



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۷

doi 10.22077/jt.2025.8171.1186

ارتباط میان فاصله بندی و ضخامت طبقه بندی در سازند مزدوران، ناودیس خور، شمال مشهد

زینب هراتی فرزقی^{۱*}، بهنام رحیمی^۲، فرزین قائمی^۳

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، ایران.

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.

۳- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۲۱

مطالعه‌ی الگوی ساختارهایی نظیر شکستگی‌ها در کپه داغ به دلیل وجود مخازن هیدروکربنی خصوصاً گاز از اهمیت بالایی برخوردار است. در این پژوهش سعی شده است با مطالعه میدانی سازند مزدوران واقع در ناودیس خور به مطالعه دقیق الگوی درزه‌ها، ارتباط بین فاصله بندی و ضخامت طبقات، پرداخته شود. بر طبق مطالعات میدانی انجام شده بر روی شکستگی‌ها در این سازند دو دسته شکستگی شناسایی شده است. این شکستگی‌ها کششی بوده و عمود بر طبقات شکل گرفته‌اند. دسته‌ی اول شکستگی‌هایی با امتداد N196 به صورت سیستماتیک و عمود بر یال جنوبی ناودیس تشکیل شده‌اند. دسته دوم شکستگی‌هایی با امتداد N295 به موازات محور ناودیس هستند. بازدید میدانی از شکستگی‌ها نشان می‌دهد که شکستگی‌های دسته دوم جوان‌تر از دسته اول هستند. اندازه‌گیری فاصله بندی شکستگی‌ها و ضخامت طبقات نشان می‌دهد که این دو پارامتر رابطه‌ی مستقیمی با هم دارند و با افزایش ضخامت طبقات فاصله بندی درزه‌ها افزایش می‌یابد در نتیجه میزان بازشدگی درزه‌ها بیشتر می‌شود. کاهش ضخامت طبقات بر روی توزیع درزه‌ها اثرگذار بوده و با کاهش آن و $CV < 1$ درزه‌ها توزیع یکنواخت‌تری دارند. مقادیر بالای شاخص فاصله بندی شکستگی (FSI) نشان دهنده‌ی اختلاف زیاد بین فواصل درزه‌ها و ضخامت طبقات است.

کلمات کلیدی: ناودیس خور، سازند مزدوران، الگوی شکستگی، فاصله بندی شکستگی‌ها و ضخامت طبقات

*ایمیل: zeynab.harati.um@gmail.com



The relationship between spacing and bed thickness in Mozduran formation, Khur syncline, North of Mashhad

Zeynab Harati Ferezghee^{1*}, Behnam Rahimi², Farzin Ghaemi³

1- University golestan. gorgan. Iran.

2- Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

3- geology dept, faculty of science, Ferdowsi university of Mashhad.

Abstract

The study of structural patterns, such as fractures in Kopeh Dag, is important due to the existence of hydrocarbon reservoirs, especially gas ones. A field study was planned on the Khur syncline to understand the joint pattern and the relationship between spacing and bedding thickness. According to the results of field studies on fractures in this formation, two sets of fractures have been identified. These fractures are extensions and formed perpendicular to the bedding. The first set of fractures, extended N196, are systemically and perpendicular to the southern limb of the syncline. The second set consists of fractures that extended the N295 parallel to the axis of the syncline. Field inspection of the fractures shows that the second group of fractures is younger than the first group. Evidence of the relative age of fractures suggests that the second set of fractures is younger than the first set. Measurement of fracture spacing and thickness of bedding reveals a positive correlation between these two parameters. Joint spacing and joint opening are increasing with increasing bed thickness. Change of bedding thickness and effects on the joint distribution in bedding thickness and dispersion coefficient will cause a more uniform distribution of joints. Reducing the thickness of the layers affects the distribution of joints, and with its reduction and $CV < 1$, the joints have a more uniform distribution. High values of the fracture spacing index (FSI) indicate a large difference between joint spacing and bedding thickness.

Keywords: Khur syncline, Mozdouran formation, Fractures pattern, Fractures spacing and bedding thickness.

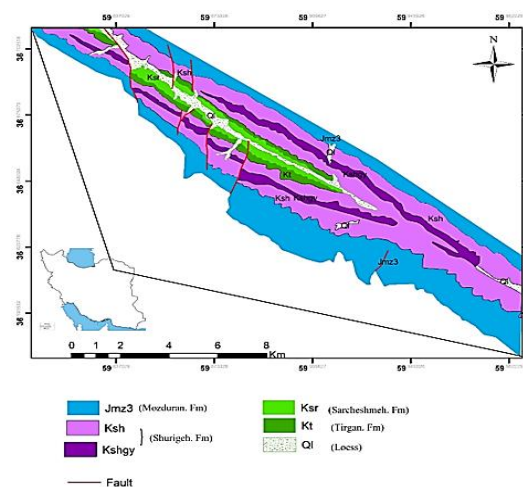
*Email: zeynab.harati.um@gmail.com

Tel: +989024334310

۱- مقدمه

طبقه‌بندی عنوان شده است. این رابطه (با چند استثنا) پذیرفته شده است (Norris, 1966, Mastella, 1972). در برخی از مشاهدات صحرایی که در طبقات با ضخامت کمتر از ۱/۵ متر انجام شده است، رابطه خطی وجود دارد و در برخی موارد برای طبقات با ضخامت بیش از ۲ یا ۳ متر رابطه خطی ساده وجود ندارد. برای مثال (Ladeira and Price, 1981, McQuillan, 1973) فاصله‌بندی درزه را در طبقات با ضخامت بالای ۱۲ متر بررسی کردند و یک ارتباط مبنی بر دو خطوط مستقیم را نشان دادند.

ناحیه مورد مطالعه در زیر پهنه‌ی ساختاری کپه داغ شرقی در محدوده‌ی عرض‌های جغرافیایی ۲۶/۴۹، ۳۸، ۳۶ شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۴/۹۹، ۵۲، ۵۹ شرقی قرار دارد (شکل ۱). این ناحیه از دیدگاه تقسیمات کشوری در شمال شرق استان خراسان رضوی و در فاصله ۶۵ کیلومتری شمال شرقی شهر مشهد قرار گرفته است. روستاهای خور، آبگرم، طاهرآباد و چنار در پیرامون ناودیس خور قرار گرفته است. در این تحقیق که بخشی از طبقات آهکی سازند مزدوران واقع در ناودیس خور، شمال شرق حوضه کپه داغ را در برمی‌گیرد، فاصله‌بندی درزه‌ها و رابطه آن با ضخامت طبقه‌بندی بر اساس معیارهای CV (ضریب پراکندگی)، FSR (نسبت فاصله‌بندی شکستگی‌ها) و FSI (شاخص فاصله‌بندی شکستگی‌ها) محاسبه گردیده است.



شکل ۱. نقشه‌ی زمین‌شناسی - ساختاری ناودیس خور واقع در شرق کپه داغ (۸۰ کیلومتری شمال شرق مشهد)، سازندهای مزدوران، شوربجه، سرچشمه و تیرگان در این ناودیس رخنمون یافته‌اند.

درزه‌ها شکستگی‌های منظم و فاقد حرکات برشی هستند که غالباً در طبقات رسوبی عمود بر طبقه‌بندی تشکیل می‌شوند. این شکستگی‌ها معمولاً با بازشدگی همراه هستند (Hodgson, 1961, Price, 1966, Hancock, 1988, Pollard and Aydin, 1988). در بسیاری از موارد، بیش از یک دسته درزه را می‌توان شناسایی کرد و روابط متناوبی را برای زمان شکل‌گیری هریک از این دسته‌ها می‌توان ارائه نمود (Dunne and Hancock, 1994).

ارتباط بین فاصله‌بندی درزه‌ها و ضخامت طبقه‌بندی را در کرنات‌های کیمریدجیان (Kimmeridgian) فرانسه مورد تحلیل قرار دادند. (Hobbs, 1967) یک مدل نظری را براساس کشش الاستیک در یک لایه مکانیکی برای شرح فواصل درزه‌ها پیشنهاد کرده است. بیشتر مدل‌هایی که ارائه شده عمدتاً الاستیک بوده است. برای مثال (Wu and Pollard, 1995, Bia and pollard, 2000a) مدل‌هایی را برای توضیح فاصله‌بندی درزه‌ها بر پایه‌ی انتقال تنش ارائه نمودند. مشاهداتی از کرنش‌ها و لغزش‌های بین لایه‌ای منجر شد تا (Ji and Saruwatari 1998, Ji et al., 1998) یک مدل تئوری برای ارتباط بین فاصله‌ی درزه و ضخامت طبقه‌بندی پیشنهاد کنند.

(Bai and Pollard, 2000b) یک مدل عددی برای درزه‌هایی که با فواصل منظم در طبقات قرار گرفتند پیشنهاد کردند. همچنین مدل‌های آنالوگ بینش‌های ویژه‌ای را برای پیشرفت دسته درزه‌ها ارائه داد و (Rives et al., 1992, Gross et al., 1995, Wu and Pollard, 2001, Sagy et al., 1995) نشان دادند که تغییرات ایجاد شده در فاصله‌بندی درزه‌ها و هندسه‌ی آن‌ها به میدان استرس ایجاد شده در طبقات شکسته شده وابسته است (Goodwin, 1995, Sagy et al., 2001).

(Gross, 1993) نرخ فاصله‌ی شکستگی (Fracture Spacing Ratio) را ارائه دادند که می‌توان برای هر طبقه به عنوان نرخ از ضخامت طبقه‌بندی به میانه فاصله‌ی درزه ارائه داد. در بسیاری از مقالات (Lachenbruch, 1961, Hobbs, 1967, Sowers, 1973, Price and Cosgrove, 1990, Narr, 1991, Narr and Suppe 1991, Gross, 1993) رابطه‌ای خطی بین فاصله‌بندی درزه و ضخامت



۲- زمین شناسی عمومی منطقه

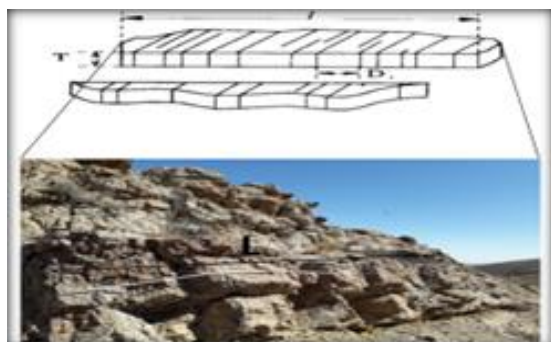
منطقه کپه داغ ایران را بیشتر سنگ‌های رسوبی دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک زمین شناسی می‌پوشاند. این توالی‌ها شامل سنگ آهک، مارن و ماسه سنگ می‌باشند که توسط چین‌های متقارن باز با طول موج معمول ۵ تا ۲۰ کیلومتر، تغییر ساختاری یافته‌اند (Huber, 1979; Afshar Harb et al., 1977a,b) بنابر عقیده‌ی افشار حرب ضخامت سنگ‌های رسوبی در برخی از نواحی کپه داغ بالغ بر هشت هزار متر است. (Moussavi, 1992; Harami & Brenner -)، نرخ رسوبگذاری را ۹۸/۲ متر در هر میلیون سال را برای این ناحیه محاسبه نمودند که این مقدار نشانگر نرخ نسبتاً بالای رسوبگذاری در این ناحیه است. سازندهای موجود در ناحیه کپه داغ از ژوراسیک تا عهد حاضر به ترتیب عبارتند از: کشف رود، چمن بید، مزدوران، شوربجه، تیرگان، سرچشمه، سنگانه، آیتامیر، آبدراز، آب تلخ، نیزار، کلات، پستلیق، چهل کمان، خانگیران. (Lyberis et al., 1998; Lyberis & Manby 1999; Afshar Harb) چینه نگاری کپه داغ را بدین صورت توصیف نمودند: حرکات خشکی زایی پایان ژوراسیک در تمام حوضه محسوس است و سبب پسروری دریا از شرق و مرکز حوضه شده است. سنگ‌های رسوبی محیط خشکی و مردابی در شرق و مرکز منطقه در نئوکومین تشکیل شده‌اند. در غرب منطقه نیز تغییر رخساره از سنگ‌های کربناتی به شیل و مارن دریایی در این زمان، نمایانگر بالا آمدن حوضه رسوبی است و تأثیر پذیری تمام حوضه را از این حرکات نشان می‌دهد. پیشروی و پسروری‌های کوتاه مدت دریا در زمان نئوکومین و در نهایت پیشروی دریای کرتاسه زیرین در نئوکومین پسین نمایانگر تحرك حوضه در آغاز کرتاسه است. این فاز خشکی زایی همزمان با فاز کوهزایی سیمرین پسین است. سنگ‌های آلین - آبتین دارای خصوصیات توریدیتی هستند، بخش‌های غربی پالئوسن میانی - بالایی توسط لایه‌های مارن، ماسه و آهک اما در بخش‌های شرقی توسط لایه‌های دولومیت به همراه گچ قابل تشخیص است. بخش‌های شرقی پالئوسن بالایی تا الیگوسن با لایه‌های مارن خاکستری - زرد که توسط لایه‌های آهک‌های مارنی دریایی و ماسه سنگ میوسن تا پلیوسن پوشیده شده است. احتمال می‌رود به خاطر

