

بررسی برگشتگی زمین‌ساختی و ارتباط ساختاری تاقدیس‌های نفتی رگ سفید و زاغه با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی (پیش بوم زاگرس)

مهدی یوسفی*، سید مرتضی موسوی، محمد مهدی خطیب؛

دانشگاه بیرجند، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۸/۱۰/۰۷

دریافت ۹۷/۰۹/۱۴

چکیده

راندگی رگ سفید از سری گسل‌های پی سنگی کشتی اولیه است که طی بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در پرمین-تریاس با امتداد شمال باختر-جنوب خاور ایجاد شده است. چینه‌های رشدی کج شده در سازند آغاجری نشان می‌دهند که فاز نهایی چین‌خوردگی وابسته به برگشتگی این گسل در پلیوسن، منجر به برخاستگی تاقدیس رگ سفید شده است. نرخ برگشتگی زمین‌ساختی محاسبه شده روی مقطع لرزه‌نگاری بازتابی عمود بر گسل رگ سفید ($Ri=0.75$)، مقادیر زیادی برگشتگی در راستای این گسل را نشان می‌دهد. با توجه به مقدار زیاد نرخ برگشتگی، شیب زیاد گسل برگشته رگ سفید، هندسه ظاهری و تاریخچه تکاملی در پیش بوم زاگرس، راندگی کوچک با عمق جدایشی کم‌تر در یال جنوبی تاقدیس زاغه را می‌توان به‌عنوان راندگی میان بر فرودیواره و شاخه‌ای از راندگی بزرگ رگ سفید در نظر گرفت که به‌دلیل انتقال دگربرخی در فرودیواره گسل رگ سفید توسعه پیدا کرده است.

واژه‌های کلیدی: برگشتگی تکتونیکی، مقطع لرزه‌ای، گسل رگ سفید، تاقدیس زاغه.

مقدمه

مفهوم برگشتگی حوضه به‌طور کلی برای نشان دادن کوتاه‌شدگی در حوضه‌های کشتی از قبل موجود استفاده می‌شود. پهنه‌های وارون ساختارهای کشیده شده‌ای هستند که در پاسخ به فشردگی گرابن‌ها و فروافتادگی‌ها توسعه می‌یابند [۳]، [۷]، [۲۲]. برگشتگی در گرابن‌ها به این دلایل در سه دهه گذشته مورد توجه بوده است: ۱. نقش گسل‌های از قبل موجود به‌عنوان ساختارهای ترجیحی که کوتاه‌شدگی در پوسته را اعمال می‌کنند، ۲. نقش گسل‌های پرشیب قدیمی به‌عنوان منابع لرزه‌ای بالقوه [۱۹]، ۳. اهمیت اقتصادی آنها در قالب بلوغ و به‌دام افتادگی هیدروکربن‌ها در حوضه‌های رسوبی وارون [۲۰]. اکتشافات نفتی در حوضه‌های رسوبی عمده‌تاً وابسته به برگشتگی مثبت گسل‌ها هستند که این سازوکار به‌طور بالقوه‌ای کنترل‌کننده تاریخچه گرمایی حوضه‌ها (برخاستگی و فرسایش در حوضه رسوبی) و همچنین تشکیل تله‌های نفتی جدید است [۲۰]، [۲۳]. در فرایند برگشتگی تکتونیکی، کوتاه‌شدگی حوضه با تجدید فعالیت گسل‌های موجود همراه است اما تنوع زیادی از ساختارهای فشارشی جدید (گسل و چین‌ها) که این توالی رسوبی را دگرشکل می‌کنند، نیز می‌توانند ایجاد شود که به موجب آن تغییراتی چشم‌گیری در ساختارهای تکتونیک-رسوبی اصلی ایجاد می‌شود [۱]. علاوه بر این در طی فرایند برگشتگی، گسل‌های نرمال موجود پرشیب، نسبت به محور بزرگ تنش افقی هم‌زمان با کشش (تقریباً افقی) با زاویه زیاد قرار می‌گیرند که این مورد باعث می‌شود

که این گسل‌ها تحت شرایط خاص و محدود می‌توانند به‌عنوان گسل‌های راندگی پرشیب تجدید حرکت کنند [۱۹]. برگشتگی حوضه و تجدید فعالیت گسل موضوع مطالعات زیادی و همچنین مدل‌سازی‌های زیادی بوده است. مثال‌های جهانی زیادی که در آن حوضه‌های کششی به‌وسیله ساختارهای فشارشی متعاقب تکامل یافته‌اند، وجود دارد. می‌توان به نمونه‌های زیر که در آن برگشتگی حوضه سیمای مشخصی از دگرشکلی در حوضه‌های رسوبی را ایجاد کرده است اشاره کرد: جنوب آسیا [۱۵]، پیرنه [۱۰]، آند [۱۰]، آلپ [۵]. در این پژوهش با استفاده از برش‌های بازتابی لرزه‌ای عمود و موازی با تاقدیس رگ سفید و زاغه، پدیده برگشتگی تکتونیکی در جنوب فروافتادگی دزفول بررسی و ارتباط تاقدیس زاغه در فرودیواره گسل پیش گودال زاگرس با تکامل تاقدیس رگ سفید تبیین می‌شود.

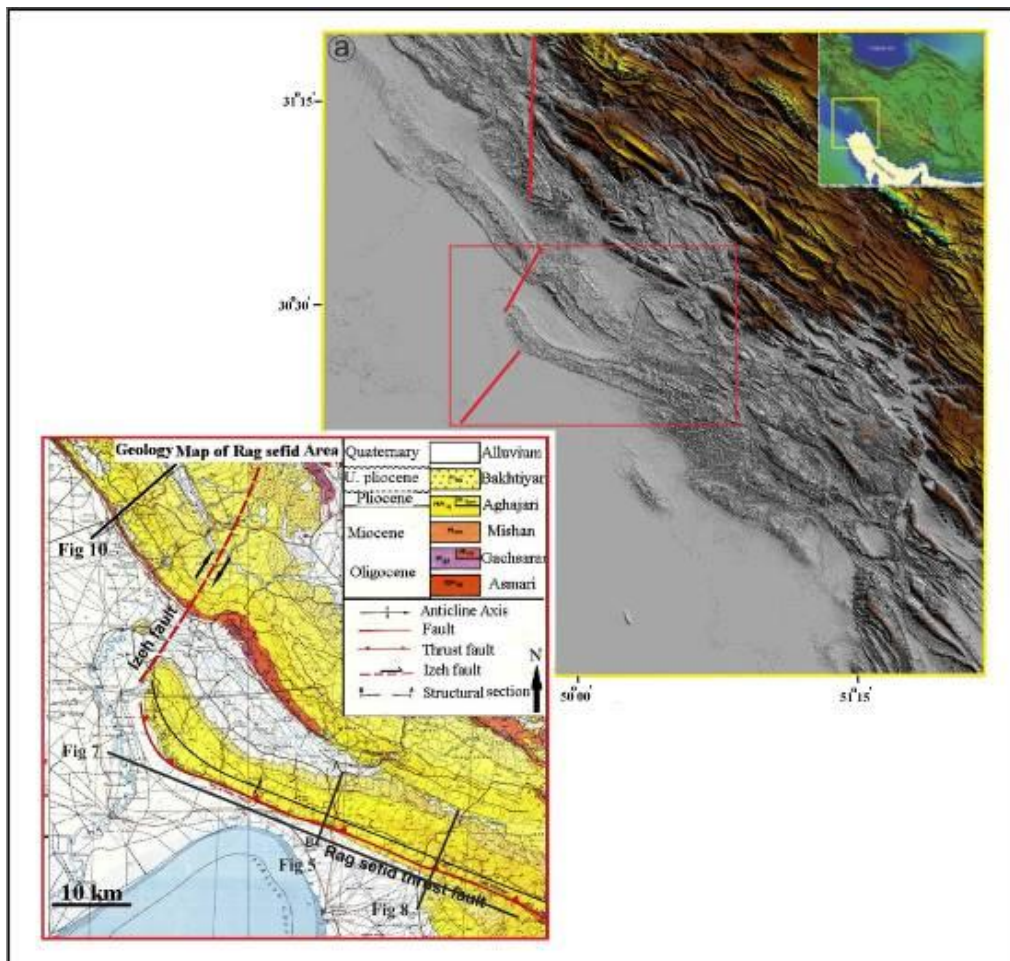
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

