



Research Article

Effect of the perpendicular faults interaction on the Rag Sefid and Tango folds evolution (SW Iran)

Mehdi Yousefi*¹ , Seyed Morteza Moussavi¹, Abolghasem Jafari²

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

2-Parsian Kish Drilling Company (PKD Co), Tehran, Iran

Received: 07 Oct 2023 Accepted: 11 Mar 2024

Extended Abstract

Introduction: Fault interaction creates areas of local concentration of stress and disturbances that affect the geometry and cognitive movement of faults. This stress concentration can create secondary structures in damage. In this article, the influence of the interaction or relationships between the Zagros and Arabian faults in the Zagros foreland on the formation and different geometry of the Rag Sefid and Tango anticlines is investigated and explained.

Materials and methods: Due to the occurrence of the phenomenon of fault interaction between the faults that cause the Rag Sefid and Tango anticlines, the three-dimensional interaction theoretical models between the fault segments are first introduced. By comparing the geometrical condition of fault parts in the study area with theoretical models, the types of fault interaction in this area are introduced. Finally, due to the dependence of the folds in the region on the fault, and with a detailed study of the geometry and dimensions of the underlying faults, the factors affecting changes in the pattern of folds are examined and the development of folds with different geometries, dimensions, extensions and mechanisms is justified.

Results and discussion: Regarding the length more than 3 times of the Rag Sefid fault respect to the southern part of the Hendijan-Izeh strike-slip fault, the mean slope of 47 degrees of the Rag Sefid fault relative to the Hendijan-Izeh fault of 80 degrees and according to the general compression direction of N22E in the Southwest of Iran and the southern part of the Hendjan-Izeh fault trend (N20E), as well as the Rag Sefid fault trend, which is approximately perpendicular to the general compression direction, the deformation amount of the Rag Sefid fault is more than the Hendijan fault. In this condition, the stress field of the Rag Sefid thrust fault is dominated and due to the less resistance of the rising, folding with a larger amplitude occurs on the the Rag Sefid anticline; so that the folding amplitude in the Rag Sefid anticline is more than twice as large as the Tango anticline, and the tip of the Tango anticline is about 1,200 meters lower than the Rag Sefid anticline.

Conclusion: It can be concluded that in a set of faults where the interaction between the faults has occurred, larger, shallower faults with a plane slope of about 45 degrees, which have a diagonal or vertical orientation compared to the general orientation, they can create large and clearer folds similar to the folds with large dimensions in the Rag Sefid anticline compared to the Tango anticline.


Keywords: Folding Pattern, Fault Interaction, Rag Sefid Anticline, Henijan-Izeh Fault.

Citation: Yousefi, M., Moussavi, S.M. and Jafari, A.Gh., 2024. Effect of the perpendicular faults interaction on the Rag, *Res. Earth. Sci.*: 15(1), (16-30) DOI: 10.48308/esrj.2022.102264

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



تأثیر بر هم کنش گسل‌های عمود بر هم بر تکامل تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو (جنوب غرب ایران)

مهدی یوسفی*^۱ , سید مرتضی موسوی^۱، ابوالقاسم جعفری^۲

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

۲- شرکت حفاری مشاوران انرژی پارسیان کیش، تهران، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۷/۱۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۲/۱۲/۲۱

چکیده گسترده

مقدمه: برهم کنش گسلی، مناطقی از تمرکز محلی تنش و آشفتگی‌ها را ایجاد می‌کند که هندسه و جنبش شناختی گسل‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند. این تمرکز تنش می‌تواند ساختارهای ثانویه درون پهنه‌های مخرب (Damage zones) را ایجاد کند. در این نوشتار تأثیر برهم کنش یا روابط بین گسل‌های زاگرسی و عربی در پیش بوم زاگرس بر شکل‌گیری و هندسه متفاوت تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو بررسی و تبیین می‌گردد.

مواد و روش‌ها: به جهت رخداد پدیده برهم کنش گسلی بین گسل‌های مسبب تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو، ابتدا مدل‌های تئوریک برهم کنش سه بعدی بین قطعات گسلی معرفی می‌گردد. با مقایسه وضعیت هندسی قطعات گسلی در منطقه مطالعاتی با مدل‌های تئوریک، انواع برهم کنش گسلی در این منطقه معرفی می‌گردد. نهایتاً به دلیل وابستگی چین‌های منطقه به گسلش و با مطالعه دقیق هندسه و ابعاد گسل‌های زیرین، عوامل مؤثر بر تغییرات در الگوی چین خوردگی‌ها بررسی و توسعه چین‌هایی با هندسه، ابعاد، امتداد و سازوکارهای مختلف توجیه می‌گردد.

نتایج و بحث: با توجه به طول بیش از ۳ برابر گسل معکوس رگ سفید نسبت به قطعه جنوبی گسل امتداد لغز هندیجان-ایذه، شیب ۴۷ درجه گسل رگ سفید در مقایسه با شیب ۸۰ درجه گسل هندیجان-ایذه و با در نظر گرفتن جهت کلی فشردگی در جنوب غرب ایران (N22E) و امتداد راستگرد گسل هندیجان-ایذه (N20E) در مقایسه با امتداد گسل رگ سفید که تقریباً عمود بر جهت کلی فشردگی است (N130)، میزان دگرشکلی وابسته به گسل معکوس رگ سفید بیشتر از گسل هندیجان-ایذه است. در این شرایط میدان تنش مربوط به راس گسل راندگی غالب می‌شود که در این حالت مقاومت کمتری برای چین خوردگی وجود دارد و چین خوردگی با دامنه بزرگتر را در تاقدیس رگ سفید ایجاد می‌کند؛ به نحوی که چین خوردگی در تاقدیس رگ سفید (تاقدیس نامتقارن با امتداد N130 و شیب سطح محوری به سمت شمال شرق) دامنه‌ای بیش از دو برابر نسبت به تاقدیس تنگو دارد و راس تاقدیس تنگو حدود ۱۲۰۰ متر نسبت به تاقدیس رگ سفید پایین افتادگی دارد.

نتیجه‌گیری: می‌توان نتیجه گرفت که در یک مجموعه گسلی که در آن برهم کنش بین گسل‌ها رخ داده است، گسل‌های بزرگتر، کم عمق‌تر، با شیب صفحه‌ای حدود ۴۵ درجه که جهت‌گیری مورب یا عمود نسبت به جهت‌گیری کلی فشردگی دارند، می‌توانند چین خوردگی‌هایی بزرگ و واضح‌تری را مشابه چین خوردگی با ابعاد بزرگ در تاقدیس رگ سفید نسبت به تاقدیس تنگو را ایجاد می‌کنند.

واژگان کلیدی: الگوی چین خوردگی، برهم کنش گسلی، تاقدیس رگ سفید، گسل هندیجان-ایذه.

استناد: یوسفی، م.، موسوی، س.م. و جعفری، ا.ق.، ۱۴۰۳. تأثیر برهم کنش گسل‌های عمود بر هم بر تکامل تاقدیس‌های رگ سفید،

پژوهشهای دانش زمین: ۱۵(۱)، (۱۶-۳۰)، DOI: 10.48308/esrj.2022.102264

E-mail: geomehdi66@birjand.ac.ir

* نویسنده مسئول:



Copyright: © 2023 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

مقدمه

(et al, 2016). فهم ویژگی‌های این برهم کنش در گسل‌ها از آنجایی که آنها می‌توانند اطلاعات مفیدی درباره تاریخچه دگرشکلی ایجاد کنند، مهم هستند. برهم کنش گسلی همچنین می‌تواند جریان سیال را با ایجاد مسیر عبور و یا عمل کردن به عنوان موانع تحت‌تاثیر قرار دهند. گسل‌های برهم کنش کننده همچنین دارای اهمیت اقتصادی هستند؛ زیرا آنها می‌توانند پهنه‌های متمرکز از کانی‌زایی را ایجاد کنند (Curewitz and Karson, 1997). در این نوشتار تاثیر برهم کنش یا روابط بین گسل‌های زاگرس و عربی در پیش بوم زاگرس بر شکل‌گیری و هندسه متفاوت تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو بررسی و تبیین می‌گردد.