بیرون زدگی بخش‌های شرقی از آب بین کرتاسه بالایی و پالئوژن، یک تغییر در رژیم رسوبگذاری ثبت شده باشد. میزان رسوبات دلتایی در سنگ‌های جدیدتر به سمت بخش‌های شرقی در حال افزایش است. لایه‌های الیگوسن - میوسن پایینی در بخش‌های شرقی وجود ندارد و به سمت شرق کاهش رسوبات میوسن میانی - پلیوسن پایینی را داریم. رسوبات دریایی ضخیم پلیوسن بخش‌های غربی به سمت شرق حذف می‌شوند. لایه‌های قاره‌ای پالئوسن پایینی در بخش‌های شرقی نشان دهنده‌ی پیدایش یک کمربند چین خورده و راندگی است که تا پایان پلیوسن در بخش‌های غربی نشان داده نشده است. چرخش در بخش‌های شرقی کپه داغ سبب شده است تا راستای این بخش عمود بر راستای تنش وارده بر منطقه باشد و رژیم رسوبگذاری دچار تغییر شده و ادامه چرخش آن سبب چین خوردگی، تشکیل راندگی‌ها و خروج این بخش‌ها از آب می‌شود. از میان تمامی سازندهای موجود در کپه داغ، ۴ سازند در محدوده‌ی مورد مطالعه (ناودیس خور) واقع شده‌اند. تمامی سازندهای نهشته شده در این منطقه از زمان ژوراسیک تا عهد حاضر، هیچ گونه ناپیوستگی زاویه‌دار که نشانه‌ی اعمال فاز کوهزایی باشد، مشاهده نشده است. چین خوردگی و گسلش در کپه داغ، حاصل تأثیر کوهزایی رخ داده در میوسن و پس از آن است. به اعتقاد (Brunet et al., 2003) بر اثر برخورد صفحه‌ی لوت به سکوی توران در زمان الیگوسن - اواسط میوسن نهشته‌های سیلیسی آواری و کربناتی دریایی وسیع ژوراسیک - میوسن به سری‌های چین خورده و رورانده تغییر یافته‌اند. قدیمی ترین سازند رخنمون یافته در ناودیس خور سازند مزدوران به سن ژوراسیک بالایی است، این سازند آخرین واحد سنگ چینه‌ای کربناتی ژوراسیک و سنگ مخزن اصلی میدان گازی خانگیران است که برش الگوی آن در شرق روستای مزداوند در ۸۰ کیلومتری شرق مشهد قرار دارد. در اینجا سبترای این سازند ۴۲۰ متر است و بیشتر از سنگ آهک‌های میکریتی سبتر لایه و کوهساز با رگه‌ها و یا گرهک‌های چرت تشکیل شده است. بخش چرت‌دار سازند مزدوران مربوط به ژرفترین بخش دریای ژوراسیک است (لاسمی، ۱۳۷۳). این سازند به وسیله‌ی

$$D = \frac{l}{N+1}$$

$$D = \frac{l}{n+1} \sum_{i=0}^n D_r$$

n تعداد درزه بین دو نقطه شروع و پایان خط حرکت است، که به وسیله فاصله L که در شکستگی‌ها است از هم جدا شده است. D_r فاصله عمود بین دو درزه مجاور است و D عملکرد موقعیت (Scan line) را نشان می‌دهد. به این منظور، درزه‌ها از ۹ طبقه آهکی در سازند مزدوران مورد مطالعه قرار گرفته شده است. اندازه‌گیری‌ها و پارامترهای متعددی مربوط به توزیع درزه‌ها برای تمامی شکستگی‌های طبقات سازند مزدوران جمع‌آوری شده است. در شبکه‌های شکستگی منظم، شکستگی‌ها در فواصل کوتاهی نسبت به هم قرار دارند. و در مغزه یا رخنمون محل نمونه برداری به راحتی محاسبه می‌شوند. شمارش تعداد شکستگی در امتداد یک خط عمود بر دسته شکستگی انجام می‌شود. هر دسته شکستگی در خط مربوط به خودشان اندازه‌گیری می‌شوند. در این پژوهش شکستگی‌هایی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند که صرفاً به صورت عمود در لایه‌بندی با امتداد میانگین N18E در یال جنوبی ناودیس خور واقع شده است (شکل ۴).



شکل ۳. اندازه‌گیری درزه‌ها در طبقاتی از سازند مزدوران به روش (Scan line)، در این روش فاصله حرکت L به وسیله تعداد درزه‌هایی که در طول آن هستند، تقسیم شده است، متغیر فاصله بندی به عنوان حرکت در مکان‌های مختلفی قرار دارد. جهت عکس به طرف شمال غرب (NW).

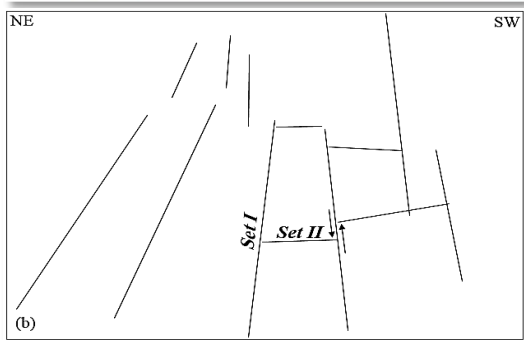
۹۸۰ متر سیلیسی کلاستیک‌های کرتاسه زیرین، سازند شورجه پوشیده شده است. بنابراین نهشته‌های آغاز کرتاسه از نوع آواری‌های سرخ رنگ سازند شورجه شکل گرفته است. این سازند در محیط‌های مردابی، دشت ساحلی، دلتایی و یا محیط سبخایی نهشته شده‌اند. سازند تیرگان (کرتاسه زیرین) از لایمستون، سنگ آهک‌های اتولیتی و مارن‌های فرعی نازک لایه تشکیل شده است که حدود ۷۰۰ متر ضخامت دارند و بر روی سازند شورجه قرار گرفته است. سازند سرچشمه (کرتاسه زیرین)، شامل مارن، مارن‌های شیلی خاکستری تا سبز رنگ، شیل مدادی و لایه‌های فرعی سنگ آهک است که حدود ۳۰۰ متر ضخامت دارد و در بالاترین بخش قرار دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳). این سازندها در ستون چینه نگاری (شکل ۲) نشان داده شده است.

CRETACEOUS	UPPER	KALAT FORMATION	سازندهای موجود در ناودیس خور
		NYZAR FM.	
		ABTALKH FORMATION	
		ABDERAZ FORMATION	
		TURONIAN CENOMANIAN	
	LOWER	ATAMR FM.	
		SANGANEH FORMATION	
		SACHESHMEH FORMATION	
		TIRGAN FORMATION	
		NEOCOMIAN	
JURASSIC	UPPER	KIMMERIDGIAN- OXFORDIAN	MOZDURAN FORMATION
	LOWER- MIDDLE	CALLOVIAN- BATHONIAN	CHARMAN BID FORMATION
		BAJOCEAN LIASSIC?	KASHAF RUD FORMATION

شکل ۲. ستون چینه نگاری عمومی ژوراسیک - کرتاسه کپه داغ (Moussavi-Harami & Brenner 1992)

۳- روش کار

توزیع فراوانی فاصله‌بندی با استفاده از روش scan line مطالعه شده است (شکل ۳). در این روش شمارش تعداد شکستگی‌ها در امتداد یک خط عمود بر دسته شکستگی‌ها انجام می‌شود و هر دسته شکستگی در خط مربوط به خودشان اندازه‌گیری می‌شوند. در این روش جهت حرکت عمود بر میانگین امتداد دسته در طول مقطع عرضی طبقه یا در امتداد سطح طبقه برای تخمین میزان D انتخاب می‌شود.



شکل ۵. شواهد سنی دو مجموعه درزه در سطح منطقه‌ی مورد مطالعه.

شکل ۵. شواهد سنی دو مجموعه درزه در سطح منطقه‌ی مورد مطالعه.

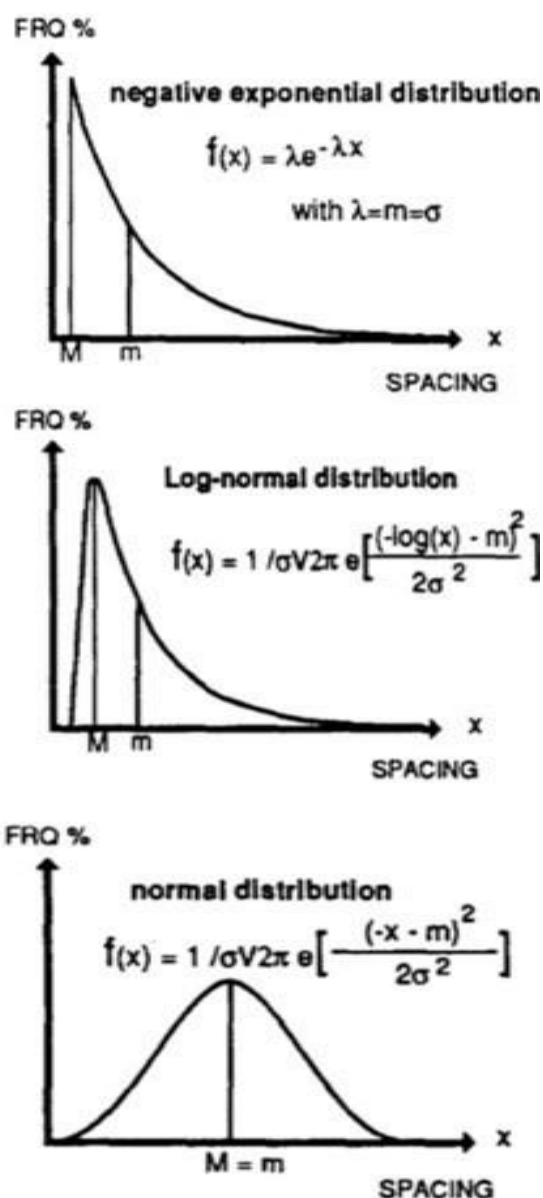
شکل ۵. شواهد سنی دو مجموعه درزه در سطح منطقه‌ی مورد مطالعه.



شکل ۴. سیمای کلی منطقه‌ی مورد مطالعه (سازند مزدوران واقع در یال جنوبی ناودیس خور)، دید عکس به سمت شمال

۴- الگوی شکستگی های مطالعه شده در صحرا

در قسمتی از سطح یال جنوبی ناودیس خور شکستگی‌هایی مشهود بوده است که از دو رده الگوهای شکستگی متعامد و غیر متعامد تبعیت می‌کنند. این شکستگی‌ها در مرحله‌ی اول کششی و اورتوگونال بوده و شکستگی‌های طویل را تشکیل می‌دهند. در مرحله‌ی بعد از تشکیل درزه‌های کششی اورتوگونال شکستگی‌های کوتاه‌تری پدیدار گشته‌اند که به صورت ناپیوسته در لابلای این شکستگی‌ها قرار گرفته‌اند. این شکستگی‌ها براساس تحلیل‌های عنوان شده از سن جوان‌تری برخوردار می‌باشند و الگوهای I , H را تشکیل می‌دهند. بنابراین تعدادی از این شکستگی‌ها پیوسته و تعدادی ناپیوسته می‌باشند. این دو دسته با موقعیت‌های N196 و N295 به صورت عمود در طبقات آهکی نسبت به هم قرار دارند. درزه‌ی ۱ عمود بر محور ناودیس توسعه یافته است در حالی که دسته درزه‌ی ۲ موازی محور ناودیس شکل گرفته است. به دلیل آهکی بودن این سازند، در سطح این درزه‌ها اثراتی از انحلال و فرسایش کاملاً مشهود است اما ساختارهای پولوموس در این سطح مشاهده نشده است. از بین این دو دسته درزه، دسته درزه ۱ در این پژوهش هدف تحلیل ما واقع شده است (شکل ۵). در توصیف رابطه نسبتاً خطی میانه (Huang, Angelier, 1989) یا متوسط (Gross, 1993, Narr and Suppe, 1991), Ji and Saruwatari, 1998), فاصله بندی شکستگی، از دو واژه نرخ فاصله بندی شکستگی (FSR, Gross, 1993) و شاخص فاصله بندی شکستگی (FSI, Narr and Suppe, 1991) استفاده می‌شود. شاخص (FSR Fracture



شکل ۶. انواع مختلفی از قوانین توزیع آماری فاصله بندی بر اساس مقادیر M: مد، m: میانگین و σ : انحراف معیار (Rives et al., 1992)

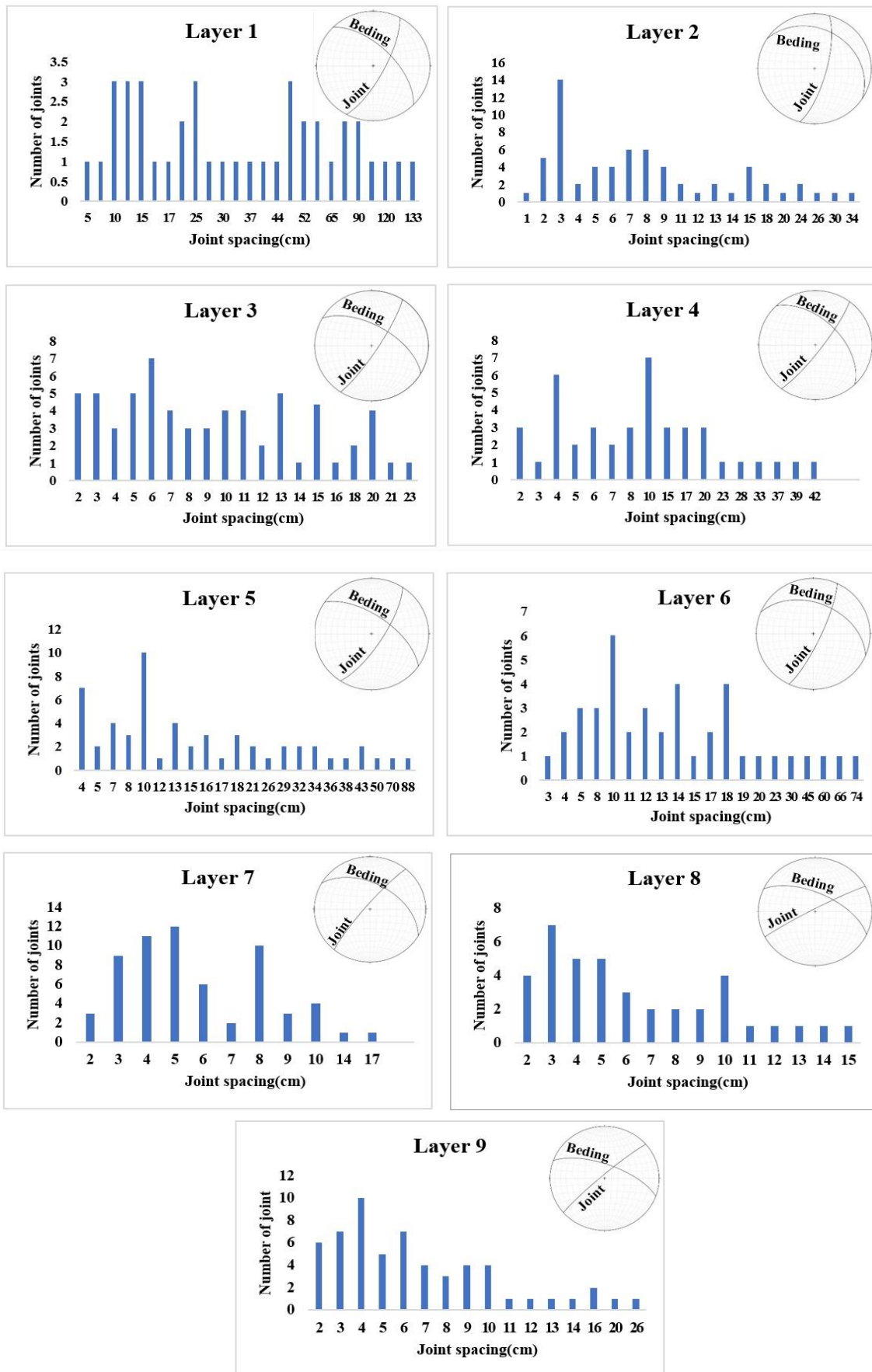
دهنده‌ی دسته بندی کم با توزیع تصادفی سازگار می‌باشد.

