



Research Article

Effect of the Hendijan paleohigh on the structural geometry and tectonic evolution of the Tangu deep-seated anticline (SW Iran)

Mehdi Yousefi^{1*} , Seyed Morteza Moussavi¹, Mohammad Mehdi Khatib¹

1-Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 06 Apr 2020 Accepted: 19 Oct 2020

Extended Abstract

Introduction

The reactivation of the Paleohighs, including the Hendijan basement fault, has created a series of tectonic buildings in the northwest of the Persian Gulf and Abadan plain. Their structural trends and formation mechanisms are different from the folds formed in the main phase of the Zagros folding in the Neogon.

In this study, based on geological maps, satellite imagery, seismic profiles and well data, geometric analysis of the Tangu anticline in the southern part of the Dezful Embayment was carried out in relation to the Hendijan Paleohigh performance. Then the effective factors on the geometry of this anticline are identified.

Materials and Methods

To investigate the geometry of the Tengu anticline in southwest Iran, the seismic profile perpendicular to the axis of this anticline is analyzed. The quality of seismic profiles allow the identification and interpretation of structures down to the Fahlian formation. This profile shows an upright fault with a slope to the east which due to its function, incision and upwards moving and as a result the thrust component in the eastern part of the anticline is visible. Thinning on the fault zone of the Fahlian formation (Cretaceous) to the middle Aghajari formation (Upper Pliocene) has occurred, which shows the activity and uplift of the Hendijan fault during the Cretaceous to Tertiary times. Also in this seismic profile, thickening in the Aghajari formation is evident. This case shows two different fold patterns in depth and surface, in which the Fahlian to Asmari formations, we see an asymmetric fold with a western limb with more slope than the eastern limb. While in the upper part of this section, the curvature of the layers has produced a gentle fold. It seems that the difference in the two patterns of the folds' geometry indicate two distinct compression and shortening phases that will be discussed.

Results and Discussion

The calculation of the geometric values of the Tangu anticline, including the L parameter, ratio of the size (R), bluntness of fold (b), the Fourier coefficients, and their position in the corresponding diagram, indicate that the Tangu anticline is an asymmetric fold, and has a sinewave to chevron shape. Also, the interlimbs angle, bluntness of fold (b) and the variations in the thickness of the limbs relative to the hinge area based on the isogone line, represent this anticline of the subangular type. They suggest 1A class for it and as the seismic section shows, the thickness of the fold limbs is more than the hinge area. Due to the aspect ratio of the Tangu anticline which is 0.75 and the position of the Tangu anticline in 1A class, and also its position on the Hendijan paleohigh, this anticline is a forced fold type. Its formation is directly related to the movement and uplift along the Hendijan basement fault.

Citation: Yousefi, M. et al, 2020. Effect of the Hendijan paleohigh on the structural geometry and tectonic evolution of the Tangu deep-seated anticline (SW Iran), *Res. Earth. Sci.* 11(4), (71-86) DOI: 10.52547/esrj.11.4.71

* Corresponding author E-mail address: geomehdi66@birjand.ac.ir





The northeast trend of Hendijan basement fault is one of the pre-existing faults that were inherited from the Pan-African structure in the Arabian plate. As an effect of the reactivation of this oblique fault, the trend of the main Zagros structures represent dextral displacements. Due to the effects of this fault's lineament on the change in the pattern of the isopach maps in the Permian Triassic, it can be concluded that, according to the normal movement of the Hendijan-Izeh fault in Permian Triassic, this fault probably acted as a deformation transformer between the normal faults in the northeast of the Arabian plate. At the end of the middle Cretaceous and the onset of the upper Cretaceous, a significant change has occurred in the tectonic regime from the passive continental margin to the active margin. This was related to the oceanic crust subduction and the placement of ophiolites in the northeastern margin of the Arabic plate. The reactivation of the basement faults has led to the formation of paleohighs and depressions between them in the Dezful Embayment and Persian Gulf. The presence of these paleohighs has caused severe changes in facies and sedimentary disconformity in the form of interruption or erosion in the carbonate formations during this period time (Hajikazemi et al, 2010; Mehrabi and Rahimpour-Bonab, 2014; Farzipour-Saein, et al, 2009).