منطقه مورد مطالعه

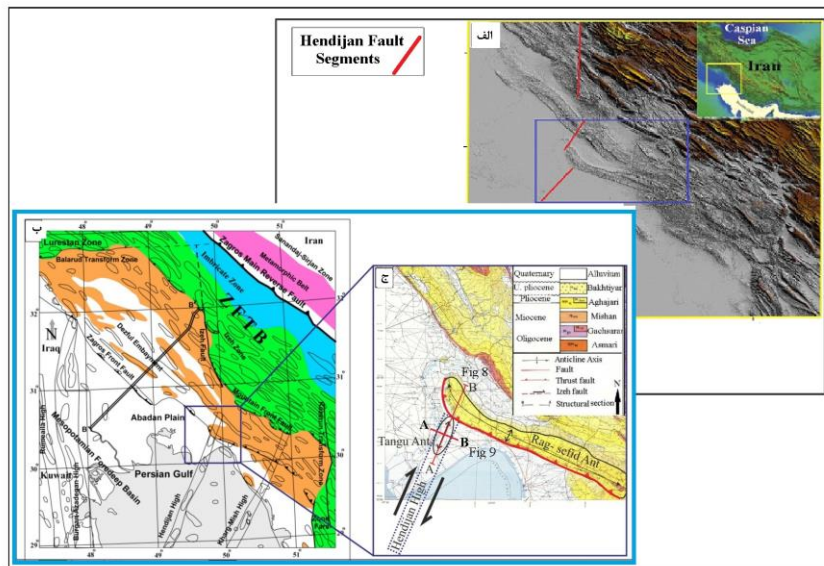
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

فروافتادگی دزفول به دلیل در بر گرفتن اکثر مخازن نفتی و عمده تولیدات نفت ایران از اهمیت زیادی برخوردار است. این ناحیه بخشی از پیش‌گودال زاگرس است که در آن سازند آسماری فاقد رخنمون است. از نظر ساختاری این فروافتادگی در محاط سه پدیده ساختمانی مهم به شرح زیر می‌باشد: از سمت شمال به پهنه خمشی بالارود با امتداد شرقی- غربی محدود است که به صورت چپگرد عمل نموده است. این پهنه خمشی از نظر ساختمانی علاوه بر اینکه جدا کننده رخنمون‌های گروه فارس از ناحیه لرستان (که در آن سازندهای آسماری و قدیمی‌تر رخنمون دارند) است، باعث افت ساختمانی شدید جنوب نسبت به شمال به میزان ۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ متر شده است. از سمت جنوب شرق، پهنه خمشی- گسلی قطر- کازرون به شکل سینوسی با امتداد شمالی- جنوبی و عملکرد راستگرد، مرز محدودکننده این ناحیه است که اثرات جانبی آن شامل خمش برازجان و چین کشیده کوه موند است. طول تقریبی این گسل ۲۱۰ کیلومتر است و از جنوب کوه دنا آغاز و تا سواحل خلیج فارس (جنوب شرق بوشهر) امتداد دارد که در جنوب تاقدیس فهلیان مرز جنوب شرقی فروافتادگی دزفول را تشکیل می‌دهد. این گسله تا غرب قطر قابل امتداد است و آن را گسله قطر- کازرون نامیده‌اند. مرز شرق- شمال شرقی فروافتادگی دزفول محدود به پهنه خمشی جبهه کوهستان است که دارای روند شمال غرب - جنوب شرق است. در مورد زمان شروع شکل‌گیری فروافتادگی دزفول، اگر چه

در صورت وجود شرایط هندسی و جنیشی خاص، گسل‌ها در پوسته زمین معمولاً در قالب شبکه‌ای گسترش می‌یابند به نحوی که گسل‌های درون این شبکه‌ها می‌توانند طیفی از طول، اندازه و جهت‌گیری را نشان دهند. از آنجایی که گسل‌ها روابط جنیشی شناختی و هندسی با همدیگر ایجاد می‌کنند، تعدادی از برهم کنش‌های مختلف می‌توانند درون یک شبکه رخ دهند (Nixon et al, 2014; Duffy et al, 2015). برای تفسیر گسل‌های برهم کنش کننده و بررسی تفاوت‌ها بین انواع مختلف برهم کنش گسلی، روابط هندسی، جنیشی شناختی و سنی برهم کنش‌های مختلف گسلی بررسی می‌شود. تاکنون مطالعاتی در مبحث برهم-کنش و اتصال گسل‌های فعال هم سن و تقریباً موازی امتداد لغز انجام گرفته است: (Biddle and Christie-Blick 1985; Woodcock and Richard 2003; Aydin and Schultz 1990; Peacock and Sanderson 1991). که نشانگر مراحل برهم‌کنش و اتصال گسل‌های پرشیب هستند. تاکنون مطالعات کمتری در برهم‌کنش و اتصال گسل‌های ناموازی و غیر هم سن انجام شده است. مطالعات پیشین نشان می‌دهند که یک شبکه گسلی می‌تواند درون یک میدان تنش واحد ایجاد شود که برهم کنش بین گسل‌های هم سن را ایجاد می‌کنند و شامل اتصال گسل‌های تقریباً موازی می‌باشد (Peacock and Sanderson 1991; Bull et al, 2006; Nixon et al, 2014a; Fossen and Rotevatn 2016). یک شبکه گسلی همچنین می‌تواند توسط گسل‌های مزدوج که ارتباط متقابل مجاورتی و متقاطع دارند، ایجاد شود (Nixon et al, 2011). بعضی شبکه‌های گسلی هم توسط هم پوشانی یا فرانهادگی دو یا تعداد بیشتری میدان تنش ایجاد می‌شوند، که ایجاد کننده برهم کنش‌ها بین گسل‌هایی با سن و سازوکارهای متفاوت هستند و روابط مجاورتی و تقاطعی بین گسل‌های ناهمسان را تشکیل می‌دهند. علاوه بر این شبکه‌های گسلی همچنین می‌توانند توسط تجدید فعالیت گسل‌های از قبل موجود تشکیل می‌شوند (Kim et al, 2004). در کل برهم کنش گسلی، مناطقی از تمرکز محلی تنش و آشفته‌گی‌ها را ایجاد می‌کند که هندسه و جنیشی شناختی گسل‌ها را تحت‌تاثیر قرار می‌دهند. این تمرکز تنش می‌تواند ساختارهای ثانویه درون پهنه‌های مخرب (Damage zones) را ایجاد کند (Kim et al, 2004; Bastesen and Rotevatn 2012; Choi)

قطر- کازرون، ایذه، خمش‌های بالارود و جبهه کوهستانی موثر بوده است، اما عملکرد توام گسل قطر- کازرون و خطواره بالارود نقش اساسی‌تری داشته‌اند، به گونه‌ای که این پهنه‌های گسله رسوبگذاری، تغییر شکل و به تله افتادن هیدروکربور را در کنترل خود داشته‌اند. از لحاظ ساختاری تاقدیس رگ سفید در بخش جنوبی فرو افتادگی دزفول از زیر پهنه زاگرس چین خورده قرار دارد (شکل ۱).

قدیمی‌ترین شواهد حرکتی در کرتاسه بالایی دیده شده است؛ اما به نظر می‌رسد ساختمان‌های درون این فروافتادگی و خطواره‌های محاط آن احتمالاً در تریاس و ژوراسیک و شاید قدیم‌تر فعال بوده‌اند که این فعالیت تا میوسن میانی همچنان ادامه داشته است. بنابراین در شکل گیری این فرو افتادگی و تکوین کمر بند چین خورده- تراستی زاگرس، گسل‌ها و خطواره‌های پی‌سنگی گسل



شکل ۱: الف: تصویر ماهواره‌ای جنوب غرب ایران. ب: (با تغییراتی از Abdollahi Fard et al, 2006) و ج: نقشه زمین‌شناسی بخش جنوبی کمر بند زاگرس و موقعیت تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو. خطوط قرمز رنگ به همراه اعداد، مکان نیمرخ‌های بازتابی را نشان می‌دهند.