FSI (شاخص فاصله بندی) به عنوان نقطه مرجع در نمودار (شکل ۱۰) که میانگین ضخامت طبقه بندی به میانه فاصله‌ی درزه را نشان می‌دهد، تراکم بالای درزه‌ها در لایه‌ها را نشان می‌دهد. بنابراین مقادیر FSR را می‌توان محاسبه نمود (جدول ۱). مقادیر بالای FSR نشان دهنده‌ی اختلاف زیادی بین داده‌های فاصله‌ی درزه و ضخامت طبقات می‌باشد، که این اختلاف در

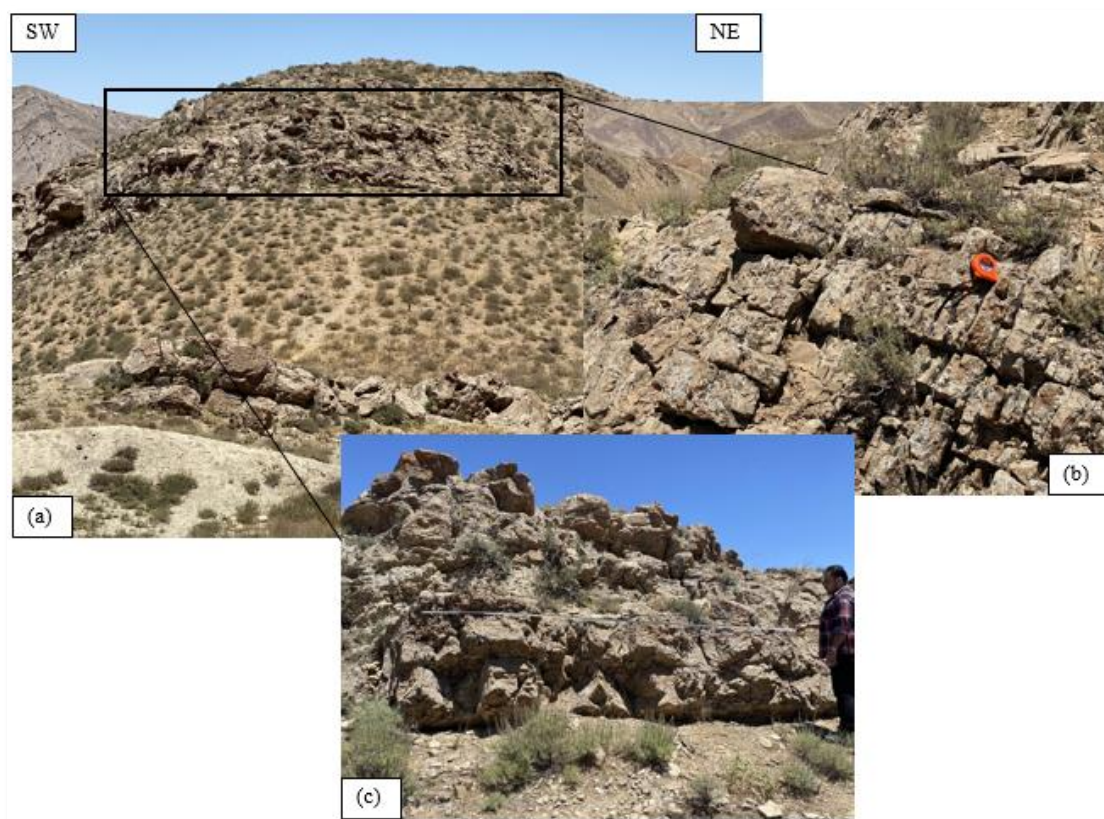
(Gillespie et al., 2001, 2000). مقادیر مختلف ضریب پراکندگی معرف آرایش خاصی از شکستگی‌های کشتی در یک سیستم شکستگی است. به طوری که در $CV > 1$ ، درزه‌ها آرایش خوشه‌ای، $CV < 1$ آرایش غیر خوشه‌ای یا متناوب و در $CV = 0$ فاصله یابی درزه‌ها مساوی می‌باشند. همچنین اشباع شکستگی‌ها نیز در حالت $CV = 1$ بیان می‌شود.

(Rives et al., 1992) عنوان نمودند که تکوین و تکامل شکستگی‌ها یک فرایند تصادفی است. توزیع فاصله بندی در مراحل تکامل شکستگی‌ها از یک توزیع نمایی منفی آغاز و به نرمال لگاریتمی و نهایتاً توزیع نرمال می‌رسد. لذا توزیع فاصله بندی در شکستگی‌ها را می‌توان با یکی از توزیع‌های نرمال، نرمال لگاریتمی و نمایی منفی توضیح داد (شکل ۶). داده‌های فاصله بندی برای ۹ طبقه در استریوگرام‌های شکل ۷ ترسیم شده‌اند و در شکل ۸ نمایی از طبقات برداشت شده در صحرا قابل مشاهده است. در این استریوگرام‌ها تعداد فاصله بندی‌ها در مقابل فاصله بندی درزه‌ها پلات شده است. توزیع فاصله بندی در این نمودارها از توزیع نرمال و نرمال لگاریتمی تبعیت می‌کند. نرخ مد به میانگین از ۰/۲۲ تا ۰/۸۵ در تغییر است. این مقادیر نشان دهنده‌ی آن است که توزیع فاصله بندی در تمامی طبقات به نوعی از نوع نرمال لگاریتمی است. اما برخی از لایه‌ها که میزان مد به میانگین آن به ۱ نزدیک‌تر است، نمودار به سمت نرمال پیش می‌رود. در این طبقات چون مقادیر مد به میانگین کوچک‌تر از یک هستند از این رو توزیع درزه‌ها در این سنگ‌ها به اشباع نرسیده است. در طبقه ۷، استریوگرام داده‌های فاصله نزدیک به توزیع نرمال می‌باشد و نسبت مد به میانگین در آن ۰/۸۵ و ضریب پراکندگی (CV)، ۰/۴۶ می‌باشد (شکل ۹). انحراف استاندارد فاصله و مقادیر میانگین فاصله در این طبقات (جدول ۱) به وضوح متفاوت هستند و مقادیر انحراف معیار کمتر از میانگین فاصله‌ی درزه می‌باشد.

ضریب پراکندگی، نرخ انحراف استاندارد فاصله به میانگین فاصله می‌باشد. مقادیر بالای FSR نشان دهنده اختلاف بالایی بین فاصله شکستگی و ضخامت طبقه بندی در طبقات ۱ تا ۹ سازند مزدوران می‌باشد که این اختلاف در طبقه ۱ زیاد می‌باشد. مقادیر پایین C_v نشان



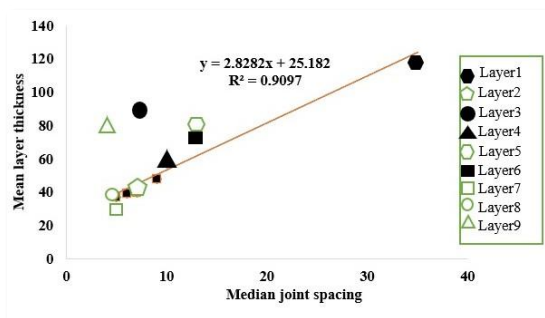
شکل ۷. توزیع فواصل درزه‌ها در طبقات ۱ تا ۹ سازند مزدوران که مربوط به توزیع لگاریتمی نرمال می‌باشد. هیستوگرام طبقه ۷ به توزیع نرمال نزدیک می‌باشد.



شکل ۸. نمایش تعدادی از لایه‌های برداشت شده در بررسی صحرایی از سازند مزدوران.

جدول ۱. انحراف استاندارد و مقدار میانگین فاصله درزه‌ها در طبقات ۱ تا ۹ در سازند مزدوران

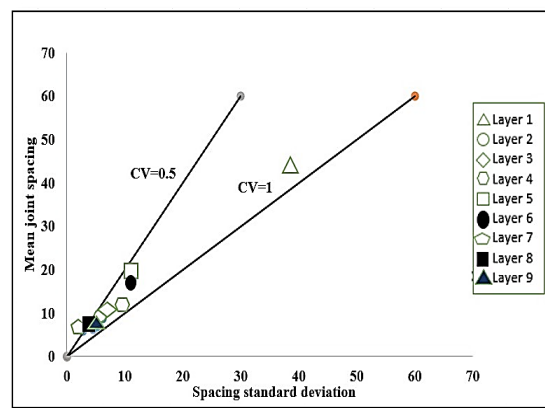
لایه	میانگین ضخامت لایه (cm)	میانگین فاصله درزه (cm)	انحراف استاندارد فاصله بندی	FSR	Cv
لایه ۱	۱۱۷/۴۴	۴۳/۶۵	۳۸/۷	۳/۳۵	۰/۶۱۹
لایه ۲	۳۹/۵	۸/۷۳	۶/۱۴	۵/۶۴	۰/۷۰۳
لایه ۳	۴۸	۹/۵۵	۶/۳۱	۵/۳۳	۰/۶۶
لایه ۴	۵۷	۱۲/۵۴	۹/۴۹	۵/۷	۰/۷۵۶
لایه ۵	۷۸	۱۸/۳۷	۱۱/۳۸	۶	۰/۶۱۹
لایه ۶	۷۲	۱۷/۲۶	۱۱/۳۲	۵/۵۳	۰/۶۵۵
لایه ۷	۳۰	۵/۸۸	۲/۷۴	۷/۵	۰/۴۶۵
لایه ۸	۳۷	۶/۲۸	۴/۵۲	۷/۴	۰/۷۱۹
لایه ۹	۳۹	۶/۸۲	۵/۲۴	۶/۵	۰/۷۶۸



شکل ۱۰. میانه فاصله‌ی درزه به میانگین ضخامت طبقه‌بندی. نمودار نشان می‌دهد که هر دو مقدار ضخامت طبقه‌بندی و فاصله‌ی درزه در منطقه‌ی مورد مطالعه رو به افزایش می‌باشند.

نرمال لگاریتمی مشاهده می‌شود و میزان مد به میانگین مقادیری از ۰/۲۲ تا ۰/۷۹ برای طبقات ۱ تا ۹ بجز طبقه ۷ را نشان می‌دهد. این اعداد نشان دهنده‌ی اشباع نبودن مجموعه درزه‌ها در این طبقات می‌باشند. بر اساس مطالعات (Laderia and Price, 1981, Huang, 1998, Ji and Saruwatari, 1998 and Angelier) طبقاتی که دارای ضخامت کمی هستند تراکم درزه‌ها در آن‌ها بالا بوده است و با افزایش ضخامت از تراکم درزه‌ها در طبقات کاسته می‌شود. در طبقه ۱ مشاهده ضخامت بالایی هستیم بنابراین تراکم درزه‌ها در این طبقه نسبت به دیگر طبقات کمتر می‌باشد. همچنین در طبقه ۷ ما شاهد کمترین ضخامت هستیم بنابراین تراکم درزه‌ها بالایی را مشاهده می‌کنیم. با افزایش مقدار FSR، میزان تراکم درزه‌ها با کاهش ضخامت طبقات افزایش می‌یابد. در طبقه ۷ میزان FSR در مقایسه با دیگر طبقات بیشتر می‌باشد در نتیجه میزان تراکم درزه‌ها بالا بوده و از ضخامت کمتری نسبت به بقیه‌ی طبقات برخوردار بوده است. دلیل دیگری که می‌تواند تراکم بالای درزه‌ها را در این طبقه به اثبات رساند، مقدار میانگین فاصله‌بندی می‌باشد که این مقدار در این طبقه از ضخامت طبقه کمتر می‌باشد (جدول ۱). مقادیر بالای FSR در این طبقات نشان می‌دهد که اختلاف زیادی بین مقادیر میانگین فاصله‌بندی و ضخامت طبقه می‌باشد و در طبقه ۱ که میزان FSR نسبت به بقیه طبقات پایین‌تر بوده است ما شاهد اختلاف حدود ۳ برابری بین این دو پارامتر می‌باشیم. بر اساس مطالعات (Gillespie, 2003) مقادیر $Cv < 1$ نشان

طبقه ۱ با مقدار FSR، ۳/۳۵ خیلی بیشتر از دیگر طبقات می‌باشد. در منطقه‌ی مورد مطالعه، تراکم درزه‌ها تقریباً بالا می‌باشند و مقادیر $Cv < 1$ نشان دهنده‌ی توزیع یکنواخت فاصله‌ی درزه‌ها می‌باشد (Gillespie, 2003).



شکل ۹. میانگین فاصله درزه نسبت به انحراف استاندارد در طبقات ۱ تا ۹ سازند مزدوران. تمامی مقادیر CV کمتر از ۱ می‌باشند.

