پاییز ۹۵، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۱، صفحه ۸۷ تا ۹۸

برهم‌کنش دگریختی، فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت بر هندسه و آرایش ساختارهای بخش مرکزی کمربند چین‌خورده– رانده زاگرس، جنوب باختر ایران

بهزاد دریکوند[۱*]، سید احمد علوی[۲]، حسین حاجی‌علی بیگی[۳] و ایرج عبداللهی‌فرد[۴]

[۱]دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۲]دانشیار، گروه‌زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۳]استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۴]دکترا، اداره ژئوفیزیک، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۱۰/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۱/۲٤

چکیده

در حوضه پیش‌بوم نئوژن زاگرس، فروبار دزفول به عنوان حوضه پیش‌ژرفا حجم زیادی از رسوبات سازندهای آغاجاری و بختیاری را در خود جای داده است. در این مقاله، با استفاده از داده‌های سطحی و زیرسطحی و مدل‌سازی تجربی به مطالعه تأثیر این رسوبات بر هندسه و آرایش ساختارها در بخش مرکزی کمربند چین‌خورده– رانده زاگرس پرداخته شده است. مدل‌سازی تجربی نشان می‌دهد عملکرد همزمان فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت مانع از پیشروی دگریختی به سوی پیش‌بوم و سبب تمرکز آن در ساختارهای شکل گرفته در سوی پس‌بوم می‌شود. در این راستا، تاقدیس‌های تشکیل شده در سوی پس‌بوم به‌صورت بالاآمدگی، گسلش و چرخش یال‌ها به این فرایند پاسخ می‌دهند. در ادامه با افزایش کوتاه‌شدگی، ساختار تاقدیسی بزرگ‌مقیاس پس از رسوبات همزمان با زمین‌ساخت به سوی پیش‌بوم شکل می‌گیرند. بر پایه مدل‌سازی تجربی وجود رسوبات آواری سازندهای آغاجاری و بختیاری در فروبار دزفول سبب تمرکز دگریختی به‌صورت یال‌های پرشیب تا برگشته و گسل‌های راندگی در بخش‌های جنوبی پهنه‌های ایذه و لرستان شده است. همچنین حجم زیاد این رسوبات در بخش میانی فروبار دزفول اجازه شکل‌گیری تاقدیس‌های بزرگ مقیاس را در این بخش از فروبار نداده و سبب تشکیل تاقدیس‌های فروبار دزفول در دو بخش شمالی و جنوبی شده است.

کلیدواژه‌ها: رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت، پیش‌ژرفا، فروبار دزفول، مدل‌سازی تجربی، آرایش ساختاری.

***نویسنده مسئول:** بهزاد دریکوند
E-mail: b_geology@yahoo.com

۱– پیش‌نوشتار

در حوضه‌های پیش‌بوم (Foreland basins) کمربندهای چین‌خورده– رانده مانند زاگرس، آلپ، پیرنه، آند دگریختی در سطوح ساختاری کم‌ژرفا رخ می‌دهد و زمین‌ساخت، فرسایش و رسوب‌گذاری به‌طور مستقیم درگیر هستند (Salvini and Storti, 2002) و تکامل کمربند چین‌خورده– رانده را کنترل می‌کنند. شناسایی فعل و انفعالات میان زمین‌ساخت و فرایندهای سطحی برای مشخص کردن روند کوهزایی و شکل‌گیری ساختارها ضروری است (Beaumont et al., 2000).

حوضه پیش‌بوم به عنوان یک منطقه طویل با پتانسیل رسوب‌گذاری است که روی پوسته قاره‌ای میان کمربند کوهزایی و کراتون مجاور آن شکل می‌گیرد و در پاسخ به فرایندهای ژئودینامیکی در ارتباط با فرورانش و کمربند چین‌خورده اولیه شکل می‌گیرد و شامل چهار منطقه مشخص رسوب‌گذاری است: بالای گوه (wedge-top)، پیش‌ژرفا (foredeep)، پیش‌برآمدگی (forebulge) و پس‌برآمدگی (back-bulge) (DeCelles and Giles, 1996) پیش‌ژرفا بیشتر شامل حجمی از رسوبات است که میان جبهه گوه کوهزایی و پیش برآمدگی قرار می‌گیرد. رسوبات این بخش از حوضه به‌طور چیره شامل رسوبات آواری ناشی از فرسایش کمربند چین‌خورده– رانده هستند (DeCelles and Giles, 1996). با افزایش کوتاه‌شدگی، دگریختی به سوی پیش‌بوم پیشروی می‌کند و رسوبات ته‌نشین شده در پیش‌ژرفای اولیه دچار چین‌خوردگی می‌شوند و در نتیجه حوضه پیش‌بوم عقب‌نشینی می‌کند. پهنای حوضه پیش‌بوم و میزان ستبرای رسوبات (به‌ویژه ستبرای رسوبات پیش‌ژرفا) به‌صورت قوی هندسه ساختارهای تشکیل شده در کمربند چین‌خورده– رانده را کنترل می‌کند (Bhattacharyya and Ahmed, 2016).

در این پژوهش به بررسی تأثیر نقش فرسایش رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت در فروبار دزفول روی هندسه و آرایش ساختاری بخش مرکزی کمربند چین‌خورده– رانده زاگرس پرداخته شده است. گستره مورد مطالعه فروبار دزفول و بخش‌های جنوبی پهنه‌های ایذه و لرستان را پوشش می‌دهد (شکل ۱). این پژوهش برپایه نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، داده‌های میدانی، نیمرخ‌های لرزه‌ای و نقشه‌های هم‌ستبرا صورت گرفته است. برای درک بهتر از وضعیت ساختاری منطقه مورد نظر مدل‌سازی تجربی نیز انجام شد.

۲– زمین‌ساخت و زمین‌شناسی فروبار دزفول

کمربند چین‌خورده– رانده زاگرس (Zagros fold-thrust belt)، بخشی از کمربند آلپ–هیمالیاست که نتیجه باز و سپس بسته شدن اقیانوس نوتتیس میان میکروپلیت ایران مرکزی و پلیت عربی است (Takin, 1972; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). Berberian (1995) کمربند چین‌خورده– رانده زاگرس را از شمال خاور به جنوب باختر به ۵ پهنه ریخت‌زمین‌ساختی کمربند رانده‌شده زاگرس بلند، کمربند ساده چین‌خورده، پیش ژرفای زاگرس و فروبار دزفول، دشت ساحلی زاگرس و سرزمین‌های پست خلیج فارس و بین‌النهرین تقسیم کرده است. در پیش‌ژرفای زاگرس دو منطقه زین اسبی (Berberian, 1995) یا ترکیبی (Talbot and Alavi, 1996) فروبار دزفول در ایران و فروبار کرکوک در عراق وجود دارد (Abdollahie Fard et al., 2006).

فروبار دزفول از سوی شمال خاور و خاور به ترتیب توسط گسل‌های پیشانی کوهستان و ایذه از پهنه ایذه، از سوی شمال باختر توسط گسل بالارود از پهنه لرستان، از سوی جنوب باختر نیز توسط گسل پیش‌ژرفای زاگرس از دشت آبادان (شکل ۱) و از سوی جنوب خاور توسط گسل کازرون از پهنه فارس جدا می‌شود. به جز گسل کازرون، دیگر گسل‌ها رخنمون سطحی ندارند و با استفاده از شواهد

Archive of SID
www.SID.ir

ریخت‌زمین‌ساختی، داده‌های زمین‌لرزه و تأثیر این گسل‌ها روی هندسه چین‌های قابل تشخیص هستند (Falcon, 1961; Berberian, 1995; Pattinson and Takin, 1971; Sepehr and Cosgrove, 2004, 2007) این گسل‌ها به همراه سه بلندای هفتگل، هندیجان و خارک- میش نقش بنیادین در رسوب‌گذاری و تکامل زمین‌ساختی این فروبار داشته‌اند (Sherkati and Letouzey, 2004; Sepehr and Cosgrove, 2004؛ مطیعی، ۱۳۷۲؛ عبداللهی‌فرد، ۱۳۸۵؛ حاجی‌علی‌بیگی، ۱۳۹۴؛ علی‌پور، ۱۳۹۳).

وضعیت زمین‌شناسی فروبار دزفول در مقایسه با پهنه‌های ایذه و لرستان به‌طور کامل متفاوت است. از دید چینه‌شناسی رخنمون سطحی پهنه‌های ایذه و لرستان به‌طور چیره شامل واحدهای چینه‌ای کرتاسه- میوسن (گروه خامی، گره بنگستان، سازند پابده-گورپی و سازند آسماری) است (شکل ۱). ولی رخنمون سطحی فروبار دزفول شامل واحدهای چینه‌ای میوسن‌میانی- پلیوسن (سازندهای گچساران، میشان، آغاجاری و بختیاری) است (شکل ۱). از دید ساختاری پهنه ایذه و لرستان شامل تاقدیس‌های تنگ با روند زاگرسی (شمال باختر- جنوب خاور) است. ارتفاع برخی از این تاقدیس‌ها به بیش از ۳۰۰۰ متر می‌رسد. رخنمون هسته تاقدیس‌ها در پهنه‌های ایذه و لرستان را گروه بنگستان (ایلام- سروک) و حتی سازندهای قدیمی‌تر شکل می‌دهد. این وضعیت را می‌توان در تاقدیس‌هایی مانند کبیرکوه، اناران، چناره، ریت، گورپی، پایون، بنگستان در جنوب پهنه‌های ایذه و لرستان و در مجاورت فروبار دزفول نیز دید (شکل ۱). در هسته بیشتر این تاقدیس‌ها گسل راندگی دیده می‌شود. این گسل اغلب سازندهای گروه بنگستان (ایلام- سروک) را روی سازندهای پابده- گورپی قرار داده‌اند (شکل ۲ - الف). ولی در فروبار دزفول سازند آسماری که هندسه پشت نهنگی مقاوم بسیاری از چین‌های زاگرس را شکل می‌دهد و یکی از مهم‌ترین مخازن در این کمربند است، تنها در هسته تاقدیس‌های کوه آسماری، کوه دارا و کوه خویز رخنمون دارد. در این فروبار، تبخیری‌های میوسن سازند گچساران که یک سنگ‌پوش خیلی خوب برای مخازن آسماری شکل می‌دهد، به عنوان یک افق جدایشی اصلی رفتار کرده است (Sherkati and Letouzey, 2004; Sepehr and Cosgrove, 2004; Bordenave and Hegre, 2005) و سبب تغییر هندسه و مقیاس تاقدیس‌های فروبار دزفول از سطح به ژرفا شده است. این تاقدیس‌ها در سطح طول موج و دامنه به مراتب کوچک‌تری نسبت به ژرفا دارند. تاقدیس‌های فروبار دزفول جابه‌جایی محوری را از سطح به ژرفا نشان می‌دهند و اثر سطح محوری آنها از سطح به ژرفا بر هم منطبق نیست. بنابراین تاقدیس‌های فروبار دزفول در زیر سازند گچساران تله‌های نفتی بزرگی را تشکیل داده‌اند.

