تاثیر بلندای قدیمی هندیجان بر هندسه ساختاری و تکامل تکتونیکی تاقدیس مدفون تنگو (جنوب غرب ایران)

مهدی یوسفی*[۱]، سید مرتضی موسوی[۱]، محمد مهدی خطیب[۱]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱/۱۸
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۷/۲۸

چکیده

محاسبه مقادیر هندسی تاقدیس تنگو از جمله پارامتر شکل L، پارامتر نسبت اندازه (R)، کندی چین (b)، ضرایب فوریه و جایگاه آنها در نمودار مربوطه، نشان می‌دهد که تاقدیس تنگو نامتقارن و دارای شکل جناغی تا سینوسی می‌باشد. با توجه به متغیر هندسی تاقدیس تنگو به میزان ۰/۷۵ و قرارگیری تاقدیس تنگو در رده 1A و همچنین موقعیت آن بر روی بلندای قدیمه هندیجان، این تاقدیس از نوع چین‌های تحمیلی می‌باشد که شکل‌گیری آن به‌طور مستقیم در اثر حرکت و بالاآمدگی در راستای گسل پی سنگی هندیجان می‌باشد. نتایج ما نشان می‌دهد که توپوگرافی ناهموار ایجاد شده در حوضه رسوبی در اثر فعالیت این گسل پی سنگی، عامل اصلی کاهش ضخامت در رسوبات کرتاسه پایینی تا ترشیاری می‌باشد. در شمال غرب خلیج فارس عملکرد گسل پی سنگی هندیجان در کنترل چینه‌شناسی منطقه به شکل ایجاد ناپیوستگی رسوبی در مرز بالایی سازند سروک و نبود چینه‌ای در سازندهای ایلام و گورپی نقش اساسی را ایفا کرده است. چین خوردگی آرام در بازتابنده‌های لرزه‌نگاری ترشیاری مشخص می‌کنند که بلندی هندیجان فاز رشد دیگری را در خلال ترشیاری تجربه کرده است. پیشروی رسوبات همزمان با تکتونیک (آغاجری بالایی) در پهلوهای شمال غربی و جنوب شرقی بلندای هندیجان با تجدید فعالیت بلندای هندیجان در ترشیاری آغازی مطابقت دارد و نشانگر فاز اصلی چین خوردگی پس از کرتاسه بالایی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: بلندای قدیمی هندیجان، تاقدیس تنگو، تحلیل هندسی، تکامل تکتونیکی، چین تحمیلی.

*- نویسنده مسئول: Email: geomehdi66@birjand.ac.ir

مقدمه

گسل‌های امتداد لغز عرضی در پی سنگ زاگرس امتداد تقریبا شمال جنوبی خود را از ورقه قدیمی عربی به ارث برده‌اند که روند ساختاری آنها از بخش مرکزی و جنوبی دریای سرخ قابل ردیابی می‌باشد (Stephenson et al, 2007). این گسل‌ها به عنوان برونداد سطحی ساختارهای قدیمی پان آفریکن هستند که پراکندگی رخساره‌ها و ضخامت رسوبات نهشته شده حداقل از کرتاسه میانی به بعد (Koop and Stoneley, 1982) و همچنین سبک دگرشکلی‌های متعاقب آن را در پوشش رسوبی رویی کنترل می‌کنند (McQuillan, 1991).

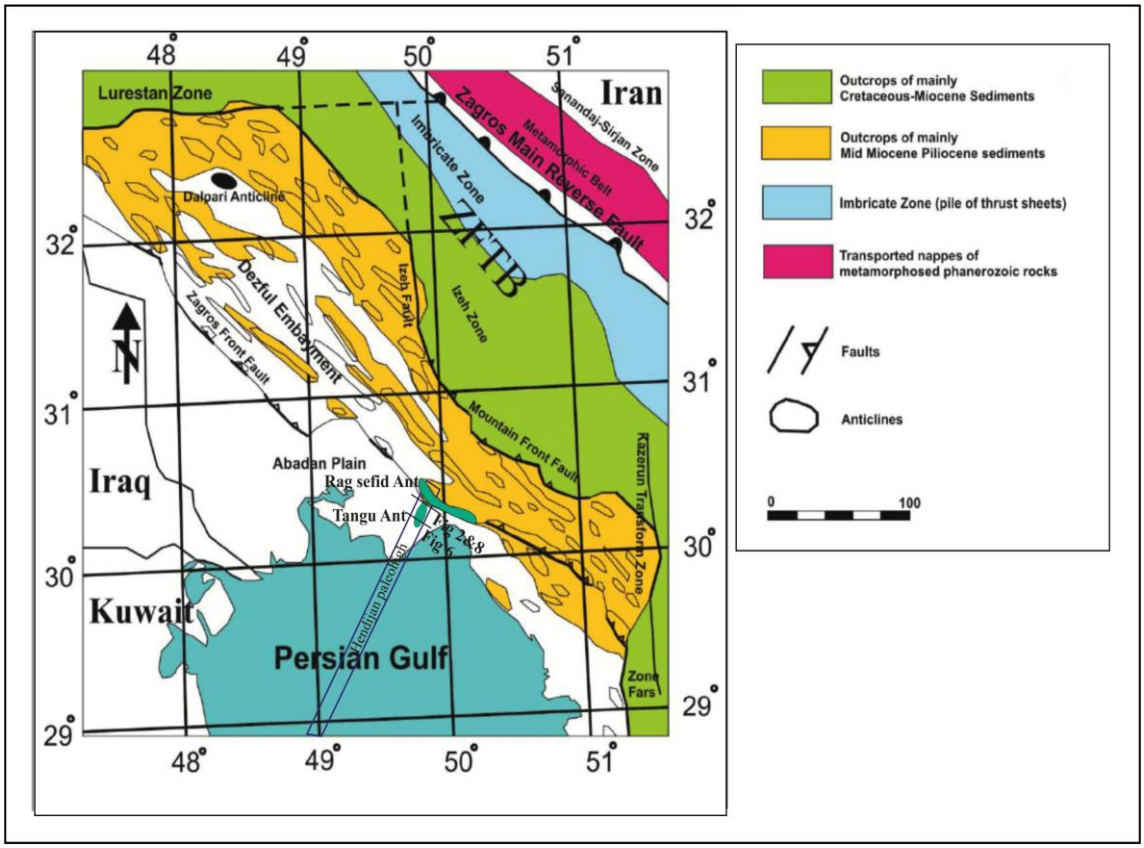
در کمربند چین خورده - رانده زاگرس، دگریختی در هندسه برخی چین‌ها را ناشی از اثر عملکرد گسل‌های پی سنگی عرضی در نظر گرفته‌اند که به‌طور عرضی ساختارهای کمربند را قطع می‌کنند (Furst, 1990; Hessami et al, 2001; Yassaghi, 2006). تجدید فعالیت بلندی‌های قدیمه از جمله خطواره پی سنگی هندیجان باعث ایجاد یک سری ساختمان‌هایی در شمال غرب خلیج فارس و دشت آبادان شده است که روند ساختاری و سازوکاری تشکیل آنها از چین‌هایی که در فاز اصلی چین خوردگی زاگرس در نئوژن تشکیل شده‌اند، متفاوت می‌باشد. یکی از مهم‌ترین عوامل در تحلیل و بررسی چین‌ها، ویژگی‌های هندسی آنهاست. برای تجزیه و تحلیل تاریخچه تکاملی در کمربندهای راندگی، مشخصات هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش (Fault-Related Folding) مورد استفاده قرار می‌گیرد. مدل‌های هندسی که الگوی تشکیل چین‌خوردگی را توصیف می‌کنند، افزون بر آنکه موجب درک بهتر چین‌خوردگی می‌شوند، ابزار مهمی برای ترسیم و یا تکمیل برش‌های عرضی و موازنه نمودن آنها به شمار می‌روند (Dahlstrom, 1970; Jamison, 1987; Suppe, 1983). الگوی چین خوردگی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس به شدت متأثر از رفتار مکانیکی واحدهای سنگی آن و عملکرد گسل‌های پی سنگی با روندهای متفاوت زاگرسی و عربی است. در این مطالعه براساس نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهوارهای، خطوط لرزه‌نگاری بازتابی (SeismicProfiles) و داده‌های چاه، تحلیل هندسی تاقدیس تنگو در ارتباط با عملکرد بلندای قدیمه هندیجان، در بخش جنوبی فروبار دزفول (شکل ۱) انجام و شناسایی فاکتورهای مؤثر بر هندسه این تاقدیس صورت می‌گیرد. همچنین تاثیر فعالیت بلندای قدیمی هندیجان بر تکامل تکتونیکی منطقه شمال غرب خلیج‌فارس و جنوب غرب ایران بررسی و تحلیل می‌گردد.

منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی ناحیه‌ای و ساختاری تاقدیس تنگو

تاقدیس آمیبی شکل (Ameboid Shape) تنگو در ۱۶۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر اهواز، بر روی بلندای قدیمی هندیجان قرار گرفته است. این تاقدیس پایین‌تر از از یال جنوبی تاقدیس رگ سفید و در ۵ کیلومتری شمال شرق شهر هندیجان قرار گرفته است. طول و عرض تقریبی تاقدیس بر روی افق آسماری به ترتیب ۱۰ و ۸ کیلومتر می‌باشد. وجود این ساختار از طریق مطالعات لرزه‌نگاری در سال ۱۳۴۸ با تجزیه و تحلیل انجام شده برروی خطوط لرزه‌ای مشخص گردید و در آن زمان به نام تاقدیس رگ سفید جنوبی نامیده شده است. ساختمان تنگو به‌وسیله یک گسل تراستی با روند شمال غرب – جنوب شرق از میدان رگ سفید جدا می‌شود و حدود ۱۲۰۰متر نسبت به آن پایین افتادگی دارد؛ به

گونه‌ای که مخزن آسماری تاقدیس تنگو تقریبا مقابل مخزن خامی تاقدیس رگ سفید قرار گرفته است. به عبارتی دیگر تاقدیس رگ سفید تحت-تاثیر گسل تراستی به سمت بالا و در جهت جنوب غربی رانده شده است. از طرفی تاقدیس تنگو به-وسیله گسل امتدادلغز شمال- جنوبی هندیجان - بهرگانسر به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شده است که تاثیر شدید این گسل احتمالا باعث تغییر شرایط رسوبگذاری و تغییر خصوصیات سکانس چینه‌ای در دو سوی این تاقدیس شده است. امتداد کلی محور ساختمانی در تاقدیس تنگو شمال شمال شرق- جنوب، جنوب غربی می‌باشد. به‌طور کلی مشخص‌ترین ساختار با روند شمال شرق- جنوب غرب در فروافتادگی دزفول، بلندای قدیمه هندیجان می‌باشد. بسیاری از میادین مشترک ایران و عربستان سعودی در بخش جنوب غربی این ساختار واقع شده است. این تاقدیس از نوع چین‌های مدفون است که رخنمون سطحی ندارد و محاسبات هندسی و تحلیل‌های ساختاری در آن از طریق خطوط لرزه‌نگاری بازتابی و داده-های چاه حفاری شده انجام می‌گیرد. توالی حفاری شده در این تاقدیس سازندهای آغاجری تا فهلیان را شامل می‌شود. در این میان به دلیل عملکرد گسل هندیجان - بهرگانسر بخش‌هایی از توالی رسوبی حذف شده است که این مورد در ادامه بحث خواهد شد.

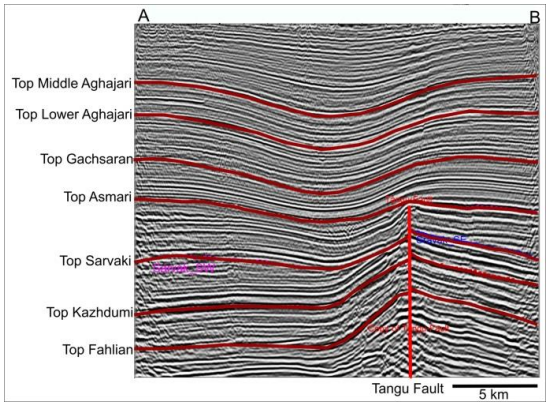


شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی بخش جنوبی کمربند زاگرس و موقعیت تاقدیس تنگو و تاقدیس‌های اطراف آن. محل بلندی هندیجان با مستطیل آبی رنگ نشان داده شده است.

مواد و روش‌ها

هندسه ساختاری تاقدیس تنگو

همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد تاقدیس تنگو رخنمون سطح الارضی ندارد. جهت بررسی هندسه تاقدیس تنگو در جنوب غرب ایران، نیمرخ لرزه‌نگاری عمود بر محور این تاقدیس تحلیل شده است. کیفیت نیمرخ‌های لرزه‌نگاری اجازه شناسایی و تفسیر ساختارها را تا سازند فهلیان می‌دهد (شکل ۲). در این نیمرخ دو گسل تقریبا قایم با شیب به طرف شرق را نشان می‌دهد که در اثر عملکرد آن بریدگی و جابجایی به طرف بالا و در نتیجه مولفه راندگی در بخش خاوری تاقدیس نسبت به بخش خاوری را حد فاصل راس سرسازند فهلیان تا آسماری نشان می‌دهد. کم ضخامت شدگی بر روی پهنه گسل از سازند فهلیان (کرتاسه پایینی) تا سازند آغاجری میانی (پلیوسن بالایی) قابل مشاهده است که فعالیت گسل و برخاستگی بلندی هندیجان در خلال کرتاسه و ترشیاری را نشان می‌دهد. همچنین در این پروفیل لرزه‌ای ضخیم شدگی در سازند آغاجری بالایی مشهود است که این مورد نشانگر دو الگوی چین خوردگی متفاوت در عمق و سطح است به نحوی که حدفاصل سازندهای فهلیان تا آسماری یک چین نامتقارن با یال غربی پرشیب تر از یال شرقی را شاهد هستیم در صورتی‌که در بخش بالایی این مقطع، خمیدگی لایه‌ها، چین خوردگی ملایم‌تری را ایجاد کرده است. به نظر می‌رسد بروز اختلاف در دو الگوی هندسه چین خوردگی حاکی از وجود دو فاز مجزای فشردگی و کوتاه‌شدگی باشد که در ادامه به آن پرداخته خواهد شد.



شکل ۲: نیمرخ لرزه‌ای از سرسازند آغاجری عمود بر تاقدیس تنگو. به تغییرات ضخامت، ضخامت در بلندی هندیجان- ایذه توجه شود. در این نیمرخ دو نوع چین خوردگی متفاوت در عمق و سطح را شاهد هستیم.