۵- بحث

در این تحقیق، مجموعه درزه‌ی کششی با امتداد میانگین N18E، به عنوان یک دسته درزه‌ی سیستماتیک که در طبقات آهکی سازند مزدوران با سن ژوراسیک پسین در کپه داغ توسعه یافته است مورد مطالعه قرار گرفته است. براساس مطالعات (Rives et al., 1992) قوانین احتمالی توزیع لگاریتمی نرمال، نمایی منفی و نرمال برای تحلیل فاصله‌بندی درزه‌ها از استریوگرام‌های شکل ۶ می‌توان استفاده نمود. در این نمودارها با مقدار مد، میانگین و انحراف معیار می‌توان با یکی از این قوانین، نمودار را تحلیل کرد. بر اساس این تعاریف نمودارهای موجود در این مقاله حالت نرمال لگاریتمی را دارا می‌باشند. در یک مجموعه درزه، توزیع فواصل به عنوان نشانه‌ای از اشباع بودن درزه‌ها محسوب می‌شود (Rives et al., 1992) و پیشنهادی که دارند براین مبناست که نرخ مد به میانگین می‌تواند سطح اشباع مجموعه را نشان دهد. به این صورت که هرچه نسبت مد به میانگین به ۱ نزدیک‌تر باشد مجموعه درزه اشباع‌تر است. طبقه ۷ در این مطالعات تقریباً حالتی اشباع داشته و نمودار آن به سمت نرمال شدن پیش می‌رود. در دیگر نمودارها این توزیع به صورت

بین فواصل درزه و میانگین ضخامت طبقات می‌باشند. ۳- مقدار $Cv < 1$ آرایش متناوب یا تقریباً یکنواخت درزه‌ها را مشخص می‌کند که درزه‌های مورد مطالعه در ۹ طبقه مقادیر $Cv < 1$ را نشان می‌دهند. مجموعه درزه‌های این محدوده با سطح بالایی از تراکم درزه‌ها مشخص می‌شود. مقادیر نسبت مد به میانگین در این طبقات از ۰/۲۲ تا ۰/۸۵ است، یعنی هرچقدر این عدد به ۱ نزدیک‌تر شود مجموعه درزه‌ها حالت اشباع‌تری را نشان می‌دهند و با مقدار عدد ۱ درزه‌ها کاملاً اشباع می‌باشند. در تمامی طبقات بجز طبقه ۷ توزیع نرمال لگاریتمی و مقادیر نسبت مد به میانگین نشانی از عدم اشباع مجموعه درزه‌ها در این طبقات می‌باشد. زمانی که به اندازه‌ی درزه‌های خاص نگاه می‌کنید، توزیع‌های فاصله، ممکن است توزیع‌های نرمال یا نرمال لگاریتمی را نشان دهد که اشباع یا عدم اشباع بودن مجموعه درزه را نشان می‌دهد.

۵- منابع

- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonic and petroleum geology of the Kopeh Dag, northeastern Iran, "Ph.D. thesis, pet. Geol. Sect., R. Sch. of Mines, Imp. Coll. Of Sci. and technol., London. Bai, T., Pollard, D.D., Gross, M.R., 2000. Mechanical prediction of fracture aperture in layered rocks. J. Geophys. Res 105, 707-721.
- Brunet, M. F.; Korotaev, M. V.; Ershov, A. V.; Nikishin, A. M. 2003. "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling", Sedimentary Geology, V.156, P.119-148.
- Francis Odonne, Carine Lézin, Gérard Massonnat, Gilles Escadeillas., 2006. The relationship between joint aperture, spacing distribution, vertical dimension and carbonate stratification: An example from the Kimmeridgian limestones of Pointe-du-Chay (France). Struct. Geol,

دهنده‌ی توزیع استاندارد فاصله‌ی درزه می‌باشد و براین اساس داده‌های آماری ما مقادیر $Cv < 1$ را نشان داده است و با این نظریه می‌توان اثبات نمود که فاصله‌ی درزه‌ها از توزیع یکنواختی برخوردار می‌باشند. براساس بررسی‌های میدانی در یال جنوبی ناودیس خور واقع در سازند مزدوران (شکل ۵)، در این سازند دو دسته شکستگی شناسایی شده است. این شکستگی‌ها کششی بوده و عمود بر طبقات شکل گرفته‌اند. دسته‌ی اول شکستگی‌هایی با امتداد N196 به صورت سیستماتیک و عمود بر یال جنوبی ناودیس تشکیل شده‌اند. دسته دوم شکستگی‌هایی با امتداد N295 به موازات محور ناودیس هستند. شکستگی‌های مجموعه I در اکثر مکان‌های سراسر چین مشاهده می‌شوند و به طور سیستماتیک عمود بر لایه‌بندی هستند. بنابراین براساس روابط مقاطع درزه‌ها در سطح ناودیس نتیجه می‌شود که مجموعه I از مجموعه II قدیمی‌تر است. بنابراین، ما مجموعه I را به عنوان قدیمی‌ترین مجموعه تفسیر می‌کنیم.

۴- نتیجه‌گیری

۱- گسترش درزه‌ها در کرنات‌های سازند مزدوران واقع در یال جنوبی ناودیس خور در منطقه‌ی کپه داغ مورد مطالعه قرار گرفته است. در محدوده‌ی مورد مطالعه مجموعه درزه‌ها با موقعیت میانگین (N18E) به عنوان مجموعه درزه‌های سیستماتیک پدیدار شدند که عمود بر یال جنوبی ناودیس خور تشکیل شده‌اند.

۲- در این منطقه می‌توان رابطه‌ی بین میانه‌ی فاصله‌ی درزه و ضخامت طبقه بندی را مشاهده کرد. با افزایش ضخامت طبقه بندی سازند مزدوران، فاصله بندی بین درزه‌ها نیز افزایش می‌یابد و برعکس. با کاهش ضخامت طبقه بندی، مقدار انحراف از معیار فاصله بندی بین درزه‌ها کاهش می‌یابد و در نتیجه با کاهش ضخامت طبقه بندی، مقدار فاصله بندی درزه‌ها در طبقات به میانگین فاصله بندی نزدیک‌تر می‌شود و این موضوع نشان می‌دهد که با کاهش ضخامت طبقه بندی، توزیع درزه‌ها یکنواخت‌تر شده و مقدار فاصله بندی نیز برابر می‌شود. ضخامت طبقه بندی از مهم‌ترین عوامل کنترل کننده فاصله بندی شکستگی‌ها است. مقادیر بالای FSR نشان دهنده‌ی اختلاف زیاد

- Helgeson, D. E., and Aydin, A., 1991. Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 897-911.
- Hobbs, B. E., 1967. The formation of tension joints in sedimentary rocks; an explanation. *Geol. Mag* 104, 550-556.
- Hodgson, R.A., 1961a. Classification of structures on joint surfaces. *American Journal of Science* 259, 493-502.
- Huang, Q., Angelier, J., 1989. Fracture spacing and its relation to bed thickness. *Geological Magazine* 126, 355-362.
- Huber, H., 1977a. Geological map of Iran – Sheet No.2-North Central Iran ,NIOC.
- Huber, H., 1977b. “Geological map of Iran – Sheet No.3-North East Iran”,NIOC.
- Hudson, J.A., and S.D. Priest, 1983. Discontinuity Frequency in Rock Masses. *International Journal Rock, Mechanics and Mining Sciences* 20, 73-89.
- Ji, S., Saruwatari, K., 1998. A revised model for the relationship between joint spacing and layer thickness .*Journal of Structural Geology* 20, 1495-1508.
- Lachenbruch, A. H., 1961. Depth and spacing of tension cracks. *Journal of Geophysical Research* 66, 4273-4292.
- Ladeira, F.L., Price, N.J., 1981. Relationship between fracture spacing and bed thickness . *Journal of Structural Geology* 3, 179-183.
- Narr, W.; and Suppe, J., 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 1037-1048.
- Norris, D. K., 1966. The mesoscopic fabric of rock masses about some Canadian coal mines. *Proc*, 1-13. .
- Gillespie, P. A., Walsh, J. J., Watterson, J., Bonson, C. G and Manzochi, T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from the Burren, Co. Clare, Ireland. *J. Struct. Geol* 23, 183-201.
- Griggs, D. T. and Handin, J., 1960. Observations on fracture and an hypothesis of Earthquakes. *Geological Society of America memoir* 79, 347-364.
- Gross, M. R., 1993. The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology* 15, 737-751.
- Gross, M. R., and Engelder, T., 1995. Fracture strain in adjacent units of the Monterey Formation: Scale effects and evidence for uniform displacement boundary conditions. *Journal of structural Geology* 17, 1303-1318.
- Gross. M.R., Fischer, M.P., Engelder, T., Greenfield, R.J., 1995. Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. In: Ameen, M.S. (Ed.), *Fractography: Fracture Topography as a tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*. Geological Society Special Publication 92, 215-233.
- Hancock, P. L., 1985. Brittle microtectonics: principle and practice. *Journal of Structural Geology* 7, 437-457.
- Harris, J.F., Taylor, G. L. and Walper, J. L., 1960. Relation of Deformational Fractures in Sedimentary Rocks to Regional and Local Structure. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol* 44, 1853-1873.



- Price, N. J., Cosgrove, J. W., 1990. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, Cambridge. 502 pp.
- Pollard, D.D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin 100, 1181-1204.
- Price, N., 1966. Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock. Oxford, England, Pergamon Press. 176pp.
- Rives, T., Razack, M., Petit, J. P. and Rawnsles, K. D., 1992. Joint spacing analogue and numerical simulations. I, Struct. Geol 14, 925-937.
- Ronald N. M., David A. F., Alan P. M., Kevin J. S., 2017 Mechanical stratigraphic controls on natural fracture spacing and penetration. Journal of Structural Geology, 160-170.
- Segall, P. and Pollard, D.D., 1983b. Joint formation in Granitic rock of the Sierra Nevada. Geological Society of America Bulletin 94, 563-575.
- Wu, H., Pollard, D. D., 1995. An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. Journal of Structural Geology 17, 887-905.
- Conger, Bit, Soc, rock Mech, Lishon, Portugal, 1910-1980.
- Lyberis, N., and Manby, G., Poli, J. T., Kalugin, V., Yousouphocaev, H and Ashirov, T., 1998. "Post-Triassic evolution of the southern margin of the Turan plate", C. R. Acad. Sci, V.326, P.137-143.
- Lyberis, N., and Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. AAPG Bull 83, 1135-1160.
- Mastella, L., 1972. Interdependence of joint density and the thickness of layers in the podhale. Hysch, Bull, Del, Anlac, Plc, Des, Sco 20, 187-196.
- McQuillan, H., 1973. Small-Scale fracture density in Asmari Formation of southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting. American Association of petroleum Geologists Bulletin 57, 2367-2385.
- Moussavi-Harami, R., Brenner, R. L., 1992. "Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopeh-Dagh Basin, Northeastern Iran", Am. Assoc. Pet. Geol. Bull, V.76, P.1200-1208.
- Narr, W.; and I. Lerche, 1984. A Method for Estimating Subsurface Fracture Density in core. American Association of Petroleum Geology Bulletin 68, 637-648.
- Nelson, R. A., 2001. Geological analysis of naturally fractured reservoir. 2nd edition, Gulf professional publishing, 331pp.
- Norris, D. K., 1966. The mesoscopic fabric of rock masses about some Canadian coal mines. Proc, Conger, Bit, Soc, rock Mech, Lishon, Portugal, 1910-1980.



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۷

doi 10.22077/jt.2025.8564.1196

مدل سازی و پیش بینی ایجاد شکستگی ها به دلیل تخلیه مخزن در لایه نفتی آسماری (جنوب باختری ایران)

بهروز تیموری^۱، مهران آرین^{۲*}، محمد آبدیده^۳، علی سلگی^۴، زهرا ملکی^۵

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۳- استاد، گروه مهندسی نفت، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد امیدیه، امیدیه، ایران

۴- دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۵- استادیار، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۹/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۲۴

از نظر ژئومکانیکی با تولید از مخزن و تخلیه تدریجی آن، تغییراتی در میدان تنش حاکم بر مخزن ایجاد می شود. در این پژوهش امکان ایجاد شکاف و گسل با استفاده از مدل سازی ژئومکانیکی در مخازن در حال تخلیه بررسی شده است. آگاهی از وضعیت و لغزش گسل ها در طول عمر مخزن اهمیت زیادی دارد. در صورتی که شکاف یا گسل جدید در مخزن ایجاد شده باشد، عملیات حفاری را متحمل هزینه و ریسک بالایی می کند. با استفاده از داده های چاه پیمایی یکی از مخازن جنوب غرب ایران، تنش های اصلی در مخزن محاسبه و مدل ژئومکانیکی مخزن ایجاد و پنجره ایمن گل حفاری برای آن محاسبه شد و در آخر پتانسیل امکان ایجاد شکاف و گسل در مدت زمان تولید از مخزن بررسی گردید. نتایج نشان می دهد که فشار هرزروی در مخزن مورد مطالعه برابر مقدار تنش افقی حداقل (σ₃) می باشد که میانگین تقریبی آن برابر با ۴۱٫۷۵ مگاپاسکال است. رژیم تنش در مخزن مذکور گسل نرمال می باشد و بهترین جهت حفاری ایمن در این مخزن به موازات تنش قائم است. با توجه به نتایج، راستای تنش در جای افقی حداقل برابر با N16W-S16E و جهت تنش در جای افقی حداکثر برابر با N74E-S74W با انحراف استاندارد ۶/۵ درجه است. احتمال ایجاد گسل جدید بر اثر تخلیه مخزن در لایه های ماسه سنگی مخزن مورد مطالعه نسبت به لایه های آهکی و دولومیتی بیشتر است.

کلمات کلیدی: میدان تنش، شکستگی، فشار منفذی، مدل ژئومکانیکی، تخلیه مخزن

*ایمیل: mehranarian@iaui.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۲۳۰۰۷۵۲۵



Modeling and Prediction of Fractures Due to Reservoir Drainage in the Asmari Oil Formation(SW Iran)

Behrouz Teimouri ¹, Mehran Arian ^{2*}, Mohammad Abdideh ³, Ali Solgi ⁴, Zahra Maleki ⁵

1-Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, SR.C., Islamic Azad University, Tehran

2- Professor, Department of Earth Sciences, SR.C., Islamic Azad University, Tehran

3- Professor, Department of Petroleum Engineering, O.C., Islamic Azad University, Omidyeh

4- Associate Professor, Department of Earth Sciences, SR.C., Islamic Azad University, Tehran

5- Assistant professor, Department of Earth Sciences, SR.C., Branch, Islamic Azad University, Tehran

Abstract

From a geomechanical perspective, production from a reservoir and its gradual discharge cause changes in the stress field governing the reservoir. In this study, the possibility of creating cracks and faults in reservoirs under discharge has investigated using geomechanical modeling. Awareness of the status and slip of faults during the life of the reservoir is of great importance. If a new crack or fault has been created in the reservoir, it will incur high costs and risks in the drilling operation. Using well logging data from one of the reservoirs in southwestern Iran, the main stresses in the reservoir were calculated, a geomechanical model of the reservoir was created, and a safe drilling mud window was calculated for it. Finally, the potential for the creation of cracks and faults during the production period from the reservoir was investigated. The results show that the leakage pressure in the studied reservoir is equal to the minimum horizontal stress value (σ_3), whose approximate average is 41.75 MPa. The stress regime in the reservoir is normal faulting, and the best safe drilling direction in this reservoir is parallel to the vertical stress. According to the results, the horizontal in-situ stress direction is at least equal to N16W-S16E and the horizontal in-situ stress direction is at most equal to N74E-S74W with a standard deviation of 6.5 degrees. The probability of creating a new fault due to reservoir discharge in the sandstone layers of the studied reservoir is higher than in the limestone and dolomite layers.