Conclusion

In the northwest of the Persian Gulf, the role of Hendijan oblique basement fault in controlling the stratigraphy of the region, has played a major role in the formation of sedimentary disconformity at the upper boundary of Sarvak formation and the absence of stratigraphy in the Ilam and Gurpi formations. Our results show that the rough topography caused by the activity of this basement fault is the main factor of thickness reduction in the Cretaceous to the Tertiary sediments. The gentle folding in the Tertiary seismic reflectors indicate that the Hendijan height has experienced another growth phase during the Tertiary period. The upper Aghajari onlapping syn-tectonic sediments on the northwestern and southeastern flanks of the Hendijan heights correspond to the reactivation of the Hendijan paleohigh in the Early Tertiary. This indicates the main phase of the folding after the Cretaceous. Also, the activity reflected in the Aghajari syn-tectonic sediments suggest the Pliocene age as the start of the main folding phase in the Tangu anticline.

Keywords: Hendijan paleohigh, Tangu anticline, Geometric analysis, Tectonic evolution, Forced fold.



تأثیر بلندای قدیمی هنديجان بر هندسه ساختاری و تکامل تکتونیکی تاقديس مدفون تنگو (جنوب غرب ايران)

مهدي يوسفی*^۱، سيد مرتضی موسوی^۱، محمد مهدي خطيب^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 تاقديس تنگو از جمله پارامتر شکل L ، پارامتر نسبت اندازه (R) ، کندی چین (b) ، ضرایب فوریه و جایگاه آنها در نمودار مربوطه، نشان می‌دهد که تاقديس تنگو نامتقارن و دارای شکل جناغی تا سینوسی می‌باشد. با توجه به متغیر هندسی تاقديس تنگو به میزان $0/75$ و قرارگیری تاقديس تنگو در رده $1A$ و همچنین موقعیت آن بر روی بلندای قدیمه هنديجان، این تاقديس از نوع چین‌های تحمیلی می‌باشد که شکل‌گیری آن به‌طور مستقیم در اثر حرکت و بالآمدگی در راستای گسل پی سنگی هنديجان 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 هنديجان در کنترل چین‌شناسی 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 هنديجان فاز رشد دیگری را در خلال ترشیاری تجربه کرده است. پیشروی رسوبات همزمان با تکتونیک (آجاری بالایی) در پهلوهای شمال غربی و جنوب شرقی بلندای هنديجان با تجدید فعالیت بلندای هنديجان در ترشیاری آغازی مطابقت دارد و نشانگر فاز اصلی چین خوردگی پس از کرتاسه بالایی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: بلندای قدیمی هنديجان، تاقديس تنگو، تحلیل هندسی، تکامل تکتونیکی، چین تحمیلی.

مقدمه

گسل‌های امتداد لغز عرضی در پی سنگ زاگرس امتداد تقریباً 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، دگرریختی 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 هنديجان 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 نوزن 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 چین خوردگی را توصیف می‌کنند، افزون بر آنکه موجب درک بهتر چین خوردگی می‌شوند، ابزار مهمی برای ترسیم و یا تکمیل برش‌های عرضی و موازنه نمودن آنها به