شمال شرق از تاقدیس بی بی حکیمه جدا می‌گردد. همچنین برجستگی یا کوهانک شمال غربی دارای روند تقریباً شمالی - جنوبی می‌باشد که تحت‌تأثیر عملکرد خطواره گسلی هنديجان-ایذه روند محور تاقدیس نسبت به جهت عمومی میدان حدود ۳۰ درجه به سمت شمال چرخش پیدا کرده است. تاقدیس آمیبی شکل تنگو در ۱۶۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر اهواز، بر روی بلندای قدیمی هنديجان قرار گرفته است. این تاقدیس پایین‌تر 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 به وسیله یک گسل تراستی با روند شمال غرب -

این تاقدیس به شکل بومرنگ در جنوب غرب ایران و در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق اهواز واقع شده است. رخنمون‌های سنگی در این منطقه متشکل از تپه ماهوری‌های کم ارتفاع از سازند آجاجاری می‌باشد. سازند میشان فقط در دو پنجره فرسایشی در امتداد بخش جنوب غربی ساختار 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 ۵/۵ کیلومتر در بخش جنوب شرق و ۵ تا ۸/۳ کیلومتر در بخش شمال غرب می‌باشد. تاقدیس مذکور از نوع نامتقارن، و شیب زیاد در یال جنوب غربی متأثر از گسل‌های تراستی فراوان در یال جلویی می‌باشد. این تاقدیس بر روی افق آسماری دارای دو کوهانک یا برجستگی با دو روند محوری متفاوت می‌باشد: برجستگی یا کوهانک جنوب شرقی دارای روند محوری شمال غرب - جنوب شرق است که در منتهی الیه جنوب شرق توسط گسل عادی با جهت شیب احتمالی

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 فهلیان را شامل می‌شود.

الگوی چین خوردگی‌ها بررسی و توسعه چین‌هایی با هندسه، ابعاد، امتداد و سازوکارهای مختلف توجیه می‌گردد.

ویژگی‌های سه بعدی انواع برهم کنش گسلی

در مطالعه دو بعدی، گسل‌ها در نقاط برهم‌کنشی متقاطع می‌شوند ولی در سه بعد، این نقاط تقاطعی به خطوط تقاطعی تبدیل می‌شوند. انواع برهم کنش سه بعدی بین گسل‌ها به صورت زیر تشریح می‌گردد:

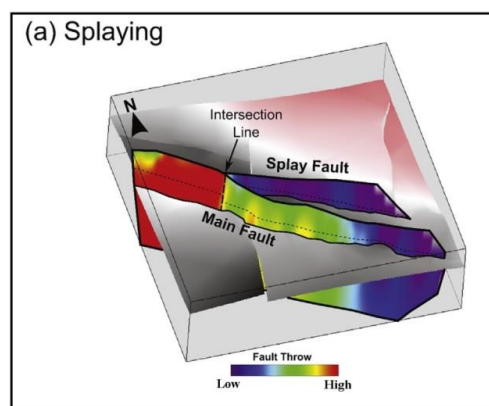
انشعاب یافتگی

انشعابات گسلی معمولاً نزدیک رئوس گسل‌ها رخ می‌دهند و یک گسل کوچکتر را شامل می‌شود که از یک گسل بزرگتر منشعب می‌شود. گسل منشعب شده کوچکتر دارای یک صفحه گسلی است که نسبت به صفحه گسل اصلی به‌طور مورب قرار می‌گیرد و دارای یک بیشینه جابجایی در امتداد خط تقاطع است. به‌طور کلی انشعابات گسلی با یک بیشینه مقدار افت در نقاط تقاطع مشخص می‌شوند که این افت به تدریج به طرف راس آنها کم می‌شود (شکل ۲). نیکسون و همکاران (Nixon et al, 2011) انشعابات گسلی در گسل‌های امتداد لغز را به عنوان برهم کنش هم سو تشریح کردند که با کاهش در جابجایی گسل اصلی همراه هستند.

جنوب شرق از میدان رگ سفید جدا می‌شود و حدود ۱۲۰۰ متر نسبت به آن پایین افتادگی دارد؛ به گونه‌ای که مخزن آسماری تاقدیس تنگو تقریباً مقابل مخزن خامی تاقدیس رگ سفید قرار گرفته 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

مواد و روش‌ها

به جهت رخداد پدیده برهم کنش گسلی بین گسل‌های مسبب تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو، ابتدا مدل‌های تئوریک برهم کنش سه بعدی بین قطعات گسلی معرفی می‌گردد. با توجه به اینکه رخنمون‌های سنگی منطقه شامل سازندهای نامقاوم آجاری و میشان است و لایه‌های مقاوم چین خورده (سازندهای گچساران و عمیق‌تر) در محدوده مطالعاتی در عمق قرار دارند، جهت بررسی و تحلیل هندسه چین‌ها از مقاطع لرزه‌ای بازتابی عمود بر محور تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو استفاده شد. در این مطالعه به کمک تفسیر مقاطع لرزه‌ای، داده‌های چاه‌های حفاری شده در دو میدان نفتی و نقشه‌های عمقی سر سازندهای آسماری تا فهلیان، هندسه، ابعاد و شکل تاقدیس‌های نفتی بررسی و لایه‌های مختلف سنگی تفکیک شدند؛ همچنین الگوی کلی چین خوردگی در این دوتاقدیس تبیین شد. با مقایسه وضعیت هندسی قطعات گسلی در منطقه مطالعاتی با مدل‌های تئوریک، انواع برهم کنش گسلی در این منطقه معرفی می‌گردد. نهایتاً به دلیل وابستگی چین‌های منطقه به گسلش و با مطالعه دقیق هندسه و ابعاد گسل‌های زیرین، عوامل موثر بر تغییرات در

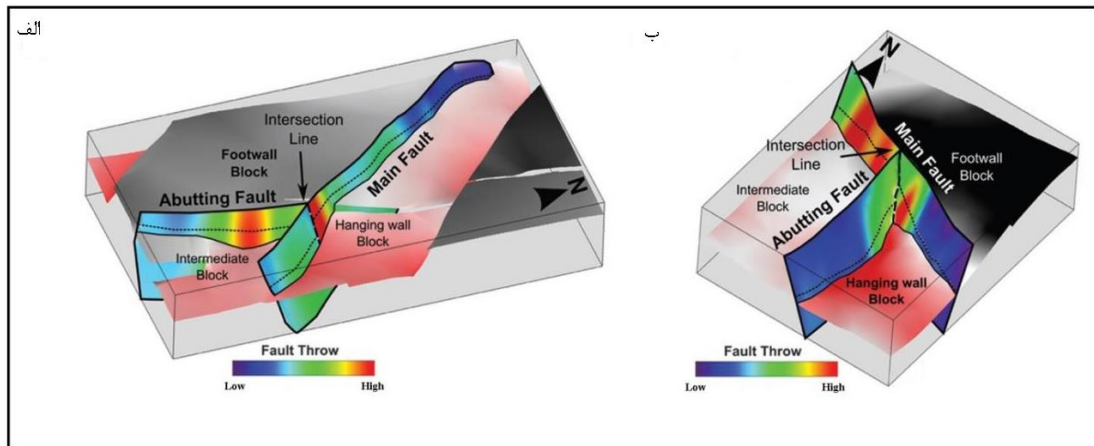


شکل ۲: گسل انشعاب یافته و گسل اصلی وابسته به آن (Nixon et al, 2011).

مماس یافتگی

زمانی که یک شبکه گسلی دارای دو یا تعداد بیشتری دسته گسل باشد، راس یکی از گسل‌ها در طی رشد و افزایش طول خود، معمولاً به دسته گسل مجاور مماس می‌شود و برخلاف دیگران خاتمه می‌یابد. این حالت یک برهم کنش Y یا T مانند را ایجاد می‌کند که در آن گسل مماس شونده، متصل می‌شود و با ادامه دگرریختی فقط می‌تواند در جهت

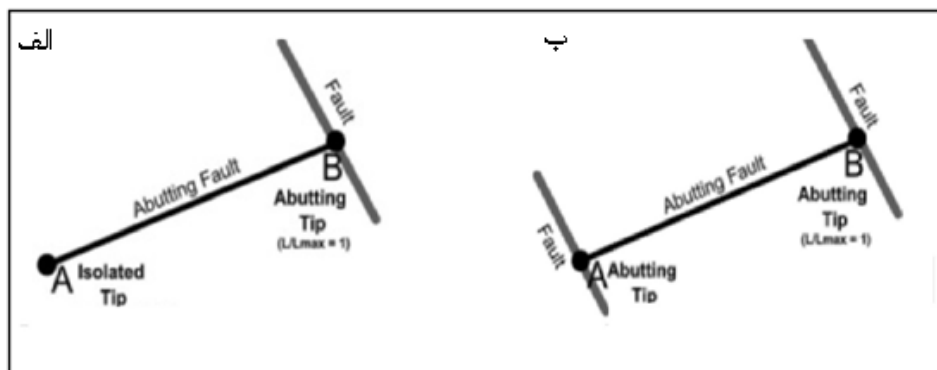
خلاف راس مماس یافته گسترش می‌یابد (شکل ۳). مارتن و همکاران (Maerten et al, 2001) دو ارتباط هندسی بین گسل‌های مجاور یا هم مرز همراه با گسل اولیه مماس یافته را معرفی کردند؛ که می‌توانند در فرودپواره یا فرادپواره گسل اصلی تشکیل شوند و به ترتیب در بلوک‌های فرودپواره یا فرادپواره مشترک هستند (شکل ۳).