از لحاظ ساختاری تاقدیس رگ سفید در بخش جنوبی فرو افتادگی دزفول از زیر پهنه زاگرس چین‌خورده قرار دارد. این تاقدیس به‌شکل بومرنگ در جنوب باختر ایران و در ۱۵۰ کیلومتری جنوب خاور اهواز واقع شده است (شکل ۱). رخنمون‌های سطحی در این منطقه متشکل از تپه ماهوری‌های کم‌ارتفاع از سازند آغاجاری است (شکل ۲). سازند میشان فقط در دو پنجره فرسایشی در امتداد بخش جنوب باختری تاقدیس رگ سفید دیده می‌شود و سازندهای قدیمی‌تر از میشان در سطح زمین رخنمون ندارند. این تاقدیس در افق مخزنی آسماری دارای طول تقریبی ۵۴ کیلومتر و عرض متغیر ۴ تا ۸/۳ کیلومتر است. تاقدیس مذکور از نوع نامتقارن، و شیب زیاد در یال جنوب باختری آن متأثر از گسل‌های راندگی فراوان در یال جلویی است. این تاقدیس روی افق آسماری دارای چهار کوهانک یا برجستگی با دو روند محوری متفاوت است: برجستگی یا کوهانک جنوب خاوری که کم‌ترین عمق دسترسی به آن حدود ۱۷۵۰ متری زیرسطح دریا است و روند محوری شمال باختر- جنوب خاور دارد که در منتهی‌الیه جنوب خاور به‌وسیله گسل عادی با جهت شیب شمال خاوری از تاقدیس بی‌بی حکیمه جدا می‌شود. همچنین برجستگی یا کوهانک شمال باختری که کم‌ترین عمق دسترسی به آن حدود ۱۳۴۰ متر زیر سطح دریا است و دارای روند تقریباً شمالی- جنوبی است که روند محور تاقدیس نسبت به جهت عمومی میدان حدود ۳۰ درجه به‌سمت شمال چرخش پیدا کرده است. تاقدیس زاغه واقع در بخش ساحلی خلیج فارس، در افق آسماری دارای طول و عرضی به‌ترتیب ۲۲ و ۵ کیلومتر است که در فرودیواره گسل رگ سفید قرار دارد. تپه ماهورهای کم ارتفاع از مارن‌های سازند آغاجاری و نهشته‌های آبرفتی عصر جدید، رخنمون سطحی این تاقدیس در بخش پیشانی پیش بوم زاگرس را تشکیل می‌دهند.

مواد و روش‌ها

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های مقاطع لرزه‌ای دو بعدی تاقدیس‌های رگ سفید، زاغه و تنگو، نقشه زمین‌شناسی و داده‌های چاه به بررسی مفهوم برگشتگی تکتونیکی و ارتباط ساختاری تاقدیس‌های رگ سفید و زاغه می‌پردازیم. در ابتدا با استفاده از مقطع لرزه‌نگاری عمود بر امتداد محوری تاقدیس رگ سفید و داده‌های چاه، لایه‌های رسوبی و سر سازندها تفسیر و چین‌خوردگی تفسیر و تحلیل می‌شوند. با در دسترس بودن ضخامت لایه‌های رسوبی در مقاطع لرزه‌ای تاقدیس رگ سفید، میزان کمی برگشتگی تکتونیکی با استفاده از رابطه نرخ برگشتگی محاسبه و تحلیل

می‌شود. در نهایت با بیان تاریخچه تکاملی و حوادث تکتونیکی رخ داده در فروافتادگی دزفول جنوبی، تحلیل جامعی از ارتباط ساختاری بین تاکدیس رگ سفید و تاکدیس‌های موجود در فرودیواره گسل رگ سفید در قالب مفهوم برگشتگی زمین‌ساختی ارایه و مدل ساختاری معرفی می‌شود.



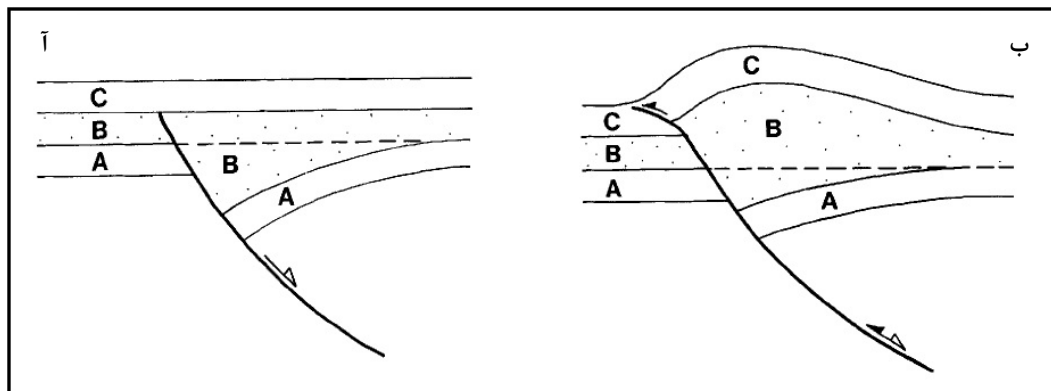
شکل ۱. موقعیت ساختاری فروافتادگی دزفول در کمربند زاگرس. نقشه زمین‌شناسی محدوده گسترش تاکدیس رگ سفید و تاکدیس‌های مجاور در کمربند چین رانده زاگرس



شکل ۲. تصاویری از رخنمون واحدهای مارنی و ماسه سنگی سازند آغاچری در بخش‌های مختلف تاکدیس رگ سفید

