرسایش نمک) و یا در زیر سطح مشخص نیست تا بتوان اثرات واقعی آن را بر روی آسماری سنجید (M. Rowan, pers. comm., 2012).

احتمال دوم این است که تشکیل اولیه این گسل‌ها، مرتبط با دیاپیریسم پیشین است و پیش از ته‌نشینی واحدهای جوان‌تر از ایلام- سروک صورت گرفته باشد. دیاپیرهای فروسازشی به طور تیپیک دارای سقف‌های نازکی هستند. همچنان که دیاپیر خیزش و حوضه‌های کوچک همسایه فرونشینی می‌کنند، سقف نازک به طور پیشرونده متحمل چین‌خوردگی برآویخته (drape folding) می‌شود. این نوع چین‌خوردگی سقف می‌تواند منجر به تشکیل گسل‌های عادی هم‌مرکز (با شیب به سوی دیاپیر و برعکس)، شعاعی و حتی نامنظم در اثر کشش در قوس خارجی چین شود (Rowan et al., 2003; Giles & Rowan, 2012; Graham et al., 2012). این نوع گسلش می‌تواند به گسیختگی سقف نازک این دیاپیرها و تشکیل رسوبات واریزه‌ای نیز کمک کند که به درون حوضه‌های مجاور دیاپیر حمل شده و واریزه‌های بازیافتی از دیاپیرها را تشکیل می‌دهند. این نوع گسلش و همچنین گسترش واریزه‌های بازیافتی، در توالی‌های نمک‌جنبش قلاب‌گون و توالی‌های نمک‌جنبش مرکب تخته‌ای به مراتب بیشتر است (Giles & Rowan, 2012; Rowan et al., 2012). بنابراین می‌توان پیشنهاد کرد که گسل‌های کوچک موجود در واحد آهکی ایلام- سروک، در واقع گسل‌های عادی بوده‌اند که در اثر چین‌خوردگی برآویخته (drape folding) ناشی از فروسازش در زمان ته‌نشینی این واحد در کرتاسه پسین

شکل گرفته‌اند. با در نظر گرفتن مقدار شیب متوسط ۴۰ درجه برای بخش عادی تاقدیس و بازسازی چینه‌ای سازندهای برگشته در نزدیکی دیاپیر و حذف دگریختی حاصل از کوتاه‌شدگی زاگرسی، می‌توان دریافت که سوی شیب اولیه این گسل‌ها به سوی باختر و در واقع به سوی بیرون از دیاپیر و روند آنها نیز مایل بر مرز خارجی دیاپیر بوده است. برگشتگی واحدهای ایلام-سروک سبب شده که این گسل‌ها به حالت قائم درآیند و حتی در برخی موارد سوی شیبی به سوی خاور به‌دست آورند. به عبارت دیگر، این گسل‌ها در اثر چین‌خوردگی نئوژن زاگرس دوباره فعال شده و متحمل تغییراتی در مقدار و سوی شیب و نیز سازوکار حرکتی شداند. حرکت کج‌لغز و راستایی (راست‌بر و چپ‌بر) فعلی این گسل‌های کوچک به علت قرارگیری آنها در رژیم زمین‌ساختی فعلی ناحیه است. علت اینکه این گسل‌ها دارای سازوکار راستالغز راست‌بر محض نیستند، این است که آنها اکنون در درون و یا در حاشیه پهنه تراکششی میان دو یا سه قطعه همپوشان پهنه گسل کره‌بس واقع هستند. دیاپیر نمکی دادنجان نیز اکنون در درون این پهنه دگریختی تراکششی قرار گرفته است (شکل ۴).

۶-۴. برش ساختاری

به منظور درک بهتر سازوکار و نحوه خیزش دیاپیر نمکی دادنجان، ارتباط هندسی دیاپیر با چینه‌های همسایه و نیز بررسی ارتباط میان دیاپیریسم و چین‌خوردگی، برش ساختاری A-A′ در راستای به تقریب عمود بر چین‌های اصلی گستره (شکل ۲- ب) با استفاده از داده‌های سطحی (برداشت‌های صحرایی، اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی و برش‌های سطحی چینه‌شناسی شرکت ملی نفت ایران) و زیرسطحی (تعدادی چاه در نزدیکی گستره مورد مطالعه برای محاسبه ستبرای سازندها) رسم شد (شکل ۱۱). طول این برش ۵۶/۴۶ کیلومتر است و در بخش میانی آن، دیاپیر نمکی دادنجان و پهنه گسل کره‌بس قرار دارند. گسل فراشبند که در سطح عمدتاً در زیر آبرفت‌های کواترنری پنهان است (شکل ۲- ب)، با حرکت معکوس خود سبب قطع شدن یال جنوب باختری تاقدیس پیر و رانده شدن آن روی یال شمال خاوری ناودیس خرمالو شده است و ریشه ژرف گسل در درون سری هرمز قرار دارد (شکل ۱۱). بخشی از نمک‌های سری هرمز در کف این گسل معکوس به صورت غیرفعال حمل شده است، بنابراین یک ساختار دیاپیری واقعی نیست. دیاپیر دادنجان که در هسته تاقدیس دادنجان و متمایل به یال جنوب باختری آن قرار دارد، از شمال خاور و جنوب باختر به‌ترتیب به‌وسیله ناودیس‌های گسترده کوه سرخ و پازنان احاطه می‌شود (شکل‌های ۲ و ۱۱). هندسه چینه‌ای که در نزدیکی دیاپیر در این دو ناودیس با استفاده از مشاهدات صحرایی و برش ساختاری استنباط می‌شود، به طور کامل متفاوت هستند.

نحوه تغییر شیب لایه‌بندی در نزدیکی دیاپیر بیانگر توالی‌های نمک‌جنبش متفاوت در دو سوی دیاپیر است. در سوی جنوب باختر دیاپیر، شیب لایه‌ها بسیار تند و حتی برگشته است (شکل ۱۱). ستبرای سازندهای پایده-گورپی و آسماری در نزدیکی دیاپیر بسیار کم شده است. لایه‌های کهن‌تر از ایلام- سروک به احتمال خیلی زیاد توالی‌های نمک‌جنبش قلاب‌گون و تخته‌ای را با ناپیوستگی‌های محلی محدود شده، در ژرفا تشکیل می‌دهند (شکل ۱۱). پهنه دگریختی دارای پهنای کم است. یکی دیگر از ویژگی‌های این توالی‌ها وجود منقارهایی در مرز نمک-رسوب در قاعده ناپیوستگی‌ها است (شکل ۹- الف و ۱۱). وجود این منقارها دلالت بر زمان‌هایی است که نرخ خیزش نمک بیشتر از نرخ رسوب‌گذاری بوده و نمک تشکیل شعله‌هایی (flare) را داده که همراه با چرخش واحدهای زیر سطح دگرشیبی، به طور محلی بر رسوب همسایه سوار شده‌اند. دیاپیر نمکی در این زمان‌ها برجستگی عمقی (bathymetric high) قابل‌توجهی را ایجاد کرده و به سطح (بستر حوضه) بسیار نزدیک شده و یا حتی در سطح بوده است. در بازه زمانی بعدی، نرخ رسوب‌گذاری افزایش یافته و رسوبات جدید روی دیاپیر روهمپوشانی (onlap) کرده‌اند، به طوری که در قاعده آنها یک ناپیوستگی زاویه‌دار محلی تشکیل شده است. این فرایند تکرار شده و توالی‌های نمک‌جنبش تجمعی قلاب‌گون با لایه‌های پرشیب و نازک را تشکیل داده است. در درون ناودیس گسترده پازنان، تاقدیس کوچکی وجود دارد که تنها واحد رخنمون یافته آن، سنگ‌جوش جوان بختیاری است. یال جنوب باختری این تاقدیس کوچک توسط یک گسل معکوس قطع و جابه‌جا شده است (شکل ۱۲- الف). این گسل کوچک احتمالاً به صورت یک راندگی برون از ناودیس (out-of-syncline thrust; Mitra, 2002) است که از سطح جدایش سازند گچساران منشأ گرفته است (شکل ۱۱- ب). وجود چنین راندگی‌هایی که ریشه ژرفی آنها در سطوح جدایش میانی نظیر سازند گچساران است، در زاگرس و به‌ویژه در ناحیه فروبار دزفول نسبتاً معمول است (Sherkati et al., 2005 & 2006).