پارامترهای هندسی تاقدیس تنگو

برای انجام تجزیه و تحلیل‌های هندسی تاقدیس تنگو بر روی برش عرضی، پارامترهای هندسی اندازه‌گیری شده‌اند. سطوح چین خورده طیف وسیعی از هندسه‌های گرد با توزیع نسبتاً یکنواخت خمیدگی تا هندسه‌های جناغی که خمیدگی در منطقه لولا متمرکز شده، را نشان می‌دهد (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۹۳). در این بخش با استفاده از چند روش مرسوم و ساده، پارامترهای هندسی برای تاقدیس تنگو در نیمرخ لرزه‌نگاری محاسبه می‌شود. این پارامترها برای سرسازند آسماری استخراج شده است (جدول ۱). از آنجا که تاقدیس تنگو در نیمرخ لرزه‌نگاری هندسه نامتقارن دارد، پارامترهایی مانند نسبت

اندازه R، توزیع خمیدگی یال L و رده چین برای یال پرشیب تر شمال باختری محاسبه شده است. تاقدیس تنگو در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری و اعماق مختلف براساس زاویه بین یالی (i) زاویه چین خوردگی (ϕ) و فشردگی (T)، هندسه چین باز را نشان می‌دهد (جدول ۱).

نسبت نوک دار بودن یا کندی چین (b)

نوک‌دار بودن، انحنای نسبی چین در بستگی آن مورد ارزیابی قرارمی‌دهد. و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

($b= r_c/r_o$ for $r_c<r_o$) و همچنین ($b= 2- r_o/r_c$ for $r_c<r_o$). r_c شعاع انحنا در بستگی چین و r_o شعاع دایره مماس بر یال‌ها در نقاط عطفشان است (Twiss and Moores, 1992). براساس پارامتر کندی (b) تاقدیس تنگو، نیمه زاویه‌دار توصیف شده است (جدول ۱).

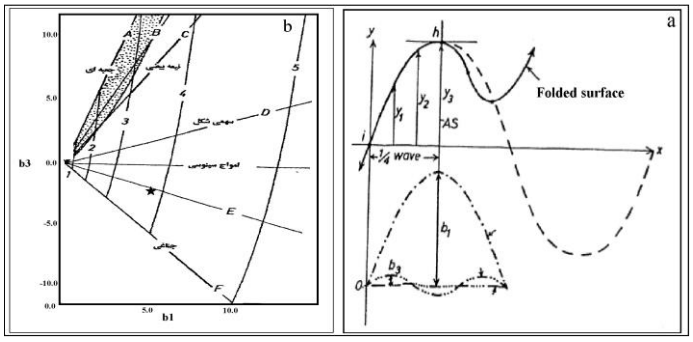
آنالیز شکل چین با استفاده از سری‌های فوریه

ارزیابی نرخ رشد چین خوردگی یکی از پارامتر-های مهم تحلیل هندسی سطح چین خورده می-باشد. یکی از روش‌های دستیابی به شکل و نرخ رشد چین، استفاده از توابع سری‌های فوریه است. در روش فوریه با استفاده از یک سری توابع مثلثاتی، شکل خمیدگی‌ها مشخص می‌شود (Hudleston, 1973). برای تعیین ضرایب فوریه یک سطح چین خورده، باید آن را به اجزای ربع طول موج تقسیم کرد که هر جزء دربرگیرنده قطاعی از چین، بین یک خط عطف و خط لولای مجاور آن است. ضرایب فوریه برای هرکدام از این اجزاء به صورت جداگانه محاسبه می‌شود. در این روش، ربع طول موج موردنظر به سه بخش مساوی تقسیم می‌شود (شکل ۳a) و ضرایب فوریه با استفاده از رابطه ۱ به دست می‌آیند (Hudleston, 1973).

رابطه ۱)

$b3= (2y1- b1= (y1+\sqrt{3}\ y2+y3)/3, y3)/3, b5= (y1-\sqrt{3}\ y2+y3)/3$

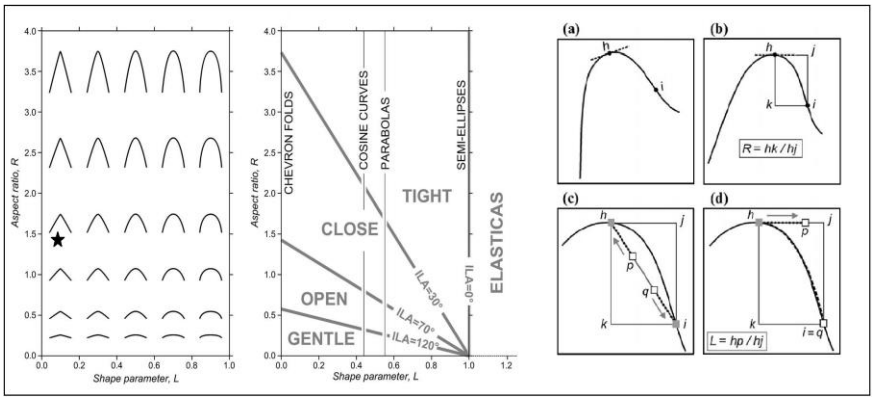
در روش تحلیل سری فوریه تقابل ضرایب ۱ و ۳ و پیاده کردن مقادیر آن روی نمودار دو بعدی در شکل ۳b شکل چین را نشان می‌دهد. در تاقدیس تنگو از راس سازند آهکی آسماری ضرایب فوق محاسبه و روی نمودار پیاده شدند. ضرایب فوریه در تاقدیس تنگو مقادیر b1=5.57 و b3= -1.8 را دارا می‌باشند. پیاده کردن این مقادیر روی نمودار مربوطه، محدوده بین چین‌های جناغی تا سینوسی و نیمه بیضی را نشان می‌دهند (شکل ۳b).



شکل ۳: a) روش تعیین مقادیر y برای محاسبه ضرایب فوریه (Hudleston, 1973). b) موقعیت چین خوردگی تنگو با استفاده از ضرایب فوریه در نمودار (Hudleston, 1973). که با علامت ستاره مشخص شده است و در محدوده چین‌های جناغی تا سینوسی نیمه بیضی قرار می‌گیرد.

آنالیز سریع شکل چین با استفاده از نمودار Be´zier

روش‌های متعددی برای مقایسه میزان خمیدگی سطوح چین خورده براساس توابع ریاضی ارائه شده است. برای نمونه استابلر (۱۹۶۸) و هادلستون (۱۹۷۳) عنوان کردند که دو معادله از سری فوریه برای دسته‌بندی چین‌ها کافی است (دریکوند و همکاران، ۱۳۹۵). اما استوو (Stowe, 1988) معتقد است توصیف دقیق شکل چین نیازمند بیش از ۱۰ ضریب فوریه می‌باشد. اسریواستاوا و لیسل (Srivastava and Lisle, 2004) براساس منحنی Be´zier سطوح خمیده، دو پارامتر R و L را برای توصیف شکل چین‌ها ارائه نموده‌اند. پارامتر R نسبت اندازه (نسبت دامنه به نصف پهنای چین) و پارمتر L توزیع خمیدگی در یال چین می‌باشد (شکل ۴). در مورد چین‌های متقارن می‌توان یک عدد را به عنوان نسبت اندازه کل چین در نظر گرفت. اما در مورد چین‌های نامتقارن به دلیل تفاوت بین شیب و طول دو یال-ها، یک عدد نمی‌تواند بیانگر نسبت اندازه برای چین باشد. بر این اساس اسریواستاوا و لیسل (Srivastava and Lisle, 2004) پیشنهاد کردند که این نسبت برای هر یک از یال‌های چین به صورت جداگانه ارائه شود. پارمتر L توزیع خمیدگی را در یال چین نشان می‌دهد. L=0 نشان دهنده یال مستقیم و تمرکز خمیدگی در لولا است که در چین‌های جناغی دیده میشود و L=1مربوط به هندسه‌های دایره‌ای یا گرد است. پارامترهای L>1 نشان دهنده یال‌های با شیب منفی است. این پارامترها برای یال پرشیب تر شمال باختری چین تنگو در حد فاصل نقطه لولا تا نقطه عطف محاسبه شده است. برای تاقدیس تنگو پارامتر شکل L و پارامتر هندسی نسبت اندازه (R) مقادیر ۰/۰۸۶ و ۱/۵ در یال شمال باختری را نشان می‌دهد (جدول ۱). بر این اساس تاقدیس تنگو با واژه‌های متعادل توصیف شده است. پارامترهای L-R و زاویه بین یالی استخراج شده برای تاقدیس تنگو بر روی نمودار ارائه شده توسط اسریواستاوا و لیسل (Srivastava and Lisle, 2004) پیاده شدند (شکل ۴). همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، تاقدیس تنگو در بخش پایینی نمودار و در بین محدوده چین‌های جناغی تمرکز یافته است که شکل ظاهری در این بخش نمودار با هندسه تاقدیس تنگو مشابهت دارد.