فروبار دزفول در روند تکامل حوضه پیش‌بوم کوهزایی زاگرس از نئوژن تا عهد حاضر دو جایگاه زمین‌ساختی پیش‌ژرفا و بالای گوه را طبق تقسیم‌بندی DeCelles and Giles (1996) تجربه کرده است. در ادامه به توصیف هر یک از این جایگاه‌های زمین‌ساختی پرداخته شده است.

۲- ۱. پیش‌ژرفای دزفول (نئوژن)

در حوضه پیش‌بوم زاگرس در چین‌خوردگی نئوژن پهنه‌های ایذه و لرستان نقش حوضه بالای گوه و فروبار دزفول نقش حوضه پیش‌ژرفا را برعهده داشته‌اند (Abdollahie Fard et al., 2006; Pirouz et al., 2011)؛ به‌طوری که حوضه پیش‌ژرفای دزفول در پاسخ به بالاآمدگی بخش‌های چین‌خورده (پهنه‌های ایذه و لرستان) در دامنه گسل پیشانی کوهستان دچار خمش و فرونشست شده است (Falcon, 1974) . این حوضه محل تجمع رسوبات فرسایش یافته از پهنه‌های ایذه و لرستان در زمان چین‌خوردگی بوده است (سازندهای آغاجاری و بختیاری). تا به امروز حوضه پیش‌برآمدگی و پس‌برآمدگی برای حوضه پیش‌بوم نئوژن زاگرس گزارش نشده است.

رودخانه‌های کارون، دز، کرخه، مارون، جراحی و هندیجان رودخانه‌های اصلی بخش شمالی فروبار دزفول هستند که سرچشمه آنها از پهنه‌های ایذه و لرستان است (شکل ۱). حفر ژرف تاقدیس‌های پهنه‌های ایذه و لرستان توسط این رودخانه‌ها (شکل۲ - ب) نشان می‌دهد که این رودخانه‌ها کهن و در زمان چین‌خوردگی حمل کننده مواد فرسایش یافته از چین‌های در حال شکل‌گیری در این پهنه‌ها به درون پیش‌ژرفا (فروبار دزفول کنونی) بوده‌اند. نقشه مسیر رودخانه‌های اصلی یک همگرایی قوی را به سوی بخش میانی دزفول نشان می‌دهد (شکل ۱). خطوط لرزه‌نگاری بازتابی (شکل ۳) و نقشه‌های هم‌ستبرای سازند آغاجاری و بختیاری (شکل ۴) نشان می‌دهد که حجم رسوبات این سازندها در برخی از نقاط فروبار دزفول به بیش از ۵۵۰۰ متر می‌رسد. این داده‌ها نشان از آن دارد که بیشترین ستبرای سازندهای آغاجاری و بختیاری مربوط به بخش میانی فروبار دزفول است و به تدریج به سوی شمال و جنوب از ستبرای این سازندها کاسته می‌شود؛ به گونه‌ای که در محل تاقدیس‌های مشتاق، بند کرخه، اهواز و مارون به کمترین مقدار می‌رسد (شکل ۴). این امر ناشی از هندسه حوضه‌های پیش‌ژرفا است؛ به‌طوری که بیشترین ژرفا مربوط به بخش میانی است و با فاصله گرفتن از این بخش از هر دو سو ژرفای حوضه کاهش می‌یابد و حوضه به دو سو گوه می‌شود (DeCelles and Giles, 1996). البته ممکن است فرایندهای ساختاری همزمان و پس از رسوب‌گذاری، هندسه گوه‌ای شکل حوضه را به‌ویژه در سوی پس‌بوم تحت تأثیر قرار دهند (DeCelles and Giles, 1996).

رودخانه‌های منطقه در حال حاضر به سوی جنوب جریان دارند و مواد فرسایش یافته را به درون خلیج فارس حمل می‌کنند. این در حالی است که خلیج فارس در زمان پلیستوسن از آب بیرون بوده و توسط کانال‌های رودخانه‌ای مربوط به سپر عربی حفر شده است (Kassler, 1973). به عبارت دیگر با پیشروی دگریختی به سوی جنوب، محل پیش‌ژرفا از فروبار دزفول به خلیج فارس منتقل شده است (Hessami et al., 2001; Pirouz et al., 2011).

۲- ۲. حوضه بالای گوه فروبار دزفول (عهد حاضر)

حوضه پیش‌بوم کنونی زاگرس را می‌توان به دو حوضه گوه بالایی و پیش‌ژرفا تقسیم کرد. ولی حوضه پس‌برآمدگی و پیش‌برآمدگی بر پایه توپوگرافی امروزی قابل شناسایی نیست (Pirouz et al., 2011). در بخش مرکزی کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس حوضه بالای گوه شامل پهنه‌های ایذه، لرستان و فروبار دزفول است و حوضه پیش‌ژرفا شامل خلیج فارس و حوضه بین‌النهرین در عراق است (Hessami et al., 2001; Pirouz et al., 2011). فروبار دزفول یک دشت وسیع با برجستگی کم را در بخش جنوبی حوضه بالای گوه شکل داده است. به دلیل رخنمون نیافتن سازند آسماری و وجود سازند تبخیری گچساران به عنوان یک سنگ‌پوش مناسب، ۴۵ میدان نفتی به‌صورت تله‌های تاقدیسی در این فروبار تشکیل شده است (Verges et al., 2011).

توزیع تاقدیس‌ها در فروبار دزفول نظم خاصی را نشان می‌دهد. در سوی شمال و در مجاورت گسل پیشانی کوهستان، تعداد زیادی تاقدیس در مقیاس‌های مختلف با روند زاگرسی (شمال باختر- جنوب خاور) تشکیل شده است (شکل ۱). پیچیدگی‌های ساختاری در بخش شمالی فروبار دزفول نشان از شدت بالای دگریختی در این بخش است؛ به گونه‌ای که در برخی از مناطق تاقدیس‌ها توسط گسل‌های راندگی روی هم رانده شده‌اند (شکل ۳). در بخش‌های جنوبی‌تر در مرز فروبار دزفول و دشت آبادان، تاقدیس‌های ژرفایی بزرگ‌مقیاسی مانند آغاجاری، مارون، اهواز و بند کرخه تشکیل شده است (شکل ۱). طول و عرض برخی از این تاقدیس‌ها بر پایه مرز بالایی سازند آسماری به ترتیب به ۷۰ و ۱۰ کیلومتر می‌رسد. ولی در بخش میانی فروبار دزفول در یک گستره به موازات ساختارهای زاگرسی فروبار، یا ساختار تاقدیسی تشکیل نشده و یا تاقدیس‌های بسیار کوچکی در مقایسه با دیگر تاقدیس‌های فروبار شکل گرفته است (شکل ۱). طول این گستره به بیش از ۱۵۰ کیلومتر و عرض آن در برخی از نقاط به بیش از ۶۰ کیلومتر می‌رسد. این

Archive of SID
www.SID.ir

محدوده منطبق با بخشی است که رسوبات آواری آغاجاری و کنگلومرای بختیاری بیشترین ستبرا را دارند (شکل‌های ۱ و ۴). همچنین تواتر و فراوانی به دست آمده تاقدیس‌ها در زیر سازند گچساران توسط نرم‌افزارهای ژئوفیزیکی (شکل ۵) نشان می‌دهد که بخش میانی فروبار دزفول کمترین شانس را برای شکل‌گیری ساختارهای تاقدیسی نسبت به دیگر بخش‌های این فروبار دارد (عبداللهی‌فرد، ۱۳۸۵).

۳- مدل‌سازی تجربی عامل‌های مؤثر بر آرایش ساختارهای گستره مورد مطالعه

۳- ۱. راه اندازی مدل

در این مطالعه برای درک بهتر از عوامل مؤثر بر هندسه و آرایش ساختارهای فروبار دزفول و بخش‌های جنوبی پهنه‌های ایذه و لرستان، یک آزمایش مدل‌سازی تجربی دوبعدی در جعبه ماسه انجام شده است. برای انجام این آزمایش دو نوع ماده مورد استفاده قرار گرفت: ماسه خشک برای شبیه‌سازی واحدهای سنگی شکننده و ماده ویسکوز نیوتنی یا سیلیکون (SGM 36) برای شبیه‌سازی واحدهای سنگی شکل‌پذیر. ماسه خشک در پاسخ به دگریختی از معیار شکست موهر- کلمب پیروی می‌کند. سیلیکون SGM 36 دارای چگالی $965\ kg\ m^{-3}$ با ویسکوزیتی مؤثر $5\times10^{4}\ Pa/s$ در دمای ۲۰ درجه سانتی‌گراد است.

طول و عرض اولیه جعبه به ترتیب ۴۶/۷ و ۳۰ سانتی‌متر در نظر گرفته شده است. پوشش رسوبی به ستبرای ۷ سانتی‌متر درون جعبه مدل‌سازی در نظر گرفته شد؛ به‌طوری که ۳ لایه سیلیکون به عنوان افق‌های جدایشی قاعده‌ای، میانی و بالایی، به ترتیب با ستبرای‌های ۴، ۳ و ۳ میلی‌متر در قاعده و میان لایه‌های ماسه قرار گرفتند (شکل ۶). این مدل‌سازی تجربی روی نقش فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت متمرکز شده است.