برعکس، هندسه چینه‌ای در سوی شمال خاور دیاپیر بیانگر وجود توالی‌های نمک‌جنبش گوه‌ای و احتمالاً توالی‌های نمک‌جنبش مرکب پانه‌ای است. در سوی شمال خاور دیاپیر و در نزدیکی آن، توالی کاملی از سازندهای سورمه تا ایلام- سروک رخنمون دارد. ستبرای سازندهای خامی بالایی و بنگستان در این بخش نسبت به تاقدیس‌های همسایه به شدت کم می‌شود (شکل ۱۱). با این حال، شیب واحدهای چینه‌ای در این بخش خیلی کم است. این شیب مربوط به سازندهای جوان‌تر است و با افزایش ژرفا، شیب سازندها در نزدیکی دیاپیر یقیناً افزایش می‌یابد (شکل ۱۱). کاهش شدید ستبرای سازندهای این بخش نشانه‌ای از فعالیت نمک در زمان ته‌نشینی آنها است. دگریختی مرتبط با نمک در این سوی دیاپیر پهنای بیشتر و شدت کمتری دارد و شیب کم سازندها همراه با روهمپوشانی‌های کم‌شیب نشانه این است که توالی نمک‌جنبش سوی شمال خاور دیاپیر از نوع گوه‌ای و پانه‌ای است.

در نگاه اول ممکن است این گونه استنباط شود که یک گسل معکوس یال شمال خاوری تاقدیس دادنجان را روی یال جنوب باختری آن رانده است (شکل ۱۱). شواهد صحرایی نه تنها وجود هیچگونه گسل معکوس یا نشانه‌های آن را در این بخش تأیید نمی‌کند بلکه حتی نشان‌دهنده وجود گسل‌های پرشیب راستالغز و کج‌لغز (عادی با مؤلفه کوچک راستالغز) است (پهنه تراکششی). بنابراین هندسه چینه‌ای متفاوت و ارتفاع متفاوت سازندها در دو سوی دیاپیر (شکل ۱۱)، مربوط به توالی‌های نمک‌جنبش متفاوت در دو سوی دیاپیر در پاسخ به سبک‌های متفاوت برهم‌کنش خیزش دیاپیر-انباشتگی رسوب است.

۶-۵. دیاپیر نمکی دادنجان و فرگشت هندسی ساختارهای همسایه

تاقدیس دادنجان از شمال خاور و جنوب باختر به‌ترتیب به‌وسیله ناودیس‌های گسترده کوه سرخ و پازنان احاطه می‌شود (شکل ۲- ب). ناودیس کوه سرخ از شمال خاور و شمال باختر به‌ترتیب با تاقدیس‌های سلامتی و باهیم خاوری محدود می‌شود. ناودیس پازنان از سوی جنوب باختر به تاقدیس پیر ختم می‌شود (شکل‌های ۲- ب و ۱۱). ستبرای زیاد رسوب در این ناودیس‌ها به علت پدیده فروسازش، هندسه تاقدیس‌های همسایه را در زمان چین‌خوردگی به شدت کنترل کرده است.

ناودیس کوه سرخ نقشی اساسی در فرگشت هندسی چهار ساختار همسایه‌اش، شامل دیاپیر نمکی دادنجان، تاقدیس دادنجان، تاقدیس سلامتی و تاقدیس باهیم خاوری (شکل‌های ۲- الف و ب) بازی کرده است. در زمان اعمال تنش فشارشی، افزایش ستبرای رسوب در مراکز رسوب‌گذاری اطراف دیاپیرهای نمکی در مقابل چین‌خوردگی مقاومت می‌کند و به صورت ناودیس‌های گسترده در اطراف دیاپیر باقی می‌ماند (Jahani, 2008; Jahani et al., 2009). رسوبات ستبر مرکز رسوب‌گذاری شمال خاور دیاپیر دادنجان، در مقابل چین‌خوردگی مقاومت کرده و به‌صورت ناودیس گسترده کوه سرخ باقی مانده است (حسن‌پور و همکاران، ۱۳۹۰) و بنابراین مانع از پیشروی بیشتر تاقدیس باهیم خاوری به سوی جنوب خاور شده است (شکل‌های ۲- الف و ب). در نتیجه، تاقدیس باهیم خاوری در سوی

شمال باختری ناودیس کوه سرخ خاتمه یافته است. لایه‌های ته‌نشین شده در این مرکز رسوب‌گذاری (ناودیس کوه سرخ) به سوی حاشیه‌های آن نازک بوده و بنابراین می‌توانسته‌اند به آسانی به شکل تاقدیس‌های باریک چین بخورند. این چین تاقدیسی باریک اکنون ادامه جنوب خاوری تاقدیس سلامتی است (شکل‌های ۲- الف و ب). به نظر می‌رسد عملکرد احتمالی سازند دشتک به عنوان سطح جدایش میانی نیز عامل دومی بر باریک شدن رخنمون سطحی تاقدیس سلامتی در این بخش است (شکل‌های ۲- ب و ۱۱). به عنوان یک نتیجه، پهنای زیاد تاقدیس سلامتی به سوی انتهای جنوب خاور حفظ نشده و به شدت باریک می‌شود (شکل‌های ۲- الف و ب). انتظار می‌رود که پدیده‌ای شبیه به آن در مورد تاقدیس دادنجان نیز وجود داشته باشد. با این حال برخلاف تاقدیس سلامتی، پهنای تاقدیس دادنجان در نزدیکی ناودیس کوه سرخ افزایش یافته است. دلیل آن این است که در زمان چین‌خوردگی، بخش زیادی از تنش فشارشی صرف انقباض و چلانده شدن نمک می‌شود و لایه‌های رسوبی نزدیک نمک متحمل دگریختی به‌نسبت کمتری در اثر چین‌خوردگی می‌شوند (Vendeville & Nilsen, 1995; Rowan et al., 2000 & 2003 & 2012; Rowan & Vendeville, 2006; Jahani et al., 2009; Callot et al., 2012). افزون بر آن رسوبات ستبر ناودیس کوه سرخ به‌عنوان یک مانع محلی عمل کرده و انتقال عادی تنش فشارشی به سوی جنوب باختر را آشفته کرده است (حسن‌پور و همکاران، ۱۳۹۰). این دو عامل سبب شده‌اند که نیمه جنوب خاوری تاقدیس دادنجان متحمل چین‌خوردگی کمتری نسبت به نیمه شمال باختری شود و در نتیجه پهنای بیشتری داشته باشد (شکل ۲- ب). تغییر شدید روند و هندسه نامنظم تاقدیس نیز مربوط به همین عوامل است.

ناودیس پازنان که در سوی جنوب باختر دیاپیر دادنجان قرار گرفته است، ناودیسی با طول زیاد و پهنای کمتر نسبت به ناودیس کوه سرخ است (شکل‌های ۲- الف و ب). محل فعلی این ناودیس در زمان پیش از چین‌خوردگی به عنوان یک مرکز رسوب‌گذاری بوده که با انباشت حجم گسترده‌ای از رسوب به خیزش دیاپیر دادنجان کمک کرده است. پهنای کم ناودیس و وجود چینه‌های با شیب تند وحتی برگشته در سمت شمال خاور آن (شکل ۱۱)، دلالت بر این مطلب دارد که این مرکز رسوب‌گذاری، توالی‌های نمک جنبش قلاب‌گون و در نتیجه توالی‌های نمک‌جنبش مرکب تخته‌ای را در زمان خیزش نمک در خود جای داده است. بیشترین پهنای ناودیس در سوی جنوب باختر دیاپیر نمکی است (شکل‌های ۲- الف) که دلالت بر محل اصلی مرکز رسوب‌گذاری و در نتیجه بیشترین ستبرای رسوب در این محل است. افزایش ستبرای رسوب در این ناودیس هندسه زیگزاگی تاقدیس‌های دادنجان و پیر را کنترل کرده است. همچنین، این افزایش محلی ستبرای رسوب به همراه دیاپیر دادنجان، احتمالاً مهم‌ترین عوامل عدم پیشروی بیشتر تاقدیس آغار باختری به سوی شمال باختر و در نتیجه پلانژشدگی محور تاقدیس در سوی جنوب دیاپیر نمکی و خاور مرکز رسوب‌گذاری بوده‌اند (شکل‌های ۲- الف و ب).