شکل ۴: a تا d مراحل محاسبه پارامتر شکلی R و L. و در سمت راست نمودار شکل چین به دست آمده با پارامترهای R و L در نمودارهای اسریواستاوا و لیسل (Srivastava and Lisle, 2004) به دست آمده است که با علامت ستاره نشان داده شده است.

تقسیم‌بندی تاقدیس تنگو بر پایه نحوه قرارگیری خطوط هم شیب

تغییرات ضخامت یال‌های تاقدیس تنگو نسبت به منطقه لولایی آن، رده‌های 1A را برای بخش غربی و همچنین برای بخش شرقی نشان می‌دهد (جدول ۱). مطابق این کلاس از چین خوردگی، ضخامت در لولای چین از ضخامت یال‌ها کمتر است که در مورد تاقدیس تنگو و در طی عملکرد گسل پی سنگی هندیجان، نازک شدگی در لولای تاقدیس در اثر وجود ناهمواری در کف حوضه رسوبی در مدت زمان نهشتگی رسوبات رخ داده است و باعث کاهش ضخامت یا حذف بخشی از توالی رسوبی شده است.

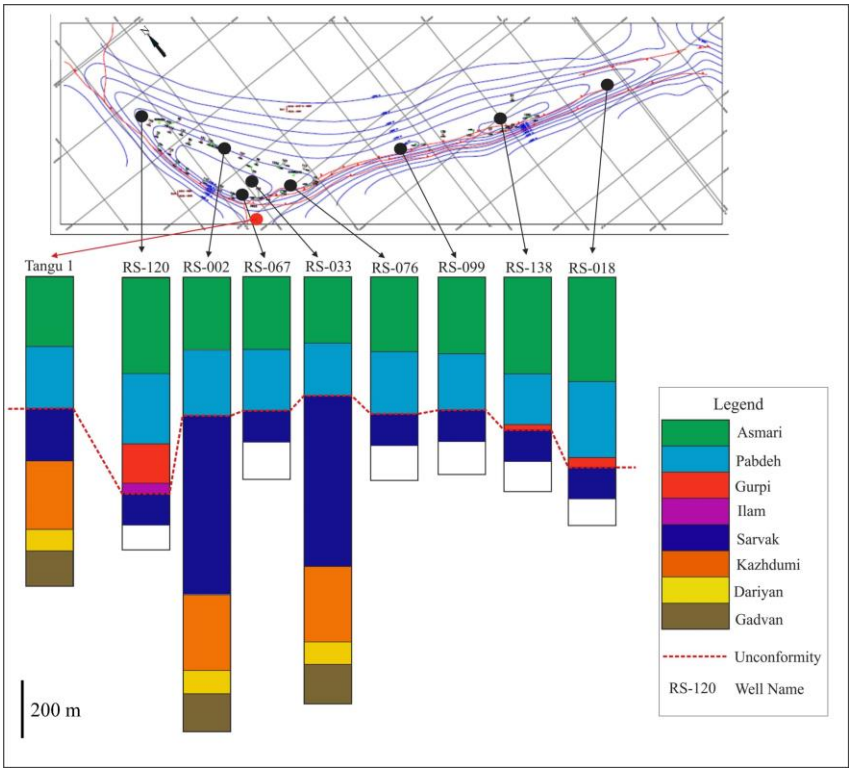
تغییرات چینه‌شناسی در تاقدیس‌های تنگو و رگ سفید

فعالیت بلندای قدیمه هندیجان علاوه بر تغییرات ساختاری در تاقدیس تنگو، بخش غربی تاقدیس رگ سفید را در جهت ساعتگرد دچار چرخش محوری کرده است. به‌طورکلی دربخش جنوب غرب فرو افتادگی دزفول سه برجستگی ساختمانی قدیمی (Paleohigh) با روند شمالی- جنوبی با نام‌های هفتکل، بهرگانسر- هندیجان و خارک- میش وجود دارد که توسط گسل‌های نرمال قدیمی پی سنگی کنترل و با روند آنها در تطابق می‌باشند. این بلندی‌ها که بر اثر فاز تکتونیکی کرتاسه بالایی ایجاد شده‌اند، سبب ایجاد فازهای فرسایشی مهمی در این بخش از زاگرس و حتی ناحیه فارس شده‌اند. مطیعی (Motiei, 1990) معتقد است که در کرتاسه بالایی زاگرس دو ناپیوستگی رسوبی (Disconformity) مهم دیده می‌شود: الف) ناپیوستگی حد فاصل سنومانین- تورونین که به صورت محلی در میانه فرو افتادگی دزفول مشاهده می‌شود. ب) ناپیوستگی رسوبی پس از تورونین (Post-Turonian) که در تمامی فرو افتادگی دزفول و فارس گزارش شده است. ناپیوستگی پس از تورنین در اکثر مناطق همان مرز بین ایلام و سروک می‌باشد. این مرز معادل ناپیوستگی میانه تورونین در صفحه عربی در نظر گرفته شده است. در این مطالعه ضمن بررسی عملکرد ناپیوستگی فوق‌الذکر در تاقدیس‌های تنگو و رگ سفید (شکل ۵)، این نتیجه حاصل شد که ناپیوستگی حد فاصل سنومانین- تورونین، سبب حذف یا نبود رسوبگذاری بخش‌های بالایی سازند سروک، سازند ایلام و سازند گورپی (در تاقدیس تنگو و بخش اعظم تاقدیس رگ سفید) و در قائده سازند پابده (به سن تورونین تا پالئوسن میانی) شده است که این مورد در پروفیل لرزه‌ای عمود بر تاقدیس تنگو (شکل ۶) و نقشه‌های هم ضخامت سازندهای ایلام و سروک قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۷)؛ در صورتی که این سازندها در تاقدیس‌های مجاور شامل زاغه، بی بی حکیمه، پازنان، آغاجاری و رامشیر با ضخامت‌های متغیر وجود دارند. ناپیوستگی پس از تورونین نیز باعث عدم رسوبگذاری سازند سورگاه (به سن کنیاسین) در این دو تاقدیس و همچنین تمام فرو افتادگی دزفول شده است. فاز کوهزایی ساب هرسی نین که باعث ایجاد ناپیوستگی حد فاصل سنومانین- تورنین شده است، عملکرد متفاوتی در منطقه تنگو- رگ سفید و نواحی مجاور داشته است، به‌طوری که در تاقدیس تنگو و رگ سفید، عملکرد این فاز از شدت بیشتری نسبت به مناطق مجاور برخوردار بوده است. این فاز سبب شده است تا در اواخر سنومانین قسمت اعظم تاقدیس‌های تنگو و رگ سفید از زیر آب دریا خارج و شرایط قاره‌ای از تورونین تا ماستریشتین و حتی پالئوسن بر این مناطق مستولی شود، به‌طوری که درتاقدیس تنگو