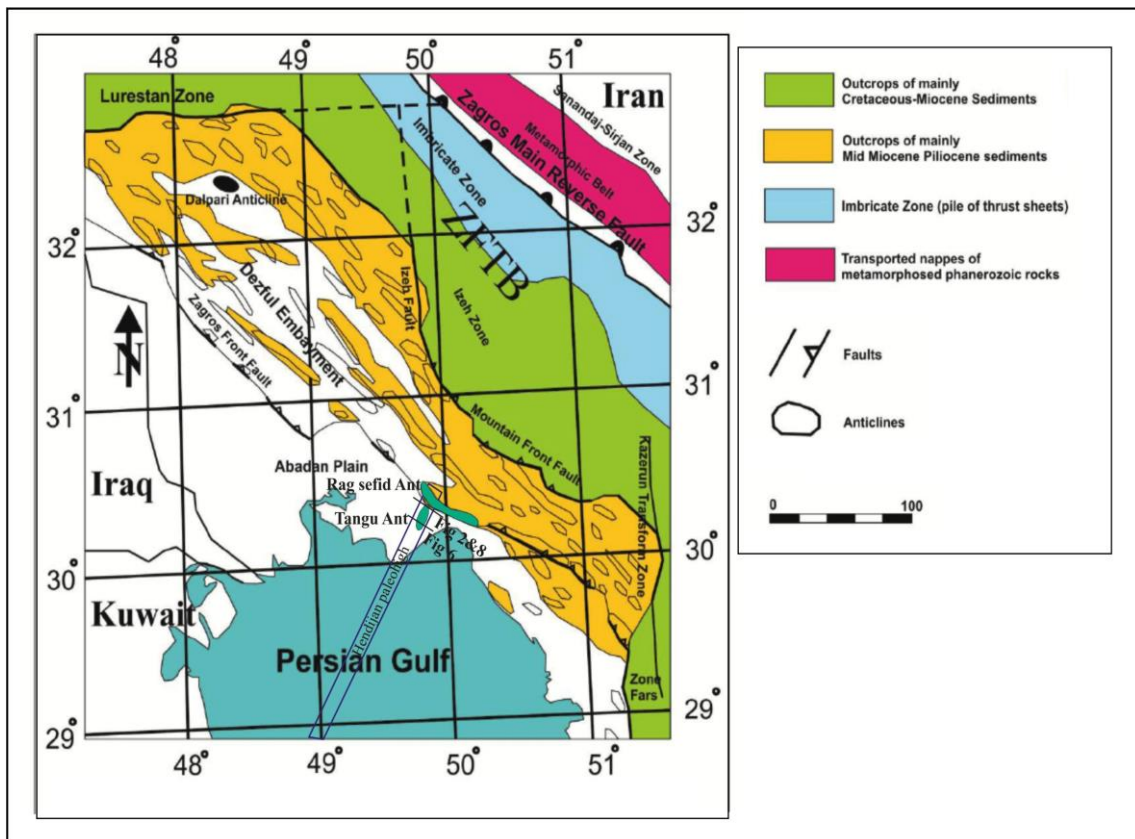
شمار می‌روند (Dahlstrom, 1970; Jamison, 1983; Suppe, 1987). الگوی چین خوردگی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس به شدت متأثر از رفتار مکانیکی واحدهای سنگی آن و عملکرد گسل‌های پی سنگی با روندهای متفاوت زاگرسی و عربی است. در این مطالعه براساس نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، خطوط لرزه‌نگاری بازتابی (Seismic Profiles) و داده‌های چاه، تحلیل هندسی تاقدیس تنگو در ارتباط با عملکرد بلندای قدیمه هنديجان، در بخش جنوبی فروبار دزفول (شکل ۱) انجام و شناسایی فاکتورهای مؤثر بر هندسه این تاقدیس صورت می‌گیرد. همچنین تأثیر فعالیت بلندای قدیمی هنديجان بر تکامل تکتونیکی منطقه شمال غرب خلیج فارس 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 هنديجان قرار گرفته است. این تاقدیس پایین‌تر از از یال جنوبی تاقدیس رگ سفید و در ۵ کیلومتری شمال شرق شهر هنديجان 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 بر روی 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 ۱۲۰۰ متر نسبت به آن پایین افتادگی دارد؛ به

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 داده‌های چاه حفاری شده انجام می‌گیرد. توالی حفاری شده در این تاقدیس سازندهای آجاری تا فهلپیان 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.

گونه‌ای که مخزن آسماری تاقدیس تنگو تقریباً مقابل مخزن خامی تاقدیس رگ سفید قرار گرفته است. به عبارتی دیگر تاقدیس رگ سفید تحت-تأثیر 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 تأثیر شدید این گسل احتمالاً 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



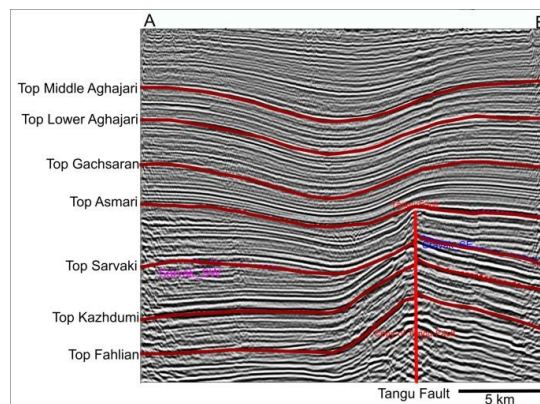
شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی بخش جنوبی کمربند زاگرس و موقعیت تاقدیس تنگو و تاقدیس‌های اطراف آن. محل بلندی هندیجان با مستطیل آبی رنگ نشان داده شده است.

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 تقریباً قائم 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 حدفاصل 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 هنديجان 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 صورتی که 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 هنديجان-ایده 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 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**) نوک دار بودن، انحنای نسبی چین در بستگی آن مورد ارزیابی قرار می‌دهد. و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

رابطه (۱)

$$b_3 = (2y_1 - b_1 = (y_1 + \sqrt{3} y_2 + y_3)/3, \\ y_3)/3, b_5 = (y_1 - \sqrt{3} y_2 + y_3)/3$$