Keywords: Stress field, fracture, pore pressure, geomechanical model, reservoir discharge

*Email: mehranarian@iaui.ac.ir

Tel: +989123007525

(۱۹۹۹).

۱. مقدمه

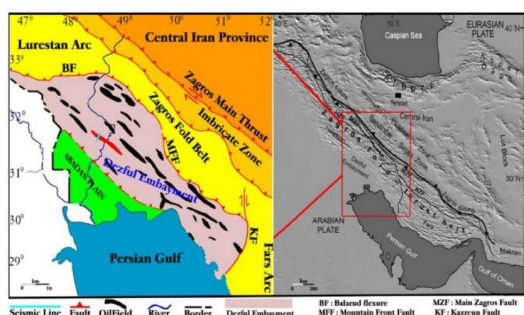
از لحاظ ژئومکانیکی با تولید از مخزن و تخلیه تدریجی آن، شکاف در مخزن ایجاد می‌شود. آگاهی از وضعیت و لغزش این شکاف‌ها در طول عمر مخزن و تولید از آن بسیار اهمیت دارد. به سه روش امکان شکل‌گیری شکاف در مخازن تخلیه شده وجود دارد. ممکن است بر اثر تولید در مخزن شکاف ایجاد شود. در اثر تولید، مخزن تخلیه می‌شود و فشار منفذی کاهش می‌یابد. کاهش فشار منفذی باعث افزایش تنش نرمال موثر می‌شود و این تغییر تنش موثر می‌تواند باعث ایجاد تغییر شکل‌های الاستیک در کل مخزن شود. زمانی که مسیر تنش به اندازه کافی بزرگ باشد و مقدار آن به مقدار بحرانی تنش رسیده و یا از آن بیشتر شود، امکان ایجاد شکاف درون مخزن وجود دارد (Abdideh and Fathabadi, 2013).

بعضی اوقات لازم است جهت دستیابی به مخزن موجود در لایه‌های زیرین، مخزن تخلیه شده حفاری شود. در اثر کاهش فشار منفذی در سازندهای تخلیه شده، برای جلوگیری از شکاف و هرزروی در زمان حفاری لازم است از وزن گل پائینی استفاده شود. این در حالی است که برای جلوگیری از ورود سیالات لایه‌های بالاتر به درون چاه، وزن گل از حد مشخصی نباید پایین‌تر بیاید. با حفاری در نواحی تخلیه شده تغییرات زیادی در گرادیان فشار رخ می‌دهد. این تغییرات می‌تواند عامل مشکلات زیادی باشد که با روش‌های سنتی حفاری نمی‌توان آن‌ها را حل نمود. روش‌های مختلفی برای حفاری مخزن تخلیه شده استفاده می‌شود. می‌توان هنگام استفاده از وزن گل بیشتر از کمترین تنش اصلی، با حفاری در جهت مناسب از ایجاد شکاف هیدرولیکی نزدیک چاه جلوگیری کرد. استفاده از افزودنی‌هایی جهت جلوگیری از نفوذ گل به سازند و یا افزودنی‌های مقاوم‌کننده برای سیمان کردن دانه‌های سازند در دیواره چاه هم برخی از مشکلات را کم می‌کنند. افزودن مواد جلوگیری‌کننده از هرزروی می‌تواند باعث کاهش هرزروی بشود. با استفاده از مواد مقاوم‌کننده هم می‌توان از ایجاد شکاف در دیواره جلوگیری کرد. عیب استفاده از این مواد آسیب آن‌ها به سازند است.

سومین حالت شکاف مربوط به زمانی است که در یک مخزن در حال تخلیه عملیات شکاف هیدرولیکی انجام شود. ایجاد شکاف در مخازن تخلیه شده با توجه به کاهش فشار منفذی آسان‌تر است و با اعمال فشار پمپ کمتری در مخزن شکاف ایجاد می‌شود. همچنین در صورت چرخش جهت تنش‌ها می‌توان به نقاط جدیدی از مخزن دست یافت (Lorenz).

۱-۱. جایگاه زمین‌شناسی میدان نفتی اهواز

میدان نفتی اهواز، بزرگترین میدان نفتی ایران و شامل سه مخزن آسماری، بنگستان و خامی است که در استان خوزستان در بخش مرکزی شهرستان اهواز، در جنوب غربی ایران، در منطقه فروافتادگی دزفول قرار دارد و دارای روند شمال‌غربی جنوب‌شرقی، به موازات رشته کوه زاگرس می‌باشد. طول میدان اهواز ۶۷ کیلومتر، عرض آن ۶ کیلومتر و ضخامت آن ۳۱۴ متر است. این میدان نفتی، از شمال با میدان نفتی رامین، از شرق با میدان نفتی مارون، از جنوب با میدان نفتی شادگان و میدان نفتی منصوری و از غرب با میدان نفتی آب‌تیمور و میدان نفتی سوسنگرد مجاور است (شکل ۱). میدان نفتی اهواز ساختار تاکدیدی دارد و تقریباً از آخرین بخش‌های ناحیه چین‌خورده زاگرس به حساب می‌آید. این تاکدیس بر روی یک بالا آمدگی (هورست) که در طبقات قدیمی‌تر اتفاق افتاده است، قرار دارد و به صورت نابرجا در زیر تاکدیس سطحی اهواز از سازند آغاجاری واقع است. تاکدیس اهواز کم و بیش متقارن می‌باشد. سطح این تاکدیس در سر سازند آسماری در حدود ۲۵۰۰ متری در زیر سطح دریا قرار دارد و این سازند در میدان اهواز، مرکب از ماسه سنگ و سنگ آهک و دولومیت می‌باشد و تخلخل متوسط آن برابر ۱۸ درصد است (مطیعی، ح، ۱۳۸۹).



شکل ۱. نمایش موقعیت میدان نفتی اهواز در جنوب غربی

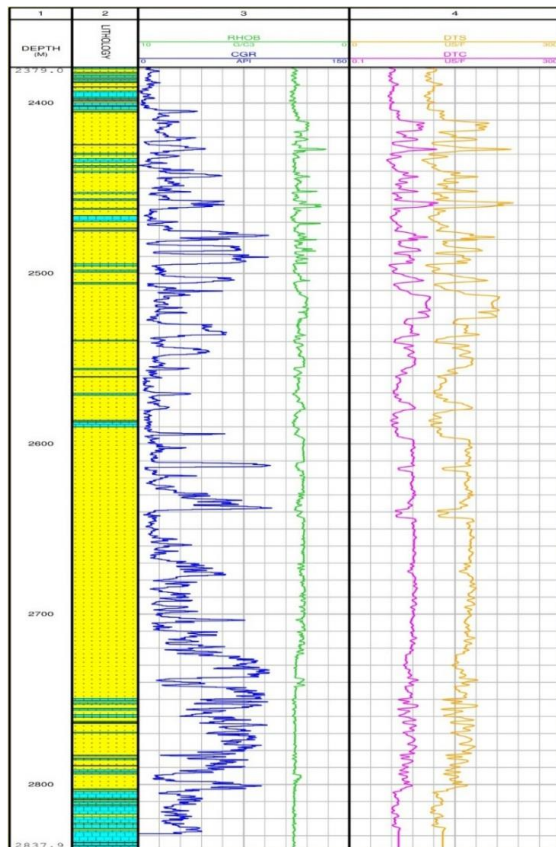
ایران (۱:۲۵۰۰۰۰) (مطیعی، ۱۳۸۹)

۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش با طراحی مدل ژئومکانیکی چاه و تعیین پارامترهای رفتاری و مقاومتی سنگ مخزن مانند ضرایب الاستیک و همچنین میدان تنش حاکم بر مخزن در اعماق مورد مطالعه، پنجره ایمن گل حفاری را طراحی و مورد

نمودار گیری یا همان ول لاگینگ^۳ اشاره نمود. داده های نمودار گیری بر اساس ویژگی هایشان، اطلاعات ارزشمندی از جمله مقاومت ویژه در زون های مختلف، تخلخل^۴، نوع سیال، چگالی^۵، لیتولوژی^۶ و ده ها پارامتر دیگر که از این پارامترها مشتق شده اند را در اختیار کاربر قرار می دهند. به کمک این پارامترها می توان انواع دیاگرام ها و نمودارها را ترسیم کرده و در موارد خاص می توان در مورد مسیر چاه ها و محدوده های مختلف از نظر کیفیت مخزنی و بهره دهی آن بحث کرد (Bashmagh et al, 2022).

در این پژوهش از لاگ های عمق^۷، گاما^۸، چگالی^۹ و لاگ صوتی موج برشی^{۱۰} و موج فشاری^{۱۱} استفاده می شود. این لاگ ها از یکی از چاه های موجود در سازند آسماری در میدان اهواز به دست آمده است (شکل ۲).



شکل ۲. نمودارهای لاگ به دست آمده از چاه و تحلیل لیتولوژی در مخزن آسماری، میدان اهواز

بررسی قرار می دهیم. سپس با تعیین مسیر تنش ها و تعیین مقدار بحرانی برای ایجاد شکاف از طریق روابط موجود، امکان ایجاد شکاف بر اثر تولید و تخلیه مخزن را مورد مطالعه و بررسی قرار می دهیم. سپس نتیجه های به دست آمده از روابط و داده ها را وارد نرم افزار کرده و نمودارهای چاه مورد مطالعه را به دست آورده و تفسیر می کنیم.

۱-۲. مراحل طراحی مدل ژئومکانیکی چاه

اولین مرحله از مدل سازی ژئومکانیکی قرائت داده های پتروفیزیکی که شامل انواع لاگ های حفاری، مغزه گیری و گزارشات حفاری است، می باشد. از این داده ها برای محاسبه مدول الاستیک سنگ مخزن در حالت دینامیکی استفاده می شود که با استفاده از روابط تجربی مخصوص این سنگ مخزن از حالت دینامیکی به استاتیکی تبدیل می شود. با توجه به مدول الاستیک مخزن در حالت استاتیکی مقاومت فشاری تک محوری محاسبه می شود. از مقادیر فشار منفذی و وزن گل حفاری که در گزارشات روزانه حفاری ثبت شده، وزن گل حفاری مجاز محاسبه می شود. در مرحله بعد بزرگی تنش های برجا محاسبه و با استفاده از داده های لاگ تصویری و کالیبر جهت آنها مشخص می شود. پس از حفاری چاه تغییراتی که در تنش های مماسی، شعاعی و محوری اطراف چاه ایجاد میشود، با استفاده از مقادیر تنش های اصلی بدست می آید و از این مقادیر برای تعیین و بررسی نوع شکستگی ها و گسیختگی دیواره چاه استفاده می شود. با توجه به پارامترهای بدست آمده، آخرین مراحل مدل سازی ژئومکانیکی که شامل تحلیل پایداری دیواره چاه، تعیین پنجره ایمن گل حفاری و تعیین مسیر تنش و مسیر تنش بحرانی است، انجام می شود.

۱-۲. قرائت داده های پتروفیزیکی لاگ ها :

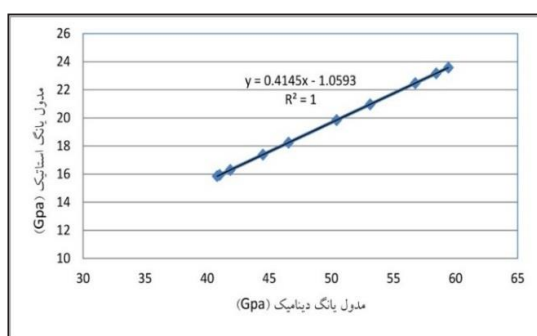
اولین مرحله به منظور ساخت و بررسی مدل ژئومکانیکی^۱ قرائت داده های پتروفیزیکی می باشد. جهت این امر ابتدا نیاز به یک سری داده های ابتدایی می باشد. به عنوان مثال می توان به داده های لاگ های مختلف، گزارش های حفاری و عملیات مغزه گیری^۲ اشاره کرد.

از جمله مهم ترین این داده ها با خصوصیات ذکر شده می توان به داده های پتروفیزیکی به دست آمده از عملیات

3. Well Logging
4. Porosity
5. Density
6. Lithology
7. Depth
8. CGR
9. RHOB
10. DTs
11. DTc

1. Geomechanical Model
2. Coring Operation

می‌باشد و احتمال ایجاد شکستگی و گسل در این نواحی اندک است. بررسی ضریب پواسون در نمودار شکل (۲) حاکی از این است که تغییرات این مدول که نشان‌دهنده خصوصیات سنگ می‌باشد در قسمت‌های اولیه و انتهایی چاه از نواحی دیگر بیشتر بوده و این امر به دلیل تغییر جنس سنگ سازند می‌باشد. سازندهای دارای نسبت پواسون بالاتر، دچار انبساط جانبی بیشتری شده و در نتیجه تنش‌های افقی بزرگتری را نیز تولید می‌کنند. بررسی نمودار مدول برشی نشان‌دهنده تغییرات سنگ مخزن در برابر اعمال تنش‌های برشی است. در این گراف بیشترین مقاومت سنگ مخزن در برابر تنش‌های برشی در نواحی ابتدایی و انتهایی می‌باشد و کمترین مقاومت در نواحی میانی مخزن می‌باشد (شکل ۳).



شکل ۳. مدول‌های الاستیک سنگ مخزن آسماری، میدان اهواز در حالت دینامیک نسبت به عمق

در ادامه محاسبات نیاز است تا مدول‌های محاسبه شده در حالت دینامیک به حالت استاتیک تبدیل گردند. برای این منظور می‌توان از روابط تجربی که برای همان میدان نفتی می‌باشند استفاده کرد. جدول (۱) نشان‌دهنده این روابط می‌باشد.

مدول‌های جدول ۱. روابط تجربی تبدیل دینامیک به

استاتیک (Gholami et al, 2017)

خواص سنگ	دینامیک	استاتیک
مدول یانگ	$\rho_b \left[\frac{3 - 4 \left(\frac{\Delta t_c}{\Delta t_s} \right)^2}{\Delta t_s^2 - \Delta t_c^2} \right]$	$0.4145 E_{dyn} - 1.0593$
مدول برشی	$\frac{\rho_b}{\Delta t_s^2}$	$\frac{E_{sta}}{2(1 + \nu_{sta})}$
نسبت پواسون	$\frac{1/2 \left(\frac{\Delta t_s}{\Delta t_c} \right)^2 - 1}{\left(\frac{\Delta t_s}{\Delta t_c} \right)^2 - 1}$	$0.7 \times \nu$

همانطور که در شکل (۲) مشاهده می‌شود بیشتر مخزن مورد مطالعه از ماسه سنگ^۱ تشکیل شده است، همچنین لایه‌های متعدد سنگ آهک^۲ در آن موجود می‌باشد و قسمت اندک آن از دولومیت^۳ تشکیل شده است.