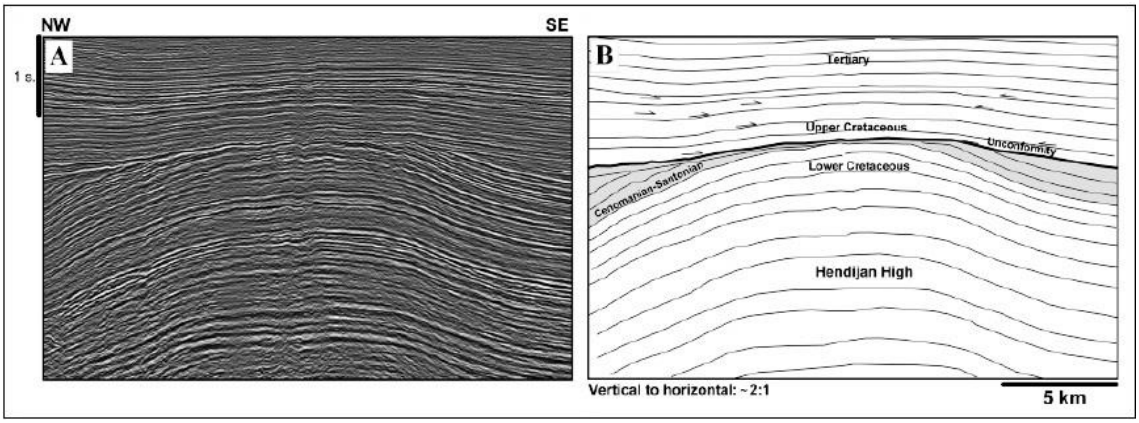
و قسمت وسیعی از تاقدیس رگ سفید به‌ویژه در قسمت میانی (سازند پابده) و در قسمت‌های غربی و شرقی میدان رگ سفید، سازند گورپی با ناپیوستگی بر روی سازند سروک قرار گرفته است. این در حالی است که در تاقدیس‌های مجاور این فاز از شدت کمتری برخوردار بوده است و در این مناطق تداومی از رسوبات سنومانین- تورونین وجود دارد و سازند ایلام با ناپیوستگی بر روی بخشی از رسوبات تورونین قرار گرفته است (Molinaro et al, 2004).

جدول ۱: پارامترهای هندسی استخراج شده از نیمرخ لرزه نگاری در تاقدیس تنگو

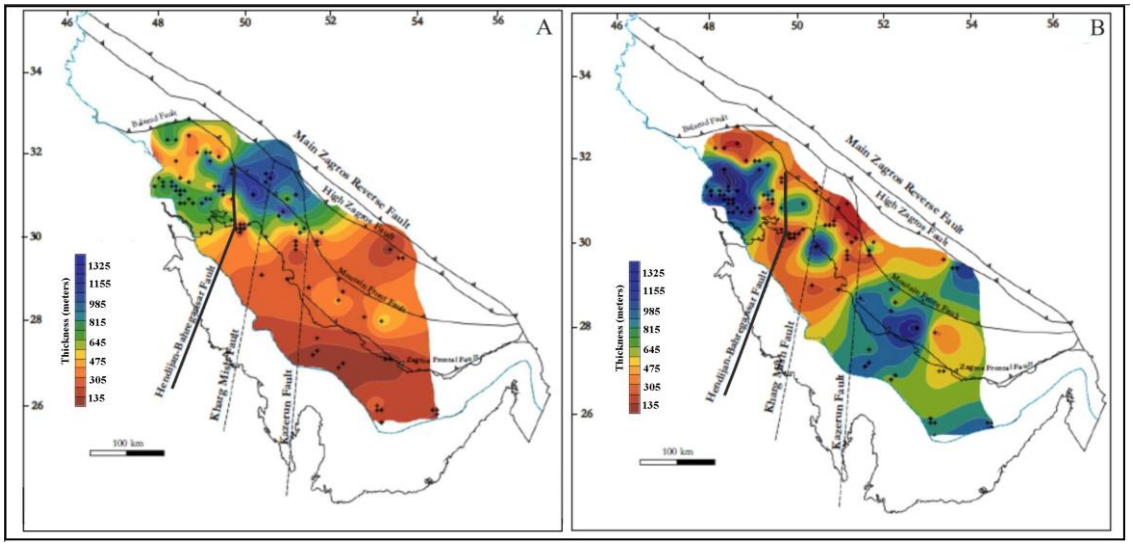
	پارامتر هندسی	مقدار و توصیف
	زاویه بین یالی(درجه)	۱۲۵
	زاویه چین خوردگی(φ)	۵۵
	تقارن	نامتقارن
	زاویه تمایل	۸۸
	جهت تمایل	SE
	شیب یال شمال باختری	۴۰
	شیب یال جنوب خاوری	۱۵
	فشردگی (T)	باز
نسبت ابعاد	یال شمال باختری	۱/۵
	LogR	۰/۱۷۶
	واژه توصیفی	متعادل
L	یال شمال باختری	۰/۰۸۶
کندی (b)	r_c/r_o	۰/۲۹
	واژه توصیفی	نیمه زاویه دار
رده بندی Ramsay& Huber (1987)	α	۳۷
	t ´ α یال شمال خاوری	۱/۲
	T ´ α یال شمال خاوری	۱,۵
	رده چین	1A
	α	۲۰
	t ´ α یال جنوب باختری	۱/۱
	T ´ α یال جنوب باختری	۱/۲
	رده چین	1A



شکل ۵: نمودار تطابقی جهت بررسی تغییرات ضخامت واحدهای سنگی از راس سازند آسماری تا سازند گدوان در تاقدیس‌های تنگو و رگ سفید که وجود ناپیوستگی رسوبی در راس سازند سروک(سنومانین-تورنین) را نشان می‌دهد.



شکل ۶: a) مقطع لرزه‌ای عمود بر بلندی هندیجان. b) تفسیر زمین‌شناسی نشان دهنده بازتابنده‌های سربریده می‌باشد. ناپیوستگی مشخص کرتاسه بالایی مشخص کننده فعالیت متناوب بلندی هندیجان در کرتاسه بالایی است. رسوبات سنومانین تا سنتونین(سازندهای سروک بالایی و ایلام) در دو پهلوی بلندی قدیمه نهشته شده‌اند در صورتی که آنها در راس بلندای هندیجان رسوب نکرده‌اند و یا فرسایش یافته‌اند. پیشروی یا on lapping رسوبات همزمان با تکتونیک در پهلوهای شمال غربی و جنوب شرقی بلندای هندیجان با تجدید فعالیت بلندای هندیجان در ترشیاری آغازی مطابقت دارد. و نشانگر فاز اصلی چین خوردگی پس از کرتاسه بالایی می‌باشد. با اعمال تغییراتی از (Abdollahi Fard et al, 2006).