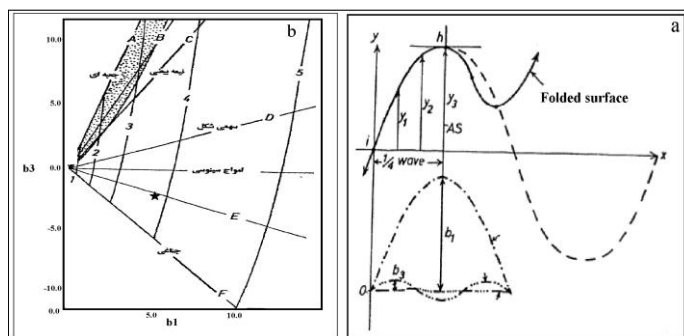
در روش تحلیل سری فوریه تقابل ضرایب ۱ و ۳ و پیاده کردن مقادیر آن روی نمودار دو بعدی در شکل ۳b چین را نشان می‌دهد. در تاقدیس تنگو از راس سازند آهکی آسماری ضرایب فوق محاسبه و روی نمودار پیاده شدند. ضرایب فوریه در تاقدیس تنگو مقادیر $b_1 = 5.57$ و $b_3 = -1.8$ را دارا می‌باشند. پیاده کردن این مقادیر روی نمودار مربوطه، محدوده بین چین‌های جناغی تا سینوسی و نیمه بیضی را نشان می‌دهند (شکل ۳b).

نسبت نوک دار بودن یا کندی چین (**b**) نوک دار بودن، انحنای نسبی چین در بستگی آن مورد ارزیابی قرار می‌دهد. و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

نسبت نوک دار بودن یا کندی چین (**b**) نوک دار بودن، انحنای نسبی چین در بستگی آن مورد ارزیابی قرار می‌دهد. و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

و همچنین ($b = r_c/r_o$ for $r_c < r_o$) و همچنین ($b = 2 - r_c/r_o$ for $r_c < r_o$). شعاع r_c انحنای 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 زاویه دار توصیف شده است (جدول ۱).

آنالیز شکل چین با استفاده از سری‌های فوریه ارزیابی نرخ رشد چین خوردگی یکی از پارامترهای مهم تحلیل هندسی سطح چین خورده می‌باشد. 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

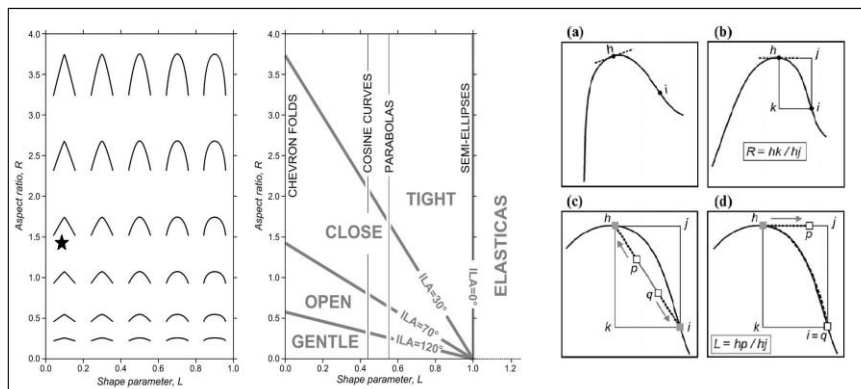


شکل ۳: (a) روش تعیین مقادیر y برای محاسبه ضرایب فوریه (Hudleston, 1973). (b) موقعیت چین خوردگی تنگو با استفاده از ضرایب فوریه در نمودار (Hudleston, 1973). که با علامت ستاره مشخص شده است و در محدوده چین‌های جناغی تا سینوسی نیمه بیضی قرار می‌گیرد.

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 $L=1$ مربوط 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 پارمتر شکل L و پارمتر هندسی نسبت اندازه (R) مقادیر $0.86/0$ و $1/5$ 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.

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 پارمتر R و L را برای توصیف شکل چین‌ها ارائه نموده‌اند. پارمتر 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



شکل ۴: a تا d مراحل محاسبه پارمتر 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.

پس از تورونین (Post-Turonian) که در تمامی فرو افتادگی دزفول و فارس گزارش شده است. ناپیوستگی پس از تورونین 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 پالتوسن 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- تورونین شده است، عملکرد متفاوتی در منطقه تنگو- رگ سفید و نواحی مجاور داشته است، به-طوری 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 پالتوسن بر این مناطق مستولی شود، به‌طوری که در تاقدیس تنگو

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 غسل 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