برگشتگی حوضه‌های کشتی

الگوی نهایی دگرشکلی حوضه‌های کشتی وارون در خلال فشارش به‌طور عمده تحت تأثیر هندسه گسل‌های نرمال قرار دارد [۱۲]. بسته به سازوکار گسل اولیه، در صورتی که گسل‌های نرمال حوضه به گسل‌های راندگی تغییر ماهیت دهند، برگشتگی مثبت، و در صورتی که گسل‌های راندگی حوضه به گسل‌های کشتی تغییر ماهیت دهند، برگشتگی منفی رخ می‌دهد. برگشتگی گسلی مثبت به‌صورت دقیق با استفاده از داده‌ها و مقاطع لرزه‌ای بازتابی قابل بررسی است، به‌صورتی که تغییرات جانبی در ضخامت لایه‌های سنگی در تاقدیس‌ها قابل مشاهده هستند. در این حالت گوه-های رسوبی وابسته به گسل نرمال که برگشتگی را تجربه کرده‌اند، برخاستگی بخشی یا کامل را ایجاد می‌کنند [۷]، [۴]. یکی از راه‌های تشخیص برگشتگی تکتونیکی در گسل‌های نرمال، تغییرات ضخامت لایه‌ها در دو طرف صفحه گسل است. توالی رسوبی نهشته شده در مراحل مختلف پدیده برگشتگی مثبت، شامل رسوبات قبل کشت، هم رسوبات زمان با کشت و رسوبات پس از کشت است (شکل ۳). رسوبات هم زمان با کشت نهشته شده در فرادیواره گسل‌های نرمال در حال رشد نسبت به توالی معادل در فرودیواره ضخیم‌تر هستند، که در این حالت برگشتگی مثبت تکتونیکی به‌صورت ضخیم‌تر شدن لایه‌های هم زمان با کشت در فرادیواره گسل‌های وارون تظاهر می‌یابد. نشانه دیگر برای شناخت پدیده برگشتگی تکتونیکی، وجود توأم جابه‌جایی نرمال و معکوس در سطح یک گسل است. با توجه به این‌که برگشتگی مثبت منجر به جابه‌جایی معکوس در صفحه گسل می‌شود، می‌توان بیان کرد که بیش‌ترین جابه‌جایی معکوس و برگشتگی در مناطقی مشاهده می‌شود که فاز اولیه از حرکات نرمال کم‌ترین مقدار را دارد. در خلال برگشتگی مثبت، گسل‌های نرمال از قبل موجود با شیب به‌طرف پیش بوم در قالب راندگی‌هایی پیش‌رونده به‌سمت پیش بوم توسعه می‌یابند؛ در حالی که گسل‌های نرمال با شیب به‌طرف پیش بوم، پس راندگی‌ها را تشکیل می‌دهند [۷].

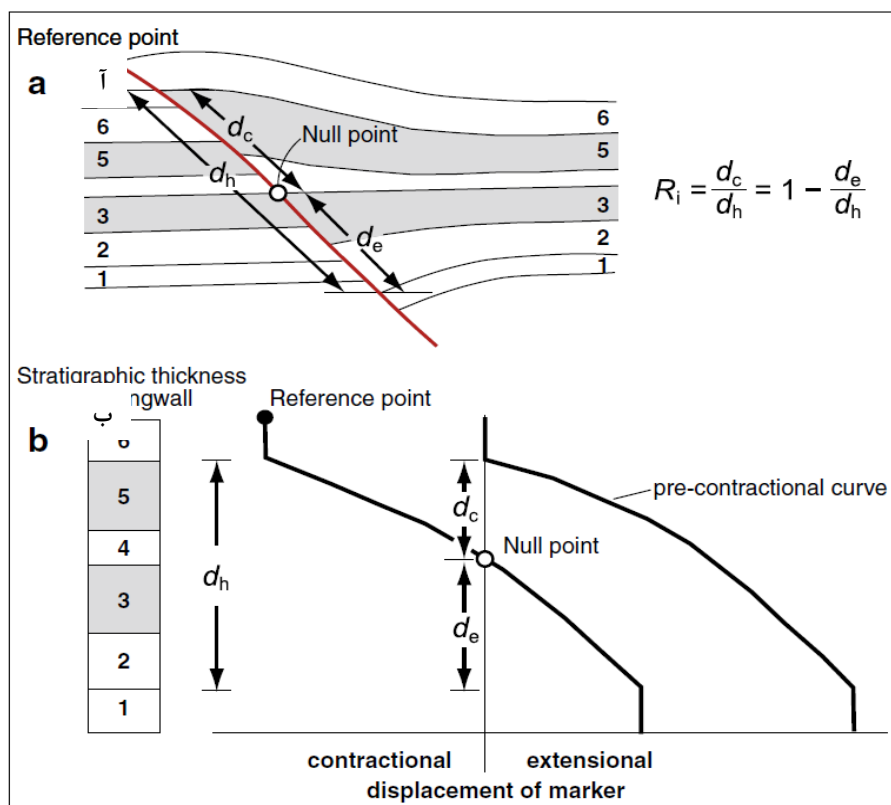


شکل ۳. آ) دیاگرام شماتیکی از نمایش کشت اولیه، ب) نمایش ساختارها در طی برگشتگی مثبت. (A) رسوبات نهشته شده قبل از کشت، B رسوبات هم زمان با کشت و C رسوبات پس از کشت هستند [۲۲].

برگشتگی زمین‌ساختی در تاقدیس رگ سفید و تحلیل ارتباط ساختاری آن با تاقدیس زاغه

میزان کمی برگشتگی تکتونیکی با استفاده از نرخ برگشتگی ($Ri = d_c/d_h$) قابل محاسبه است که در آن (d_c) جابه‌جایی تراکمی بالای نقطه خنثی (Null point) (نقطه‌ای که یک لایه مشخص هم‌زمان با کشت سطح اولیه خود را طی حرکات تراکمی به‌دست می‌آورد) و (d_h) ضخامت توالی رسوبات هم‌زمان با برگشتگی در فرادیواره به موازات با

سطح گسل است [۲۲] (شکل ۴). همچنین نسبت برگشتگی (R_i) می‌تواند با در نظر گرفتن جابه‌جایی کششی زیر نقطه خنثی (d_e) با فرمول $R_i = 1 - d_e/d_h$ به دست آید [۲]. در فرایند برگشتگی مثبت نقطه خنثی به‌طور پیش‌رونده به سمت پایین صفحه گسل مهاجرت می‌کند که در این حالت بسته به برگشت نسبی یا کامل موقعیت لایه‌ها قبل از کشش، برگشتگی می‌تواند به ترتیب از نوع بخشی یا کامل باشد [۶]. در فرایند برگشتگی کامل، حرکات معکوس باعث می‌شود که در امتداد یک گسل نرمال اولیه، موقعیت چینه‌شناسی تمامی توالی هم‌زمان با کشش به قبل از شروع فرایند کشش برگردد و همچنین جابه‌جایی معکوس لایه‌های هم‌زمان با کشش در همه صفحه گسل قابل مشاهده است. بنابراین نرخ برگشتگی بین مقدار صفر (اگر برگشتگی رخ ندهد) و یک (زمانی که برگشتگی کامل انجام شود و رسوبات قبل کشش در موقعیت قبل دگرشکلی قرار گیرند)، متغیر است [۱۵]، [۲].