۳- ۲. نتایج مدل‌سازی

در مراحل اولیه دگریختی با فعال شدن افق‌های جدایشی قاعده‌ای و میانی در سطح یک چین (تاقدیس) جدایشی (A1) با یال عقبی بلند و کم‌شیب و یال پیشانی کوتاه و پرشیب تشکیل شد (شکل ۷- ب). در این مراحل فعالیت افق جدایشی میانی نقش کلیدی در شکل‌گیری ساختارها داشت؛ به‌طوری که هندسه تاقدیس اولیه تحت تأثیر فعالیت این افق بوده است و چند گسل راندگی کوچک با شیب متوسط (۳۰ درجه) از درون این افق جدایشی منشأ گرفته و لایه ماسه روی این افق جدایشی را در هسته تاقدیس اولیه تحت تأثیر قرار داده‌اند (شکل ۷- ب). در ادامه، دگریختی از کوتاه‌شدگی ۵ درصد تا ۸/۴ درصد نطفه تاقدیس دوم (A2) شکل گرفت (شکل‌های ۷- ب و ج). از کوتاه‌شدگی ۷/۳ تا ۱۸/۸ درصد (شکل‌های ۷- ج تا و) در بازه‌های ۱ درصد کوتاه‌شدگی بخشی از رسوبات بخش بالایی تاقدیس‌های A1 و A2 برداشته شد (فرسایش) و به همان میزان در پیشانی دگریختی رسوب ریخته شد (رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت یا چینه‌های رشدی). وجود چینه‌های رشدی مانع از پیشروی دگریختی به سوی پیش‌بوم و شکل‌گیری تاقدیس‌های جدید با دامنه و طول موج بزرگ شد و در پی آن دگریختی در طی این مراحل روی تاقدیس‌های A1 و A2 اعمال شد. به‌طوری که تاقدیس‌های A1 و A2 دچار چرخش به عقب (Roll back) و بالاآمدگی شدند. این امر را می‌توان در پرشیب شدن و در ادامه برگشتگی یال عقبی تاقدیس A1 مشاهده نمود (شکل‌های ۷- د و و). در اثر این چرخش و بالاآمدگی، تاقدیس‌های A1 و A2 با هم ادغام شدند و یک تاقدیس بزرگ را تشکیل دادند (شکل‌های ۷- د و و). به موازات این رویدادها گسل‌های اولیه فعالیت بیشتری از خود نشان دادند و گسل‌های جدیدی در هسته تاقدیس بزرگ شروع به فعالیت کردند. با شکل‌گیری این گسل‌ها، گسل‌های تشکیل شده در مراحل اولیه به سوی پس‌بوم چرخیدند و شیب آنها افزایش یافت (شکل‌های ۷- د و و).

در کوتاه‌شدگی ۱۸/۸ درصد نطفه تاقدیس A3 به سوی پیش‌بوم و پس از محل رسوب‌گذاری چینه‌های رشدی روی افق جدایشی بالایی شکل گرفته (شکل ۷- و) و با افزایش کوتاه‌شدگی این تاقدیس به یک تاقدیس بالغ تبدیل شده است (شکل ۷- ه). در همین بازه کوتاه‌شدگی تاقدیس بزرگ بالاآمدگی بیشتری را تجربه کرده و یال پیشانی آن پرشیب تا برگشته و توسط یکی از گسل‌های راندگی قطع و جابه‌جا شده است. حجم زیاد چینه‌های رشدی مانع از رسیدن این گسل به سطح شد (شکل ۷- ه). در فرودیواره این گسل راندگی و در دامنه تاقدیس بزرگ، ۳ تاقدیس با طول موج و دامنه کوچک در راستای محل چینه‌های رشدی در ژرفاهای میانی مدل تشکیل شدند (شکل ۷- ه). نمودارهای تغییرات شیب یال‌ها و میزان بالاآمدگی تاقدیس بزرگ در برابر کوتاه‌شدگی تغییر شیب ناگهانی را در بازه کوتاه‌شدگی ۷/۳ تا ۱۸/۸ درصد نشان می‌دهد (شکل ۸). این نمودارها در مراحل اولیه دگریختی یک شیب ملایم را نشان می‌دهند. ولی در بازه کوتاه‌شدگی ۷/۳ تا ۱۸/۸ درصد فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت سبب تمرکز دگریختی روی تاقدیس بزرگ و در نتیجه افزایش غیرمعمول شیب یال‌ها و نرخ بالاآمدگی تاقدیس بزرگ شده است (شکل ۸). شیب این نمودارها پس از کوتاه‌شدگی ۱۸/۸ درصد، به تدریج کاهش می‌یابد (شکل ۸). این امر به دلیل پیشروی دگریختی به سوی پیش‌بوم و شکل‌گیری تاقدیس A3 است.

۴- مقایسه ساختارهای منطقه با مدل‌سازی تجربی

در مدل‌سازی انجام شده سعی شد شرایطی شبیه به گستره مورد مطالعه بازسازی شود. به‌طوری که باربرداری از روی تاقدیس بزرگ (حاصل ادغام تاقدیس‌های A1 و A2) مشابه فرسایش تاقدیس‌های تشکیل شده در پهنه‌های ایذه و لرستان و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت مشابه رسوب‌گذاری سازندهای آغاجاری و بختیاری در فروبار دزفول در نظر گرفته شده است. حال می‌توان ساختارهای تشکیل شده در مدل‌سازی تجربی را با ساختارهای تشکیل شده در پهنه‌های ایذه و لرستان و فروبار دزفول مقایسه کرد.

وجود رسوبات همزمان با زمین‌ساخت (چینه‌های رشدی) به عنوان یک مانع سبب شده است بخشی از کوتاه‌شدگی درون تاقدیس بزرگ به‌صورت افزایش شیب یال‌ها، بالاآمدگی و شکل‌گیری گسل‌ها در هسته این تاقدیس جا داده شود. در سرتاسر پهنه ایذه (به‌ویژه بخش جنوبی) و بخش‌های جنوبی پهنه لرستان در مجاورت فروبار دزفول می‌توان تراکم بالای ساختارهای تاقدیسی نامتقارن را دید که توسط ناودیس‌های تنگ و گاه برگشته از هم جدا شده‌اند و نشان از دگریختی شدید دارد. این تاقدیس‌ها با هسته‌ای از واحدهای کربناته ایلام- سروک هستند که در بیشتر موارد در یال جنوبی و هسته آنها چندین گسل راندگی عمل کرده‌اند؛ به‌طوری که گاهی عملکرد این گسل‌ها رخنمون سطحی محور تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها را حذف کرده است. برای نمونه تاقدیس‌های گورپی، سرخ‌رود و شیرگان در جنوب پهنه ایذه به وسیله ناودیس‌ها تنگ و گاهی برگشته از هم جدا شده‌اند و هسته برخی از آنها توسط گسل‌های راندگی قطع و جابه‌جا شده‌اند (شکل ۹- الف). در هسته تاقدیس‌های سرخ‌رود و شیرگان واحدهای کربناته ایلام- سروک توسط گسل‌های راندگی روی سازند پابده- گورپی قرار گرفته‌اند و در نتیجه بخشی از رخنمون این سازند در زیر گسل مدفون شده است (شکل‌های ۹- ب و ج). همچنین رخنمون سطحی محور تاقدیس سرخ‌رود تحت تأثیر عملکرد گسل راندگی در هسته این تاقدیس حذف شده است (شکل‌های ۷- الف و ج). تاقدیس‌های گورپی و سرخ‌رود توسط یک ناودیس تنگ و برگشته از هم جدا شده‌اند (شکل ۹- ج). در برخی از نقاط سازند آسماری مربوط به یال شمالی ناودیس به‌گونه‌ای روی سازند آسماری یال جنوبی قرار گرفته است که تفکیک این دو را مشکل می‌سازد. این وضعیت در ناودیس جداکننده تاقدیس‌های سرخ‌رود و شیرگان نیز دیده می‌شود. حتی در محل پایانه جنوب خاوری این دو تاقدیس یال شمالی ناودیس به وسیله

Archive of SID
www.SID.ir

یک گسل راندگی روی یال جنوبی ناودیس رانده و سبب مدفون شدن رخنمون سطحی محور این ناودیس شده است (شکل ۹ - الف). شیب زیاد هر دو یال ناودیس نشان از چرخش این دو یال تحت تأثیر شدت بالای دگریختی دارد. این حالت در چرخش و برگشتگی یال‌های تاقدیس بزرگ در مدل‌سازی تجربی نیز دیده می‌شود (شکل ۷ - د و و).

نمونه دیگر در جنوب پهنه لرستان، در پایانه جنوب خاوری تاقدیس کبیرکوه و در هسته این چین است که سازند ایلام- سروک توسط یک گسل راندگی روی سازند پابده- گورپی رانده شده است (شکل ۱۰)؛ به‌طوری‌که به سوی جنوب خاور (پایانه چین) جابه‌جایی گسل زیاد و بخش چیره رخنمون سازند پابده- گورپی در زیر گسل مدفون شده است. همچنین در پایانه جنوب خاوری تاقدیس کبیرکوه یک چین تاقدیسی کوچک در مجاورت یال جنوبی این تاقدیس شکل گرفته است (شکل ۱۰- الف). این چین کوچک تا پایانه تاقدیس کبیرکوه ادامه نیافته است. این امر می‌تواند به دلیل شکل‌گیری تاقدیس ژرفای کبود در حدود ۵ کیلومتر به سوی جنوب در راستای پایانه تاقدیس کبیرکوه باشد (شکل ۱۰ - الف). این تاقدیس کوچک در زیر بخش‌های زیرین سازند آغاجاری در فروبار دزفول تشکیل شده است و بخشی از دگریختی منطقه را در خود جای داده است. وجود گسلش در هسته تاقدیس و تشکیل تاقدیس کوچک در پایانه جنوب خاوری تاقدیس کبیرکوه نشانه اعمال شدت بالای دگریختی در این بخش از تاقدیس تحت تأثیر وجود حجم زیاد رسوبات سازند آغاجاری در جنوب این بخش از تاقدیس کبیرکوه است که اجازه پیشروی دگریختی را به سوی جنوب نداده است (شکل ۱۰- الف).

در مدل‌سازی انجام شده، در زیر چینه‌های رشدی در ژرفاهای میانی مدل، ۳ تاقدیس کوچک در دامنه تاقدیس بزرگ تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). مشابه این تاقدیس‌ها را می‌توان در فروبار دزفول در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان در دامنه تاقدیس اناران (شکل ۱۲) و نیز در فرودیواره گسل ایذه در دامنه تاقدیس کوه بنگستان دید. این تاقدیس‌ها در دامنه تاقدیس اناران به عنوان میدان نفتی چنگوله حفاری و بهره‌برداری شده است. تاقدیس A3 به سوی پیش‌بوم و پس از چینه‌های رشدی، با هندسه جعبه‌ای شکل روی افق جدایشی بالایی تشکیل شده است (شکل ۱۱). موقعیت شکل‌گیری تاقدیس A3 را می‌توان با میدان‌های نفتی تاقدیسی اهواز، آغاجاری، کوپال و بند کرخه مشابه دانست که در بخش جنوب باختری فروبار دزفول (شکل‌های ۱ و ۱۳) و به سوی پیش‌بوم پس از حجم زیاد رسوبات آغاجاری در بخش میانی فروبار دزفول تشکیل شده است (شکل‌های ۱، ۴ و ۱۴).