شکل ۳: دیاگرام سه بعدی سطوح گسلی که برهم‌کنش‌های مماسی را ایجاد می‌کنند. الف: مثالی از یک گسل مماس شونده که بلوک فرودپواره را با گسل اصلی مرتبط می‌کند. ب: مثالی از گسل مماس شونده که بلوک فرادپواره را با گسل اصلی مرتبط می‌کند (Peacock et al, 2016).

راسی مماس شونده و یا دو راسی مماس شونده باشند (شکل ۴).

همچنین با توجه به محدود شدن و عدم امکان رشد گسل‌های مماس شونده، گسل‌های مماسی می‌توانند از نوع یک

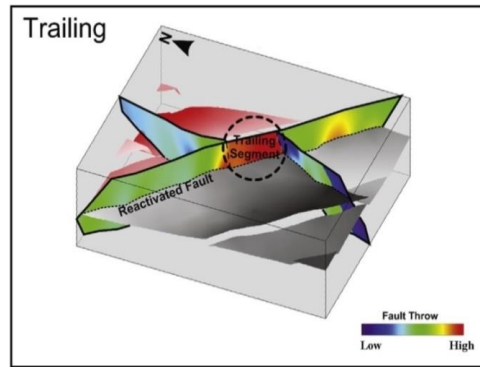


شکل ۴: الف: گسل یک راس مماس شونده. ب: گسل دو راس مماس شونده. با تغییراتی از (Maerten et al, 2001).

گسل قدیمی بهم متصل می‌شوند که در آن برای اینکه دو گسل جوان‌تر متصل شوند، تجدید فعالیت در گسل قدیمی رخ می‌دهد (شکل ۵).

گسل‌های دنباله‌ای

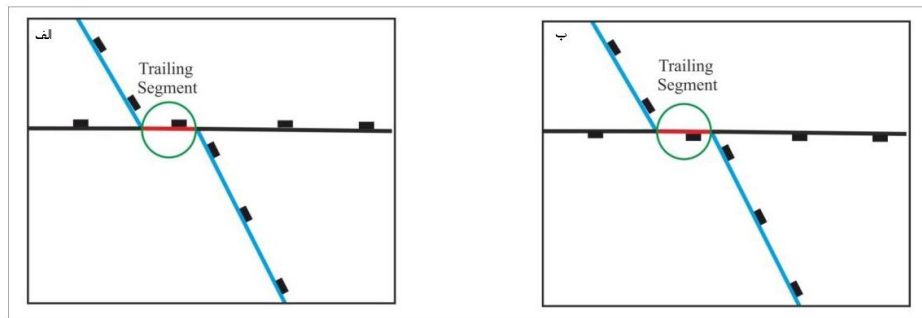
بعضی مواقع بخشی از صفحه یک گسل قدیمی بین دو گسل مجاور و جوان‌تر تجدید فعالیت می‌کند. دنباله‌ای شدن جایی اتفاق می‌افتد که دو گسل جدید از طریق یک



شکل ۵: دیاگرام سه بعدی نشانگر برهم کنش سه بعدی دنباله‌ای. در این حالت تجدید فعالیت گسل قدیمی، دو گسل مماس شونده را بهم متصل می‌کند (Peacock et al, 2016).

برهم کنش گسلی به ترتیب به انواع برهم کنش‌های دنباله دار هم سو و ناهم سو تقسیم می‌شود (شکل ۶).

همچنین بسته به اینکه قطعه دنباله‌دار جهت حرکتی مشابه یا خلاف با گسل‌های مماس شونده داشته باشد، این نوع



شکل ۶: برهم کنش دنباله‌ای. الف: هم سو و ب: ناهم سو.

خود برهم کنش‌های چند گانه ناشی از فعالیت این روند های گسلی مختلف را تجربه نموده‌اند. لذا بسته به زاویه محور کوتاه‌شدگی پس از برخورد نسبت به هر کدام از این روندهای قدیمی پی سنگی، تجدید فعالیت آنها در قالب مولفه‌های راندگی یا امتداد لغز و نحوه تاثیر آن بر الگوی ساختاری چین خوردگی‌ها توجیه می‌گردد. در کمربندهای چین خورده - رانده، جایی که گسل‌ها رخنمون سطحی نداشته باشند، شواهد سطحی از حضور و هندسه گسل‌های زیرین می‌توانند الگوی ساختاری چین‌ها را مشخص کند. در پیش‌بوم مناطق برخوردی هندسه گسل‌ها عمدتاً از اشکال چین‌های مشاهده شده در سطح (Shamir et al, 2000) و از داده‌های لرزه‌ای (Allmendinger and Shaw, 2000) به دست می‌آیند. مدل‌های حاصله به این تفسیر کمک می‌کنند که شکل چین‌های مجاور می‌تواند به‌طور مستقیم به هندسه گسل‌های زیرین مرتبط باشند. در جنوب غرب ایران همگرایی پس از برخورد بین ورقه‌های ایران و عربی باعث کوتاه‌شدگی پی سنگ زاگرس شده

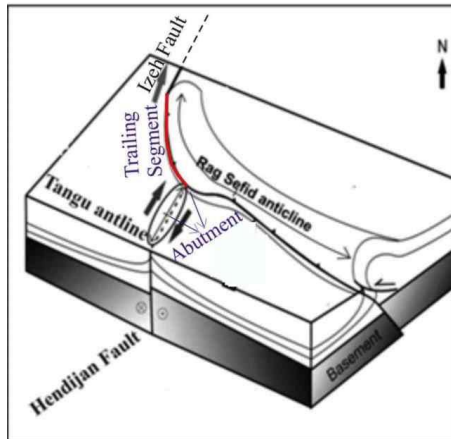
به‌طور خلاصه، برهم کنش گسلی دنباله دار، دسته‌های گسلی را درگیر می‌کند که در یک زاویه زیاد (مثلاً ارتوگونال) نسبت به یکدیگر قرار گرفته باشند. در نتیجه گسل‌های از قبل موجود فقط به‌طور محلی تجدید فعالیت می‌کنند که به عنوان گسل انتقالی بین گسل‌های مجاور عمل می‌کنند؛ به‌طوری که قطعه تجدید فعالیت کرده شبیه گسل‌های انتقالی است که ممکن است یک رمپ تقویتی را بین گسل‌های موازی ایجاد کند (Harding and Lowell 1979).

تاثیر برهم کنش گسل‌های عمود برهم رگ سفید و هندبجان - ایزه بر الگوی ساختاری و تکامل تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو

سیستم‌های فرورانشی که در مرحله برخورد ورقه‌های قاره - ای قرار دارند، به دلیل برگشت رژیم تکتونیکی از فاز کشش به فاز فشارش و در اثر تجدید فعالیت گسل‌های عادی و پی سنگی طولی با روندهای موازی محور کافت و گسل‌های انتقالی عرضی با روندهای عمود بر محور کافت، کمربندهای چین خورده را تشکیل می‌دهند که در تکامل تکتونیکی