شکل ۴. آ) شکل نشانگر برگشتگی تراکمی و مثبت در گسل‌های کششی می‌باشد، ب) نمودار جابه‌جایی/فاصله نسبت به نقطه خنثی، مکانی که یک لایه شاخص از رسوبات هم‌زمان با کشش به حالت گسل نخورده اولیه تبدیل می‌شود و سوی جابه‌جایی از نرمال به معکوس در پایین و بالای صفحه گسل تغییر می‌کند. پارامترهای به‌کاررفته برای محاسبه نسبت برگشتگی نشان داده شده است. ۱ لایه نهشته شده قبل از کشش. ۲ تا ۵ لایه‌های نهشته شده هم‌زمان با کشش و ۶ لایه نهشته شده بعد از کشش هستند [۲۲].

راندگی رگ سفید از سری گسل‌های پی سنگی کششی است که طی بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در پرمین - تریاس با امتداد شمال-باختر-جنوب خاور ایجاد شده است که در فاز برخوردی زاگرس، حرکت راندگی را تجربه کرده است. یال عقبی تاق‌دیس رگ سفید با شیب کم‌تر و فرادیواره مسطح (شکل ۵)، نشانه‌ای از ساختار درگیر در پی سنگ است [۱۷]. مسیرپایی راندگی پرشیب اصلی در تاق‌دیس رگ سفید که در واقع قطعه‌ای از گسل پیش‌گودال^۱ است و

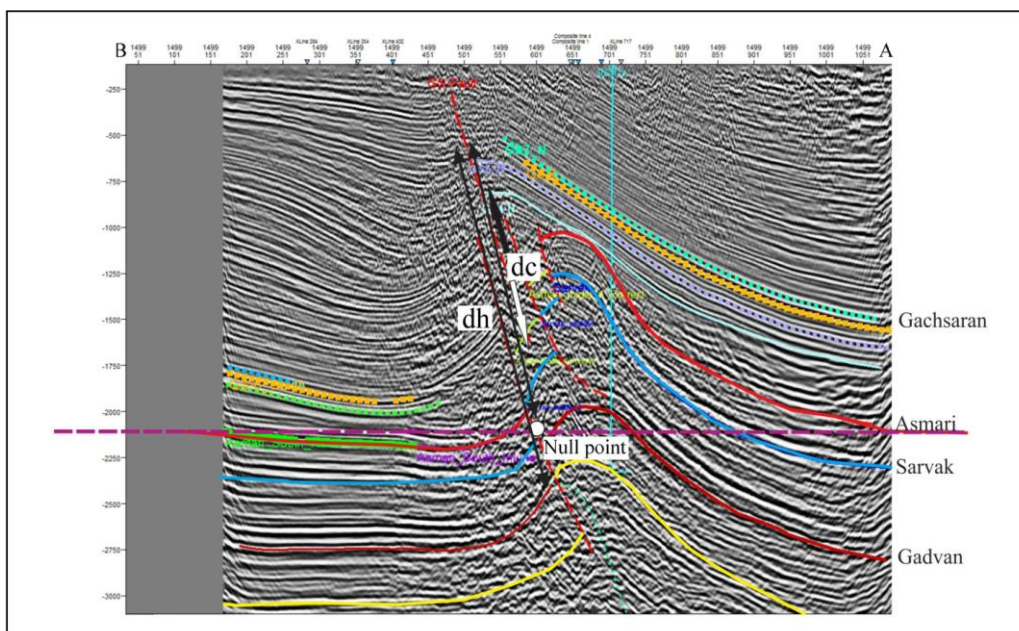
1. Zagros fore deep fault

مقطع ترسیمی به وسیله [۱۸]، نشان می‌دهد که این گسل به دلیل دارا بودن شیب زیاد و با توجه به تاریخچه G تکاملی در آن و همچنین عدم حفاری سازندها تا اعماق زیاد، احتمالاً از لایه جدایشی پالئوزوئیک پایینی ریشه‌دار شده و تا بخش میانی سازند گچساران، لایه‌ها را دچار برش خوردگی کرده است (شکل ۵). علاوه بر عملکرد گسل راندگی رگ سفید، تغییر شکل پلاستیکی سازند گچساران نیز از عوامل اصلی تغییر شکل و هندسه کنونی تاقدیس رگ سفید است. رفتار شکل‌پذیر و ضخامت قابل توجه از سازند نامقاوم گچساران در بالای واحدهای مقاوم میانی کربناته در توالی رسوبی فروافتادگی دزفول جنوبی، منجر به بروز سبک‌های متفاوت چین‌خوردگی در بالا و پایین این سازند و همچنین تکامل ساختارهای توسعه یافته در واحدهای سنگی منطقه شده است؛ به‌طوری‌که ساختارهای بخش بالایی و پایینی آن کاملاً از یکدیگر جدا شده و بر هم منطبق نیستند (شکل ۵). تاقدیس رگ سفید بر پایه متغیر هندسی نسبت طول محور به پهنای چین^۱، به دلیل داشتن این نسبت به میزان بیش‌تر از ۱۰، به‌عنوان چین‌های تحمیلی^۲ که بیش‌تر از نوع نامتقارن‌اند، تفسیر می‌شود و ناشی از فشردگی مرتبط با گسل‌های راندگی است که در اثر فعالیت دوباره گسل هندیجان محور آنها دچار جابه‌جایی شده است. در نیم‌رخ‌های لرزه‌ای تفسیر شده از تاقدیس رگ سفید، محدوده‌ای به هم ریخته در یال جنوب باختری مشاهده می‌شود و نشان می‌دهد که در اثر عملکرد گسلش راندگی شمال باختری- جنوب خاوری، این گسیختگی‌ها رخ داده‌اند که در نتیجه یال جنوبی بسیار پرشیب گشته است (شکل ۵). یال شمالی این تاقدیس چندان پرشیب نیست و شیب قائم و بر گشتگی ساختاری در آن دیده نمی‌شود. به دلیل توسعه و انتشار راندگی‌ها در یال جنوب باختری تاقدیس و همچنین نسبت متغیر هندسی بیش‌تر از ۱۰، این چین‌خوردگی از نوع تحمیلی و وابسته به انتشار گسل است. پس از برخورد ورقه‌های ایران و عربی از ائوسن بالایی به بعد [۱۷]، چین‌خوردگی‌های پیش‌رونده در زاگرس وابسته به حرکت راندگی در گسل‌های اصلی زاگرس رخ داده است که از شمال خاور به طرف جنوب باختر مهاجرت و انتقال دگر شکلی به طرف پیش بوم را شاهد هستیم. سن چین‌خوردگی منطقه بررسی شده به دلیل کج‌شدگی در چینه‌های رشدی سازند آجاجری واقع شدن در منطقه پیش‌بوم زاگرس و در اثر حرکت در گسل پیش‌گودال زاگرس (ZFF)، پلیوسن در نظر گرفته می‌شود. هم‌چنین بررسی چینه‌نگاری مغناطیسی [۱۱] سن چین‌خوردگی ۵ میلیون سال را برای چین‌خوردگی در گسل پیش‌گودال زاگرس در نظر می‌گیرد. با توجه به شکل چین و فشردگی حداکثر در بخش مرکزی، برای محاسبه نرخ برگشتگی از مقطع لرزه‌نگاری بازتابی عمود بر بخش مرکزی تاقدیس رگ سفید استفاده می‌شود (شکل ۵). توالی چینه‌شناسی قابل تفسیر در مقاطع لرزه-نگاری بازتابی و داده‌های چاه‌های حفاری شده در تاقدیس رگ سفید شامل سازند آواری آجاجری، سازند متحرک و شکل‌پذیر گچساران و بخش مقاوم میانی شامل سازندهای آسماری، پابده، گورپی، سروک و گدوان است. چنان‌که پیش‌تر بیان شد برای محاسبه نرخ برگشتگی، در مقاطع لرزه‌ای تفسیر شده، نقطه‌ای که در آن یک لایه مشخص هم‌زمان با کشش، سطح اولیه خود را طی حرکات تراکمی به دست می‌آورد، به‌عنوان نقطه خنثی در نظر گرفته می‌شود. در مقطع مربوط به تاقدیس رگ سفید این نقطه خنثی در سازند آسماری قابل مشاهده است که در آن با ادامه ترسیم سرسازند آسماری در بخش‌های شمال‌شرقی و جنوب‌غربی تاقدیس، هم‌تراز بودن این سطح قابل مشاهده است (شکل ۵). با توجه به این‌که کشش اولیه در حوضه زاگرس در پرمین-تریاس شروع شده است و به دلیل چین‌خوردگی