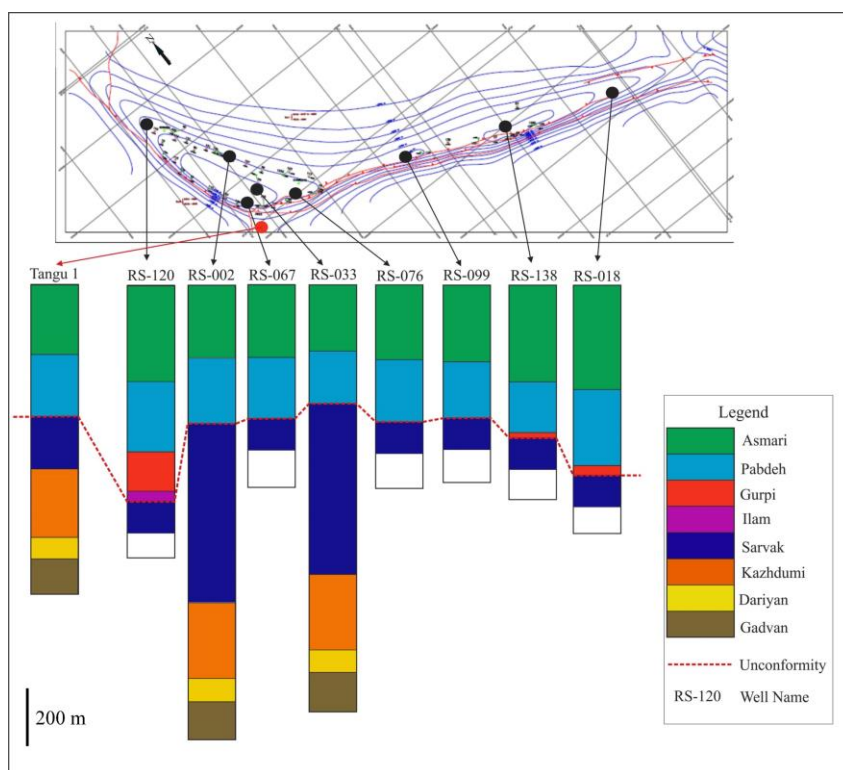
فعالیت بلندای قدیمه هندیجان علاوه بر تغییرات ساختاری در تاقدیس تنگو، بخش غربی تاقدیس رگ سفید را در جهت ساعتگرد دچار چرخش محوری کرده است. به‌طورکلی در بخش جنوب غرب فرو افتادگی دزفول سه برجستگی ساختمانی قدیمی (Paleohigh) با روند شمالی- جنوبی با نام‌های هفتکل، بهرگانسر- هندیجان و خارک-میش وجود دارد که توسط غسل‌های 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

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

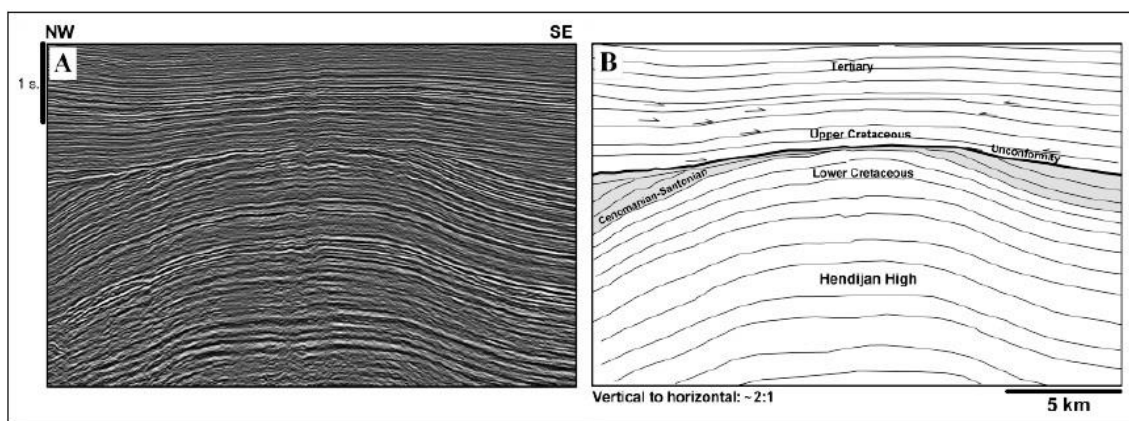
مناطق تداومی از رسوبات سنومانین - تورونین وجود دارد و سازند ایلام با ناپیوستگی بر روی بخشی از رسوبات تورونین قرار گرفته است (Molinaro et al, 2004).