۳. نتایج و بحث:

جهت ساخت مدل مکانیکی و به دست آوردن تنش‌های برجا و خصوصیات مکانیکی مخزن نیاز به محاسبه مدول‌های الاستیک سنگ مخزن در حالت دینامیکی برای تمامی عمق‌های مدنظر می‌باشد. مدول‌های الاستیک سنگ مخزن از طریق روابط زیر به دست می‌آیند (Darvishpour et al, 2019).

۱- مدول یانگ^۴

$$E_d = \frac{\rho_b \left[3 - 4 \left(\frac{\Delta t_c}{\Delta t_s} \right)^2 \right]}{\Delta t_s^2 - \Delta t_c^2} \quad (1)$$

۲- مدول برشی^۵

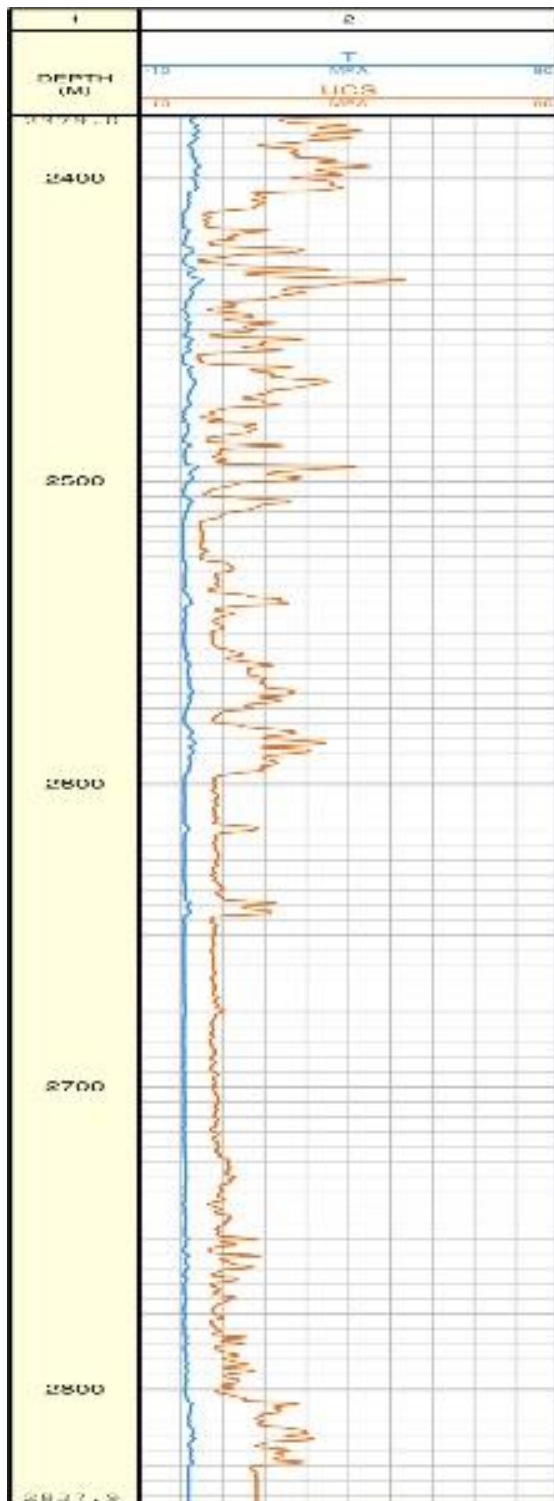
$$G_d = \frac{\rho_b}{\Delta t_s^2} \quad (2)$$

۳- نسبت پواسون^۶

$$\nu = \frac{1/2 \left(\frac{\Delta t_s}{\Delta t_c} \right)^2 - 1}{\left(\frac{\Delta t_s}{\Delta t_c} \right)^2 - 1} \quad (3)$$

جهت محاسبه‌ی این مدول‌ها نیاز به داده‌های لاگ‌های DTc، RHOB، و DTs می‌باشد. از لاگ RHOB مقدار ρ و از DTs یا DTs، زمان سیر موج برشی و Δt_c یا Δt_c ، زمان سیر موج تراکمی حاصل می‌شود. واحد ضریب پواسون بدون بعد می‌باشد و واحد مدول‌های دیگر گیگاپاسکل (GPa) است. بعد از محاسبات می‌توان نمودار کلی مدول‌های مذکور را نسبت به عمق به دست آورد که در شکل (۲) نشان داده شده است. با توجه به نمودار مدول یانگ که نمایانگر سختی سنگ است شکل (۲)، در نواحی ابتدایی و انتهایی چاه و هرجایی که جنس سنگ مخزن سنگ آهکی است، مدول یانگ مقدار بیشتری را نشان می‌دهد و آستانه تحمل سنگ مخزن در این نواحی در مقابل با تنش‌های اعمالی بالاتر

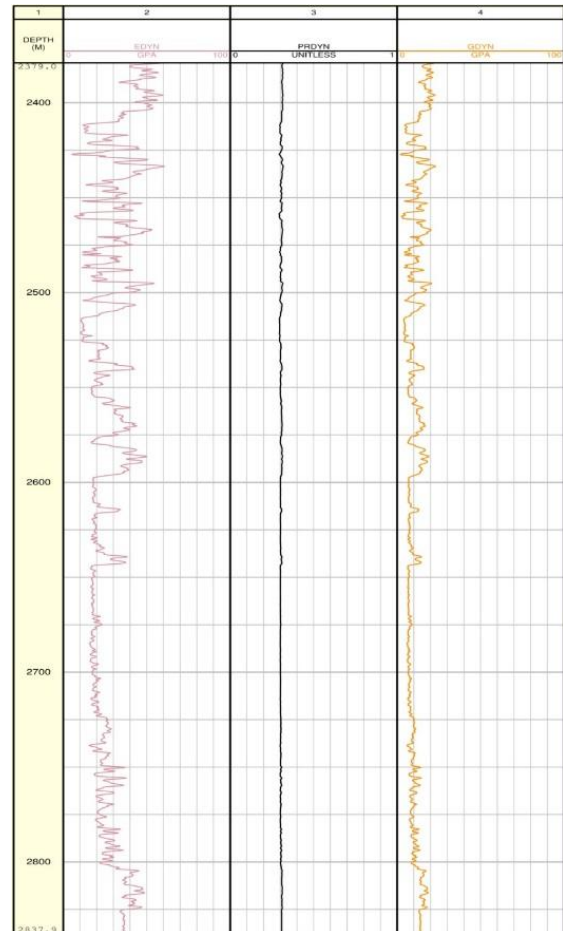
1. Sandstone
2. Limestone
3. Dolomite
4. Young's modulus
5. Shear modulus
6. Poisson ratio



شکل ۵. مقایسه مدول های الاستیک سنگ مخزن در حالت استاتیک و دینامیک

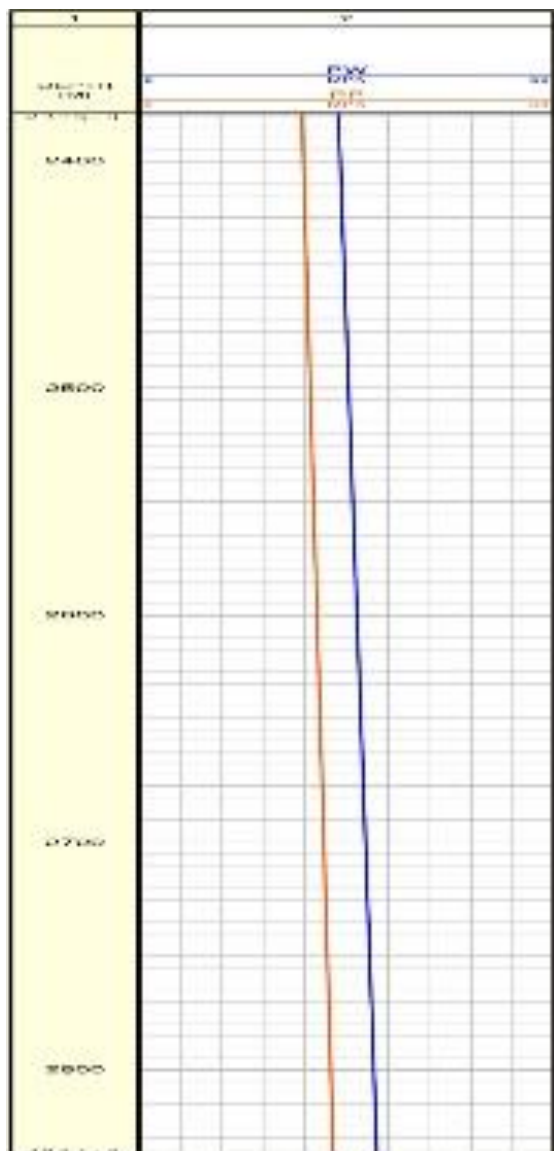
در این پژوهش با استفاده از روابط تجربی ارائه شده مقدار پارامتر مقاومت تراکمی تک محوره سنگ یا UCS محاسبه می شود. برای این منظور از رابطه زیر استفاده می شود (Hoseinpour and Riahi, 2022).

چون برای تبدیل مدول یانگ به حالت دینامیکی روابط متعددی وجود دارد نمودار ارتباط تجربی بین حالت دینامیک و استاتیک مدول یانگ رسم می شود (شکل ۴).



شکل ۴. نمودار ارتباط تجربی بین مدول یانگ دینامیک و استاتیک

بعد از تبدیل مدول ها از حالت دینامیک به حالت استاتیک، می توان با داده های خروجی به دست آمده نمودار تحلیلی چاه را نسبت به عمق به دست آورد. از مقایسه گراف های شکل (۵) مشخص می شود که مقادیر مدول یانگ دینامیک بزرگ تر از مدول یانگ استاتیک بوده و رابطه بین آنها خطی می باشد. معمولاً نسبت مدول یانگ دینامیک به مدول یانگ استاتیک به طور متوسط برابر با ۱/۵ می باشد. هرچه مدول یانگ سنگ مخزن بزرگ تر باشد اختلاف این دو مقدار کمتر و نسبت آنها به عدد یک نزدیک تر می شود. برای سنگ های با مدول پایین، اختلاف این دو مقدار بیشتر بوده و ضریب تصحیح بزرگتری مورد نیاز است.



شکل ۷. فشار منفذی و فشار گل در مخزن

منظور از تنش‌های اصلی در مکانیک سنگ و زمین‌شناسی ساختاری، تنش‌هایی هستند که بر روی صفحه اعمالی آن‌ها تنش برشی صفر باشد که با مشخصه‌های $(\sigma_H, \sigma_v, \sigma_h)$ نشان داده می‌شوند. در این پژوهش برای محاسبه تنش‌های اصلی از روابط بنیادین میدان تنش استفاده می‌شود که از این روش برای به دست آوردن تنش‌های اصلی در اعماق مختلف میدان نفتی مورد مطالعه استفاده شده است که بر مبنای مدل‌های دوگانه می‌باشد (رفتار سنگ مخزن بر مبنای الاستیک و پلاستیک در نظر گرفته می‌شود، این مسئله دقت محاسبات میدان تنش را بسیار بیشتر می‌کند).

داده‌های استخراج شده مورد نیاز برای محاسبه تنش‌های اصلی شامل:

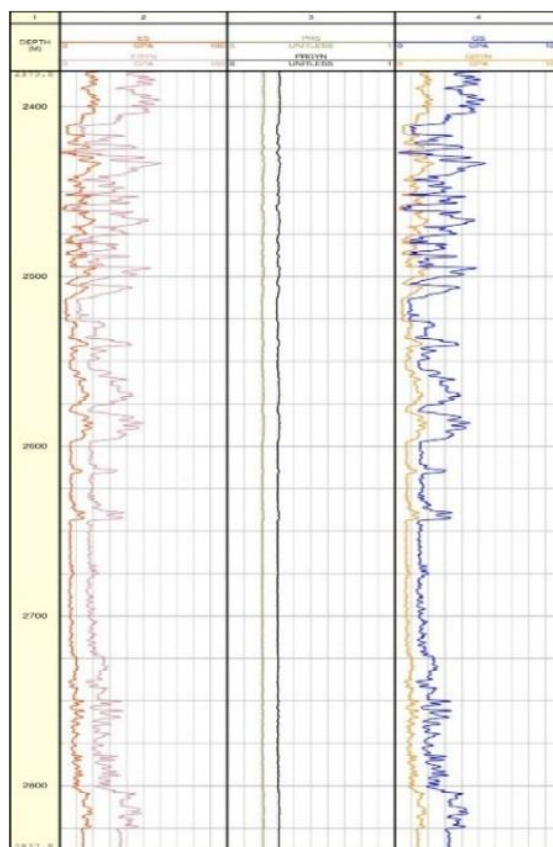
شتاب گرانش (g)، عمق (Z)، نسبت پواسون (ν)، ضریب

$$UCS = e^{-0.633 + \frac{246.540}{\Delta t}} \quad (4)$$

همچنین مقاومت کششی سنگ، T نیز بر اساس نوع سازند از UCS/8 تا UCS/12 تغییر پذیر است که برای مخزن مورد مطالعه مقدار آن طبق رابطه زیر می‌باشد.

$$T = \frac{UCS}{10} \quad (5)$$

خواص مقاومتی سنگ نسبت به عمق در شکل (۶) نشان داده شده است.