1. Aspect Ratio

2. Forced Folds

پیش‌رونده و برگشتگی در گسل پیش گودال زاگرس در زمان پلیوسن (حدود ۵ میلیون سال پیش) [۲۱]، سازند آجاجری با سن پلیوسن بالایی به‌عنوان لایه پس از برگشتگی، برای محاسبه نرخ برگشتگی در نظر گرفته می‌شود. از این‌رو، مطابق شکل ۵، لایه‌های راس سازند گچساران تا لایه قابل تشخیص زیر سازند گدوان به‌عنوان رسوبات هم‌زمان با برگشتگی در نظر گرفته می‌شود. در نهایت مطابق شکل ۵ و با اندازه‌گیری از روی مقطع لرزه‌ای، نرخ برگشتگی به‌میزان $Ri=dc/dh=1170/1570=0.75$ برای بخش میانی راندگی رگ سفید به‌دست می‌آید؛ که این مقدار، نرخ بالای واونگی در گسل رگ سفید را نشان می‌دهد.



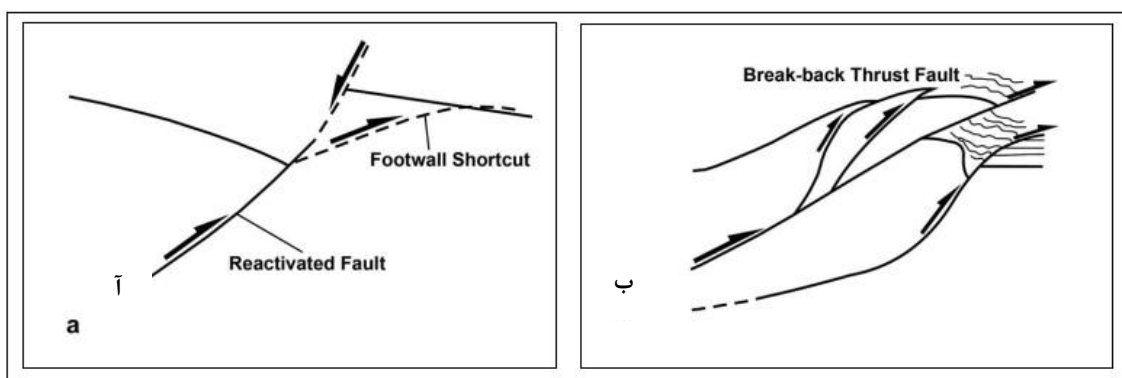
شکل ۵. مقطع لرزه‌نگاری عمود بر بخش مرکزی تاقدیس رگ سفید (خط AB در شکل ۱). عوامل اصلی تغییر شکل کنونی در تاقدیس رگ سفید عمل‌کرد گسل راندگی رگ سفید و تغییر شکل پلاستیکی سازند گچساران است. نقطه خنثی روی سرسازند آسماری برای محاسبه نرخ برگشتگی با استفاده از رسوبات هم‌زمان با کشش مشخص شده است. تفسیر سرسازندها به‌وسیله اداره ژئوفیزیک شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب و از داده‌های چاه شماره ۱۲۰ میدان رگ سفید انجام شده است.

پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهند که شیب گسل‌های نرمال اولیه، عامل اصلی در تشکیل انواع مختلف ساختارهای متعاقب فرایند برگشتگی است. برگشتگی گسل‌های نرمال پرشیب، با ایجاد راندگی‌های میان بر^۱، دگرشکلی را در فرودیواه گسل وارون منتقل می‌کنند (شکل ۶)؛ که در این حالت گسل‌های پی سنگی در خلال تجدید فعالیت گسل‌های کششی، ساختارهای چین‌خورده در سنگ‌های رویی را ایجاد می‌کنند [۱۳]. گسل‌های کششی کم‌شیب هم پتانسیل تجدید فعالیت را دارند که با ساختارهایی از قبیل راندگی‌های پس‌بوم گستر فرادیواهی^۲ همراه هستند [۵] (شکل ۶).

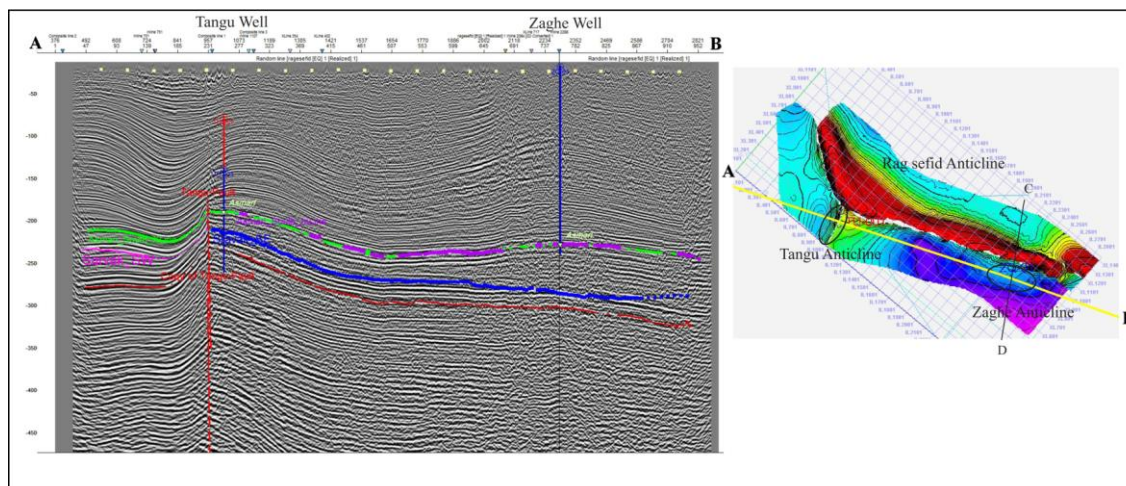
چین‌ها عمدتاً در مقاطع لرزه‌ای فروافتادگی دزفول دارای یال جلویی پرشیب، پس یال با شیب کم‌تر و فرادیواه مسطح هستند و اشکال هندسی متفاوت از دیگر تاقدیس‌های زاگرس که عمدتاً هندسه جعبه‌ای دارند، را نشان می‌دهند. [۱۷] پیشنهاد دادند که تشکیل تاقدیس‌های عمیق فروافتادگی دزفول زیر افق گچساران، در نتیجه برگشتگی