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

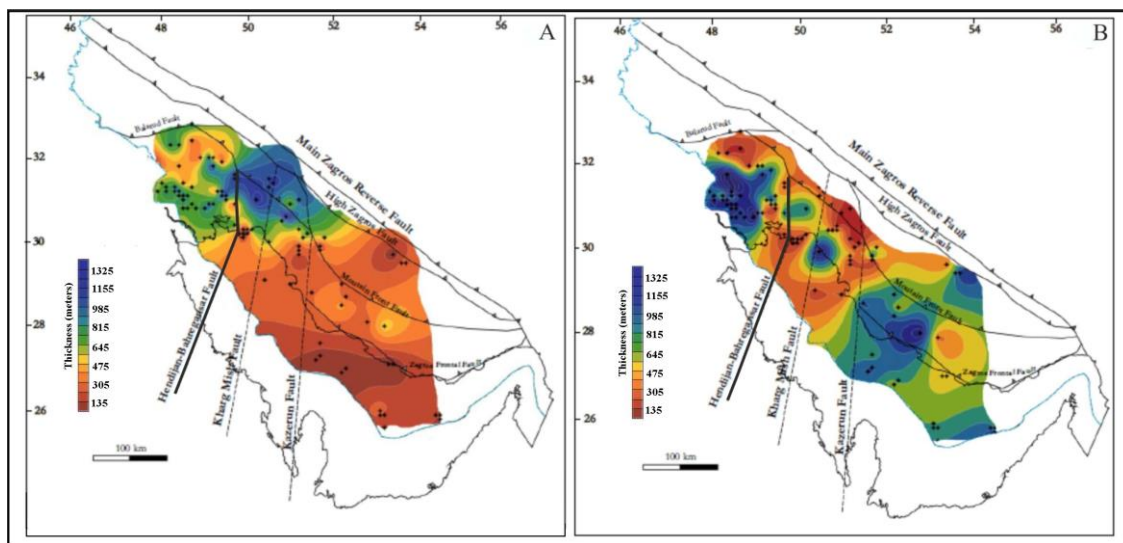
پارامتر هندسی	مقدار و توصیف	
زاویه بین یالی (درجه)	۱۲۵	
زاویه چین خوردگی (φ)	۵۵	
تقارن	نامتقارن	
زاویه تمایل	۸۸	
جهت تمایل	SE	
شیب یال شمال باختری	۴۰	
شیب یال جنوب خاوری	۱۵	
فشردگی (T)	باز	
یال شمال باختری	۱/۵	نسبت ابعاد
LogR	۰/۱۷۶	
واژه توصیفی	متعادل	
یال شمال باختری	۰/۰۸۶	L
r_c/r_o	۰/۲۹	کندی (b)
واژه توصیفی	نیمه زاویه دار	
α	۳۷	رده بندی (Ramsay & Huber (1987))
$t' \alpha$ یال شمال خاوری	۱/۲	
$T' \alpha$ یال شمال خاوری	۱,۵	
رده چین	1A	
α	۲۰	
$t' \alpha$ یال جنوب باختری	۱/۱	
$T' \alpha$ 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 هنديجان. (b) تفسیر زمین‌شناسی نشان دهنده بازتابنده‌های سربریده می‌باشد. ناپیوستگی مشخص کرتاسه بالایی مشخص کننده فعالیت متناوب بلندی هنديجان در کرتاسه بالایی است. رسوبات سنومانین تا سنتونین (سازندهای سروک بالایی و ایلام) در دو پهلو بلندی قدیمه نهشته شده‌اند در صورتی که آنها در راس بلندی هنديجان رسوب نکرده‌اند و یا فرسایش یافته‌اند. پیشروی یا on lapping رسوبات همزمان با تکتونیک در پهلوهای شمال غربی و جنوب شرقی بلندی هنديجان با تجدید فعالیت بلندی هنديجان در ترشیری 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 هندیدجان در اثر ناپیوستگی در کرتاسه بالایی توجه شود با اعمال تغییراتی از (Mehrabi et al, 2015).