۵- بحث

فرایندهای بالاآمدگی زمین‌ساختی، کوتاه‌شدگی، نرخ رسوب‌گذاری و فرسایش همزمان با زمین‌ساخت، شکل پایانی و آرایش ساختاری چین‌ها و گسل‌ها را در حوضه‌های پیش‌بوم کمربندهای چین‌خورده- رانده کنترل می‌کند (Willemin, 1984; Burbank and Verges, 1994; Burbank et al., 1996; Storti and Salvini, 1996). مدل‌سازی‌های تجربی و نمونه‌های طبیعی نشان می‌دهد فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت، کنترل کننده روند جنبش و هندسه ساختارها هم در مقیاس کمربندهای چین‌خورده- رانده و هم در مقیاس چین‌های منفرد هستند (Wu and McClay, 2011).

مطالعات در این پژوهش نشان‌دهنده نقش کلیدی فرایندهای سطحی فرسایش و رسوب‌گذاری در هندسه و آرایش ساختارها در بخش مرکزی کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس است. مدل‌سازی تجربی نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت به‌صورت یک مانع، از پیشروی دگریختی به سوی پیش‌بوم جلوگیری می‌کند و سبب اعمال کوتاه‌شدگی در ساختارهای تشکیل شده در سوی پس‌بوم به‌صورت بالاآمدگی، گسلش و چرخش یال چین می‌شود. باربرداری از روی ساختارهای تشکیل شده در سوی پس‌بوم به‌صورت فرسایش نیز به این فرایند کمک می‌کند (شکل ۷). این فرایند در نمودارهای تغییرات شیب یال‌ها و بالاآمدگی در برابر کوتاه‌شدگی به‌صورت افزایش ناگهانی شیب نمودارها در محدوده اعمال فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت دیده می‌شود (شکل ۸). این الگوی دگریختی را می‌توان در جنوب پهنه‌های ایذه و لرستان دید. فروبار دزفول به عنوان پیش‌ژرفای حوضه پیش‌بوم زاگرس در طی نئوژن (Abdollahie Fard et al., 2006; Pirouz et al., 2011) حجم زیادی از رسوبات آواری سازندهای آغاجاری و بختیاری را که حاصل فرسایش چین‌های در حال تشکیل در پهنه‌های ایذه و لرستان هستند، در خود جای داده است. این رسوبات با افزایش کوتاه‌شدگی، مانع از پیشروی دگریختی به سوی جنوب شده‌اند و در نتیجه بخشی از دگریختی درون چین‌های جنوبی پهنه‌های ایذه و لرستان اعمال شده است. این فرایند به‌صورت عملکرد گسل‌ها به‌ویژه در هسته چین‌ها، چرخش یال‌ها و بالاآمدگی چین‌ها و شکل‌گیری چین‌های کوچک در پیشانی چین‌های اصلی دیده می‌شود (شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۴). جایگاه ساختاری گسل‌ها راندگی نشان‌دهنده فعالیت آنها در آخرین مراحل شکل‌گیری هندسه کنونی این چین‌ها است. این گسل‌ها به‌طور چیره در هسته چین‌های منطقه سازندهای کربناته گروه بنگستان (ایلام-سروک) را روی سازند پابده- گورپی قرار داده‌اند (شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۴) و سبب بالاآمدگی هسته چین شده‌اند. البته باید توجه داشت که فرسایش این چین‌ها و حمل مواد فرسایش یافته توسط رودخانه‌ها به درون فروبار دزفول از یک سو با باربرداری از روی تاقدیس‌های پهنه‌های ایذه و لرستان به بالاآمدگی این تاقدیس‌ها کمک کرده و از سوی دیگر با گذشت زمان بر حجم رسوبات آغاجاری و بختیاری در فروبار دزفول افزوده است. این بالاآمدگی در هسته برخی از تاقدیس‌ها مانند تاقدیس شیرگان موجب رخنمون سازندهای گروه خامی شده است. چرخش یال‌ها را می‌توان در یال‌های پرشیب ناودیس‌های جداکننده تاقدیس‌های بخش جنوبی پهنه ایذه دید (شکل‌های ۹ و ۱۴). این امر سبب شده است تاقدیس گورپی بر خلاف دیگر چین‌های زاگرس تمایل به سوی شمال خاور نشان دهد. این وضعیت را می‌توان در بخش جنوبی پهنه لرستان در پایانه جنوب خاوری تاقدیس‌ها و در مجاورت فروبار دزفول دید. در شرایط معمول انتظار می‌رود به سوی پایانه تاقدیس‌ها شدت دگریختی کاهش یابد؛ ولی وجود رسوبات آغاجاری و بختیاری در فروبار دزفول سبب تمرکز دگریختی در پایانه تاقدیس‌های بخش جنوبی پهنه لرستان شده است. این افزایش دگریختی به‌صورت شکل‌گیری تاقدیس‌های تنگ در بخش جنوبی این پهنه، عملکرد گسل‌های راندگی در هسته تاقدیس‌هایی مانند کبیرکوه (شکل ۱۰- ب) و ریت (شکل ۲- الف) در پایانه جنوب خاوری این تاقدیس‌ها و شکل‌گیری چین‌های کوچک در مجاورت یال جنوبی تاقدیس‌های اصلی دیده می‌شود (شکل ۱۰- الف).

در بخش مرکزی کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس گسل‌های جداکننده فروبار دزفول از پهنه‌های ایذه و لرستان و نیز گسل‌های قطع کننده یال پیشانی تاقدیس‌ها در مرز بخش‌های شمالی و میانی فروبار دزفول رخنمون سطحی ندارند (شکل‌های ۳ و ۱۴). مدل‌سازی تجربی نشان می‌دهد حجم زیاد رسوبات همزمان با زمین‌ساخت در پیشانی تاقدیس بزرگ، مانع از به سطح رسیدن گسل راندگی قطع کننده یال پیشانی این تاقدیس شده است (شکل ۷- و). در مورد گستره مورد مطالعه گسل‌هایی که به آنها اشاره شد، در مراحل مختلف چین‌خوردگی نئوژن زاگرس، جبهه دگریختی کمربند را شکل داده‌اند (Berberian, 1995; Sepehr and Cosgrove, 2007). حجم زیاد رسوبات همزمان با زمین‌ساخت (سازندهای آغاجاری و بختیاری) این جبهه‌های دگریختی را پوشانده و اجازه بالا آمدن این گسل‌ها تا سطح زمین را نداده است.

این نقش رسوبات همزمان با زمین‌ساخت در پوشاندن جبهه دگریختی، در کمربند راندگی سویر در یوتا و وایومینگ (Coogan, 1992; DeCelles, 1994)، کمربند

Archive of SID
www.SID.ir

راندگی پیرنه (Puigdefabregas et al., 1986)، بخش شمالی کمربند راندگی آپنیه (Ricci Lucchi, 1986; Wu and McClay, 2011) و کمربند راندگی در شمال پاکستان دیده می‌شود. همچنین حجم زیاد رسوبات همزمان با زمین‌ساخت در برخی موارد سبب شکل‌گیری پهنه‌های مثلثی برشی (Trishear zones) در نقطه انتهایی (tip- line) گسل‌های راندگی قطع کننده یال پیشانی تاقدیس‌ها در محل تماس با این رسوبات می‌شود (Jones, 1982; Lawton and Trexler, 1991; Sanderson and Spratt, 1992; Wu and McClay, 2011). این ساختار در گسل راندگی قطع کننده یال جنوبی تاقدیس خندق قابل مشاهده است (شکل‌های ۳ و ۱۴). فروبار دزفول در چین‌خوردگی زاگرس در نئوژن نقش پیش‌ژرفا را در حوضه پیش‌بوم به عهده داشته است. با افزایش کوتاه‌شدگی و انتشار دگریختی به سوی جنوب، رسوبات ته‌نشین شده در این فروبار تحت تأثیر چین‌خوردگی و گسلش قرار گرفته‌اند. تاقدیس‌های تشکیل شده در فروبار دزفول در دو بخش شمالی و جنوبی متمرکز شده‌اند و در بخش میانی تاقدیس‌های بزرگ مقیاس شکل نگرفته‌اند (شکل‌های ۱ و ۱۴). نقشه هم‌ستبرای سازندهای آغاجاری و بختیاری نشان دهنده بیشترین ستبرای این سازندها در بخش میانی فروبار دزفول است (شکل ۴). بر پایه مدل‌سازی تجربی، وجود حجم زیاد رسوبات همزمان با زمین‌ساخت اجازه نمی‌دهد ساختارهای تاقدیسی بزرگ در لایه‌های پیش از دگریختی در محدوده این رسوبات شکل بگیرند و تنها ساختارهای تاقدیسی با دامنه و طول موج کم در این محدوده تشکیل می‌شوند. با افزایش کوتاه‌شدگی، تاقدیس‌های بزرگ‌مقیاس به سوی پیش‌بوم و پس از محدوده رسوبات همزمان با زمین‌ساخت شکل می‌گیرند (شکل ۷- ه). بنابراین ستبرای زیاد سازندهای آغاجاری و بختیاری در بخش میانی فروبار دزفول اجازه شکل‌گیری تاقدیس‌های بزرگ‌مقیاس را در این بخش نداده است (شکل ۱۴). این امر سبب تمرکز دگریختی و پیچیدگی‌های ساختاری در بخش شمالی و در ادامه با افزایش کوتاه‌شدگی، سبب شکل‌گیری تاقدیس‌های بزرگ‌مقیاس در بخش جنوبی فروبار دزفول به‌صورت چین‌های جدایشی مدفون (Wu and McClay, 2011) شده است (شکل ۱۴). همچنین بر پایه نتایج مدل‌سازی تجربی، رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت، مهم‌ترین عامل کنترل کننده شکل‌گیری میدان نفتی چنگوله به‌صورت چند تاقدیس کوچک در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان و در زیر حجم زیاد رسوبات آغاجاری و بختیاری است (شکل ۱۲).