1. Shortcut thrusts
2. Break-back thrusts

گسل‌های کششی پرمین-تریاس در پی سنگ است. در پیش‌بوم زاگرس و در فرودیواره گسل رگ سفید، تاقدیس مدفون و کوچک زاغه با امتدادی به موازات محور تاقدیس رگ سفید قرار دارد که مقاطع لرزه‌ای موجود پیرامون تاقدیس‌های رگ سفید و زاغه (شکل ۷ و ۸)، رانده شدن یال جنوبی تاقدیس رگ سفید را روی تاقدیس‌های زاغه و تنگو نشان می‌دهند. از این‌رو، با توجه به شیب زیاد گسل وارون رگ سفید، هندسه ظاهری و تاریخچه تکاملی در پیش بوم زاگرس، راندگی کوچک‌تر با عمق جدایشی کم‌تر در یال جنوبی تاقدیس زاغه را می‌توان به‌عنوان راندگی میان‌بر فرودیواره^۱ و شاخه‌ای از راندگی بزرگ رگ سفید در نظر گرفت که در جهت انتقال دگربرختی در فرودیواره گسل، مطابق مدل ارایه شده در شکل ۹ توسعه پیدا کرده است.



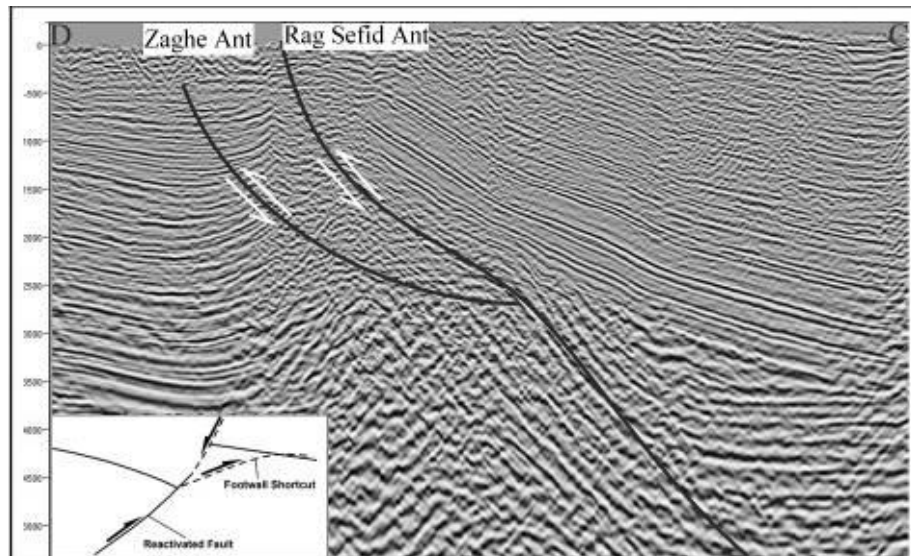
شکل ۶. (آ) هندسه گسل نرمال وارون پرشیب به همراه به راندگی‌های میان‌بر فرودیواره. (ب) انطباق راندگی‌های پس بوم گستر^۲ در فرادیواره گسل‌های نرمال کم شیب وارون در خلال برگشتگی تکتونیکی [۸]



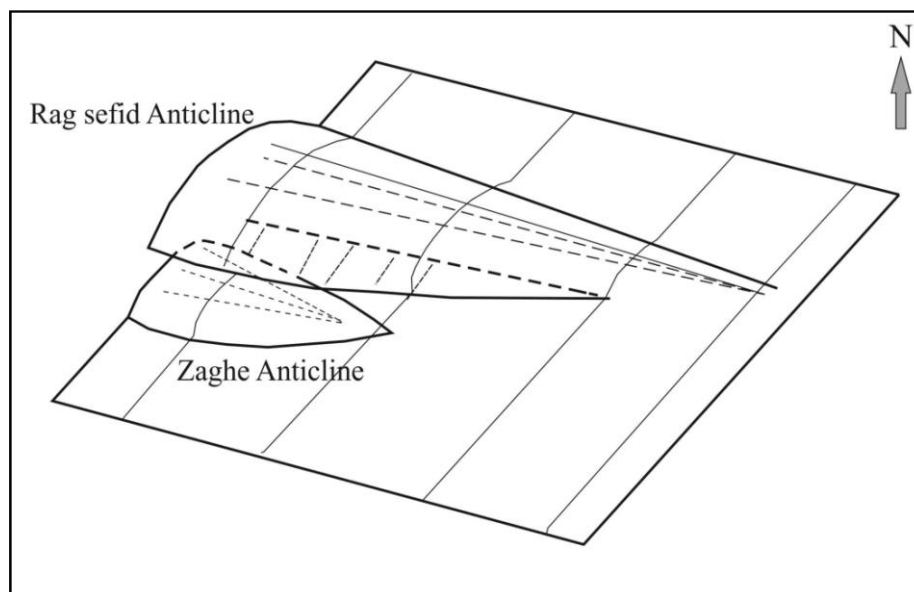
شکل ۷. برش لرزه‌نگاری در فرودیواره راندگی رگ سفید که وجود تاقدیس‌های کوچک ثانویه را در فرودیواره راندگی پی سنگی نشان می‌دهد. در سمت راست تصویر، چین‌خوردگی آرام در تاقدیس کوچک زاغه مشاهده می‌شود که دارای امتداد محوری به موازات محور تاقدیس رگ سفید است. در سمت راست تصویر، چین‌خوردگی جناغی و شدیدتر تاقدیس تنگو با جهت‌گیری عمود بر تاقدیس رگ سفید مشاهده می‌شود. مقاطع لرزه‌ای موجود پیرامون تاقدیس‌های رگ سفید و زاغه، رانده شدن یال جنوبی تاقدیس رگ سفید را بر روی تاقدیس‌های زاغه و تنگو نشان می‌دهند.