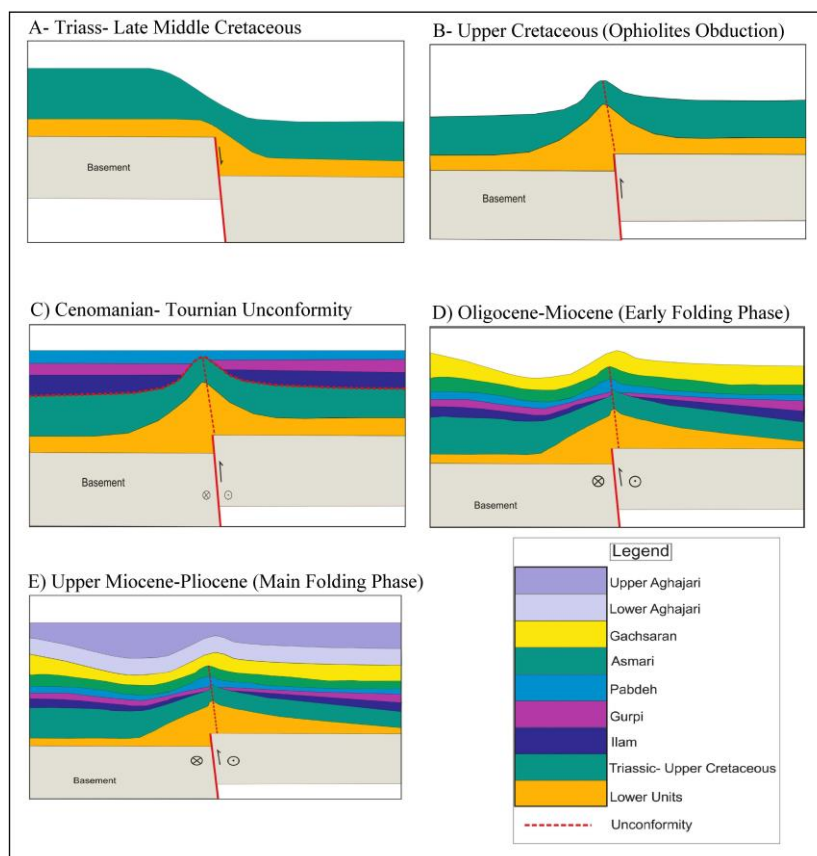
فاز برخورد در ورقه‌های ایران و عربی در اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، تجدید فعالیت گسل پی سنگی هندیدجان را به شکل امتداد لغز راستبر همراه با مولفه راندگی شاهد هستیم که قرارگیری بخش شرقی این گسل پی سنگی و رسوبات رویی آن در ارتفاع بیشتر نسبت به بخش غربی، منجر به تشکیل بلندای هندیدجان می‌شود. این توپوگرافی ناهموار در پی سنگ منجر به کاهش ضخامت رسوبات بر روی بلندای هندیدجان 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 قاعده 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

تکامل تکتونیکی در تاقدیس تنگو

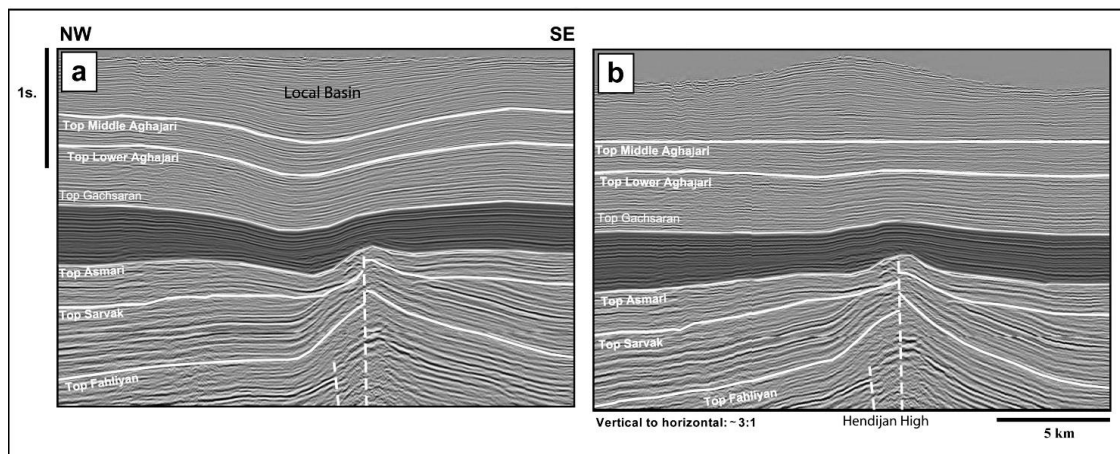
کمر بند چین خورده-رانده زاگرس نتیجه تاریخچه تکاملی پیچیده شامل یک فاز پلاتفرمی در پالئوزوئیک، فاز کشش جدایشی در پرمین-تریاس، حاشیه قاره‌ای غیرفعال اقیانوس نئوتتیس در ژوراسیک-کرتاسه زیرین، جایگیری افیولیت‌ها در کرتاسه میانی-پایانی و نهایتاً برخورد و کوتاه شدگی پوسته‌ای در نئوژن می‌باشد (Agard et al, 2005). در طی پرمین-تریاس در اثر فاز کششی، خطواره گسلی هندیدجان با شیب به طرف جنوب شرق ایجاد شده است که می‌توان احتمال داد با توجه به حرکت عادی گسل هندیدجان-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 هندیدجان در اثر تشکیل حوضه رسوبی حاصل از کشش رسوب کرده‌اند (شکل ۸a). در انتهای کرتاسه میانی، همزمان با برخاستگی افیولیت‌ها به علت عملکرد

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 آجاجری، 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 هندیمان نیست و مشخصاً در خلال فاز چین خوردگی اصلی بر روی واحد تجزیه کننده گچساران شکل گرفته است (شکل ۹).