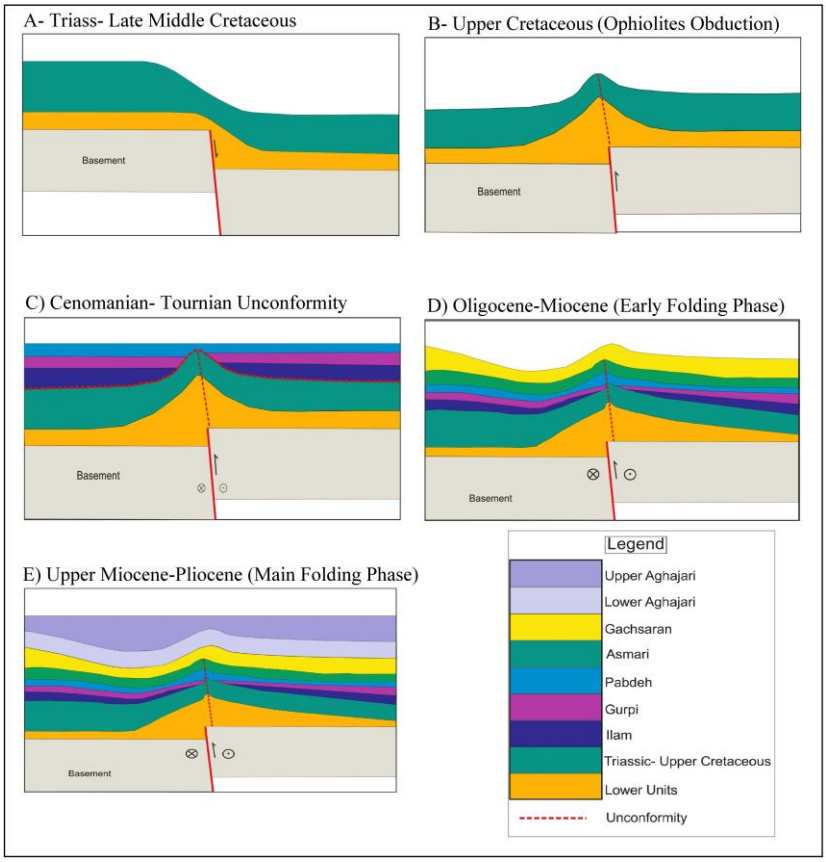


شکل ۷: نقشه هم ضخامت سازندهای ایلام و سروک. به کاهش ضخامت سازند ایلام و سروک در امتداد خطواره پی سنگی هندیجان در اثر ناپیوستگی در کرتاسه بالایی توجه شود با اعمال تغییراتی از (Mehrabi et al, 2015).

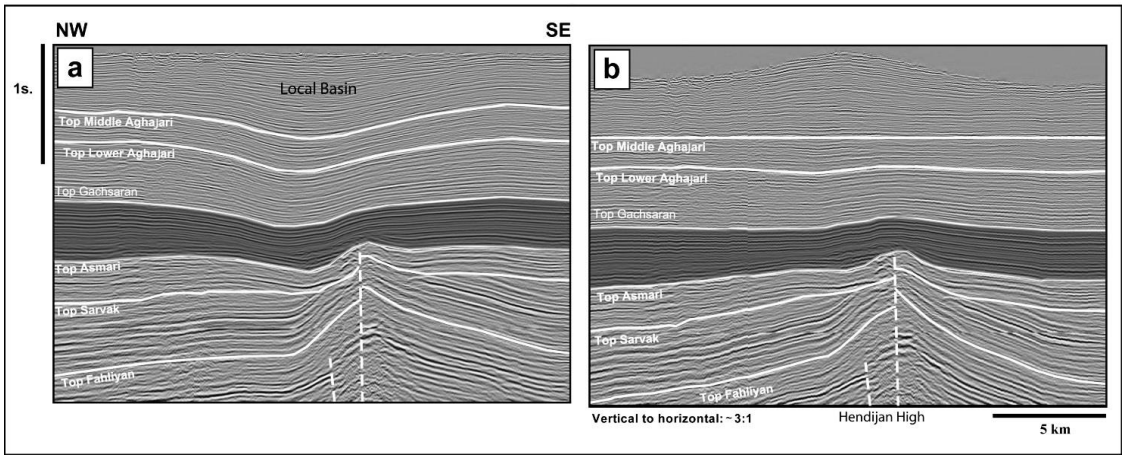
تکامل تکتونیکی در تاقدیس تنگو

کمربند چین خورده-رانده زاگرس نتیجه تاریخچه تکاملی پیچیده شامل یک فاز پلاتفرمی در پالئوزوئیک، فاز کشش جدایشی در پرمین-تریاس، حاشیه قاره‌ای غیرفعال اقیانوس نئوتتیس در ژوراسیک-کرتاسه زیرین، جایگیری افیولیت‌ها در کرتاسه میانی-پایانی و نهایتا برخورد و کوتاه شدگی پوسته‌ای در نئوژن می‌باشد (Agard et al, 2005). در طی پرمین-تریاس در اثر فاز کششی، خطواره گسلی هندیجان با شیب به طرف جنوب شرق ایجاد شده است که می‌توان احتمال داد با توجه به حرکت عادی گسل هندیجان-ایذه در پرمین- تریاس، این گسل در این زمان به عنوان انتقال دهنده دگرشکلی میان گسل‌های عادی حوضه زاگرس عملکرد داشته است (Koop and Stoneley, 1982). رسوبات تریاس تا کرتاسه میانی در محل کنونی بلندی هندیجان در اثر تشکیل حوضه رسوبی حاصل از کشش رسوب کرده‌اند (شکل ۸a). در انتهای کرتاسه میانی، همزمان با برخاستگی افیولیت‌ها به علت عملکرد فاز برخورد در ورقه‌های ایران و عربی در اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، تجدید فعالیت گسل پی سنگی هندیجان را به شکل امتداد لغز راستبر همراه با مولفه راندگی شاهد هستیم که قرارگیری بخش شرقی این گسل پی سنگی و رسوبات رویی آن در ارتفاع بیشتر نسبت به بخش غربی، منجر به تشکیل بلندای هندیجان می‌شود. این توپوگرافی ناهموار در پی سنگ منجر به کاهش ضخامت رسوبات بر روی بلندای هندیجان می‌شود (شکل ۸b). در کرتاسه بالایی ناپیوستگی حد فاصل سنومانین- تورونین، سبب حذف یا نبود رسوبگذاری بخش‌های بالایی سازند سروک، سازند ایلام و سازند گورپی(در تاقدیس تنگو و بخش اعظم تاقدیس رگ سفید) و در قائده سازند پابده (به سن تورونین تا پالئوسن میانی) شده است (شکل ۸c). طی الیگوسن- میوسن میانی هم زمان با نهشتگی گروه فارس پایینی (سازندهای آسماری و گچساران)، فاز اول چین خوردگی تحمیلی بر روی گسل‌های پی سنگی تجدید فعالیت شده رخ می‌دهد. در این دوره مهاجرت جانبی و جریان