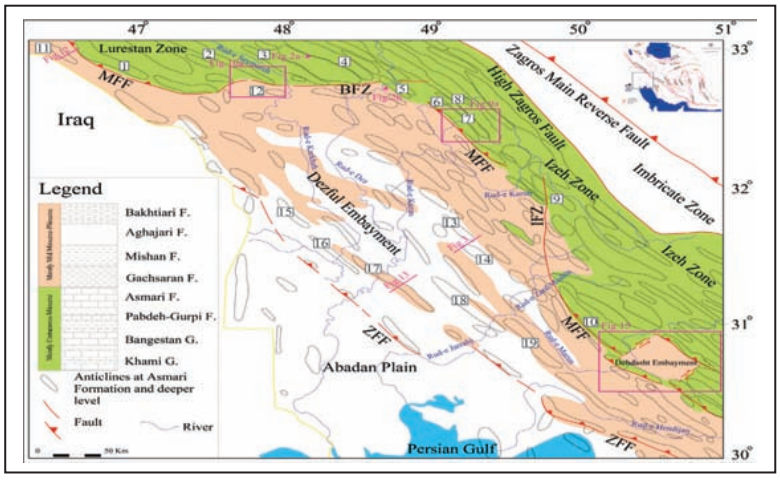
تأثیر ستبرای زیاد رسوبات همزمان با تکتونیک را همچنین می‌توان در آرایش ساختارهای فروبار دهدشت (Sepehr and Cosgrove, 2007) دید (شکل ۱۵). این فروبار در مقیاسی به مراتب کوچک‌تر از فروبار دزفول در بخش جنوب خاوری پهنه ایذه تشکیل شده است (شکل ۱). در این فروبار ستبرای زیاد رسوبات آغاجاری و بختیاری مانع از شکل‌گیری تاقدیس‌های بزرگ‌مقیاس و حتی رخنمون سازند آسماری در این فروبار شده است. این در حالی است که رخنمون هسته تاقدیس‌های دربر گیرنده این فروبار را واحدهای سنگی گروه‌های خامی و بنگستان تشکیل داده است (شکل ۱۵).

۶- نتیجه‌گیری

مدل‌سازی تجربی انجام شده نشان می‌دهد که فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت سبب تمرکز دگریختی در چین‌های سوی پس‌بوم می‌شود. این فرایند در چین‌های سوی پس‌بوم به‌صورت بالاآمدگی، گسل‌خوردگی هسته چین و چرخش یال‌ها دیده می‌شود. در طی مدل‌سازی وجود رسوبات همزمان با زمین‌ساخت مانع از به سطح رسیدن گسل راندگی در پیشانی دگریختی شد. همچنین حجم زیاد این رسوبات مانع از تشکیل تاقدیس بزرگ‌مقیاس در محدوده رسوب‌گذاری این رسوبات شد و با افزایش کوتاه‌شدگی، یک تاقدیس به سوی پیش‌بوم و پس از رسوبات همزمان با زمین‌ساخت تشکیل شد.

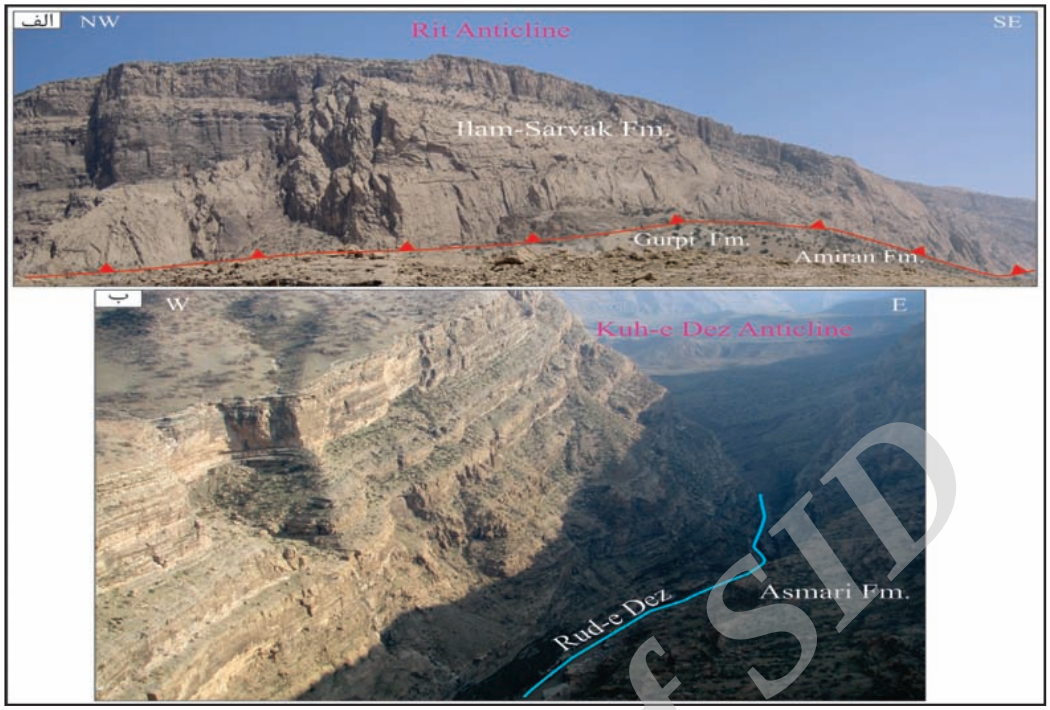
فروبار دزفول در بخش مرکزی زاگرس در زمان چین‌خوردگی نئوژن محل تجمع رسوبات آواری سازندهای آغاجاری و بختیاری حاصل از فرسایش چین‌های در حال تشکیل در پهنه‌های ایذه و لرستان بوده است. وجود این رسوبات یکی از عوامل مهم کنترل کننده هندسه ساختارهای بخش‌های جنوبی پهنه‌های ایذه و لرستان و نیز آرایش ساختارهای تشکیل شده درون فروبار دزفول بوده است. در مراحل اولیه چین‌خوردگی نئوژن، حجم زیاد رسوبات سازندهای آغاجاری و بختیاری مانع از پیشروی دگریختی به سوی جنوب و تمرکز آن در بخش‌های جنوبی پهنه‌های ایذه و لرستان شده است. این فرایند سبب شکل‌گیری ساختارهای تاقدیسی و ناودیسی تنگ و برگشته با یال‌های پرشیب در این مناطق شده است. تمرکز دگریختی سبب فعالیت گسل‌های راندگی در هسته بیشتر تاقدیس‌های بخش‌های جنوبی پهنه‌های ایذه و لرستان شده است.

رسوبات سازندهای آغاجاری و بختیاری در زمان چین‌خوردگی نئوژن، گسل‌هایی را که در مراحل مختلف چین‌خوردگی جبهه دگریختی شکل داده‌اند، پوشانده‌اند و از به سطح رسیدن این گسل‌ها جلوگیری کرده‌اند. همچنین در مورد آرایش ساختارهای فروبار دزفول نیز می‌توان تأثیر وجود رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت را دید. در بخش‌های میانی فروبار دزفول حجم زیاد رسوبات سازندهای آغاجاری و بختیاری ته‌نشین شده است. بر پایه مدل‌سازی تجربی، این رسوبات اجازه شکل‌گیری ساختارهای تاقدیسی را در این بخش نداده‌اند و در نتیجه تاقدیس‌های بخش شمالی دگریختی بیشتری را تحمل کرده و در ادامه با افزایش کوتاه‌شدگی ساختارهای جدید در بخش‌های جنوبی‌تر شکل گرفته‌اند.

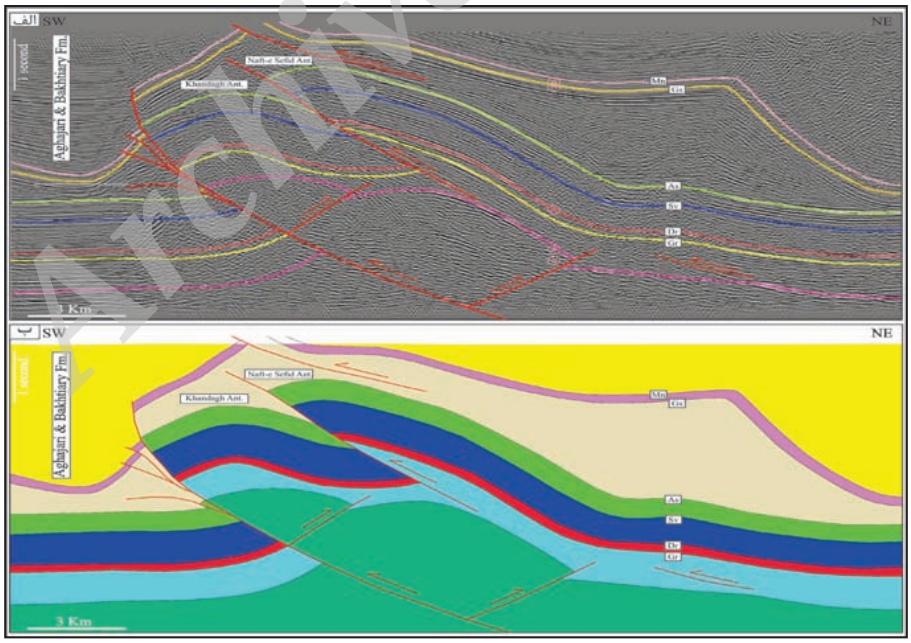


شکل ۱- نقشه ساختاری بخش مرکزی کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس (برگرفته از Abdollahie Fard et al., 2006 با کمی تغییرات). MFF: گسل‌های پیشانی کوهستان؛ ZFF:پیش‌ژرفای زاگرس؛ BFZ: بالارود؛ IFZ: ایذه. تاقدیس‌های مورد مطالعه: ۱: اناران؛ ۲: کبیرکوه؛ ۳: چناره؛ ۴: ریت؛ ۵: کوه دز؛ ۶: گورپی؛ ۷: سرخ‌رود؛ ۸: شیرگان؛ ۹: پایون؛ ۱۰: بنگستان؛ ۱۱: چنگوله؛ ۱۲: کبود؛ ۱۳: نفت سفید؛ ۱۴: خندق؛ ۱۵: مشتاق؛ ۱۶: بندکرخه؛ ۱۷: اهواز؛ ۱۸: مارون؛ ۱۹: آغاجاری.