۷- نتیجه‌گیری

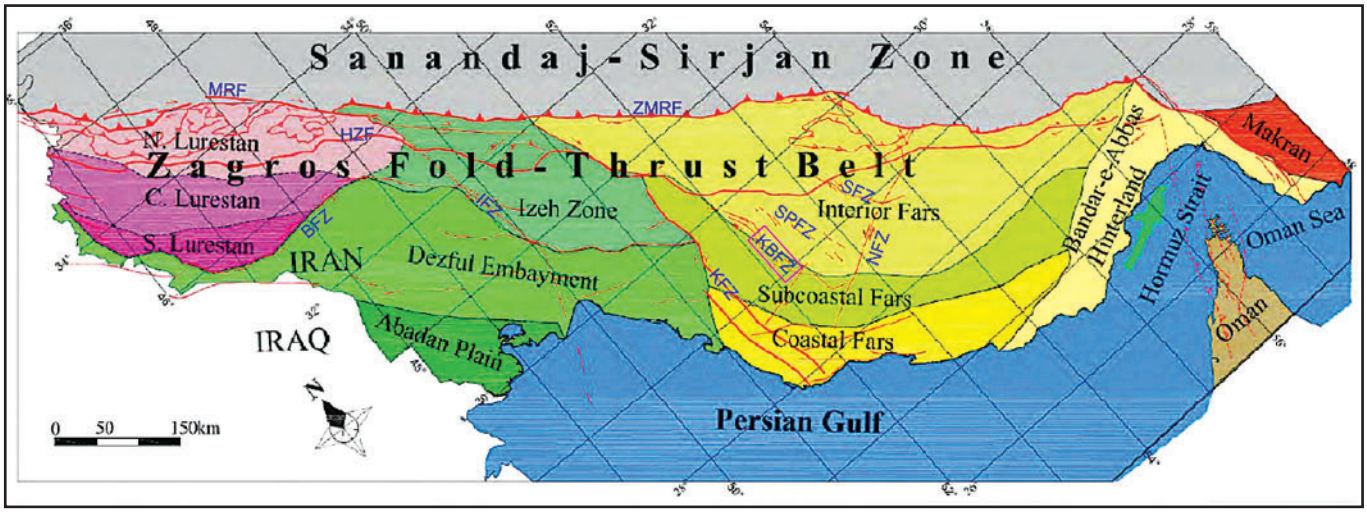
شواهد صحرایی نشان می‌دهد که دیاپیر نمکی دادنجان پیش از چین‌خوردگی زاگرس فعال بوده است. سازوکار اصلی این فعالیت که سبب خیزش پیوسته دیاپیر شده، پدیده فروسازش در مراکز رسوب‌گذاری محلی اطراف دیاپیر بوده است. این شواهد، فعالیت دیاپیر نمکی دادنجان را حداقل از زمان کرتاسه پسین ثابت می‌کنند. این کمترین سنی است که از داده‌های سطحی استنباط می‌شود. زمین‌ساخت راستالغز گستره و پهنه تراکششی نقشی در تشکیل و رشد این دیاپیر نداشته است، چرا که رشد و خیزش احتمالی دیاپیرها در حوضه‌های تراکششی به شرایط بسیار محدودی نیاز دارد که در این گستره فراهم نشده‌اند.

هندسه چینه‌های سطحی پیرامون دیاپیر نمکی (شواهد صحرایی) و زیرسطحی (برش ساختاری) نشان می‌دهد که فروسازش در مراکز رسوب‌گذاری اطراف دیاپیر نمکی دارای عملکردهای متفاوتی در پاسخ به نرخ‌های متفاوت خیزش نمک-انباشتگی رسوب بوده است. این مراکز رسوب‌گذاری حجم قابل توجهی از رسوبات وارده را در خود ته‌نشست داده‌اند. در زمان کوتاه‌شدگی نئوژن زاگرس، این مراکز رسوب‌گذاری در برابر چین‌خوردگی مقاومت کرده و به صورت ناودیس‌های گسترده باقی مانده‌اند. این عامل افزون بر مصرف شدن بخش قابل توجهی از تنش فشارشی در چلاندن دیاپیر نمکی سبب شده‌اند که تاقدیس دادنجان دارای پهنای نامتقارن و شکل بسیار نامنظمی شود. ناودیس‌های گسترده در کنترل فرگشت هندسی تاقدیس‌های همسایه خود نیز نقش انکارناپذیر داشته‌اند به طوری که نحوه پیشروی تاقدیس‌ها و پهنای آنها را کنترل نموده‌اند.

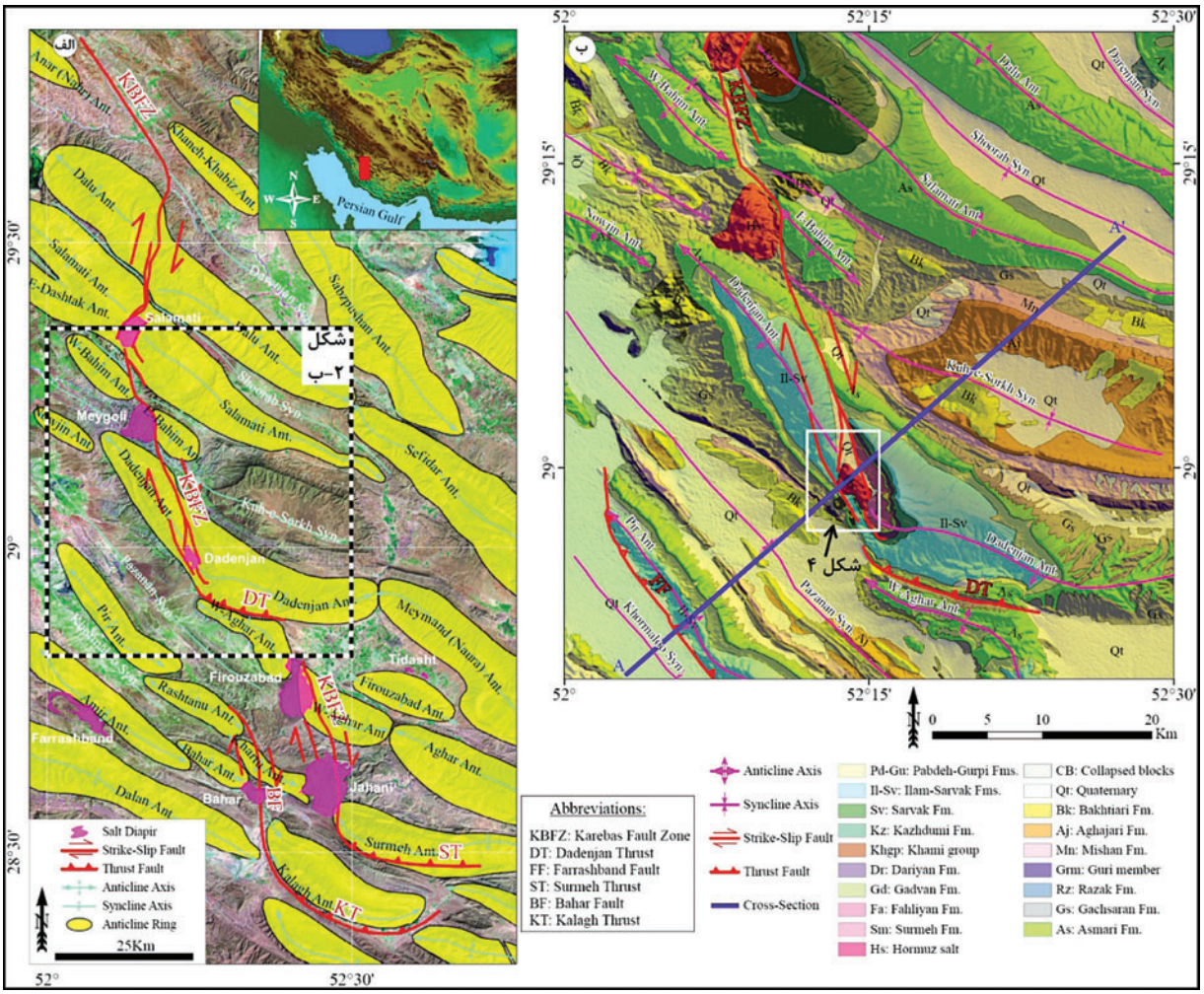
چندین پهنه گسلی کوچک در واحد چینه‌ای ایلام-سروک در سوی باختر و شمال باختر دیاپیر نمکی دادنجان توسعه یافته‌اند. این گسل‌ها یا نتیجه چین‌خوردگی نئوژن زاگرس هستند و یا هم‌زمان با دیاپیریسم در واحد ایلام-سروک به صورت گسل‌های عادی شکل گرفته‌اند و بعداً در طول چین‌خوردگی زاگرس دوباره فعال شده‌اند. در سوی جنوب باختر دیاپیر دادنجان، تاقدیس سطحی کوچکی وجود دارد که یال جنوب باختری آن به‌وسیله یک گسل رانده قطع و جابه‌جا شده است. این گسل که به صورت یک راندگی برون از ناودیس است، به احتمال خیلی زیاد از سطح جدایش سازند گچساران منشأ گرفته است.