یافتن سازند تبخیری گچساران در طی فاز فشردگی زاگرس، به وسیله رشد تاقدیس‌های انجام می‌شود (شکل ۸d). جریان یافتن سازند نامقاوم گچساران، حوضه محلی را برای رسوبگذاری نهشته‌های جوانتر از سازند گچساران و هم زمان با تکتونیک (سازند آواری آغاجری) ایجاد کرده است (شکل ۹). طی میوسن بالایی-پلیوسن شاهد رسوب ضخیم از سازند آغاجری در حوضه محلی روی سازند گچساران بر روی مکان بلندای قدیمه هندیجان هستیم (شکل ۸e). عدم بریدگی و جابجایی در سازند آغاجری بالایی نشان می‌دهد در طی فاز چین خوردگی اصلی زاگرس در نئوژن، حرکت در راستای بلندای قدیمه هندیجان متوقف شده است (Abdolahie Fard et al, 2011). از این زمان به بعد شاهد رخداد نسل دوم از چین خوردگی (پلیوسن) هستیم. شروع چین خوردگی نهایی در ساختمان‌های رویشی (Growth Strata) بخش فوقانی سازند آغاجاری در حوضه زاگرس به روش مگنتواستراتیگرافی، معادل ۸ تا ۱۲ میلیون سال سن یابی شده است (Homke et al, 2004). شکل ظاهری و بررسی متغیرهای هندسی در تاقدیس بالایی، چین خوردگی متقارن و آرام‌تری را نشان می‌دهد که برخلاف چین خوردگی عمقی، به‌طور مستقیم وابسته به حرکت در راستای گسل پی سنگی هندیجان نیست و مشخصا در خلال فاز چین خوردگی اصلی بر روی واحد تجزیه کننده گچساران شکل گرفته است (شکل ۹).



شکل ۸: مدل پیشنهادی برای تکامل تکتونیکی در تاقدیس تنگو از زمان فاز کشش در تریاس تا فاز چین خوردگی نهایی در پلیوسن.

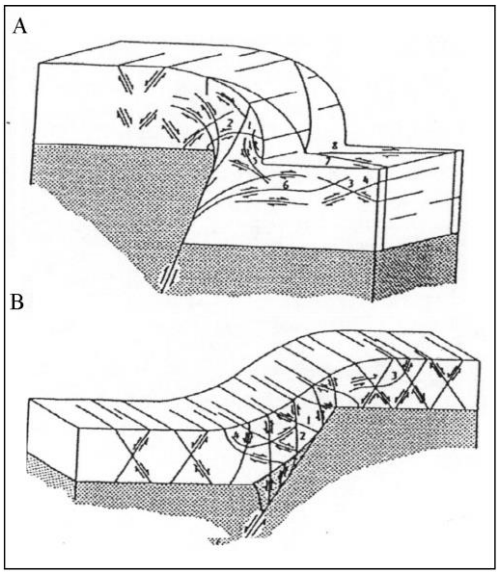


شکل ۹: a) مقطع لرزه‌ای عمود بر تاقدیس تنگو. b) حذف اثر چین خوردگی از راس سازند آغاجری میانی. به ضخیم شدگی سازند آغاجری بالایی در راس بلندی هندیجان توجه شود. بازتابنده‌های پایین‌تر از گچساران نشانگر اثر یک بلندی قدیمه حداقل از کرتاسه هستند. این مورد می‌تواند به عنوان تاثیر سازند گچساران (منطقه هاشور خورده) باشد که یک حوضه را در میوسن ایجاد کرده است. این حوضه محلی در نتیجه حرکت به سمت پایین نمک در بلندی هندیجان ایجاد شده است. با اعمال تغییراتی از (Abdolahie Fard et al, 2011).

نتایج

به‌طور کلی چین‌ها را براساس متغیر هندسی Aspect ratio (نسبت دامنه به نصف طول موج) به دو دسته تاخورده (buckle folds) و تحمیلی (Forced fold) تقسیم‌بندی می‌شوند (Sattarzadeh et al, 2011). تاخوردگی نتیجه سینوسی شدن یک لایه (تغییرانحنای نرم) در اثر فشارهای جانبی موازی با درازای لایه در نظر گرفته می‌شود. در این سازوکار ستبرای این لایه ثابت است و یک چین موازی (رده 1B) یا هم مرکز را سبب می‌شود. این گونه چین‌ها به وسیله تنش موازی با لایه‌بندی اولیه ایجاد می‌شوند. کاسگرو و آمین (۲۰۰۰) یک هندسه پریکلاین با نسبت ظاهری اندک بین ۰/۱ تا ۰/۲ را به چین-های تاخورده نسبت داده‌اند. این چین‌ها تحت‌تاثیر دو سازوکار لغزش خمشی و سطح خنثی ایجاد می‌شوند. در توالی رسوبی زاگرس به علت وجود افق‌های نامقاوم میانی، چین‌های کمانی و کوچک مقیاس با نسبت‌های ظاهری اندک در اثر درگیر شدن این افق‌های نامقاوم در طی دگرشکلی اصلی زاگرس در نئوژن، ایجاد می‌شوند که در این حالت به رشد ساختارهای زیری نیازی نیست (Carminatian and Santantonio, 2005). در مقابل چین‌هایی که به وسیله نیروهای عمود بر لایه‌بندی اولیه شکل گرفته‌اند، در اثر سازوکار تحمیلی ایجاد شده‌اند. چین‌های تحمیلی به واسطه ویژگی‌های فضایی و الگوی شکستگی‌ها از چین‌های تاخورده قابل تشخیص هستند. یکی از جایگاه‌های زمین‌شناسی مناسب برای ایجاد چین-های تحمیلی، پوشش رسوبی واقع بر روی گسل-های پی سنگی می‌باشد (شکل ۱۰). هندسه چین‌های تحمیلی تشکیل شده بر روی گسل‌های پی سنگی شیب لغز محض و مورب لغز، به وسیله هندسه پرتگاه گسلی زیر آن کنترل می‌شود. بنابراین این چین‌ها بسیار دراز بوده و نسبت ظاهری آنها نسبت به چین‌های تاخورده خیلی بزرگ‌تر می‌باشد (Cosgrove and Ameen, 2000). در کمربند چین خورده-رانده زاگرس

سازوکار تشکیل تاقدیس‌های بزرگ با روندهای زاگرسی و عربی که وابسته به تجدید فعالیت گسل‌های پی سنگی هستند، از نوع تحمیلی می-باشند.



شکل ۱۰: بلوک دیاگرام نشانگر هندسه و گسل‌های اصلی حاصل از شکل‌گیری چین‌های تحمیلی روی گسل‌های پی سنگی معکوس A و عادی B (Cosgrove and Ameen, 2000).

بررسی متغیرهای هندسی تاقدیس تنگو از جمله پارامتر شکل L و پارامتر هندسی نسبت اندازه (R) و همچنین بررسی ضرایب فوریه و جایگاه آنها در نمودار مربوطه، تاقدیس تنگو را از نوع چین‌های جناغی تا سینوسی شکل نشان می‌دهد. همچنین زاویه بین یالی، بررسی کندی چین (b) و تغییرات ضخامت یال‌ها نسبت به لولای چین بر پایه نحوه قرارگیری خطوط هم شیب، این تاقدیس را از نوع نیمه زاویه دار و رده 1A را برای آن پیشنهاد می-دهد؛ که همانطور که از مقطع لرزه‌ای مشخص است، ضخامت در یال‌های چین از منطقه لولا بیشتر است. با توجه به متغیر هندسی به میزان ۰/۷۵ و قرارگیری تاقدیس تنگو در رده 1A و همچنین واقع شدن تاقدیس تنگو روی بلندای قدیمه هندیجان، این تاقدیس از نوع چین‌های تحمیلی می‌باشد که تشکیل آن به‌طور مستقیم در اثر حرکت و فعالیت در امتداد این بلندای قدیمه در نظر گرفته می‌شود. گسل پی سنگی هندیجان با امتداد شمال شمال خاوری، از سری گسل‌های از قبل موجود عرضی است که از ساختار پان آفریکن در ورقه عربی به ارث رسیده است و ساختارهای شمال غرب- جنوب شرقی کمربند چین خورده- رانده زاگرس را به شکل مورب قطع می‌کند. به دلیل وجود آثار این خطواره گسلی بر تغییر الگوی منحنی‌های هم ضخامت در پرمین-تریاس، می‌توان احتمال داد که با توجه به حرکت عادی گسل هندیجان- ایذه در پرمین- تریاس، این گسل در این زمان به عنوان انتقال دهنده دگرشکلی میان گسل‌های عادی در شمال شرق ورقه عربی عملکرد داشته است. در انتهای کرتاسه میانی و شروع کرتاسه بالایی تغییر قابل توجه در رژیم تکتونیکی از حاشیه قاره‌ای غیرفعال به

حاشیه فعال وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی و جایگیری افیولیت‌ها در حاشیه شمال شرقی ورقه عربی رخ داده است.