Archive of SID
www.SID.ir



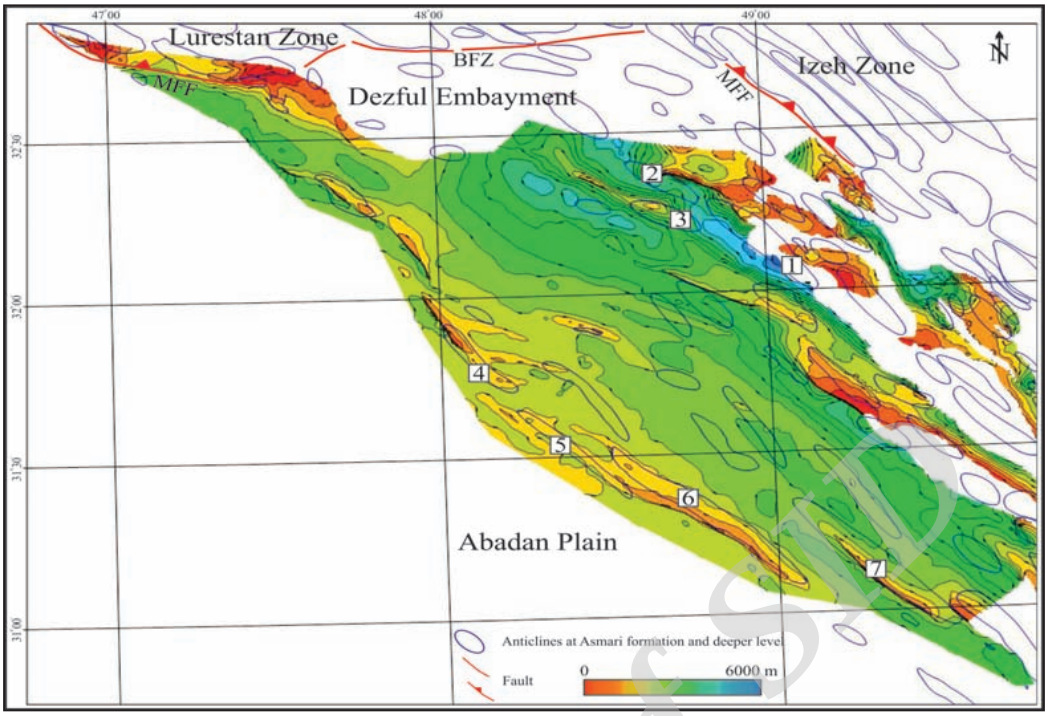
شکل ۲- الف) رانده شدن سازند ایلام- سروک روی سازند گورپی در هسته تاقدیس ریت در جنوب پهنه لرستان؛ ب) حفر ژرف یال جنوبی تاقدیس کوه دز توسط عملکرد شدید فرسایشی رودخانه دز در جنوب پهنه لرستان. عکس از درون بالگرد برداشته شده است. موقعیت تصاویر، در شکل ۱ نشان داده شده است.



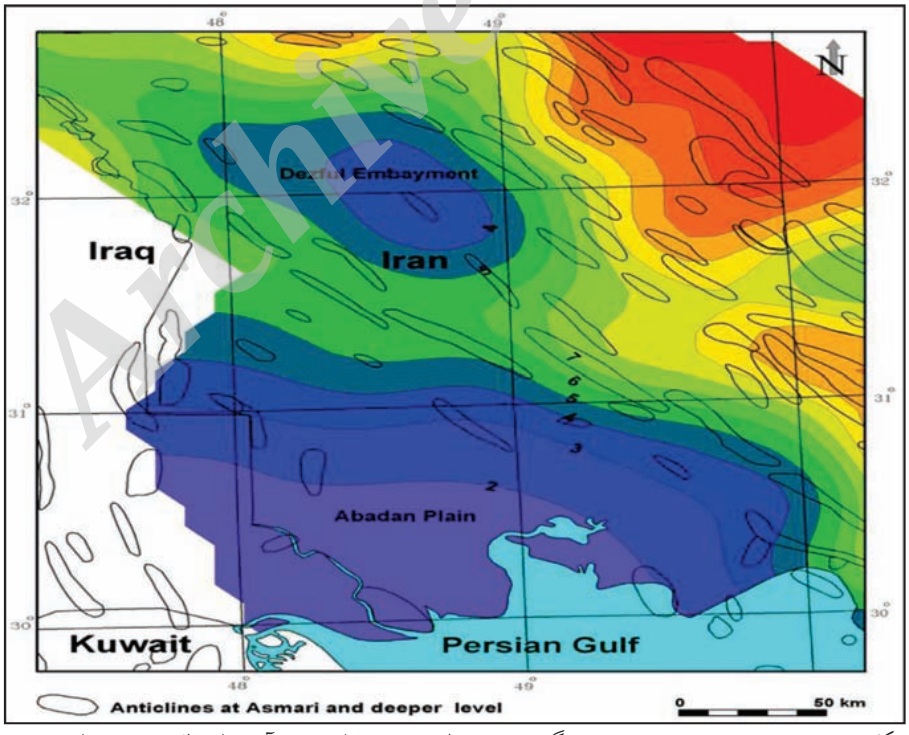
شکل ۳- الف) نیمرخ لرزه‌ای تفسیر شده روی تاقدیس‌های نفت سفید و خندق در بخش شمالی فروبار دزفول؛ ب) تصویر نمادین از شکل الف. ستبرای زیاد رسوبات آواری سازند آغاجاری و بختیاری در پیشانی تاقدیس خندق مانع از پیشروی گسلش به سوی بالا و سبب شکل‌گیری پهنه مثلثی برشی در نقطه انتهایی (tip -line) گسل شده است. موقعیت و راستای نیمرخ لرزه‌ای در شکل ۱ نشان داده شده است. مرز بالایی سازندهای Mn: میشان؛ Gs: گچساران؛ As: آسماری؛ Sv: سروک؛ Dr: داریان؛ Gr: گرو.

Archive of SID

www.SID.ir

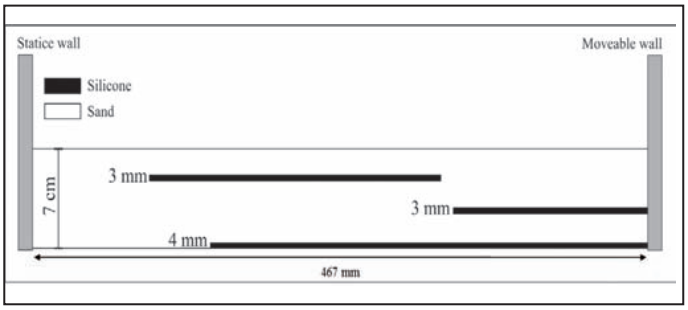


شکل ۴- نقشه هم‌ستبرای سازندهای آغاجاری و بختیاری در فروبار دزفول. بیشترین ستبرا مربوط به بخش میانی فروبار دزفول است. در برخی از نقاط مانند جنوب تاقدیس‌های ۱: زیلویی، ۲: پاپیله و ۳: کوهانک ستبرای سازندهای آغاجاری و بختیاری به بیش از ۵۵۰۰ متر می‌رسد. تاقدیس‌های ۴: مشتاق، ۵: بندکرخه،۶: اهواز و ۷: مارون. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.

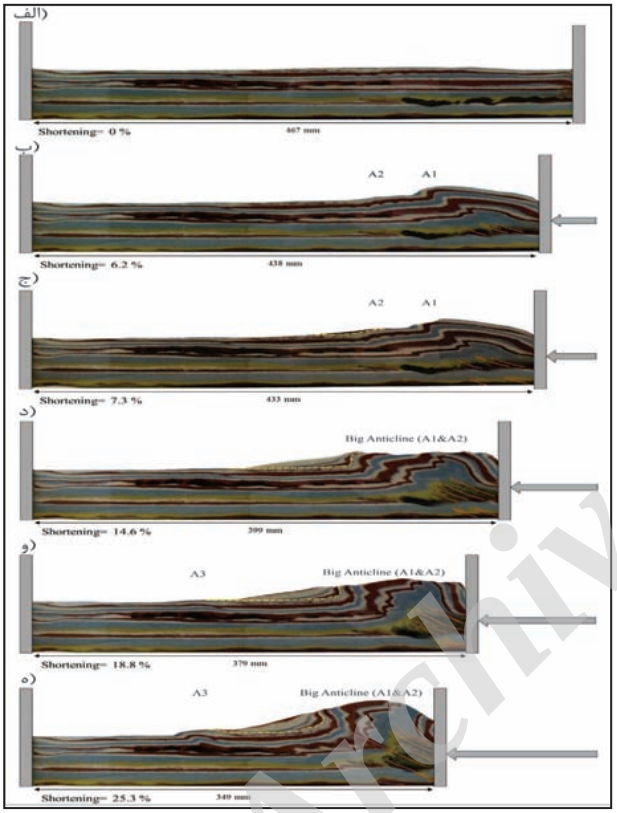


شکل ۵- تواتر و فراوانی تاقدیس‌ها در زیر سازند گچساران در منطقه فروبار دزفول و دشت آبادان (عبداللهی‌فرد، ۱۳۸۵). در فروبار دزفول کمترین تواتر و فراوانی مربوط به بخش میانی است. با توجه به شکل ۴ این بخش منطبق بر بیشترین ستبرای رسوبات سازندهای آغاجاری و بختیاری در فروبار دزفول است.

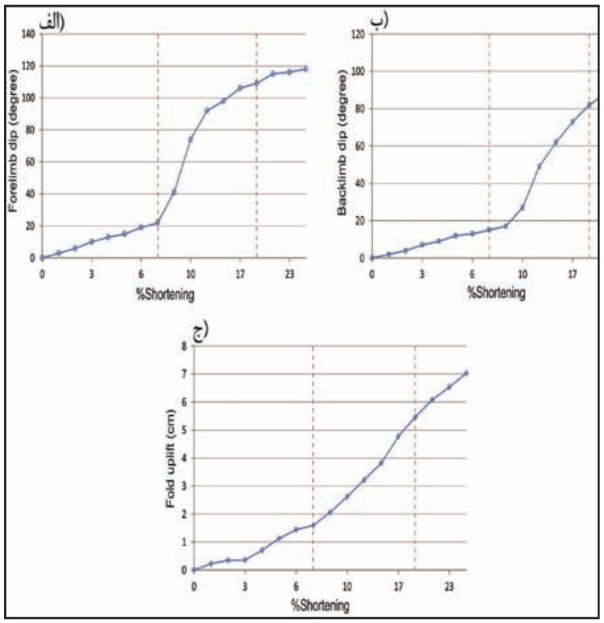
Archive of SID
www.SID.ir



شکل ۶- شکلی نمادین از برش مربوط به تنظیمات مدل. خطوط تیره موقعیت سیلیکون را درون لایه‌های ماسه نشان می‌دهد.