1. Footwall shortcut
2. Break-back thrusts

عامل‌های اصلی که تجدید فعالیت گسل‌های نرمال را کنترل می‌کنند شامل این موارد هستند: شیب گسل‌های نرمال اولیه، امتداد گسل نسبت به تنش منجر به برگشتگی تکتونیکی و مقاومت اصطکاکی در امتداد صفحه گسل. بنابراین



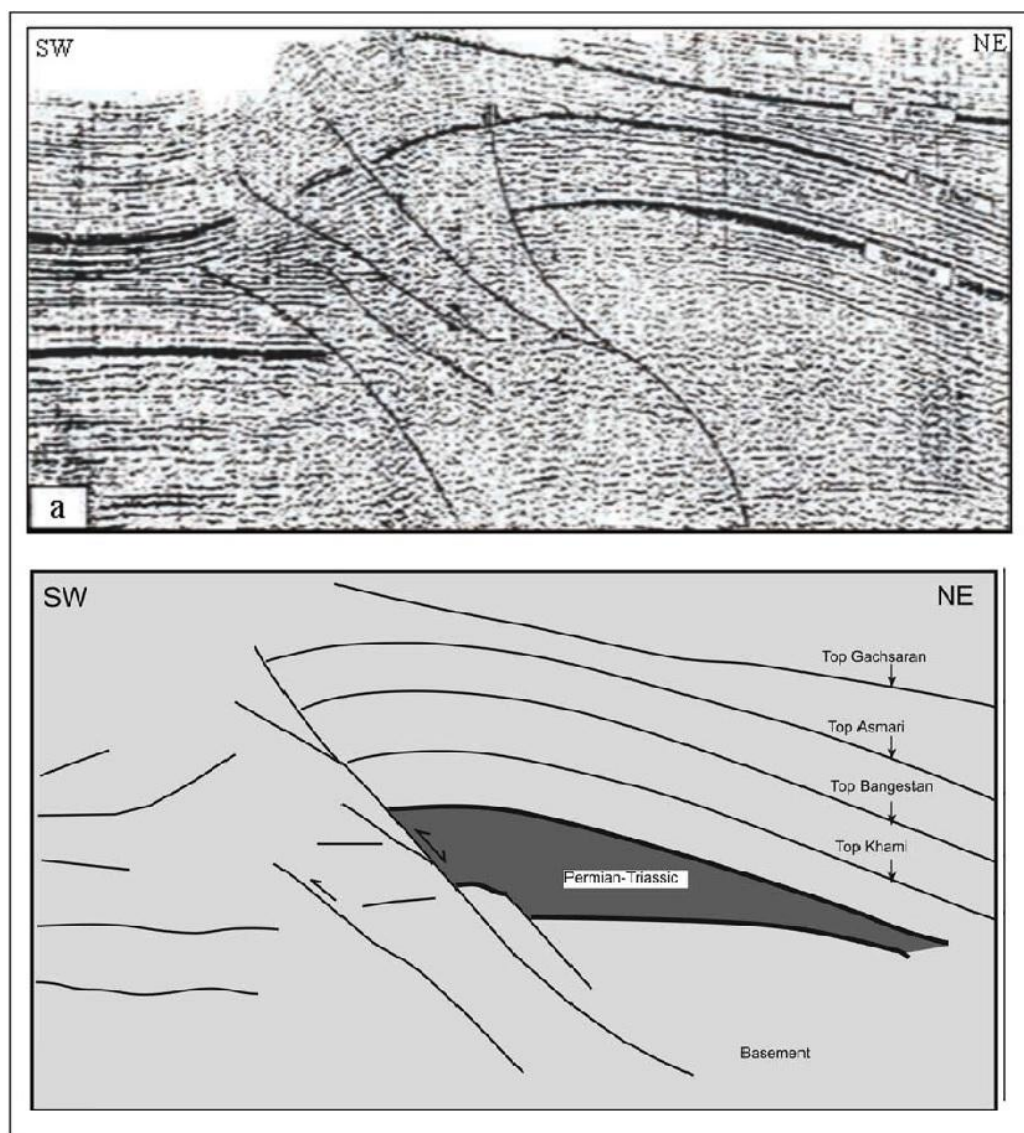
شکل ۸. مقطع لرزه‌ای عمود بر تاکدیس‌های رگ سفید و زاغه (خط CD در شکل ۷)، راندگی یال جنوب غربی تاکدیس زاغه شاخه‌ای از راندگی پی سنگی رگ سفید است و به‌عنوان میان بر فرودیواره بخشی از دگرشکلی را جبران می‌کند.



شکل ۹. مدل شماتیک برای نشان دادن ارتباط بین تاکدیس‌های رگ سفید و زاغه. با توجه به هندسه چین‌های رگ سفید و زاغه موجود در مقطع لرزه‌ای تفسیر شده و همچنین بررسی سازوکار و تاریخچه تکاملی گسل رگ سفید و مقایسه با مدل‌های ساختاری در گسل‌های راندگی، راندگی منجر به تشکیل چین‌خوردگی در تاکدیس زاغه، راندگی میان بر فرودیواره راندگی رگ سفید است.

تمایل گسل‌ها به تجدید فعالیت به عامل‌هایی از جمله کاهش اصطکاک صفحه گسل، چرخش دومینویی قطعات گسل‌های پرشیب اولیه و اتصال گسل‌های فرعی به هم بستگی دارد [۱۸]. گسل‌های راندگی در کمربند زاگرس از جمله گسل راندگی اصلی زاگرس (ZMF)، گسل پیشانی کوهستان (MFF) و گسل پیش گودال زاگرس (ZFF)،

گسل‌های نرمال از قبل موجود هستند که در طی فاز کشش در پرمین-تریاس با شیبی به‌طرف شمال شرق ایجاد شده‌اند و طی برخورد زاگرس در کرتاسه بالایی تغییر ماهیت داده‌اند و راندگی‌های کنونی را ایجاد کرده‌اند [۹]. حد فاصل جبهه دگرشکلی زاگرس تا منطقه پیش بوم، شواهدی برای تاقدیس‌های فروافتگی دزفول به‌عنوان ساختارهای وارون وجود دارند: به‌عنوان مثال داده‌های لرزه‌ای و مقطع عرضی ساختاری یک سیستم هم‌آغوش در امتداد گسل پیشانی کوهستان را نشان می‌دهند که تشکیل این ساختار در امتداد گسل پیشانی کوهستان به‌عنوان یک گسل نرمال وارون شده [۱۷]، [۱۸]، می‌تواند به‌وسیله مدل تکتونیک وارون ارائه شده توسط [۸]، [۲] توجیه شود [۹]. هم‌چنین برش لرزه‌ای تاقدیس پازنان (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که تاقدیس پازنان (در بخش خاوری گسل) متأثر از حرکت یک



شکل ۱۰. برش لرزه‌ای از تاقدیس پازنان (به موقعیت این مقطع در شکل ۱ توجه شود). خطوط رسم شده روی این تاقدیس در فروافتادگی دزفول که برگشتگی نیمه گرابن را نشان می‌دهند. هم‌چنین آثار توام حرکات عادی در زمان کشش پرمین و حرکات راندگی در اواخر کرتاسه در صفحه گسلی در این گسل مشهود است [۱۶].

گسل پی سنگی با شیب به‌سوی خاور، برافراشته شده است که حرکت عادی آن هم‌زمان با رسوب‌گذاری (۴) در زمان پرمین-تریاس آشکار است. راندگی‌های میان بر فرودپیواره که از گسل پی سنگی اصلی منشعب می‌شود، در این تاق‌دیس نیز مشاهده می‌شود. این تنها شاهد فعالیت گسل‌های پی سنگی در فرو افتادگی دزفول است که آثار توام حرکات عادی در زمان کشش پرمین و حرکات راندگی در اواخر کرتاسه در صفحه گسل در آن مشهود است [۱۶].