سپاسگزاری

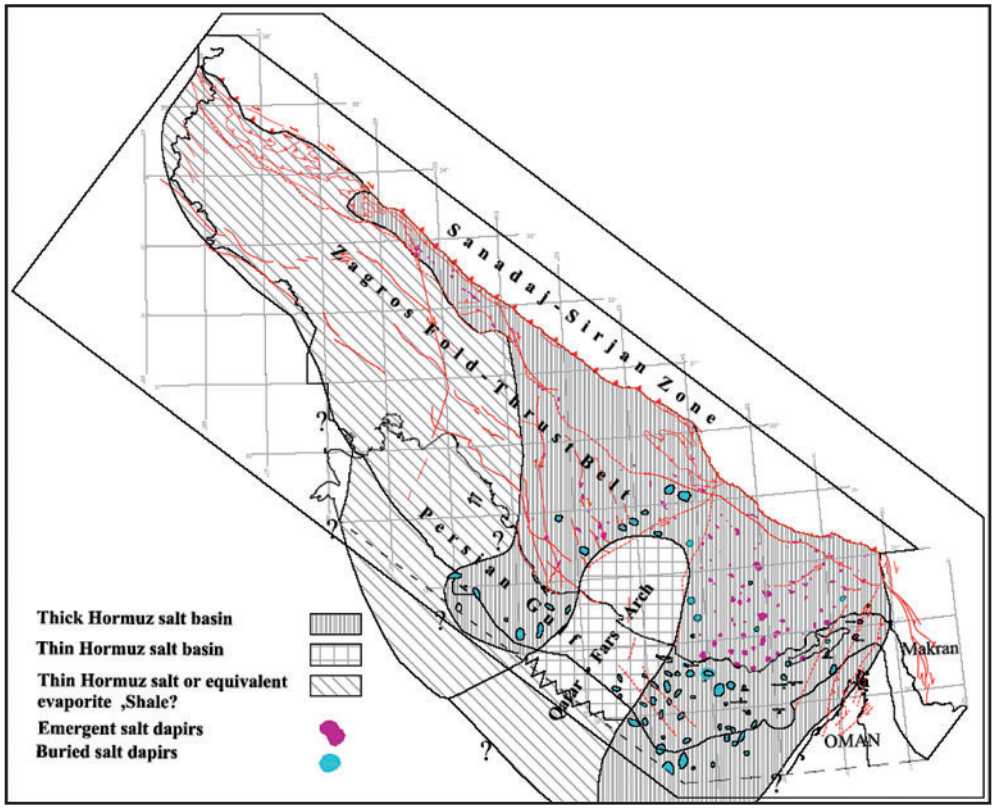
نگارندگان مقاله از مسئولین محترم مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران برای حمایت‌های مالی در طی عملیات صحرایی قدردانی می‌نمایند. از جناب آقای دکتر Mark Rowan نیز به جهت رهنمودهای ارزنده سپاسگزاری می‌شود. همچنین از داوران محترم که با ارائه نقطه نظرات ارزنده به بالا بردن کیفیت این مقاله کمک کرده‌اند، تشکر می‌نماییم.



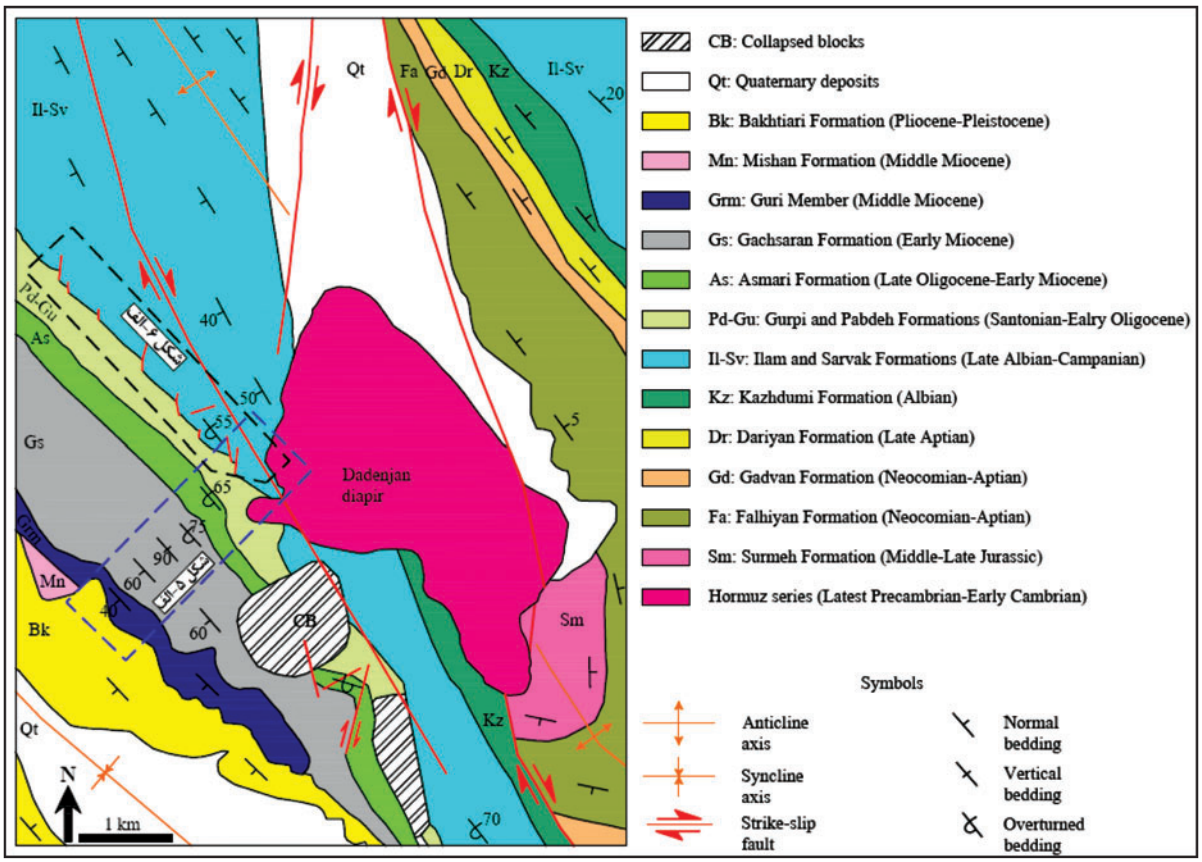
شکل ۱- تقسیم‌بندی‌های اصلی کمربند چین- راندگی زاگرس (برگرفته از Jahani, 2008). پهنه‌های ساختاری اصلی به‌وسیله پهنه‌های گسلی اصلی از یکدیگر جدا می‌شوند. ZMRF= گسل معکوس اصلی زاگرس؛ MRF= گسل جوان اصلی زاگرس؛ HZF: گسل زاگرس بلند؛ BFZ= پهنه گسل بالارود؛ IFZ= پهنه گسل ایذه؛ KFZ= پهنه گسل کازرون؛ KFZ= پهنه گسل کره‌بس؛ SPFZ= پهنه گسل سبزپوشان؛ SFZ= پهنه گسل سروستان؛ NFZ= پهنه گسل نظام‌آباد. گستره مورد مطالعه با کادر مستطیلی مشخص شده است.