(خطوطی که در امتداد آن گسل‌ها متقاطع می‌شوند) و جهات جابجایی به شکلی است که خط تقاطع دو گسل به موازات جهت جابجایی در گسل رگ سفید و عمود بر جهت جابجایی گسل هندیجان- ایزه می‌باشد. همچنین با توجه به اینکه گسل‌های رگ سفید و هندیجان دارای سوی یکسانی از جابجایی (مولفه حرکتی امتدادلغز راستگرد) هستند و با توجه به اینکه هیچ کشش یا تراکم در نیمساز حاده بین گسل‌ها ایجاد نمی‌شود، از واژه برهم کنش خنثی برای تبیین ارتباط جابجایی و کرنش در گسل‌های مذکور استفاده می‌شود. نتایج ما نشان می‌دهد که در فروبار دزفول جنوبی با توجه به توالی فازهای دگرشکلی زاگرس و رخداد وارونگی تکتونیکی در گسل راندگی شمال باختری - جنوب خاوری رگ سفید و همچنین تجدید فعالیت گسل پی سنگی هندیجان، بر هم کنش عمودی گسل‌ها در پیش بوم زاگرس رخ داده است. به دلیل برهم کنش گسلی و همگرایی محورهای تنش ناشی از راندگی رگ سفید با شیب به سمت شمال خاور و برش‌های امتداد لغز راستگرد در اثر تجدید فعالیت گسل‌های پی سنگی هندیجان و قطعه جنوبی گسل ایزه، پهنه برشی راستگرد و خم فشارشی در بخش باختری تاقدیس رگ سفید ایجاد شده است. تشکیل این پهنه برشی باعث چرخش ساعتگرد محور تاقدیس رگ سفید به میزان ۳۰ درجه شده است. لذا توجه به مدل‌های سه بعدی ارائه شده، دو نوع برهم کنش گسلی بین قطعات گسلی هندیجان- ایزه و گسل رگ سفید وجود دارد: با توجه به اتصال T شکل گسل هندیجان به گسل رگ سفید در فرودبواره راندگی رگ سفید مطابق شکل ۳ ارتباط مماس یافتگی از نوع یک راسی مماس شونده بین گسل هندیجان و بخش مرکزی گسل رگ سفید وجود دارد. همچنین در بخش غربی تاقدیس رگ سفید به علت واقع شدن این بخش تاقدیس در پهنه گسلی راستگرد ناشی از قطعه جنوبی گسل ایزه و گسل هندیجان، در اثر تجدید فعالیت گسل رگ سفید در فاز چین خوردگی اصلی زاگرس، این دو گسل امتداد لغز راستگرد بهم متصل شده‌اند و لذا مطابق مدل‌های موجود (شکل ۵)، برهم کنش دنباله ای ناشی از تجدید فعالیت گسل رگ سفید و متعاقب آن اتصال دو قطعه گسل امتدادلغز ایزه و هندیجان در بخش غربی تاقدیس رگ سفید رخ داده است (شکل ۷).

است؛ به نحوی که گسل‌های طولی با امتداد شمال غربی که در زمان تشکیل کافت به شکل کششی بوده‌اند، اکنون راندگی‌های پی سنگی طولی را در این کمربند تشکیل می‌دهند. گسل‌های با امتداد شمالی- جنوبی که دارای روند های شبیه روندهای پی سنگی شمالی - جنوبی در بلوک شرقی عربی هستند، در اثر این فشارش مایل به صورت امتداد لغز تجدید فعالیت کرده‌اند. در پیش بوم کمربند زاگرس، شواهدی دال بر وجود خطواره‌های پی سنگی زاگرسی (شمال غربی - جنوب شرقی) و همچنین خطواره هایی با امتداد شمال شرقی یا به عبارتی در راستای عمود بر محور کافت اولیه و راندگی‌ها وجود دارد که می‌تواند در اثر گسل‌های انتقالی و تراگذری حوضه کافتی باشد (شکل ۱). در پیش بوم زاگرس و محدوده مطالعاتی تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو سه روند ساختاری اصلی شامل روندهای شمال غربی - جنوب شرقی زاگرسی (روند محوری بخش شرقی تاقدیس رگ سفید و امتداد راندگی رگ سفید)، روند شمال - شمال غرب (روند محوری بخش غربی تاقدیس رگ سفید) و همچنین روند شمالی- جنوبی (روند گسل پی‌سنگی هندیجان و روند محوری تاقدیس تنگو) وجود دارد (شکل ۱). با توجه به توالی فازهای دگرشکلی زاگرس و رخداد وارونگی تکتونیکی در گسل‌های راندگی شمال غربی- جنوب شرقی کمربند زاگرس، در این مطالعه گسل راندگی و طولی رگ سفید که پس از فاز برخورد ورقه‌های ایران و عربی با جهت‌گیری عمود بر محور فشردگی زاگرس توسعه یافته است و باعث برخاستگی در تاقدیس رگ سفید شده است، به عنوان گسل اصلی در نظر گرفته می‌شود؛ همچنین قطعه جنوبی گسل هندیجان- ایزه که از سری گسل‌های عرضی عمود بر راندگی کمربند زاگرس است و در طی فاز برخورد به صورت مورب لغز تجدید فعالیت کرده است و باعث خمش محوری تاقدیس تنگو و همچنین برخاستگی در راس تاقدیس مدفون تنگو شده است (شکل ۷)، به عنوان گسل فرعی در پیش بوم زاگرس در نظر گرفته می‌شود. با توجه به مدل سه بعدی ارائه شده پیرامون تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو (Yousefi et al, 2021)، ارتباط هندسی و چیدمان فضایی بین گسل‌های راندگی رگ سفید و امتدادلغز تنگو به صورت مماس شونده می‌باشد (شکل ۷). رابطه جنبشی بین گسل‌های برهم کنش کننده رگ سفید و هندیجان- ایزه بر پایه روابط خطوط تقاطع



شکل ۷: مدل سه بعدی شماتیکی از منطقه مطالعاتی. با توجه به اتصال T شکل گسل هنديجان به گسل رگ سفید در فرو دیواره راندگی رگ سفید، ارتباط مماس یافتگی (Abutments) از نوع یک راسی مماس شونده بین گسل هنديجان و بخش مرکزی گسل رگ سفید را شاهد هستیم. همچنین در بخش غربی تاقديس رگ سفید به علت واقع شدن این بخش تاقديس در پهنه گسلی راستگرد حد فاصل قطعه جنوبی گسل ایذه و گسل هنديجان، برهم کنش دنباله‌ای (Trailing) ناشی از تجدید فعالیت گسل رگ سفید و متعاقب آن اتصال دو قطعه گسل امتدادلغز ایذه و هنديجان در بخش غربی تاقديس رگ سفید پیشنهاد رخ داده است.

یک مجموعه گسلی که شامل گسل اصلی و گسل فرعی است، تاثیراتی روی الگوی چین خوردگی‌های حاصله داشته باشد و در واقع این گسل فرعی بتواند چین خوردگی واضح را ایجاد کند، گسل فرعی که در مطالعه ما قطعه جنوبی گسل هنديجان- ایذه است، یک سری شرایطی را باید داشته باشد که شامل موارد زیر است:

عمق و اندازه گسل فرعی

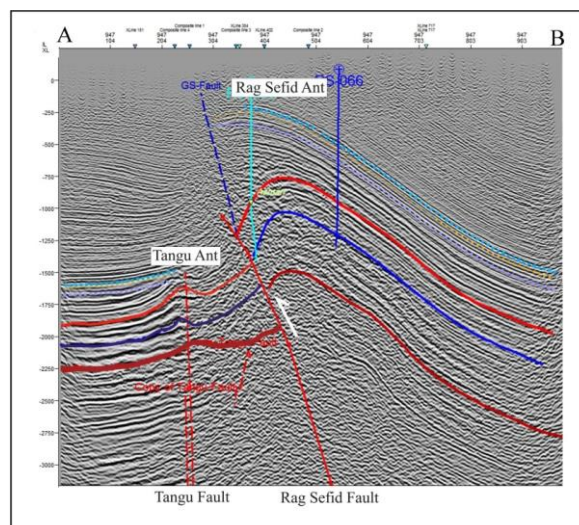
آثار عمق و اندازه گسل فرعی با هم در نظر گرفته می‌شود؛ زیرا نتایج آنها به هم وابسته‌اند. به‌طور کلی گسل‌های فرعی کم عمق و بزرگ، چین‌های واضح‌تری را از گسل‌های عمیق و کوچک ایجاد می‌کنند. گسل‌های فرعی اگر از گسل‌های اصلی عمیق‌تر باشند، نمی‌توانند چین خوردگی واضحی را ایجاد کنند؛ مگر اینکه اندازه گسل فرعی بیش از ۵۰ درصد گسل اصلی و غالب باشد. در برهم کنش گسل‌هایی با عمق یکسان، در صورتی که گسل فرعی طولی کمتر از ۳۰ درصد گسل اصلی غالب داشته باشد، قادر به تشکیل چین‌های فرعی و آشکار می‌باشند. در یک سیستم گسلی دارای گسل‌های اصلی و فرعی، گسل‌های فرعی کم عمق‌تر از گسل‌های اصلی، حتی اگر آنها ۱۰ درصد اندازه گسل اصلی را داشته باشند، می‌توانند چین‌های فرعی را ایجاد کنند (Savage and Cooke, 2004). لغزش در امتداد گسل‌های فرعی کوچک و عمیق در الگوی چین خوردگی مشارکت ندارند. در این شرایط میزان دگرشکلی وابسته به گسل اصلی بیشتر از گسل‌های فرعی است؛ به‌طوری که مشارکت

در ادامه تاثیر برهم کنش گسل‌های عمود بر هم رگ سفید و هنديجان بر الگوی ساختاری چین‌ها در تاقديس‌های رگ سفید و تنگو با استفاده از نقشه کنتورهای زیر سطحی و مقاطع لرزه‌نگاری بازتابی بررسی و تحلیل می‌گردد.