نتیجه‌گیری

راندگی رگ سفید از سری گسل‌های پی سنگی کششی است که طی بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در پرمین - تریاس با امتداد شمال باختر-جنوب خاور ایجاد شده است و در فاز برخوردی زاگرس حرکت راندگی را تجربه کرده است. پس از برخورد ورقه‌های ایران و عربی در ائوسن بالایی، چین خوردگی‌های پیش‌رونده در زاگرس وابسته به حرکت راندگی در گسل‌های اصلی زاگرس رخ داده است که از شمال خاور به‌طرف جنوب باختر مهاجرت و انتقال دگر شکلی به طرف پیش‌بوم را شاهد هستیم. به‌دلیل کج‌شدگی در چین‌های رشدی سازند آغاجری، سن چین‌خوردگی منطقه بررسی شده به‌دلیل واقع شدن در منطقه پیش‌بوم زاگرس و در اثر حرکت در گسل پیش‌گودال زاگرس (ZFF)، پلیوسن است. با توجه به این‌که کشش اولیه در حوضه زاگرس در پرمین-تریاس شروع شده است و به‌دلیل چین‌خوردگی پیش‌رونده و برگشتگی در گسل پیش‌گودال زاگرس در زمان پلیوسن (حدود ۵ میلیون سال پیش)، سازند آغاجری با سن پلیوسن بالایی به‌عنوان لایه پس از برگشتگی، برای محاسبه نرخ برگشتگی در نظر گرفته شدند. هم‌چنین لایه‌های راس سازند گچساران تا لایه قابل تشخیص زیر سازند گدوان به‌عنوان رسوبات هم‌زمان با برگشتگی در نظر گرفته شدند. برای محاسبه نرخ برگشتگی در مقاطع لرزه‌ای تفسیر شده تاق‌دیس رگ سفید، نقطه خنثی که در آن یک لایه مشخص هم‌زمان با کشش سطح اولیه را طی حرکات تراکمی به‌دست می‌آورد، در سازند آسماری قابل مشاهده است. با توجه به بیش‌ترین مقدار فشردگی و کوتاه‌شدگی در بخش میانی تاق‌دیس رگ سفید، نرخ برگشتگی حداکثر در مقطع لرزه‌ای عمود بر بخش مرکزی تاق‌دیس محاسبه شده است. نتایج ما نرخ بالای برگشتگی تکتونیکی در بخش مرکزی تاق‌دیس رگ سفید به‌میزان ۰/۷۵ را نشان می‌دهد. از این‌رو، با توجه به مقدار بالای نرخ برگشتگی، شیب زیاد گسل وارون رگ سفید، هندسه ظاهری و تاریخچه تکاملی در پیش‌بوم زاگرس، مطابق مدل، راندگی کوچک‌تر با عمق جدایشی کم‌تر در یال جنوبی تاق‌دیس زاغه را می‌توان به‌عنوان راندگی میان بر فرودپیواره و شاخه‌ای از راندگی بزرگ رگ سفید در نظر گرفت که در جهت انتقال دگرریختی در فرودپیواره گسل توسعه پیدا کرده است.

تشکر و قدردانی

بدین‌وسیله از اداره زمین‌شناسی گسترشی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب برای ارایه داده‌ها و حمایت‌های مستمر تشکر و قدردانی می‌کنیم.

منابع

1. Amilibia A., Sàbat F., McClay K. R., Muñoz J. A., Roca E., Chong G., "The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: insights from the Cordillera de Domeyko", *Journal of Structural Geology* 30 (2008) 1520-1539.
2. Bonini M., Sani F., Antonielli B., "Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models", *Tectonophysics* 522-523 (2012) 55-88.
3. Buchanan J. G., Buchanan P. G. (Eds.), "Basin Inversion". Geological Society of London Special Publications (1995) 596.
4. Bally A. W., "Tectogenèse et sismique réflexion", *Bulletin de la Societe Geologique de France* 26 (1984) 279-285.
5. Butler R. W. H., "The influence of preexisting basin structure on thrust system evolution in the Western Alps", In: Cooper M. A., Williams G. D. (Eds.), *Inversion Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 44 (1989) 105-122.
6. Butler R. W. H., Tavarnelli E., Grasso M., "Structural inheritance in mountain belts: an Alpine–Apennine perspective", *Journal of Structural Geology*, 28 (2006) 1893-1908.
7. Cooper M. A., Williams G. D. (Eds.), "Inversion Tectonics", Geological Society of London Special Publication 44 (1989) 375.
8. Coward M. P., "Inversion tectonics", *Continental Deformation*. Pergamon Press (1994) 280–304.
9. Derikvand B., Alavi S. A., Abdollahie Fard I., Hajjalibeigi H., "Folding style of the Dezful Embayment of Zagros Belt: Signatures of detachment horizons, deep-rooted faulting and syn-deformation deposition", *Marine and Petroleum Geology* 91 (2018) 501-518.
10. Garcia-Senz J., Muñoz J. A., McClay K., "Inversion of Early Cretaceous extensional basins in the central Spanish Pyrenees", *AAPG Bulletin*, 84 (2000) 1428-1429.
11. Homke S., Vergés J., Emami H., Garcés M., Karpuz R., "Magnetostratigraphy of Miocene Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran)", *Earth and Planetary Science Letters* 225 (2004) 397-410.

12. Krantz R. W., "Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixture", *Tectonophysics*, 188 (1991) 203-207.
13. Konstantinovskaya E. A., Harris L. B., Poulin J., Ivanov G. M., "Transfer zones and fault reactivation in inverted rift basins: insights from physical modelling", *Tectonophysics*, 441 (2007) 1-26.
14. Letouzey J., Sherkati S., "Salt movement, tectonic events, and structural style in the central Zagros fold and thrust belt (Iran)", In: Paper Presented at 24th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference: Salt Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity: Concepts, Applications, and Case Studies for the 21st Century. Gulf Coast Section. SEPM, Houston, Texas (2004).
15. Morley C. K., Tingay M., Hillis R., King R., "Relationship between structural style, overpressures, and modern stress, Baram Delta Province, northwest Borneo", *Journal of Geophysical Research*, 113 (2008) B09410. doi:10.1029/2007JB005324.
16. Motiei H., "Petroleum Geology of Zagros". Geological Survey of Iran Publications (1995) (In Farsi).
17. Sepehr M., Cosgrove J. W., "Structural framework of the Zagros fold-Thrust belt. Iran", *Mar. Pet. Geol*, 21 (2004) 829-843.
18. Sherkati S., Letouzey J., Frizon de Lamotte D., "The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): new insights from seismic data, field observation and sandbox modeling", *Tectonics*, 25 (2006) TC4007.
19. Sibson R. H., "Rupturing in overpressure crust during compressional inversion-the case from NE Honshu, Japan", *Tectonophysics* 473 (2009) 404-416.
20. Turner J. P., Williams G. A., "Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening", *Earth-Science Reviews*, 65 (2004) 277-304.
21. Verges J., Goodarzi M. G. H., Emami H., Karpuz R., Efstathiou J., Gillespie P., "Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: role of mechanical stratigraphy", In *Thrust Fault Related Folding*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 94 (2011) 1-26.

22. Williams G. D., Powell C. M., Cooper M. A., "Geometry and kinematics of inversion tectonics". In: Cooper M.A., Williams G.D. (Eds.), Inversion Tectonics, Geological Society of London Special Publication, 44 (1989) 17-39.
23. Ziegler P. A., "Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland", Tectonophysics, 137 (1989) 420.