تجدید فعالیت گسل‌های پی سنگی باعث تشکیل بلندی‌های قدیمه و گودال‌هایی بین آنها در فروافتادگی دزفول و خلیج‌فارس شده است. حضور این بلندی‌های قدیمه سبب تغییرات شدید رخساره‌ای و دیاژنتیکی و ناپیوستگی رسوبی به شکل وقفه یا فرسایش در سازندهای کربناته در این دوره زمانی شده است (Hajikazemi et al, 2010; Mehrabi, Rahimpour-Bonab, 2015; Farzipour-Saein et al, 2009).

نتیجه‌گیری

در شمال غرب خلیج‌فارس گسل عرضی پی سنگی هندیجان در تغییر روند تاقدیس‌ها و کنترل چینه‌شناسی منطقه تأثیر بسزایی دارد به نحوی که در ایجاد ناپیوستگی رسوبی در مرز بالایی سازند سروک و نبود چینه‌ای در سازندهای ایلام و گورپی نقش اصلی را ایفا کرده است. نتایج ما نشان می‌دهد که توپوگرافی ناهموار ایجاد شده در اثر فعالیت این گسل پی سنگی عامل اصلی در کاهش ضخامت رسوبات کرتاسه پایینی تا ترشیاری می‌باشد. چین خوردگی آرام در بازتابنده‌های ترشیاری مشخص می‌کنند که بلندی هندیجان فاز رشد دیگری را در خلال ترشیاری تجربه کرده است که در این حالت پیشروی (on lapping) رسوبات همزمان با تکتونیک (آغاجری بالایی) در پهلوهای شمال غربی و جنوب شرقی بلندای هندیجان با تجدید فعالیت بلندای هندیجان در ترشیاری آغازی مطابقت دارد و نشانگر فاز اصلی چین خوردگی پس از کرتاسه بالایی می‌باشد. همچنین فعالیت منعکس شده در سازند همزمان با تکتونیک آغاجری، سن پلیوسن را برای شروع مرحله چین خوردگی اصلی در تاقدیس تنگو پیشنهاد می‌دهد.

منابع

-حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخار نژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م.ح.، ۱۳۹۳. تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش، مطالعه موردی: تاقدیس کاسه ماست، جنوب منطقه لرستان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۸، ص ۳ -۱۰.

-دریکوند، ب.، علوی، س.ا.، حاجی علی بیگی، ح. و عبداللهی فرد، ا.، ۱۳۹۵. تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس زیلویی در بخش شمالی فروبار دزفول، جنوب باختر ایران، فصلنامه پژوهشهای دانش زمین، شماره ۲۸، ص ۵۹-۸۱.

-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. 347-362.

-Abdolahie Fard, I., Sepehr, M. and Sherkati, S., 2011. Neogene salt in SW Iran and its interaction with Zagros folding: Geol Mag, v. 14, p. 854-867.

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

-Carminati, E. and Santantonio, M., 2005. Control of differential

compaction on the geometry of sediments onlapping paleoescarpments: Insights from field geology (Central Apennines, Italy) and numerical modeling: Geology, v. 33, p. 353-356.
-Cosgrove, J.W. and Ameen, M.S., 2000. A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. In: Forced folds and fractures (edited by Cosgrove, J.W. and Ameen, M. S.) Geological Society Special Publications.
-Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of Canadian Rocky Mountains: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 18, p. 332-406.
-Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. and Koyi, H., 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: J Petrol Geol, v. 32(1), p. 5–20.
-Furst, M., 1990. Strike-slip faults and diapirism of the South-Eastern Zagros ranges, Proc. Symp. Diap. Bander Abbas, Hormozgan, Iran 2, p. 149-181.
-Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terrains: Journal of Structural Geology, v. 9, p. 207-219.
-Hajikazemi, E., Al-Aasm, I.S. and Coniglio, M., 2010. Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian upper Sarvak Formation, southwesternIran: Geol Soc, London, Special Publ, v. 330, p. 253-272.
-Hessami, K., Koyi, K.A. and Talbot, C.J., 2001. The significance of strike-slip fauting in the basement of the Zagros sold and thrust belt: journal of petroleum geology, v. 24, p. 5-28.
-Hudleston, P.J., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development: Tectonophysics, v. 16, p. 1-46.
-Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. and Karpuz, H., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e-Kush arc (Lurestan province, Iran): Earth and Planetary Science Letters, v. 225, p. 397- 410.
-Koop, W. and Stoneley, R., 1982. Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. 305, P. 149-168.
-McQuillan, H., 1991. The rol of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns and salt plug emplacements in the Zagros fold belt of Southwest Iran: Journal of Southeast Asian Earth Sciences, v. 5, p. 453-463.
-Mehrabi, H., Rahimpour−Bonab, H., Hajikazemi, E. and Jamalian, A., 2015. Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran: Facies, v. 23, p. 1-24.
-Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A.H. and Navidtalab, A., 2014. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran: Carbonates Evaporites, v. 29, p. 263-278.
-Molinaro, M., Guezou, J.C., Leturmy, P., Eshraghi, S.A. and Frizon de Lamotte, D., 2004. The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran): Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 735-752.
-Motiei, H., 1990. The role of diapirism from the stand point of Hydrocarbon reserves in southwest of Iran:

Proceeding of Symposium on Diapirism (Iran), p. 23-53.
-Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology: Folds and fractures, Academic press, 456 p.
-Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J.W. and Vita- Finzi, C., 2000. The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt: Geological Society of London, v. 169, p. 187-196.
-Srivastava, D.C. and Lisle, R.J., 2004. Rapid analysis of fold shape using Bézier curves: Journal of Structural Geology, v. 26(9), p. 1553-1559.
-Stabler, C.L., 1968. Simplified Fourier analysis of fold shapes: Tectonophysics, v. 6, p. 343-350.
-Stowe, C.W., 1988. Application of Fourier analysis for computer representation of fold profiles: Tectonophysics, v. 156, p. 311-333.
-Stephenson, B.J., Koopman, A., Hillgartner, H., Mcquillan, H., Bourne, S., Noad, J.J. and Rawnsley, K., 2007. Structural and stratigraphic controls on fold-related fracturing in the Zagros Mountains, Iran: implications for reservoir development: The Geological Society of London, Special Pablications, v. 270, p. 1-21.
-Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, v. 283, p. 684-721.
-Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. Structural Geology: W.H. Freedman & Co, New York, 532 p.
-Yassaghi, A., 2006. Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transverse fault lineaments in SE Zagros: International Journal of Remote Sensing, v. 27, p. 4529-4544.