بررسی عوامل موثر بر تغییرات در الگوی چین خوردگی‌ها
در مناطقی که وارونگی زمین ساختی رخ داده است، گسل‌های کششی تجدید فعالیت کرده و یا گسل‌های راندگی جدید به موازات گسل‌های کششی اولیه، به علت دارا بودن روندهایی عمود بر راستای فشردگی کلی، به عنوان گسل‌های اصلی در مناطق پیش بوم کوهزایی‌ها نظر گرفته می‌شوند؛ همچنین سایر روندهای گسلی که نسبت به محور فشردگی به‌طور مورب قرار می‌گیرند به عنوان گسل‌های فرعی حوضه‌های پیش بوم در نظر گرفته می‌شوند. در پیش بوم زاگرس طیف گسترده‌ای از چین خوردگی‌های وابسته به گسل با روندهای محوری، سازوکار تشکیل، هندسه ساختاری و ابعاد گوناگون وجود دارد در این بخش به تاثیر برهم کنش گسل‌های پی‌سنگی در توسعه انواع مختلف چین خوردگی‌ها پرداخته می‌شود و عوامل موثر در بروز این تغییرات معرفی می‌گردد. تشکیل تاقديس‌های اصلی در فروافتادگی دزفول جنوبی با روندهای محوری شمال غرب - جنوب شرقی (عمود بر راستای فشردگی کلی زاگرس) به‌طور مستقیم وابسته با حرکت راندگی‌های زیرین زاگرس است که در طی فازهای پیشرونده چین خوردگی پس از برخورد توسعه یافته‌اند. برای اینکه برهم کنش دو گسل در

فاز برخورد به صورت امتداد لغز راستگرد حرکت کرده است و موجب تشکیل تاقدیس کوچک و مدفون تنگو شده است، به عنوان گسل فرعی در نظر گرفته می‌شود. مقطع لرزه‌ای انکساری عمود بر ساختمان رگ سفید نشان می‌دهد که گسل معکوس پیش گودال زاگرس (قطعه رگ سفید) که در اثر وارونگی تکتونیکی از لایه جدایشی پایینی منشا گرفته است، ژرفایی کم‌تر از گسل پی سنگی عرضی هندیمان دارد؛ همچنین با توجه به طول بیش از ۳ برابر این گسل راندگی نسبت به قطعه جنوبی گسل هندیمان-ایذه، میزان دگرشکلی وابسته به گسل رگ سفید بیشتر از گسل هندیمان است. در این شرایط میدان تنش مربوط به راس گسل معکوس غالب می‌شود؛ که در این حالت مقاومت کمتری برای چین خوردگی وجود دارد و چین خوردگی با دامنه بزرگتر را ایجاد می‌کند. به نحوی که چین خوردگی در تاقدیس رگ سفید دامنه‌ای بیش از دو برابر نسبت به تاقدیس تنگو دارد و راس تاقدیس تنگو حدود ۱۲۰۰ متر نسبت به تاقدیس رگ سفید پایین افتادگی دارد (شکل ۸).

گسل‌های فرعی در چین خوردگی تحت‌تاثیر گسل اصلی قرار می‌گیرند. به هر حال، زمانی که گسل فرعی کم عمق‌تر از گسل اصلی باشد، میدان تنش مربوط به راس گسل فرعی غالب می‌شود و قادرند که چین خوردگی ثانویه را ایجاد می‌کند. بنابراین زمانی که گسل فرعی کم عمق‌تر باشد، مقاومت کمتری برای چین خوردگی ایجاد می‌شود که در این حالت چین خوردگی با دامنه بزرگتر شکل می‌گیرد (Savage and Cooke, 2004). با توجه به سازوکار و تاریخچه تکاملی راندگی‌ها در پیش بوم زاگرس و فروافتادگی دزفول جنوبی، گسل معکوس جدایش یافته از واحد شکل‌پذیر پایینی پیش گودال زاگرس در زیر تاقدیس رگ سفید به طول ۵۴ کیلومتر به عنوان گسل اصلی و غالب در نظر گرفته می‌شود که در فاز چین خوردگی اصلی زاگرس، برخاستگی در تاقدیس رگ سفید را باعث شده است. همچنین قطعه جنوبی گسل پی سنگی و عمیق هندیمان-ایذه با طول ۱۵ کیلومتر که در اثر تجدید فعالیت خطواره‌های گسلی شمالی جنوبی زاگرس پس از



شکل ۸: نیمرخ لرزه نگاری (خط AB در شکل ۱) در بخش مرکزی تاقدیس رگ سفید: یک گسل معکوس جدایشی در یال جنوب غربی مشاهده می‌شود که چین خوردگی رگ سفید را ایجاد کرده است. همچنین اثر گسل عمیق و پی سنگی هندیمان و تاقدیس تنگو در آن مشهود است.

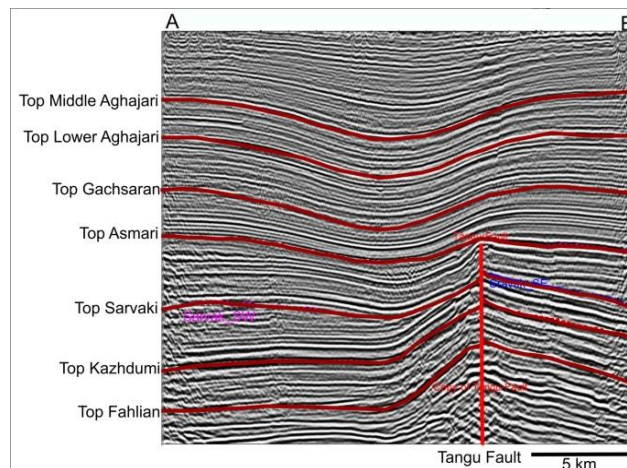
شیب گسل فرعی

دگرشکلی در انطباق هستند؛ زیرا تحت تراکم افقی، این گسل‌ها در امتداد با صفحه تنش برشی بیشینه قرار می‌گیرند. همچنین تحت شرایط لغزش اصطکاکی گسل، یک گسل کم شیب‌تر ترجیح داده می‌شود (McClay et al, 2004).

الگوی چین‌های وابسته به گسل با شیب گسل تغییر می‌کند. یک گسل با شیب ۴۵ درجه، چین خوردگی بسیار مشخصی را ایجاد می‌کند. چین‌های فرعی بر روی گسل‌هایی با شیب بیشتر یا کمتر از ۴۵ درجه کمتر واضح هستند. گسل با شیب ۴۵ درجه با بیشترین میزان

در تاقدیس تنگو، شیب صفحه گسل هندیدجان- ایزه به میزان تقریباً قائم می‌باشد که در این حالت به دلیل سازکار حرکتی غالب امتداد لغز در گسل هندیدجان و هم سو نبودن جهت محور فشردگی بیشینه و رانش زمین ساختی، حرکت و چین خوردگی لایه‌ها به نسبت کمتری از چین خوردگی واقع بر روی گسل رگ سفید صورت می‌گیرد.

در فروافتادگی دزفول جنوبی، گسل معکوس رگ سفید در بخش‌های مختلف آن به‌طور میانگین شیبی حدود ۴۷ درجه را دارا است (شکل ۸) که نسبت به گسل پی سنگی هندیدجان با شیب حدود ۸۰ درجه (شکل ۹)، چین خوردگی واضح‌تری را با دامنه بزرگتری ایجاد کرده است. بنابراین یکی از دلایل چین خوردگی با نسبت ابعاد کوچک

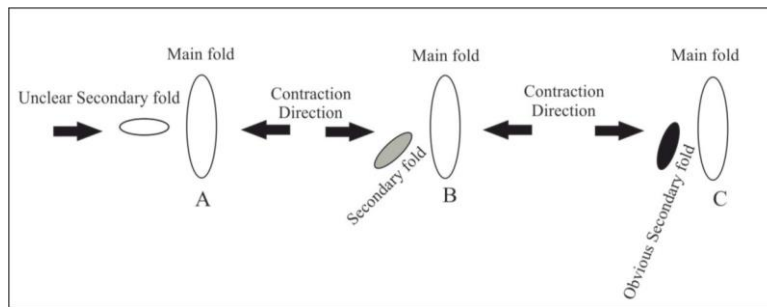


شکل ۹: نیم‌رخ لرزه‌ای از سرسازند آغاجری عمود بر تاقدیس تنگو. یکی از دلایل چین خوردگی با نسبت ابعاد کوچک در تاقدیس تنگو، شیب صفحه گسل هندیدجان به میزان تقریباً قائم می‌باشد.