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 هم‌زمان با تکتونیک (سازند آواری آجاجری) ایجاد کرده است (شکل ۹). طی میوسن بالایی- پلیوسن شاهد رسوب ضخیم از سازند آجاجری در حوضه محلی روی سازند گچساران بر روی مکان بلندای قدیمه هندیمان هستیم (شکل ۸e). عدم بریدگی و جابجایی در سازند آجاجری بالایی نشان می‌دهد در طی فاز چین خوردگی اصلی زاگرس در نئوژن، حرکت در راستای بلندای قدیمه هندیمان متوقف شده است (Abdolahie Fard et



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



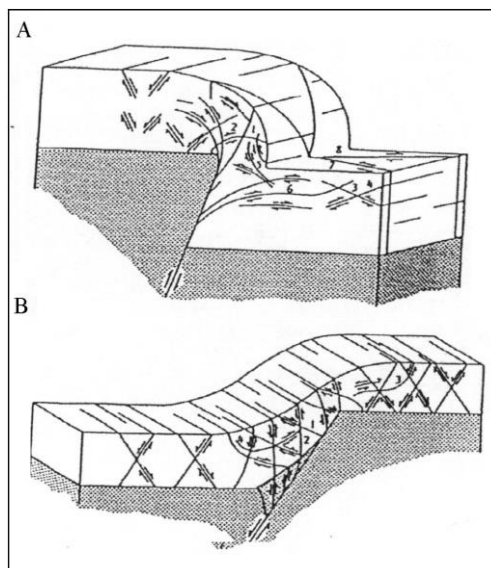
شکل ۹: (a) مقطع لرزه‌ای عمود بر تاقدیس تنگو. (b) حذف اثر چین خوردگی از راس سازند آغاجری میانی. به ضخیم شدگی سازند آغاجری بالایی در راس بلندی هنديجان توجه شود. بازتابنده‌های پایین‌تر از گچساران نشانگر اثر یک بلندی قدیمه حداقل از کرتاسه هستند. این مورد می‌تواند به عنوان تأثیر سازند گچساران (منطقه هاشور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

نتایج

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 تاخوردده 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 تاخوردده خیلی بزرگ‌تر می‌باشد (Cosgrove and Ameen, 2000). در کمربند چین خورده-رانده زاگرس

به‌طور کلی چین‌ها را براساس متغیر هندسی Aspect ratio (نسبت دامنه به نصف طول موج) به دو دسته تاخوردده (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 IB) یا هم‌مرکز 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 تاخوردده نسبت داده‌اند. این چین‌ها تحت‌تأثیر دو سازوکار لغزش خمشی و سطح خنثی ایجاد می‌شوند. در توالی رسوبی زاگرس به علت وجود افق‌های نامقاوم میانی، چین‌های کم‌اندک و کوچک مقیاس با نسبت‌های ظاهری اندک در اثر درگیر

سازوکار تشکیل تاقدیس‌های بزرگ با روندهای زاگرسی و عربی که وابسته به تجدید فعالیت گسل‌های پی‌سنگی هستند، از نوع تحمیلی می‌باشند.



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

اثر حرکت و فعالیت در امتداد این بلندای قدیمه در نظر گرفته می‌شود. گسل پی‌سنگی هندیدجان 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 هم‌ضخامت در پرمین- تریاس، می‌توان احتمال داد که با توجه به حرکت عادی گسل هندیدجان- ایزه 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

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 هم‌شیب، این تاقدیس را از نوع نیمه زاویه دار و رده 1A را برای آن پیشنهاد می‌دهد؛ 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 هندیدجان، این تاقدیس از نوع چین‌های تحمیلی می‌باشد که تشکیل آن به‌طور مستقیم در

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 هنديجان 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 هنديجان با تجدید فعالیت بلندای هنديجان 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.

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 خلیج فارس شده است. حضور این بلندی‌های قدیمه سبب تغییرات شدید رخساره‌ای و دیاژنتیک 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 خلیج فارس گسل عرضی پی سنگی هنديجان 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

منابع

-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.

-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.

-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 Sherkat, 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, southwestern Iran: *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 faulting in the basement of the Zagros fold 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 role 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 Publications, 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.