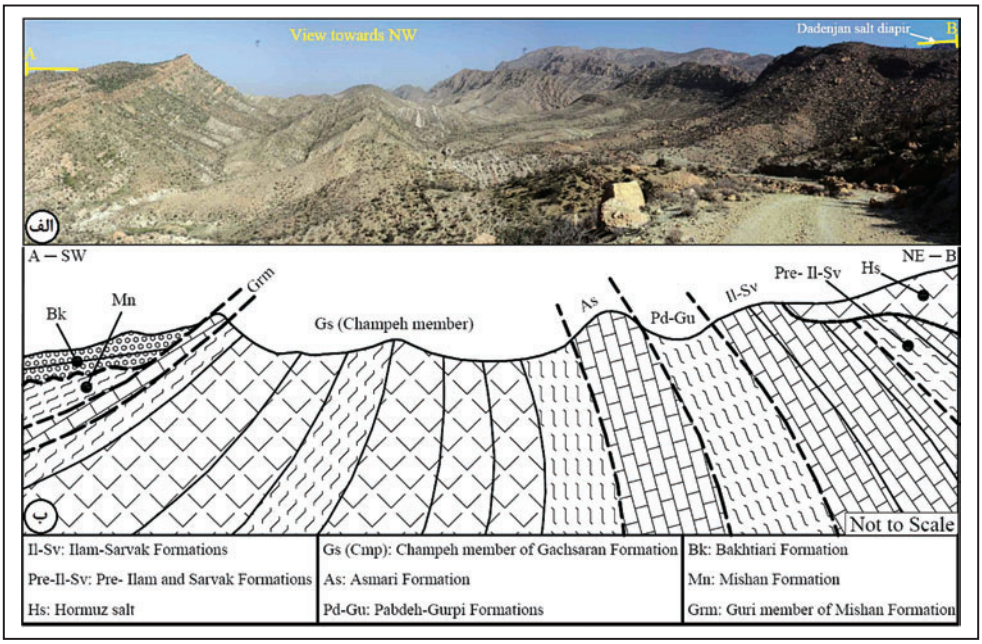
شکل ۲- الف) تصویر ماهواره‌ای که نشان‌دهنده پهنه گسل کره‌بس و دیاپیرهای نمکی راستای آن، گسل بهار و دیاپیر مرتبط با آن و همچنین تاقدیس‌های نزدیک این پهنه‌های گسلی است. توجه شود که دو دیاپیر فراشبند و تی‌دشت ارتباطی به این پهنه‌های گسلی ندارند. موقعیت تصویر در کمربند چین- راندگی زاگرس روی تصویر DEM مشخص شده است. چهارگوش میانی نشان‌دهنده محدوده شکل ۲- ب است؛ ب) نقشه ساختاری گستره مورد مطالعه روی تصویر DEM که نشان‌دهنده بخش میانی پهنه گسل کره‌بس، گسل فراشبند (FF) و چین‌های همسایه این پهنه‌های گسلی است؛ موقعیت شکل ۴ با چهارگوش سفید مشخص شده است و خط برش ساختاری A-A′ در شکل ۱۱ ارائه می‌شود.



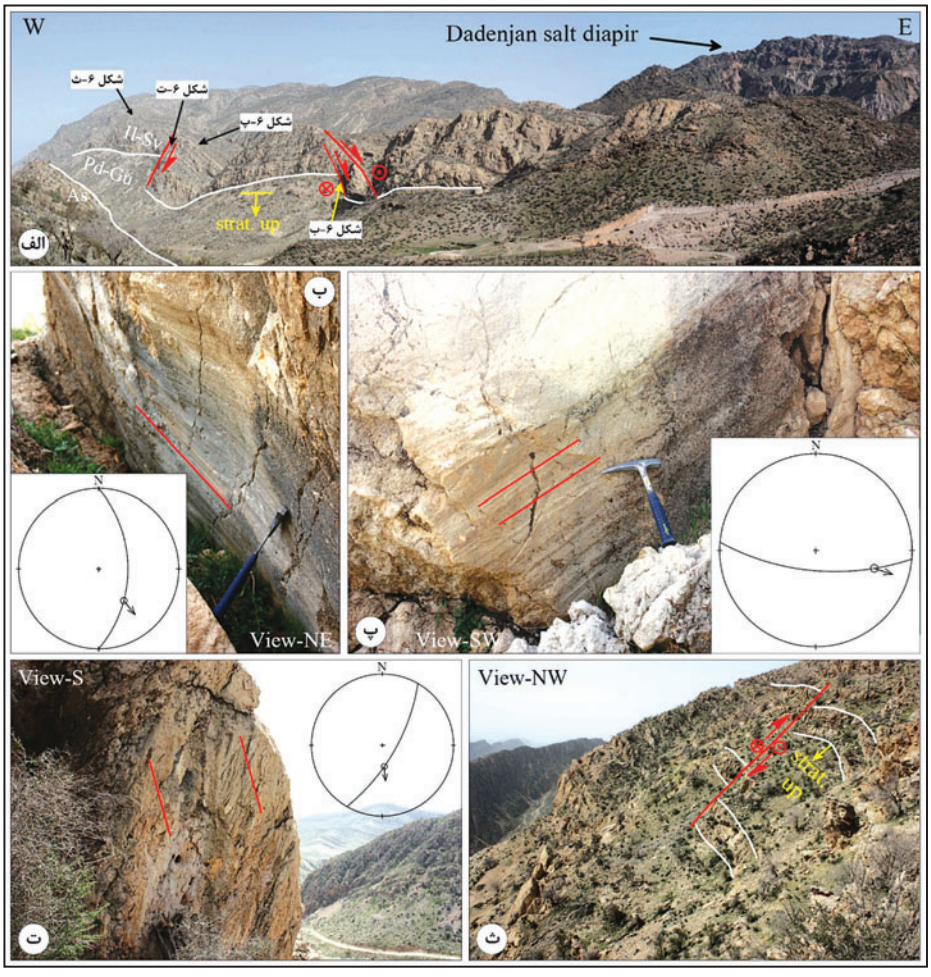
شکل ۳- نقشه نشان‌دهنده حوضه تبخیری هرمز و توزیع دیاپیرهای نمکی رخنمون یافته و مدفون در کمربند چین- راندگی زاگرس و حوضه خلیج فارس (برگرفته از جهانی، ۱۳۹۰).



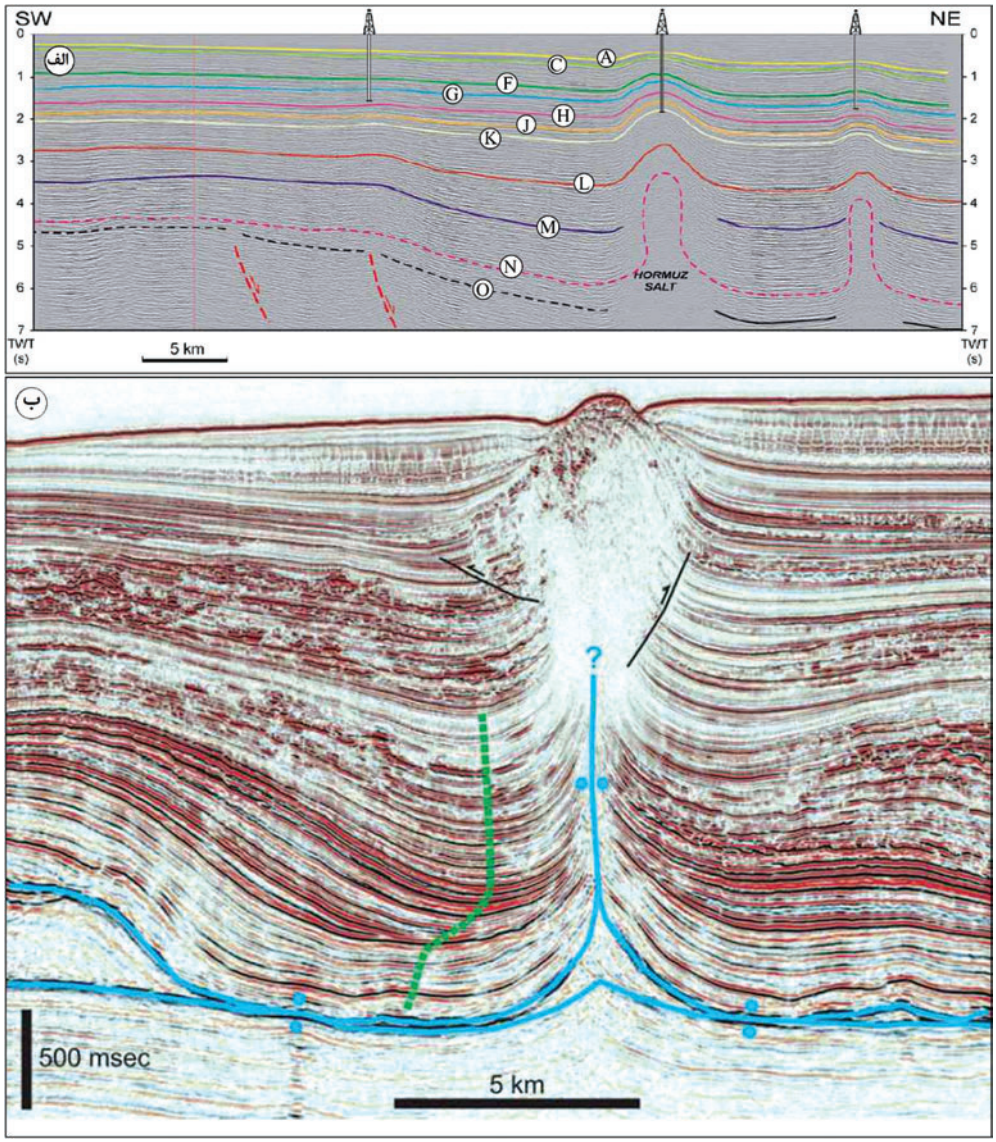
شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی بخش میانی تاقدیس دادنجان که نشان‌دهنده دیاپیر نمکی دادنجان، چینه‌های پیرامون آن و ساختارهای گسلی فرعی و کوچک موجود در آنها است. گسل‌های راستالغز بزرگ قطعات همپوشان پهنه گسل کره‌بس هستند. موقعیت شکل‌های ۵- الف و ۶- الف روی نقشه مشخص شده است.