امتداد فشردگی کلی است (شکل ۱۰). ولی بر خلاف آن در تاقدیس رگ سفید که امتداد گسل اصلی تقریباً عمود بر جهت فشردگی کلی است (شکل ۸)، چین خوردگی واضح با ابعاد ساختاری بزرگ در تاقدیس رگ سفید ایجاد شده است. می‌توان بیان کرد بر خاستگی در تاقدیس تنگو به علت سازوکار تحمیلی در اثر تجدید فعالیت گسل پی سنگی هندیدجان است که موجب شده است بر روی راس گسل، این تاقدیس فرعی شکل بگیرد و نیروهای افقی در توسعه تاقدیس تنگو نقشی نداشته‌اند. بر خلاف آن در تاقدیس رگ سفید به علت وجود توالی لایه‌های مقاوم و نامقاوم و نیروهای افقی عمود بر محور تاقدیس، سازوکار لغزش خمشی تاخوردگی باعث برافراستگی و توسعه این تاقدیس شده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت در برهم کنش گسل‌ها در پیش بوم مناطق کوهزایی بسته به جهت گیری گسل‌های موجود نسبت به محور بیشینه فشردگی پس از برخورد، انواع سازوکارهای چین خوردگی و به تبع آن انواع سبک‌های چین خوردگی را می‌توان مشاهده کرد.

امتداد گسل فرعی و سازوکار چین خوردگی

امتداد گسل فرعی به میزان زیادی توسعه چین‌های فرعی را تحت تاثیر قرار می‌دهد. چین‌های فرعی بسیار مشخص در جایی که گسل‌های فرعی تقریباً موازی با گسل اصلی هستند، تشکیل می‌شوند؛ در این مورد نزدیکترین حالت به جهت عمود بر امتداد فشردگی کلی، مناسب‌ترین حالت برای لغزش شیبی است. به عنوان مثال یک گسل فرعی با امتداد ۲۰ درجه نسبت به گسل اصلی، چین خوردگی نازک و طولی‌تری را نسبت به گسلی با امتداد ۴۵ درجه نسبت به گسل اصلی ایجاد می‌کند (شکل ۱۰). زمانی که گسل فرعی موازی با جهت فشردگی کلی باشد، هیچ لغزشی شیبی در امتداد گسل رخ نمی‌دهد و چین فرعی تشکیل نمی‌شود (Savage and Cooke, 2004). با توجه به جهت فشردگی کلی N22E در جنوب غرب ایران و امتداد قطعه جنوبی گسل هندیدجان (N20)، چین خوردگی غیر واضح در ابعاد کوچک در تاقدیس تنگو واقع بر روی این گسل هندیدجان به دلیل موازی بودن این گسل فرعی عرضی و

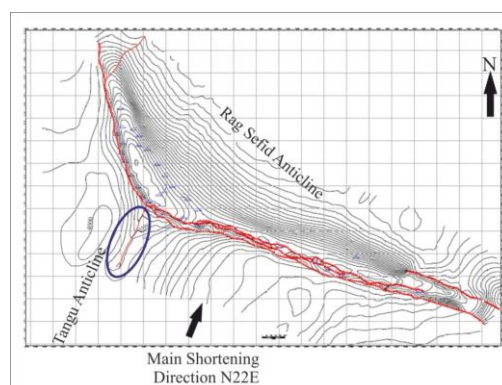


شکل ۱۰: الگوی چین‌های سطحی در حالتی که امتداد گسل فرعی نسبت به جهت کلی فشردگی از (A) ۹۰ تا (B) ۴۵ و (C) ۲۰ درجه متغیر است. واضح‌ترین چین فرعی در گسل‌های فرعی با امتداد تقریباً عمود بر جهت تراکم کلی و به موازات گسل اولیه ایجاد می‌شوند (بیضی تیره رنگ). محور تاقدیس تنگو که به موازات فشردگی کلی قرار دارد با مدل A (بیضی روشن) مطابق است. در این حالت چین خوردگی در تاقدیس تنگو در ابعاد کوچک‌تر نسبت به تاقدیس رگ سفید ایجاد می‌شود. با اعمال تغییراتی از (Savage and Cooke, 2004).

جهت کلی فشردگی

از آنجایی که الگوی چین‌های فرعی وابسته به گسل با تغییر در امتداد گسل تغییر می‌کند، بنابراین الگوی نهایی چین خوردگی نیز با تغییر در جهت کلی فشردگی تغییر می‌کند. جهات کلی فشردگی مورب نسبت به امتداد گسل اصلی، لغزش امتدادی بیشتری از جهت فشردگی ۹۰ درجه را ایجاد می‌کند. در حالتی که جهت کلی فشردگی موازی با گسل فرعی باشد و زاویه بین گسل اصلی با جهت کلی فشردگی کمتر از ۴۵ درجه باشد، چین خوردگی گسترده ایجاد نمی‌شود؛ زیرا گسل فرعی نمی‌تواند لغزش شیبی واضح داشته باشد. در مقابل زمانی که فشردگی کلی عمود بر گسل ثانویه باشد، حتی اگر اندازه گسل ثانویه نصف گسل اصلی باشد، لغزش شیبی افزایش یافته در گسل فرعی، چین

ثانویه هم اندازه با چین اولیه را ایجاد می‌کند (McClay et al, 2004). به‌طور کلی ویژگی‌های هندسی چین‌ها می‌توانند در تعیین جهت‌گیری نسبی گسل نسبت به جهت فشردگی مورد استفاده قرار گیرد. برای مثال گسل‌هایی که نسبت به جهت فشردگی اصلی به صورت مایل قرار می‌گیرند، چین‌های نامتقارنی را ایجاد می‌کنند. همانطور که در بالا اشاره شد، با توجه به جهت امتداد کلی فشردگی (N22) تقریباً به موازات گسل فرعی هندیمان (N20)، نسبت به جهت‌گیری عمودی بین فشردگی کلی و امتداد گسل رگ سفید، بنابراین چین خوردگی در تاقدیس مدفون تنگو به میزان کمتری نسبت به تاقدیس رگ سفید نمود و بروز دارد که این مورد اهمیت جهت‌گیری کلی فشردگی نسبت به گسل ثانویه را تأکید می‌کند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: نقشه کنتورهای ساختاری زیر سطحی از راس سازند آسماری در محدوده تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو. با توجه به جهت امتداد کلی فشردگی (N22) تقریباً به موازات گسل فرعی هندیمان (N20)، نسبت به جهت‌گیری عمودی بین فشردگی کلی و امتداد گسل رگ سفید، بنابراین چین خوردگی در تاقدیس مدفون تنگو به میزان کمتری نسبت به تاقدیس رگ سفید نمود و بروز دارد.

بحث و نتایج

الگویی که گسل‌ها با یکدیگر برهم‌کنش می‌کنند، کنترل‌کننده هندسه چین‌ها، جایجایی‌ها و مقادیر کرنش در آنها

است. گسل‌ها در پوسته زمین معمولاً در قالب شبکه‌ای گسترش می‌یابند و از آنجایی که گسل‌ها روابط جنبش‌شناختی و هندسی با همدیگر ایجاد می‌کنند، تعدادی از

و چین خوردگی لایه‌ها در تاقدیس تنگو به میزان کمتری نسبت به چین خوردگی واقع بر روی گسل رگ سفید ایجاد می‌گردد. با توجه به جهت کلی فشردگی N22E در جنوب غرب ایران و امتداد قطعه جنوبی گسل هنديجان (N20E)، چین خوردگی غیر واضح در ابعاد کوچک در تاقدیس تنگو واقع بر روی گسل هنديجان، به دلیل موازی بودن این گسل فرعی عرضی و امتداد فشردگی کلی می‌باشد. ولی برخلاف آن در تاقدیس رگ سفید که امتداد گسل اصلی تقریباً عمود بر جهت فشردگی کلی است، چین خوردگی واضح با ابعاد ساختاری بزرگ در تاقدیس رگ سفید ایجاد شده است.