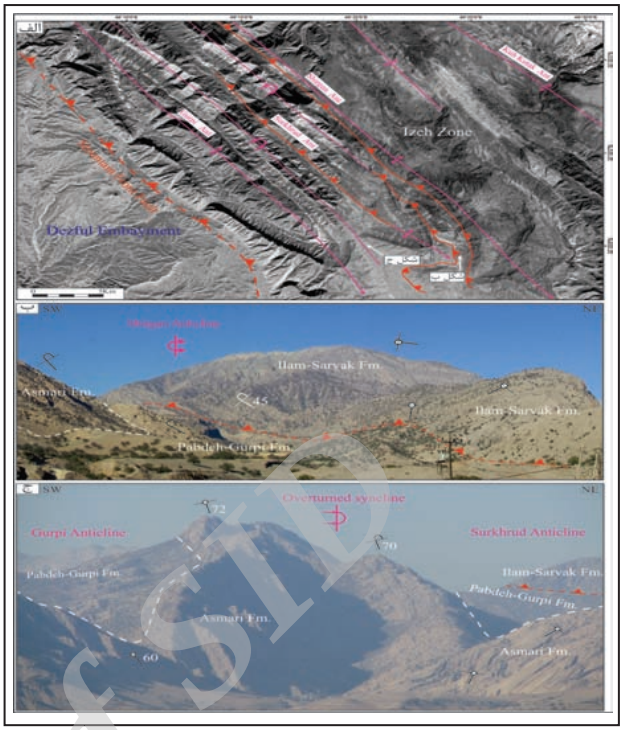
شکل ۷- برش‌های انتخابی در مراحل مختلف مدل‌سازی. خط‌چین زرد رنگ قاعده چینه‌های رشدی را و خطوط سرخ رنگ گسل‌های تشکیل شده در هر مرحله را نشان می‌دهند. الف) پیش از دگرریختی؛ ب) فعال شدن افق‌های جدایشی قاعده‌ای و میانی و شکل‌گیری تاقدیس‌های A1 و A2؛ ج) شروع فرایندهای فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت؛ د) ادغام تاقدیس‌های A1 و A2 در اثر تمرکز دگرریختی در سوی پس‌بوم؛ و) چرخش یال‌ها و بالاآمدگی تاقدیس بزرگ و شروع شکل‌گیری چین A3؛ ه) قطع شدگی یال توسط پیشانی تاقدیس بزرگ توسط گسل راندگی، شکل‌گیری ۳ چین کوچک در فرودیواره گسل راندگی. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.



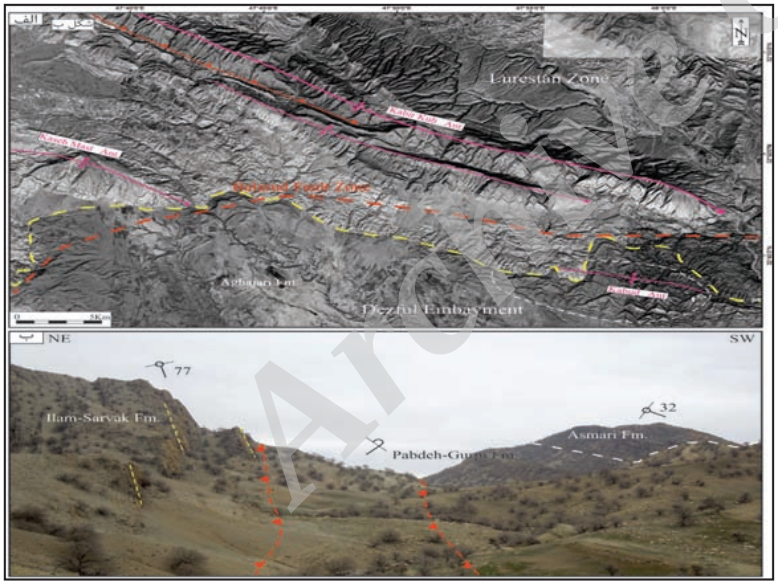
شکل ۸- الف) تصویر طرح شیب یال پیشانی در برابر کوتاه‌شدگی برای تاقدیس بزرگ؛ ب) تصویر طرح شیب یال عقبی در برابر کوتاه‌شدگی برای تاقدیس بزرگ؛ ج) تصویر طرح بالاآمدگی در برابر کوتاه‌شدگی برای تاقدیس بزرگ. دو خط‌چین سرخ شروع و پایان فرایندهای فرسایش و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت را به ترتیب در کوتاه‌شدگی‌های ۷/۳ و ۱۸/۸ درصد نشان می‌دهد. شیب هر ۳ نمودار با شروع فرایندهای فرسایش و رسوب‌گذاری به‌صورت ناگهانی افزایش می‌یابد. شیب‌های بیشتر از ۹۰ درجه نشان‌دهنده برگشتگی یال‌هاست. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.

Archive of SID

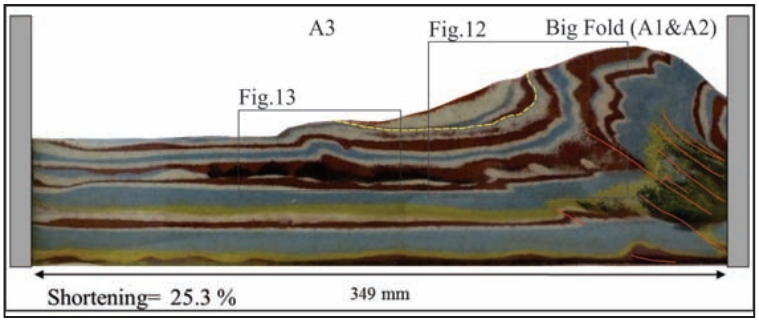
www.SID.ir



شکل ۹- الف) آرایش تاقدیس‌های تاقدیس‌های گورپی، سرخ‌رود در جنوب پهنه ایذه. موقعیت تصویر در شکل ۱ نشان داده شده است؛ ب) عملکرد گسل راندگی در هسته تاقدیس شیرگان سازند ایلام- سروک روی سازند پابده- گورپی رانده است؛ ج) نمایی از ناودیس برگشته جداکننده تاقدیس‌های گورپی و سرخ‌رود. رخنمون سطحی محور تاقدیس سرخ‌رود در اثر عملکرد گسل راندگی در هسته تاقدیس حذف شده است.

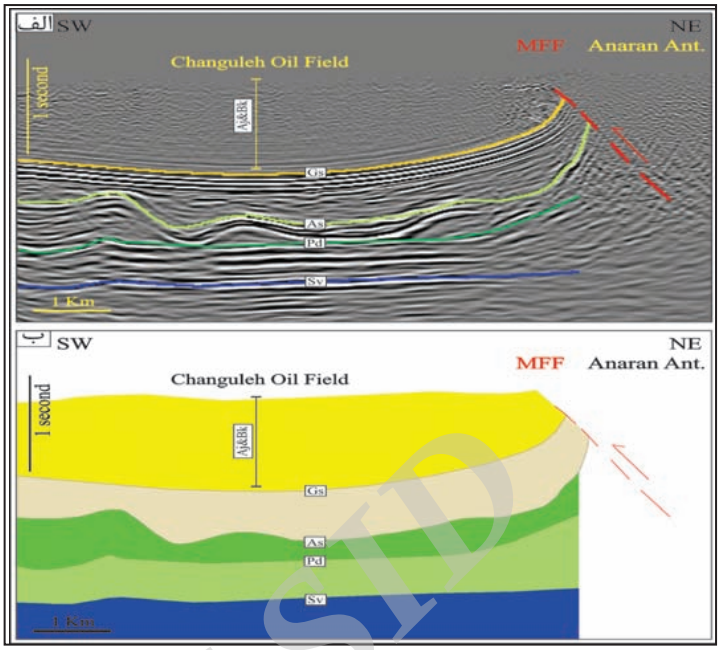


شکل ۱۰- الف) آرایش ساختارها در پایانه جنوب خاوری تاقدیس کبیرکوه در جنوب پهنه لرستان؛ موقعیت تصویر در شکل ۱ نشان داده شده است. خط‌چین زرد رنگ مرز زیرین سازند آغاجاری را در منطقه و خط‌چین سفید رنگ موقعیت تاقدیس ژرفایی کبود را نشان می‌دهند. ب) نمایی از رانده شدن سازند ایلام- سروک روی سازند پابده- گورپی توسط گسل راندگی در هسته تاقدیس کبیرکوه.

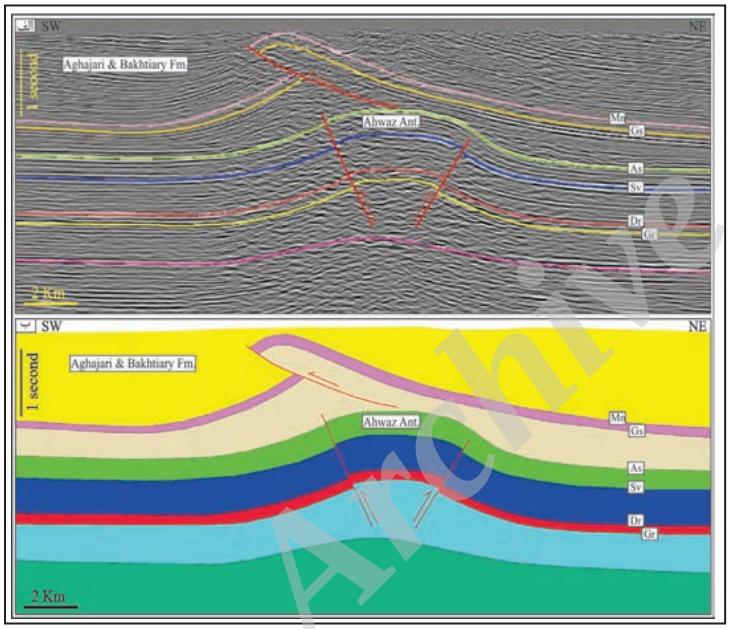


شکل ۱۱- ساختارهای تشکیل شده در مدل‌سازی تجربی در کوتاه‌شدگی ۲۵/۳ درصد. موقعیت ساختارهای مشابه تشکیل شده در فروبار دزفول در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ با چهارگوش مشخص شده است.

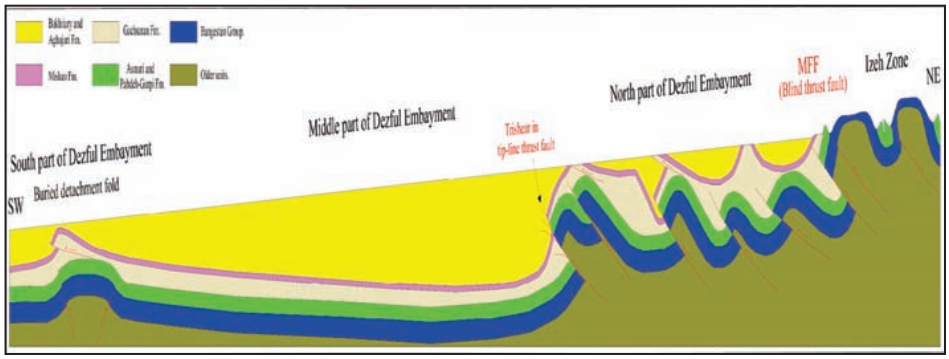
www.SID.ir



شکل ۱۲- الف) نیمرخ لرزه‌ای تفسیر شده از میدان نفتی چنگوله؛ ب) تصویر نمادین از شکل الف. میدان نفتی چنگوله در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان (MFF) در زیر حجم زیاد رسوبات آغاجاری و بختیاری به صورت چند چین تاقدیسی کوچک شکل گرفته است. موقعیت نیمرخ‌های لرزه‌ای در شکل ۱ نشان داده شده است. Gs: مرز بالایی سازندهای گچساران؛ As: آسماری؛ Pd: پابده؛ Sv: سروک.