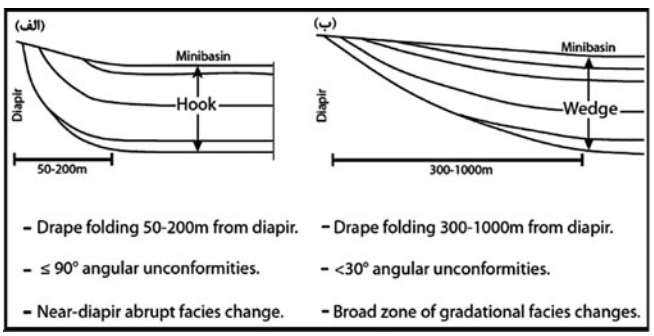
شکل ۵- الف) تصویر پانوراما از ارتباط هندسی دیاپیر نمکی دادنجان (گوشه بالا سمت راست) و سازندهای همسایه با سن کرتاسه بالایی تا نئوژن در یال جنوب باختری تاقدیس دادنجان (دید به سوی شمال باختر). موقعیت تصویر، روی شکل ۴ نشان داده شده است؛ ب) برش شماتیک از واحدهای سنگ- چینه‌ای شکل الف و نحوه تغییر شیب آنها نسبت به دیاپیر نمکی که نشان‌دهنده چینه‌های رشدی در درون توالی رسوبی است.



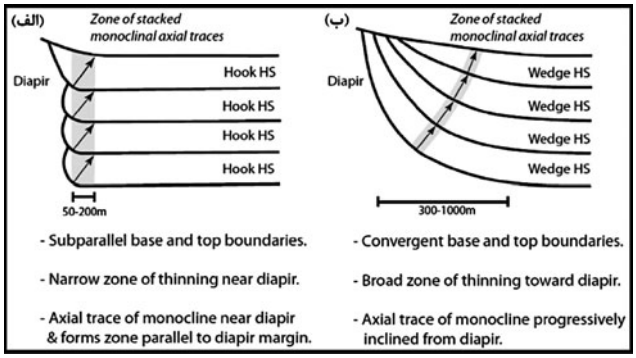
شکل ۶- الف) تصویر پانوراما که نشان‌دهنده ارتباط چینه‌ای سازندها و تعدادی از گسل‌های کوچک در واحد چینه‌ای ایلام- سروک در سوی باختر دیاپیر دادنجان است؛ موقعیت تصویر، روی شکل ۴ مشخص شده است؛ ب) نمای نزدیک از یک گسل شمالی- جنوبی در واحد ایلام- سروک با سازوکار عادی و مؤلفه راستالغز راست‌بر؛ پ) نمای نزدیک از یک صفحه گسلی در پهنه گسلی چپ‌بر؛ ت) تصویری از یک صفحه گسلی بزرگ با سازوکار عادی و مؤلفه راستالغز راست‌بر؛ ث) تصویری از یک گسل راست‌بر با مؤلفه عادی در واحد ایلام- سروک. روند گسل شمالی- جنوبی است. موقعیت تصاویر ب تا ث روی شکل الف نشان داده شده است.



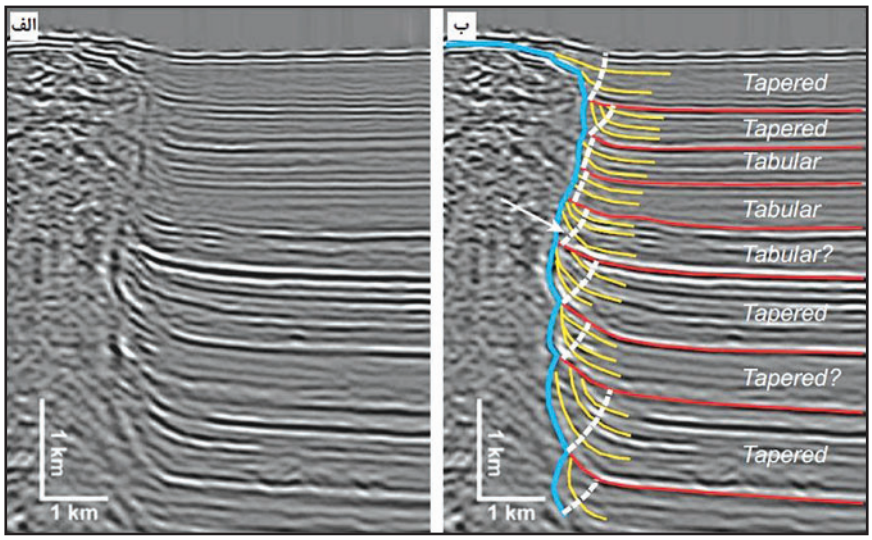
شکل ۷- الف) نیمرخ لرزه‌ای تفسیر شده از خلیج فارس که نشان‌دهنده دو دیاپیر زیرسطحی از نمک هرمز است. تغییرات ستبرای رسوبات در دو طرف دیاپیرها نشان می‌دهد که شروع حرکت نمک در پالئوزوییک پیشین اتفاق افتاده است. (برگرفته از Jahani et al., 2009). حروف لاتین بازتابنده‌های لرزه‌ای هستند. A) سرسازند گوری؛ C) سرسازند گچساران؛ F) سرسازند کژدمی؛ G) سرسازند هیث؛ H) سرسازند دشتک؛ J) سرسازند دالان؛ K) سرسازند فراقون؛ L) سر ناپیوستگی هرسینین؛ M) افق درون پالئوزییک؛ N) تقریباً سر نمک هرمز؛ O) سر نهشته‌های پیش از هرمز؛ ب) نیمرخ لرزه‌ای از یک دیاپیر و جوش نمکی قائم در حوضه Lower Congo، ساحل آنگولا (برگرفته از Rowan et al., 2012). خطوط آبی رنگ: محدوده نمک؛ نقاط بزرگ آبی رنگ: جوش نمکی؛ خط چین سبز: اثر صفحه محوری ناودیس. نحوه تغییر ستبرای افق‌ها بیانگر کوچ مرکز رسوب‌گذاری سمت چپ به سوی دیاپیر با گذشت زمان است. افزایش ستبرای لایه‌های جوان‌تر نشان دهنده تخلیه نمک و کوچ مرکز رسوب‌گذاری به سوی دیاپیر است همچنان که تشکیل جوش نمکی مؤید آن است.



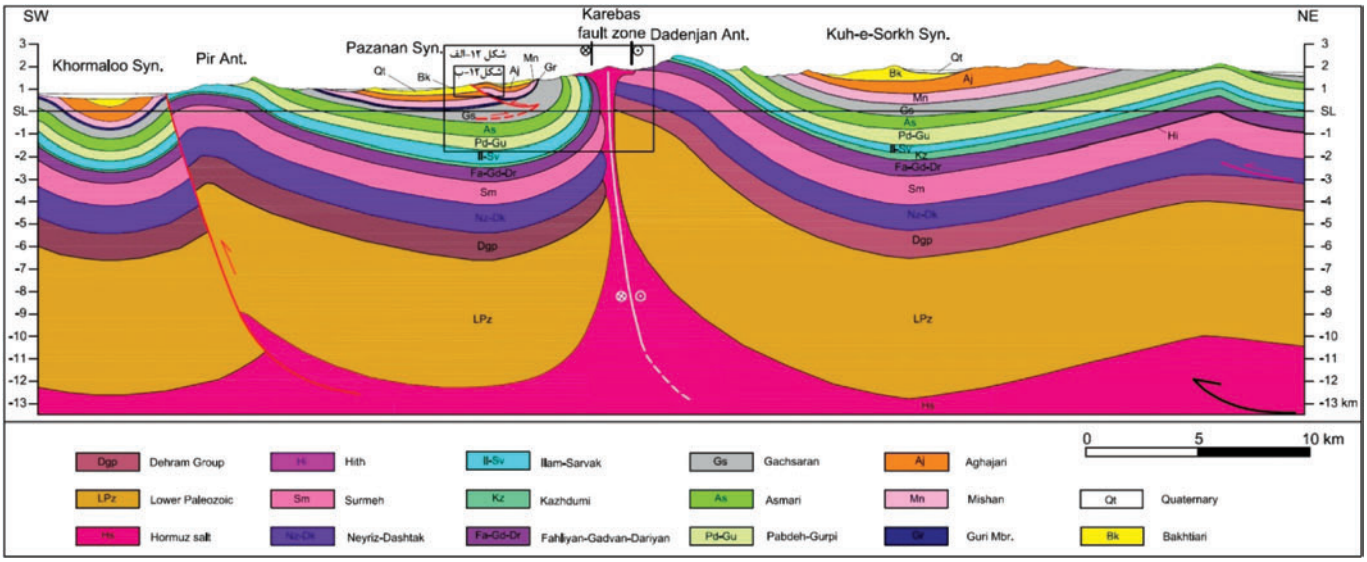
شکل ۸- دو نوع مجزای توالی‌های نمک‌جنبش که به عنوان عضوهای انتهایی هستند. الف) توالی نمک‌جنبش قلاب‌گون؛ ب) توالی نمک‌جنبش گوه‌ای (برگرفته از Giles & Rowan, 2012).