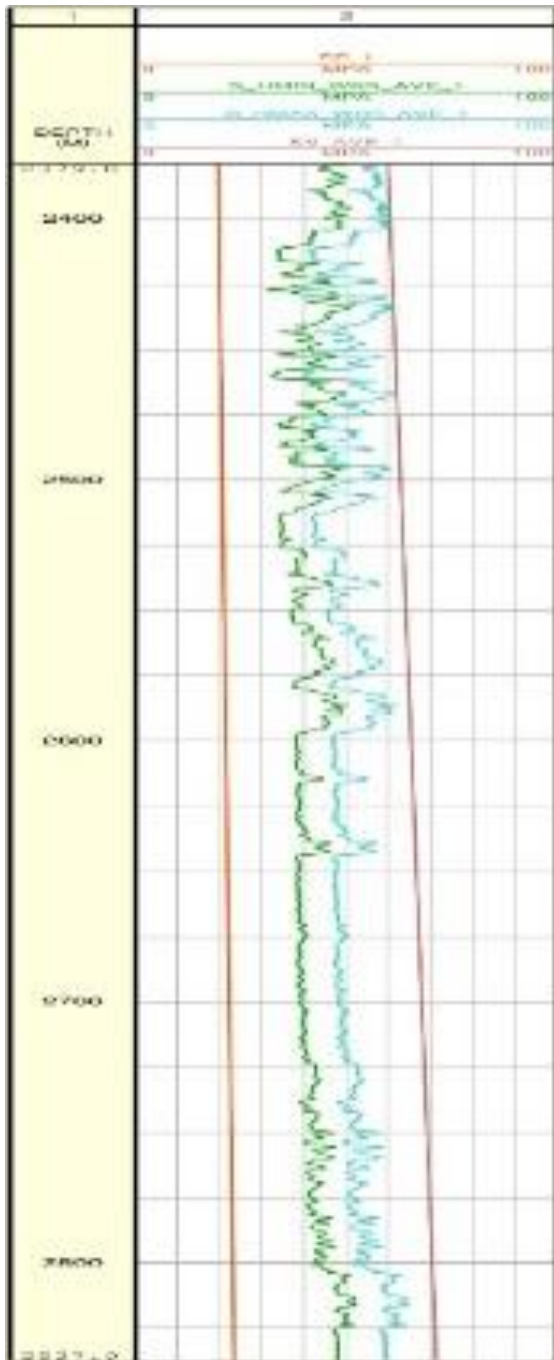


شکل ۶. خواص مقاومتی سنگ مخزن

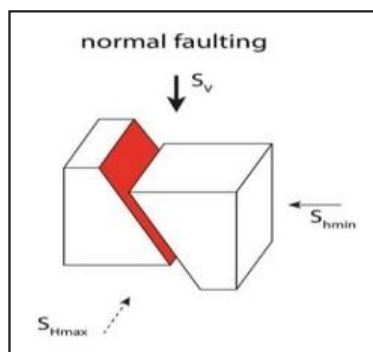
دو پارامتر فشار منفذی سنگ (P_p) و وزن گل حفاری (M_w) برای مدل‌سازی ژئومکانیکی چاه نیاز است. پارامتر فشار منفذی به کمک روش‌های well test قرائت می‌شود و پارامتر M_w از گزارشات حفاری روزانه استخراج می‌گردد. شکل (۷) نشان دهنده فشار منفذی و فشار گل نسبت به عمق در چاه حفاری می‌باشد.

۳-۱. محاسبه بزرگی تنش‌های برجا و تعیین رژیم تنش

در این مرحله باید مقادیر تنش‌های اصلی تخمین زده شود.



شکل ۸. تنش های برجا اصلی در مخزن



شکل ۹. نمایی شماتیک از طبقه بندی آندرسون (گسل نرمال)

بایوت (α)، فشار منفذی (P_p)، مدول یانگ استاتیکی (E_{sta})، چگالی متوسط سنگ (RHO_{Bav}) و کرنش در جهت x و y (ϵ_x و ϵ_y) می باشد.

یکی از روش های مهم برای محاسبه تنش های افقی حداقل و حداکثر استفاده از روابط پروالاستیک (poroelastic) یا مدل کرنش سطحی می باشد. در این مدل با استفاده از مقادیر فشار روباره، مدول یانگ، ضریب پواسون و کرنش های افقی می توان مقادیر تنش های افقی را به دست آورد که روابط آن ارائه شده است (Han et al, 2019).

(۶)

$$\sigma_v = \int_0^z \rho(z) g dz \cong \bar{\rho} g z$$

(۷)

$$\sigma_h = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_v - \frac{\nu}{1-\nu} \alpha P_p + \alpha P_p + \frac{E_{sta}}{1-\nu^2} \epsilon_x + \frac{\nu E}{1-\nu^2} \epsilon_y$$

(۸)

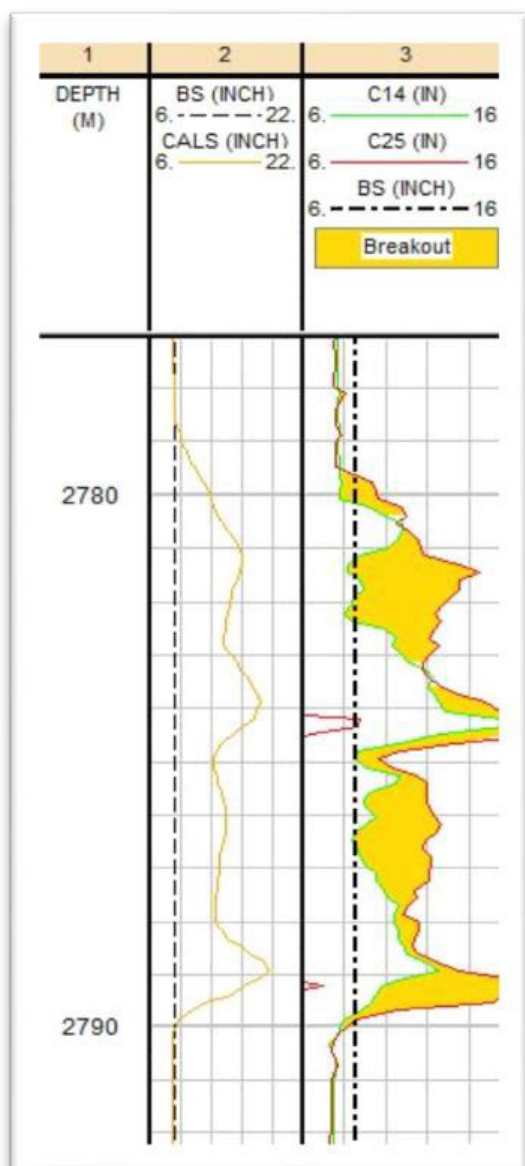
$$\sigma_H = \frac{\nu_{sta}}{1-\nu} \sigma_v - \frac{\nu_{sta}}{1-\nu_{sta}} \alpha P_p + \alpha P_p + \frac{E_{sta}}{1-\nu_{sta}^2} \epsilon_x + \frac{\nu_{sta} E_{sta}}{1-\nu_{sta}^2} \epsilon_y$$

ضریب بایوت (α) معمولاً از طریق آزمون های آزمایشگاهی تعیین می شود و مقدار آن از صفر (برای سنگ های سخت با تخلخل صفر) تا یک (برای سنگ های متخلخل در حوضه های رسوبی کم عمق) تعیین می کند.

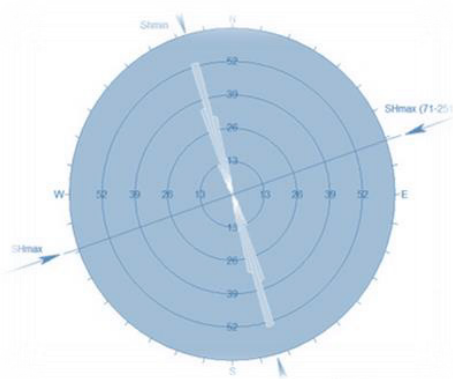
در این تحقیق مقدار $\alpha=1$ و $\epsilon_x=1.5$ و $\epsilon_y=0.5$ در نظر گرفته شده است. شکل (۸) تنش های به دست آمده را در عمق های مختلف نشان داده است.

بعد از به دست آوردن گراف تنش های برجا می توان آن ها را نسبت به یکدیگر مقایسه نمود و از نتایج آن، رژیم تنش حاکم در مخزن را به دست آورد. آندرسون^۱ سه نوع رژیم تنش را با استفاده از تئوری شکست موهر-کولمب ارائه نمود. طبقه بندی آندرسون، رژیم های گسل را بر اساس جهت و مقدار نسبی سه تنش اصلی توصیف می کند (Hashemi et al, 2014).

با توجه به این که سه تنش اصلی عبارتند از تنش قائم (S_v)، تنش افقی حداکثر (S_H) و تنش افقی حداقل (S_h) سه نوع رژیم تنش در درون زمین رخ می دهد. با بررسی شکل (۸) مشخص شد که تنش قائم بزرگ تر از تنش افقی حداکثر و تنش افقی حداکثر بزرگ تر از تنش افقی حداقل می باشد ($S_v > S_H > S_h$). این امر نشان دهنده رژیم تنش نرمال در تمامی نواحی موجود در مخزن می باشد و رژیم قالب از نوع گسل نرمال می باشد (شکل ۹).



شکل ۱۰. نمودارهای عمق، اندازه مته، قطریاب چاه همراه با ناحیه ریزش در چاه



شکل ۱۱. نمودار گل سرخی ابزار قطر یاب بمنظور تعیین امتداد تنش در جای حداقل در چاه

در نواحی ابتدایی مخزن مقادیر سه مولفه تنش به یکدیگر نزدیک می‌باشند و پایداری چاه در هر امتداد و آزمون نسبت به تنش‌ها تقریباً مساوی و مطلوب است. به عبارت دیگر چاه را می‌توان به هر طرف دلخواه کج کرد. اما پس از آن در نواحی میانی و پایانی دو تنش افقی تقریباً مساوی و با تنش قائم اختلاف زیادی دارند، بنابراین بهترین مسیر حفاری در امتداد و به موازات تنش قائم می‌باشد.

۲-۳. تعیین امتداد تنش‌های درجا با استفاده از ابزار قطریاب و لاگ تصویری

ابزار قطریاب در صنعت نفت بمنظور یافتن اطلاعاتی در مورد امتداد و شیب لایه‌بندی، اندازه و قطر چاه حفاری شده رانده می‌شود. بمنظور مشخص نمودن عارضه‌های زمین‌شناسی از دو پارامتر امتداد (راستا) و شیب استفاده می‌شود (Hoseinpour and Riahi, 2022).

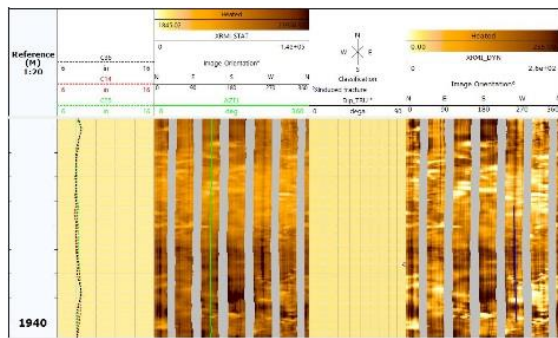
در مورد چاه مورد مطالعه داده‌های ابزار قطریاب شش بازویی بمنظور تعیین امتداد تنش‌های درجای میدان مورد بررسی قرار گرفت که نتایج در شکل (۱۰) ارائه شده است. رسم نمودار گل سرخی در محل‌های ریزش، امتداد تنش درجای افقی حداقل را مطابق شکل (۱۱) برابر با N19W تعیین می‌کند. همانطور که قبلاً بیان گردید، امتداد تنش درجای افقی حداکثر عمود بر راستای تنش افقی حداقل می‌باشد.

ابزارهای نمودارگیری تصویری مقاومتی بر اساس تفاوت مقاومت الکتریکی مصالح موجود در محیط پیرامون خود، تصاویری از محیط داخل چاه ارائه می‌دهد. شکستگی‌های برشی دیواره چاه در اثر تنش‌های برجا باعث می‌شوند که قطر چاه در یک راستای معین بیشتر شود و این عامل خود موجب می‌شود تا گل حفاری فاصله بین حسگر مقاومتی و دیواره چاه را پر نماید (Heidbach, O, 2018).

بنابراین ابزار به جای اینکه مقاومت دیواره چاه را نشان دهد، مقاومت گل حفاری را نشان می‌دهد. در چاه گل حفاری از نوع پایه آبی است. به عبارت دیگر ابزار در نواحی تغییر شکل‌های برشی دیواره (BB) رسانایی بالایی را نشان می‌دهد که در یک عمق مشخص ۱۸۰ درجه با هم اختلاف فاز دارند (۶). چاه دارای نمودارهای لاگ تصویری (XRMI) در حفره ۱/۲-۸ اینچ می‌باشد که از کیفیت و دقت بسیار خوبی برخوردار است. بمنظور تعیین امتداد تنش‌های اصلی افقی با استفاده از نرم‌افزار Techlog، نمودارهای تصویری بمنظور تعیین شکست برشی (ریزش دیواره) و شکست القائی با

در قسمت اول نمودار تصویری مطابق شکل (۱۳)، امتداد ریزش های دیواره چاه (BOBO) برابر با ۱۶۱-۳۴۱ درجه و در قسمت دوم نمودار تصویری مطابق شکل (۱۴)، امتداد ریزش های دیواره چاه برابر با ۱۶۶-۳۴۶ درجه است.

علاوه بر شکست های برشی همراه با قطور شدگی دیواره، شکستگی های کششی القاء شده از حفاری بر روی دیواره چاه^۱ یکی دیگر از برای تعیین امتداد تنش های درجای افقی اصلی است. این شکستگی ها زمانی که تمرکز تنش ها در دیواره چاه به میزانی افزایش یابند که سبب ایجاد شکستگی کششی شود، بر روی دیواره ایجاد می گردند (Mohammed 2017HQ). این نوع شکستگی ها معمولا در چاه های عمودی بصورت موازی با محور چاه بوجود می آیند. حداکثر تمرکز تنش ها در راستای تنش افقی حداقل است و این عامل موجب ایجاد گسیختگی های برشی در دیواره چاه می گردد. در حالتی که فشار درون چاه که در اثر حفاری به سنگ القاء می شود، اولین شکستگی کششی در دیواره چاه در راستایی که کمترین تمرکز تنش وجود دارد، ایجاد می شود. بنابراین با توجه به اینکه راستای تنش درجای افقی حداکثر هم راستا با تمرکز تنش حداقل است، در نتیجه شکستگی های القاء شده ناشی از حفاری در راستای تنش درجای افقی حداکثر است. در شکل (۱۵) تعدادی از شکستگی های کششی القائی در دیواره چاه نمایش داده شده است.



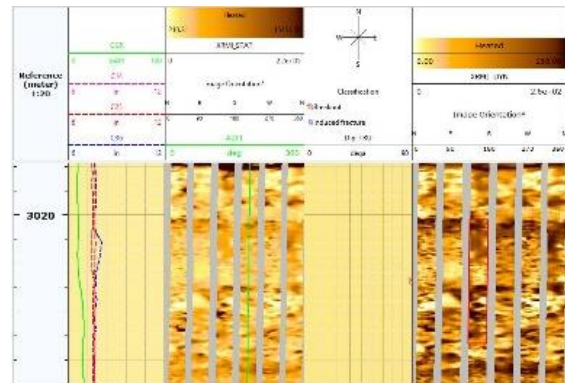
شکل ۱۵. تعیین نواحی شکست کششی القائی در بخشی از حفره باز ۸-۱/۲ اینچ چاه (C)

نمودارهای گل سرخی شکست های کششی (DIFs) تعیین شده در حفره باز ۸-۱/۲ اینچ چاه مورد مطالعه میدان مورد بررسی در شکل های (۱۶) و (۱۷) ارائه شده است.