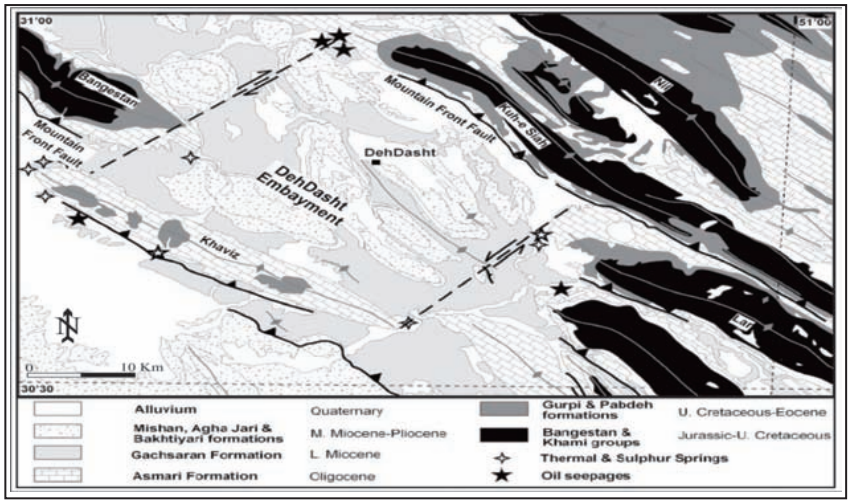
شکل ۱۳- نیمرخ لرزه‌ای تفسیر شده برای نمایش تاقدیس اهواز. در این تفسیر تاقدیس اهواز به‌صورت یک چین جعبه‌ای در بخش جنوبی فروبار دزفول شکل گرفته است. موقعیت نیمرخ‌های لرزه‌ای در شکل ۱ نشان داده شده است. مرز بالایی سازندهای Mn: میشان؛ Gs: گچساران؛ As: آسماری؛ Sv: سروک؛ Dr: داریان؛ Gr: گرو.



شکل ۱۴- برش ساختاری نمادین از بخش جنوبی پهنه ایذه و فروبار دزفول. ستبرای زیاد رسوبات سازندهای آغاجاری و بختیاری مانع از شکل‌گیری ساختارهای تاقدیسی در بخش میانی فروبار دزفول شده است. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱۵- نقشه زمین‌شناسی فروبار دهدشت و ساختارهای مجاور آن برگرفته از Sepehr and Cosgrove (2007). رخنمون سطحی این فروبار به‌طور چیره مربوط به سازندهای آغاجاری و بختیاری است. موقعیت نقشه در شکل ۱ نشان داده شده است.

کتابنگاری

حاجی‌علی‌بیگی، ح.، ۱۳۹۴- تصویری از منطقه گسلی ژرف بالارود، شمال اندیمشک، جنوب باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۹، ص ۳۱۳ تا ۳۲۸.

عبداللهی‌فرد، ا.، ۱۳۸۵- مدل‌های ساختاری جنوب خوزستان با استفاده از داده‌های لرزه نگاری بازتابی، پایان‌نامه دوره دکتری زمین‌شناسی- تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۴ ص.

علی‌پور، ر.، ۱۳۹۳- عوامل مؤثر بر دگریختی میدان‌های نفتی پازنان و آغاجاری، جنوب‌باختر ایران، پایان‌نامه دوره دکتری زمین‌شناسی- تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۸ ص.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۳ ص.

References

Abdollahi Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M. and Alavi, S. A., 2006- Interaction of the Zagros Fold thrust belt and the Arabian type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. Petroleum Geoscience, V.12: p.347–62.

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

Beaumont, C., Kooi, H. and Willett, S., 2000- Progress in coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins, and collisional orogens. In: Geomorphology and Global Tectonics (Ed. by Summerfield, M.A.), Wiley, New York, p.9 – 55.

Berberian, M. and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, V.18: p.210–285.

Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagoros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, V.241: p.193–224.

Bhattacharyya, K. and Ahmed, F., 2016- Role of initial basin width in partitioning total shortening in the Lesser Himalayan fold-thrust belt: Insights from regional balanced cross-sections. Journal of Asian Earth Sciences, V.116: p.122–131.

Bordenave, M. L. and Hegre, J. A., 2005- The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful Embayment, Zagros fold belt, Iran. Journal of Petroleum Geology, V.28: p.339–368.

Burbank, D. W. and Verge´s, J., 1994- Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. Journal of Geophysical Research, V.99: p. 20281–20297.

Burbank, D. W., Meigs, A. and Brozovic, N., 1996- Interactions of growing folds and coeval depositional systems. Basin Research, V. 8: p.199–223.

Coogan, J. C., 1992- Structural evolution of piggyback basins in the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. Geological Society of American, Memoirs179, p.55-82.

DeCelles, P. G. and Giles, K. A., 1996- Foreland basin systems. Basin Research, V.8: p.105-123.

DeCelles, P. G., 1994- Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming. Geological Society of America Bulletin, V.106(1): p.32-56.

Falcon, N. L., 1961- Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of south-west Iran. Quarterly Journal of the Geological Society, V.117(1-4): p. 367-376.

Falcon, N. L., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts (Ed. by Spencer, A.), Special Publication. Geological Society of London, V.4: p.199-211.

Archive of SID
www.SID.ir

Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H. and Shabanian, E., 2001- Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. Journal of Geological Society, London, V.158: p.969–981.

Jones, P. B., 1982- Oil and gas beneath east-dipping under thrust faults in the Alberta foothills. Geologic studies of the Cordilleran thrust belt: Rocky Mountain Association of Geologists, V.1: p.61-74.

Kassler, P., 1973- The structural and geomorphic evolution of the Persian Gulf. In: The Persian Gulf (Ed. by Purser B., H.), p. 11–32. Springer-Velag, New York.

Lawton, T. F. and Trexler, J. H., 1991- Piggyback basin in the Sevier orogenic belt, Utah: Implications for development of the thrust wedge. Geology, V.19(8): p.827-830.

Pattinson, R. and Takin, M., 1971- Geological significance of the Dezful Embayment boundaries. Iranian Oil Operating Companies, Report No.1166 (Unpublished).

Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A. and Azhdari, A., 2011- Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system. Geological Magazine, V.148(5-6): p.838-853.

Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A. and Marzo, M., 1986- Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. Foreland basins, p.229-246.

Ricci Lucchi, F., 1986- The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: Foreland Basins (Ed. by Allen, P. A. and Homewood, P.), Special Publication of the International Association of Sedimentologists, V.8: p.105-139.

Salvini, F. and Storti, F. 2002- Three-dimensional architecture of growth strata associated to fault-bend, fault-propagation, and decollement anticlines in non-erosional environments. Sedimentary Geology, V. 146: p. 57– 73.

Sanderson, D. A. and Spratt, D. A., 1992- Triangle Zone and Displacement Transfer Structures in the Eastern Front Ranges, Southern Canadian Rocky Mountains (1). American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.76(6): p.828-839.

Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros fold–thrust belt, Iran. Marine and Petroleum Geology, V.21: p.829–843.

Sepehr, M. and 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: Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward (Ed. by Ries, A.C.,. Butler, R.W.H., and Graham, R.H.). Special Publications, Geological Society, London, Vol.272: p.419-436.

Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004- Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and Petroleum Geology, V.21: p.535–554.

Storti, F. and Salvini, F., 1996- Progressive rollover fault-propagation folding: a possible kinematic mechanism to generate regional scale recumbent folds in shallow foreland belts. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 80: p. 174–193.

Takin, M., 1972- Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. Nature, V.235: p.147-150.

Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros, In: Salt Tectonics (Ed. by Alsop, G.I., Blunderll, D.J. and Davidson, I.). Special Publication, Geological Society of London, V.100: p.89-109.

Verges, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J. and Gillespie, P., 2011- Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: role of mechanical stratigraphy. In: Thrust Fault Related Folding (Ed. by McClay, K. R., Shaw, J. and Suppe, J.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 94, p. 69–94.

Willemin, J. H., 1984- Erosion and the mechanics of shallow foreland thrusting. Journal of Structural Geology, V. 6: p. 425–432.

Wu, J. E. and McClay, K. R., 2011- Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion. In: Thrust Fault Related Folding (Ed. by McClay, K. R., Shaw, J. and Suppe, J.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 94, p.301-333.

Archive of SID

www.SID.ir

Effects of interactions between deformation, erosion and syntectonic sedimentation on the geometry and arrangement of structures in the central part of the Zagros fold-thrust belt, SW Iran

B. Derikvand[1*], S. A. Alavi[2], H. Haji ali beigi[3] and I. Abdollahie Fard[4]

[1]Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

[2]Associate Professor, Department of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

[3]Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

[4]Geophysical Department, Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

Received: 2015 December 23 Accepted: 2016 April 12

Abstract

In the Neogene foreland basin of Zagros, Dezful Embayment as a foredeep depozone has accommodated large volumes of deposits of Aghajari and Bakhtiary formations. In this paper, surface and subsurface data and experimental modeling approach have been used to study the effect of these sediments on the geometry and arrangement of structures in the central part of Zagros fold-thrust belt. The experimental modeling suggests that simultaneous performance of erosion and syntectonics sedimentation prevents deformation propagation to the foreland, and rather concentrates it on the structures already formed toward the hinterland. In this regard, anticlines formed toward the hinterland respond to this process by uplift, faulting and limb rotations. With shortening progress, a large-scale anticline is developed toward the foreland after syntectonic sedimentation. Based on experimental modeling, the clastic deposits of Aghajari and Bakhtiary formations in the Dezful Embayment have led to the concentration of deformation expressed as steep to overturned anticlinal limbs and thrust fault developments in the southern parts of the Izeh and Lurestan zones. Also, large volumes of these sediments in the middle part of the Dezful Embayment has prevented formation of large anticlines in this part and caused formation of anticlines in the north and south parts of the Dezful Embayment.

Keywords: Syntectonics sedimentation, Foredeep, Dezful embayment, Experimental modeling, Structural arrangement.

For Persian Version see pages 87 to 98

*Corresponding author: B. Derikvand; E-mail: b_geology@yahoo.com

Archive of SID

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional
www.SID.ir