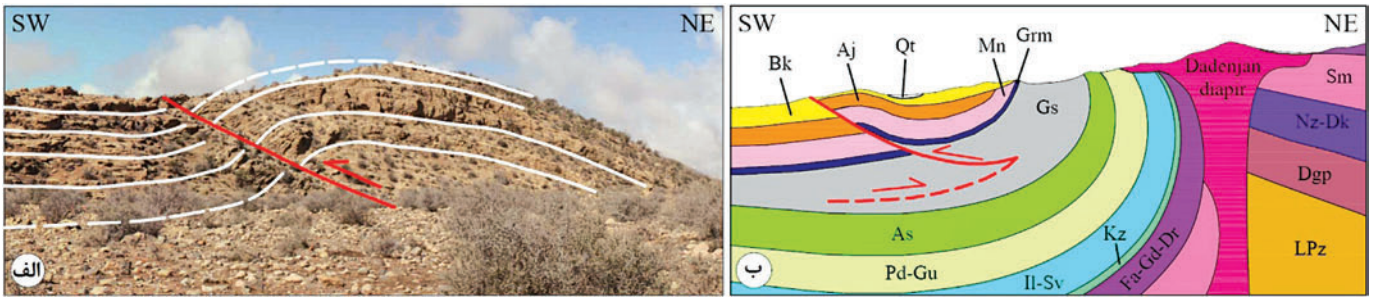
شکل ۹- دو نوع مجزای توالی‌های نمک‌جنبش مرکب که به عنوان عضوهای انتهایی هستند. الف) توالی نمک‌جنبش مرکب تخته‌ای؛ ب) توالی نمک‌جنبش مرکب پانه‌ای (برگرفته از Giles & Rowan, 2012).



شکل ۱۰- نیمرخ لرزه‌ای کوچ داده شده ژرفی از یک دیاپیر ثانویه و چینه‌های نزدیک به آن در بخش شمالی خلیج مکزیک. الف) نیمرخ تفسیر نشده؛ ب) نیمرخ تفسیر شده. لبه دیاپیر دارای ناپیوستگی‌های تجمعی (خطوط قرمز) است که توالی‌های چین‌خورده نمک‌جنبش مرکب پانه‌ای یا تخته‌ای را مشخص می‌کنند. خط چین‌های سفید: اثر محوری چین‌های نمک‌جنبش؛ پیکان سفید: واریزه بازیافتی از دیاپیر (برگرفته از Giles & Rowan, 2012).



شکل ۱۱- برش عرضی A-A′ در راستای جنوب باختر- شمال خاور که از دیاپیر نمکی دادنجان عبور می‌کند. هندسه متفاوت چینه‌ای در دو سوی دیاپیر نمکی بیانگر توالی‌های نمک‌جنبش متفاوت و در نتیجه برهم‌کنش‌های متفاوت خیزش نمک- انباشتگی رسوب در دو سوی دیاپیر است (برای توضیحات بیشتر به متن رجوع شود). موقعیت شکل‌های ۱۲- الف و ۱۲- ب روی برش مشخص شده است. برای مشاهده موقعیت برش نیز شکل ۲- ب را ببینید.



شکل ۱۲- الف) قطع و جابه‌جایی یال جنوب باختری تاقدیس کوچک و سطحی موجود در سازند بختیاری به‌وسیله یک گسل رانده، جنوب باختر دیاپیر دادنجان؛ ب) هندسه چینه‌های پیرامون دیاپیر نمکی دادنجان و نمایش نحوه عملکرد گسل معکوس شکل الف در برش عرضی. این گسل به احتمال خیلی زیاد به صورت یک راندگی برون از ناودیس است که ریشه ژرفی آن در سازند گچساران قرار دارد. برای مشاهده نام سازندها شکل ۱۱ را ببینید.

کتابنگاری

جهانی، س.، ۱۳۹۰- تکتونیک نمک، چین‌خوردگی و گسلش در زاگرس و خلیج فارس، مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حسن‌پور، ج.، علوی، س. ا.، جهانی، س. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۰ - سازوکار خیزش دیاپیر نمکی دادنجان و تأثیر آن بر هندسه تاقدیس دادنجان (جنوب باختر شیراز)، مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Science 94: 401-419.

Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt: new data and interpretations. Tectonophysics 229: 211-238.

Alsop, G. I., Brown, J. P., Davison, I. & Gibling, M. R., 2000- The geometry of drag zones adjacent to salt diapirs. Journal of the Geological Society, London 157: 1019-1029.

Al-Husseini, M. I., 2000, Origin of the Arabian Plate Structures: Amar collision and Najd rift. GeoArabia 5: 527-542.

Barton, D. C., 1933- Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana. AAPG Bulletin 17: 1025-1083.

Berberian, M., 1995- Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241: 193-224.

Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Journal of Earth Sciences 18(2): 210-265.

Callot, J. -P., Jahani, S. & Letouzey, J., 2007- The Role of Pre-Existing Diapirs in Fold and Thrust Belt Development. In: Lacombe, O., Lavè, J., Roure, F. & Vergès, J. (Eds.), Thrust Belt and Foreland Basin. Springer, Berlin: 309-325.

Callot, J. -P., Trocmé, V., Letouzey, J., Albouy, E., Jahani, S. & Sherkati, S., 2012- Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains. In: Alsop, G. I., Archer, S. G., Hartley, A. J., Grant, N. T., & Hodgkinson, R. (Eds.), Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications 363: 545-561.

Colman-Sadd, S. P., 1978- Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran. AAPG Bulletin 62(2): 984-1003.

Davison, I., Alsop, G. I., Evans, N. G. & Safaricz, M., 2000a- Overburden deformation patterns and mechanisms of salt diapir penetration in the Central Graben, North Sea. Marine and Petroleum Geology 17: 601-618.

Davison, I., Alsop, G. I., Birch, P., Elders, C., Evans, N., Nicholson, H., Rorison, P., Wade, D., Woodward, J. & Young, M., 2000b- Geometry and late-stage structural evolution of Central Graben salt diapirs, North Sea. Marine and Petroleum Geology 17: 499-522.

Edgell, H. S., 1996- Salt tectonism in the Persian Gulf Basin. In: Alsop, G. L., Blundell, D. L., & Davison, I. (Eds.), Salt tectonics. Geological Society, London, Special Publication 100: 129-151.

Evers, H. J., Fakhari, M. & Verrall, P., 1977- The geology of Surmeh and surrounding structures, Fars North Area. National Iranian Oil Company, Report No. 1251: 68 pp.

Falcon, N. L., 1969- Problems of the relationship between surface structures and deep displacements illustrated by the Zagros range. In: Kent, P. E., Satterhwaite, G. E., & Spencer, A. M. (Eds.), Time and place in orogeny. Geological Society, London, Special Publication 3: 9-22.

Giles, K. A. & Lawton, T. F., 2002- Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. AAPG Bulletin 86: 823-840.

Giles, K. A. & Rowan, M. G., 2012- Concepts in halokinetic-sequence deformation and stratigraphy. In: Alsop, G. I., Archer, S. G., Hartley, A. J., Grant, N. T., & Hodgkinson, R. (Eds.), Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications 363: 7-31.