نتیجه‌گیری

نتایج ما نشان می‌دهد برخاستگی در تاقدیس تنگو به علت سازوکار تحمیلی در اثر تجدید فعالیت گسل پی سنگی هنديجان است که موجب شده بر روی راس گسل، این تاقدیس فرعی شکل بگیرد و نیروهای افقی در توسعه تاقدیس تنگو نقشی نداشته‌اند. بر خلاف آن در تاقدیس نامتقارن رگ سفید به علت وجود توالی لایه‌های مقاوم و نامقاوم و نیروهای افقی عمود بر محور تاقدیس، سازوکار لغزش خمشی تاخوردگی باعث برافراشتگی و توسعه این تاقدیس شده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت در برهم کنش گسل‌ها در پیش بوم مناطق کوهزایی بسته به جهت گیری گسل‌های موجود نسبت به محور بیشینه فشردگی پس از برخورد، انواع سازوکارهای چین خوردگی و به تبع آن انواع سبک‌های چین خوردگی را مشاهده کرد. به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که در یک مجموعه گسلی که در آن برهم کنش بین گسل‌ها رخ داده است، گسل‌های بزرگ‌تر، کم عمق‌تر، با شیب صفحه‌ای حدود ۴۵ درجه که جهت‌گیری مورب یا عمود نسبت به جهت‌گیری کلی فشردگی دارند، چین‌خوردگی‌هایی بزرگ و واضح‌تری را مشابه چین خوردگی با ابعاد بزرگ در تاقدیس رگ سفید نسبت به تاقدیس تنگو را در فرایند کوتاه‌شدگی ایجاد می‌کنند.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده است.

برهم‌کنش‌های مختلف هندسی و جنبشی می‌توانند درون یک شبکه رخ دهند. در پیش بوم مناطق کوهزایی که برهم کنش گسل‌های عمود بر هم رخ می‌دهد، برای اینکه چین‌هایی با محورهای چندگانه تشکیل شوند، گسل‌ها باید در اندازه یکسان باشند و یا گسل کوچک‌تر فرعی، کم عمق‌تر از گسل‌های اصلی باشند. همچنین گسل‌ها برای اینکه چین خوردگی واضح را ایجاد کنند، باید نسبت به جهت کلی فشردگی به‌طور مورب یا عمود قرار گیرند. اگرچه ممکن است گسل‌های با امتدادهایی متعدد در یک منطقه تحت تاثیر فشردگی وجود داشته باشند، اگر شرایط ذکر شده مهیا نباشد، برهم کنش گسل‌های چندگانه نمی‌توانند چین‌هایی با محورهای چندگانه را ایجاد کنند. در فروربار دزفول جنوبی با توجه به توالی فازهای دگرشکلی زاگرس و رخداد وارونگی تکتونیک در گسل معکوس شمال غربی - جنوب شرقی رگ سفید و همچنین تجدید فعالیت گسل پی سنگی هنديجان، برهم کنش گسل‌های عمود برهم مشهود است؛ که این اثر متقابل تاثیراتی بر الگوی ساختاری چین‌خوردگی در تاقدیس‌های رگ سفید و تنگو داشته است. با توجه به طول بیش از ۳ برابر گسل راندگی رگ سفید نسبت به قطعه جنوبی گسل امتداد لغز هنديجان-ایذه، میزان دگرشکلی وابسته به گسل راندگی رگ سفید بیشتر از گسل هنديجان-ایذه است. در این شرایط میدان تنش مربوط به راس گسل راندگی غالب می‌شود که در این حالت مقاومت کمتری برای چین خوردگی وجود دارد و چین خوردگی با دامنه بزرگتر را در تاقدیس رگ سفید ایجاد می‌کند؛ به نحوی که چین خوردگی در تاقدیس رگ سفید دامنه‌ای بیش از دو برابر نسبت به تاقدیس تنگو دارد و راس تاقدیس تنگو حدود ۱۲۰۰ متر نسبت به تاقدیس رگ سفید پایین افتادگی دارد. در فروافتادگی دزفول جنوبی، گسل معکوس رگ سفید در بخش‌های مختلف آن به‌طور میانگین شیبی حدود ۴۷ درجه را دارا است، که نسبت به گسل پی سنگی هنديجان با شیب حدود ۸۰ درجه، چین خوردگی واضح‌تری را با دامنه بزرگتری ایجاد کرده است. بنابراین یکی از دلایل چین خوردگی با نسبت ابعاد کوچک در تاقدیس تنگو، شیب صفحه گسل هنديجان به میزان تقریباً قائم است؛ که در این حالت به دلیل سازوکار حرکتی غالب امتداد لغز در گسل هنديجان و هم سو نبودن جهت محور فشردگی بیشینه و رانش زمین ساختی، حرکت

References

- Abdollahi Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M. and Alavi, S.A., 200. 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.
- Allmendinger, R. and Shaw, J., 2000. Estimation of fault propagation distance from fold shape; implications for earthquake hazard assessment: *Geology*, v. 28 (12), p. 1099-1102.
- Aydin, A. and Schultz, R.A., 1990. Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 123-129.
- Bastesen, E. and Rotevatn, A., 2012. Evolution and structural style of relay zones in layered limestone-shale sequences: insights from the Hammam Faraun Fault Block, Suez rift, Egypt: *Journal of the Geological Society of London*, v. 169, p. 477-488.
- Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., 1985. Glossary of strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation: Society of Economic Mineralogists Special Publication*, v. 37, p. 375-386.
- Bull, J.M., Barnes, P.M., Lamarche, G., Sanderson, D.J., Cowie, P.A., Taylor, S.K. and Dix, J.K., 2006. High-resolution record of displacement accumulation on an active normal fault: implications for models of slip accumulation during repeated earthquakes: *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 1146-1166.
- Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K. and Kim, Y.S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: a review and a new methodological approach: *Earth Society Review*, v. 152, p. 70-87.
- Curewitz, D. and Karson, J.A., 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: fracture permeability maintained by fault propagation and interaction: *Journal of Volcano Geothermal Research*, v. 79, p. 149-168.
- Duffy, O.B., Bell, R.E., Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L. and Whipp, P.S., 2015. Fault growth and interactions in a multiphase rift fault network: The Horda Platform, Norwegian North Sea: *Journal of Structural Geology*, v. 80, p. 99-119.
- Fossen, H. and Rotevatn, A., 2016. Fault linkage and relay structures in extensional settings: a review: *Earth-Sci. Rev.*, v. 154, p. 14-28.
- Harding, T.P. and Lowell, J.D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 1016-1058.
- Maerten, L., Pollard, D.D. and Maerten, F., 2001. Digital mapping of three-dimensional structures of the Chimney Rock fault system, central Utah: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 585-592.
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 503-517.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, M. and Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 857-877.
- Nixon, C.W., Sanderson, D.J. and Bull, J.M., 2011. Deformation within a strike-slip fault network at Westward Ho! Devon U.K.: domino vs conjugate faulting: *Journal of Structural Geology*, v. 33, p. 833-843.
- Nixon, C.W., Sanderson, D.J., Dee, S., Bull, J.M., Humphreys, R. and Swanson, M., 2014. Fault interactions and reactivation within a normal fault network at Milne Point, Alaska: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 98, p. 2081-2107.
- Peacock, D.C.P. and Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones: *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 721-733.
- Peacock, D.C.P., Nixon, C.W., Rotevatn, A., Sanderson, D.J. and Zuluaga, L.F., 2016. Glossary of fault and fracture networks: *Journal of Structural Geology*, v. 92, p. 12-29.
- Rowan, M.G. and Linares, R., 2000. Fold-evolution matrices and axial surfaces of fault-bend folds; application to the Medina Anticline, Eastern Cordillera, Columbia: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84(6), p. 741-764.

- Savage, H.M. and Cooke, M.L., 2004. The effect of non-parallel thrust fault interaction on fold Patterns: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 905-917.
- Shamir, G. and Eyal, Y., 1995. Elastic modeling of fault-driven monoclonal fold patterns: *Tectonophysics*, v. 245(1-2), p. 13-24.
- Woodcock, N.H. and Rickards, B., 2003. Transpressive duplex and flower structure: dent fault system, NW England: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1981-1992.
- Yousefi, M., Moussavi, S.M. and Khatib, M.M., 2021. Analog modeling of faults interaction in the structural evolution of the Rag Sefid and Tango anticlines (SW Iran): *Earth Science Research*, v. 12, p. 58-73 (in Persian).