Graham, R., Jackson, M. P. A., Pilcher, R. & Kilsdonk, B., 2012- Allochthonous salt in the sub-Alpine fold–thrust belt of Haute Provence, France. In: Alsop, G. I., Archer, S. G., Hartley, A. J., Grant, N. T., & Hodgkinson, R. (Eds.), Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications 363: 7-31.

Haynes, S. J. & McQuillan, H., 1974- Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. Geological Society of America Bulletin 85: 739-744.

Hessami, K., Koyi, H. A. & Talbot, C. J., 2001- The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. Journal of Petroleum Geology 24(1): 5-28.

Hudec, M. R. & Jackson, M. P. A., 2007- Terra infirma: Understanding salt tectonics. Earth-Science Reviews1-28 :82 .

Jackson, M. P. A. & Talbot, C. J., 1994- Advances in salt tectonics. In: Hancock, P. L. (Ed.), Continental deformation. Tarrytown, New York, Pergamon Press: 159-179.

Jackson, M. P. A. & Vendeville, B. C., 1994- Regional extension as a geologic trigger for diapirism. Geological Society of American Bulletin 106: 57-73.

Jahani, S., 2008- Salt tectonics, folding and faulting in the Eastern Fars and southern offshore provinces (Iran). Ph. D. thesis, Université de Cergy-Pontoise, France: 215 pp.

Jahani, S., Callot, J. -P., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J. & Leturmy, P., 2007- The salt diapirs of the eastern Fars province (Zagros, Iran): A brief outline of their past and present. In: Lacombe, O., Lavè, J., Roure, F., & Vergès, J. (Eds.), Thrust Belt and Foreland Basin. Springer, Berlin: 287-306.

Jahani, S., Callot, J. -P., Letouzey, J. & Frizon de Lamotte, D., 2009- The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting. Tectonics 28: TC6004.

Kent, P. E., 1958- Recent studies of south Persian salt plugs. AAPG Bulletin 42(12): 2951-2972.

Kent, P. E., 1979- The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. Journal of Petroleum Geology 2(2): 117-144.

Koyi, H. A., 1998- The shaping of salt diapirs. Journal of Structural Geology 20(4): 321-338.

Koyi, H. A., Ghasemi, A., Hessami, K. & Dietl, C., 2008- The mechanical relationship between strike-slip faults and salt diapirs in the Zagros fold-thrust belt. Journal of Geological Society, London 165: 1031-1044.

Kukla, P. A., Urai, J. L. & Mohr, M., 2008- Dynamics of salt structures. In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D., & Nelskamp, S. (Eds.), Dynamics of complex intracontinental basins: The Central European Basin System. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg: 291-306.

Letouzey, J. & Sherkati, S., 2004- Salt movement, tectonic events and structural style in the central Zagros fold and thrust belt (Iran). In: 24th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference: Salt-Sediments Interactions and Hydrocarbon Prospectivity: Concepts, Applications and Case Studies for the 21st Century, Society of Economic Paleontology and Mineralogy Foundation, Houston, Texas.

Mitra, S., 2002- Fold-accommodation faults. AAPG Bulletin 86(4): 671-693.

O'Brien, C. A. E., 1957- Salt Diapirism in South Persia. Geologie en Mijnbouw 19(9): 357-376.

Player, R. A., 1969- Salt diapirs study. National Iranian Oil Company, Exploration Division, Report No. 1146, (unpublished).

Ricou, L. E., Braud, J. & Brunn, J. H., 1977- Le Zagros. Memoires de la Societe Geologique de France 8: 33-52.

Rowan, M. G. & Vendeville, B. C., 2006- Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. Marine and Petroleum Geology 23: 871-891.

Rowan, M. G., Jackson, M. P. A. & Trudgill, B. D., 1999- Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico. AAPG Bulletin 83: 1454-1484.

Rowan, M. G., Trudgill, B. D. & Fiduk, J. C., 2000- Deepwater, salt-cored foldbelts: lessons from the Mississippi Fan and Perdido foldbelts, northern Gulf of Mexico. In: Mohriak, W., & Talwani, M. (Eds.), Atlantic rifts and continental margins. American Geophysical Union Geophysical Monograph 115: 173-191.

Rowan, M. G., Lawton, T. F., Giles, K. A. & Ratliff, R. A., 2003- Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: A general model for passive diapirism. AAPG Bulletin 87: 733-756.

Rowan, M. G., Lawton, T. F. & Giles, K. A., 2012- Anatomy of an exposed vertical salt weld and flanking strata, La Popa Basin, Mexico. In: Alsop, G. I., Archer, S. G., Hartley, A. J., Grant, N. T., & Hodgkinson, R. (Eds.), Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications 363: 33-57.

Schultz-Ela, D. D., 2003- Origin of drag folds bordering salt diapirs. AAPG Bulletin 87: 757-780.

Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Marine and Petroleum Geology 26: 829-843.

Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2005- Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Tectonics 24: TC5005.

Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2007- The role of major fault zones in controlling the geometry and spatial organization of structures in the Zagros Fold-Thrust Belt. In: Ries, A. C., Butler, R. W. H., & Graham, R. H. (Eds.,), Deformation of the Continental Crust, The Legacy of Mike Coward, Geological Society, Special Publications 272: 419-436.

Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. & Letouzey, J., 2005- Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of Structural Geology 27: 1680-1696.

Sherkati, S., Letouzey, J. & Frizon de Lamotte, D., 2006- Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. Tectonics 25: TC4007.

Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bulletin 52: 1229-1258.

Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk C. A., & Drake, C. L. (Eds.), Geology of the Continental Margins. Springer, New York: 873-887.

Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature 235: 147-150.

Talbot, C. J., 1998- Extrusion of Hormuz salt in Iran. Journal of Geological Society, London 143: 315-334.

Talbot, C. J. & Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros. In: Alsop, G. L., Blundell, D. L., & Davison, I. (Eds.), Salt tectonics. Geological Society, London, Special Publication 100: 89-109.

Vendeville, B. C. & Jackson, M. P. A., 1992- The rise of diapirs during thin-skinned extension. Marine and Petroleum Geology 9: 331-353.

Vendeville, B. C. & Nilsen, K. T., 1995- Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening. In: Travis, C. J., Harrison, H., Hudec, M. R., Vendeville, B. C., Peel, F. J., & Perkins, B. F. (Eds.), Salt, sediment, and hydrocarbons. Gulf Coast Section SEPM 16th Annual Research Conference: 285-295.

Warren, J. K., 2006- Evaporites (Sediments, Resources and Hydrocarbons), Springer, Berlin, 1025 pp.

Dadenjan Salt Diapir: Evidence for Pre-Orogenic Activity, Rising Mechanism and Subsequent Influences on the Geometrical Adjustments of the Adjacent Structures (SW Shiraz, Iran)

J. Hassanpour [1*], S. A. Alavi [2], S. Jahani [3], M. R. Ghassemi [4]

[1] M.Sc. Student, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran
[2] Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran
[3] Ph.D., National Iranian Oil Company-Exploration Directorate, Tehran, Iran
[4] Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2012 July 15 Accepted: 2012 December 11

Abstract

Located in the Fars region of Simply Folded Belt of the Zagros orogen, the Dadenjan salt diapir is exposed in the core, with a tendency toward the southwestern flank of the salt-cored Dadenjan anticline. The diapir is also currently situated within a transtension zone between overlapping segments of the dextral Karehbas fault zone. This diapir is sourced from the latest Precambrian-Early Cambrian Hormuz evaporitic series. The geometry of strata flanking the diapir suggests pre-orogenic, long-term salt activity by "downbuilding", in which syn-depositional, shallow drape folding resulted in thinned and progressively rotated strata adjacent to the rising diapir. Geometrically, halokinetic sequences adjacent to this diapir are completely different on either sides of the diapir, implying different salt rise-sediment accumulation interactions. The diapir and its related anticline are bound, on both sides, by wide synclines, each with a thicker sedimentary pile than the neighboring anticlines. These synclines have acted as depocenters for the continuously rising Dadenjan diapir, accumulated significant volumes of supplied sediments, thereby facilitated the rise of salt by downbuilding mechanism. The thick sedimentary pile within these synclines has subsequently been strong enough to resist against folding and locally disturbed, to some degree, the normal stress transfer during the Zagros folding. They have therefore prevented neighboring anticlines from normal propagation and regular shape development either along or across their strikes. The Neogene Zagros folding squeezed up the salt diapir, intensified its activity and resulted in partial extrusion of the salt.

Keywords: Zagros, Hormuz series, Salt diapir, Downbuilding, Halokinetic sequences, Karebas fault.

For Persian Version see pages 101 to 114

*Corresponding author: J. Hassanpour; E-mail: jafar.gts@gmail.com