۳-۳. تعیین میانگین راستای تنش درجای افقی حداکثر ($\sigma_{H\sigma_H}$)

بر اساس معادلات ماریا (۱۹۷۲)، امتداد BO و DIF با زاویه θ_i

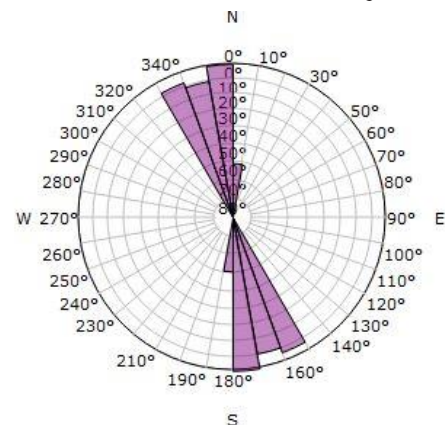
دقت بسیار زیادی مورد بررسی قرار گرفت. بخشی از نمودار تصویری XRMI چاه همراه با نمودار قطریاب شش بازو بمنظور تعیین نواحی ایجاد شکست برشی (ریزش دیواره) در شکل های (۱۲) و (۱۵) نمایش داده شده است.



شکل ۱۲. تعیین نواحی شکست برشی (ریزش دیواره) در

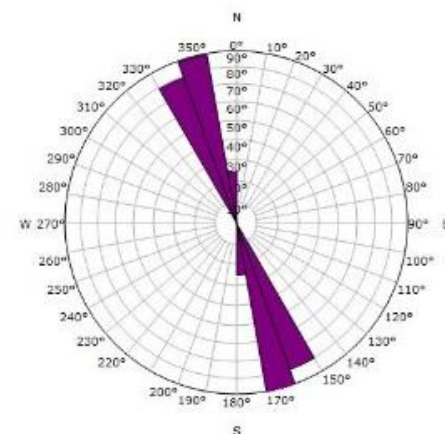
بخشی از حفره باز ۸-۱/۲ اینچ چاه

نتایج بررسی امتداد تنش های اصلی درجای افقی توسط نمودار تصویری در حفره باز ۸-۱/۲ اینچ چاه (C) در شکل (۱۳) و (۱۴) ارائه شده است.



شکل ۱۳. نمودار گل سرخی امتداد تنش افقی حداقل (σ_h)

در قسمت اول نمودار تصویری چاه



شکل ۱۴. نمودار گل سرخی امتداد تنش افقی حداقل (σ_h)

در قسمت دوم نمودار تصویری چاه

1 Drilling Induced Fractures (DIF)

جدول ۲. پارامترهای روش وزنی عددی و طولی بمنظور

تعیین میانگین راستای تنش درجای حداکثر

روش وزنی عددی		روش وزنی طولی	
تعداد	n	مجموع طول	L
پارامتر C	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos \theta_i^*$	پارامتر C	$\frac{1}{L} \sum_{i=1}^n l_i \cos \theta_i^*$
پارامتر S	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin \theta_i^*$	پارامتر S	$\frac{1}{L} \sum_{i=1}^n l_i \sin \theta_i^*$
θ_m	$\frac{1}{2} \arctan(S/C)$	θ_m	$\frac{1}{2} \arctan(S/C)$
پارامتر R	$(C^2 + S^2)^{\frac{1}{2}}$	پارامتر R	$(C^2 + S^2)^{\frac{1}{2}}$
انحراف استاندارد	$\frac{360}{2\pi} (-\frac{1}{2} \ln R)^{\frac{1}{2}}$	انحراف استاندارد	$\frac{360}{2\pi} (-\frac{1}{2} \ln R)^{\frac{1}{2}}$

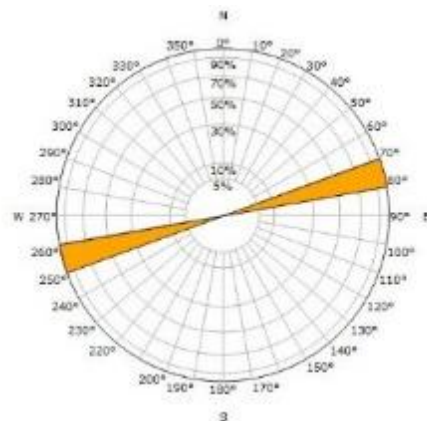
جدول ۳. نتایج محاسبه پارامترهای روش وزنی عددی و

طولی بمنظور تعیین میانگین راستای تنش درجای حداکثر

روش وزنی عددی		روش وزنی طولی	
تعداد	۸۷	مجموع طول	۱۰۳/۱۵
پارامتر C	۰/۸۱۶	پارامتر C	۰/۸۲۵
پارامتر S	-۰/۵۲۳	پارامتر S	-۰/۵۲۷
θ_m	-۱۶/۳	θ_m	-۱۶/۳۰
پارامتر R	۰/۹۶۹	پارامتر R	۰/۹۸
انحراف استاندارد	۷/۲۱	انحراف استاندارد	۵/۹۳

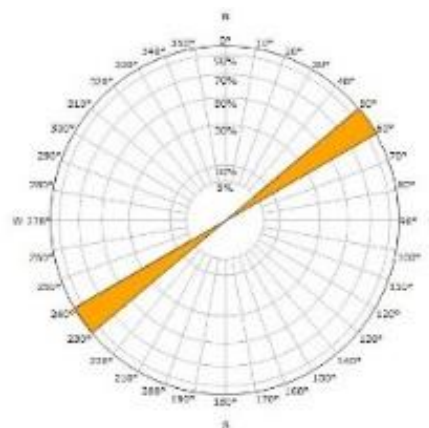
۶/۵ درجه است. نتایج حاصل از روش وزنی طولی مطابق با نمودارهای گل سرخی در شکل‌های (۱۳)، (۱۴)، (۱۶) و (۱۷) می‌باشد.

در پروژه نقشه تنش جهان، معیارهای تعیین کیفیت راستای تنش‌های درجای افقی حداکثر با استفاده از داده‌های ریزش دیواره چاه در جدول (۴) ارائه شده است.



شکل ۱۶. نمودار گل سرخی امتداد تنش افقی حداکثر (σ_H)

در قسمت اول نمودار تصویری چاه



شکل ۱۷. نمودار گل سرخی امتداد تنش افقی حداکثر (σ_H)

در قسمت دوم نمودار تصویری چاه

θ_i معرفی می‌شود. زوایای بین ۳۶۰-۱۸۰ درجه معادل زوایای ۱۸۰-۰ درجه است. زاویه مورد نظر جهت انجام محاسبات بر حسب درجه به صورت رابطه (۹) تعیین می‌گردد.

(۹)

$$\theta_i^* = 2\theta$$

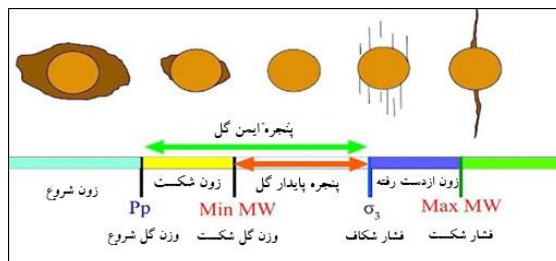
بمنظور تعیین میانگین راستای تنش درجای افقی حداکثر دو روش وزنی عددی^۱ و طولی^۲ معرفی می‌گردد. خلاصه این دو روش در جدول (۲) ارائه شده است.

لازم بذکر است که θ_m میانگین راستای تنش درجای افقی حداکثر است. نتایج محاسبات پارامترهای جدول (۲) مربوط به چاه مورد مطالعه در جدول (۳) بیان شده است. بنابراین با توجه به نتایج جدول (۳)، راستای تنش درجای افقی حداکثر برابر با N16W-S16E و جهت تنش درجای افقی حداکثر برابر با N74E-S74W با انحراف استاندارد

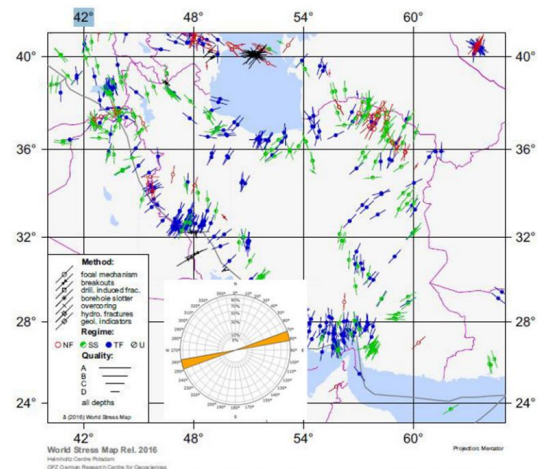
پارامتر	کیفیت A-	کیفیت B-	کیفیت C-	کیفیت D-	کیفیت E-
تعداد ریزش مجزا	بیشتر یا مساوی ۱۰	بیشتر مساوی ۶	بیشتر مساوی ۴	کمتر از ۴	بدون ریزش
مجموع طول ریزش	بیشتر یا مساوی ۱۰۰ متر	بیشتر یا مساوی ۴۰ متر	بیشتر یا مساوی ۲۰ متر	کمتر از ۲۰ متر	-

جدول ۴. امتیازدهی WSM به روش مطالعه گسیختگی های برشی دیواره چاه با استفاده از ابزار نمودار تصویری

و پنجره پایدار گل حفاری (stable mud window) مشخص و تحلیل پایداری چاه انجام می شود.



شکل ۱۹. محدوده های مختلف پنجره های گل حفاری (Hoseinpour and Riahi, 2022)



شکل ۱۸. نقشه تنش ایران برگرفته از نقشه تنش جهان (۲۰۱۶) همراه با مشخص نمودن میدان مورد بررسی (۱:۲۵۰۰۰۰) (مطیعی ۱۳۸۹) (Rahimi R, 2014)

همان گونه که در شکل (۱۹) مشاهده می شود پنجره ایمن گل حفاری بین P_p و σ_3 می باشد و پنجره پایدار گل حفاری بین σ_3 و Min MW قرار دارد. همچنین از این نمودار می توان نتایج بیشتری نیز به دست آورد، مانند فشار شکست سازند (Fracture Pressure) و منطقه هرزروی گل (Loss zone) و همچنین فشار شکستن و از دست دادن سازند (Breakdown Pressure). در شکل (۲۰) پنجره ایمن گل و نمودار تحلیل پایداری چاه مورد مطالعه مشاهده می شود.

۳-۵. آنالیز ایجاد شکستگی و گسلش در سنگ مخزن در ادامه جهت بررسی وضعیت لایه های مختلف مخزن به لحاظ پتانسیل تشکیل گسل و شکستگی، می بایست مقادیر مسیر تنش و مسیر تنش بحرانی تعیین و مقایسه گردند. رابطه مسیر تنش که برابر نسبت تغییر تنش افقی به تغییر در فشار منفذی است:

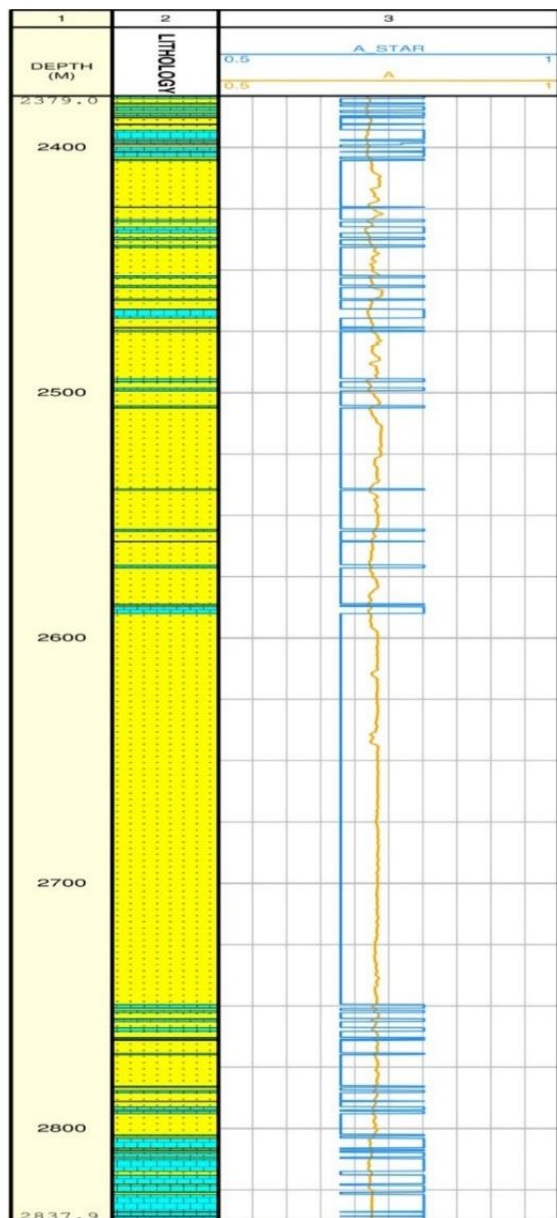
$$A = \alpha \left(\frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \right) = \frac{\Delta S_{Hor}}{\Delta P_p} \quad (10)$$

در رابطه فوق ν نسبت پواسون و α ضریب بایوت می باشد

بنابراین با توجه به امتیازدهی WSM در جدول (۴) و نتایج محاسبات روش وزنی طولی در جدول (۳)، تعیین راستا و مقدار تنش در جای افقی حداکثر در چاه میدان مورد بررسی دارای امتیاز (A) است. بمنظور بررسی میزان تطبیق راستای تنش های در جای افقی پیش بینی شده در چاه مورد مطالعه و جهت تنش های حوضه زاگرس، از نقشه تنش ایران در سال (۲۰۱۶) مطابق شکل (۱۸) استفاده می شود. میدان مورد بررسی در مختصات $31/32^\circ$ شمالی و $48/53^\circ$ شرقی قرار گرفته است. همانطور که در شکل (۱۸) مشاهده می گردد، راستای تنش در جای حداکثر افقی محاسبه شده در میدان مورد بررسی با راستای تنش های زاگرس مطابقت دارد و دارای رژیم تنشی نرمال است.

۳-۴. تحلیل پایداری دیواره چاه

در این مرحله مفهوم پنجره ایمن گل (safe mud window)

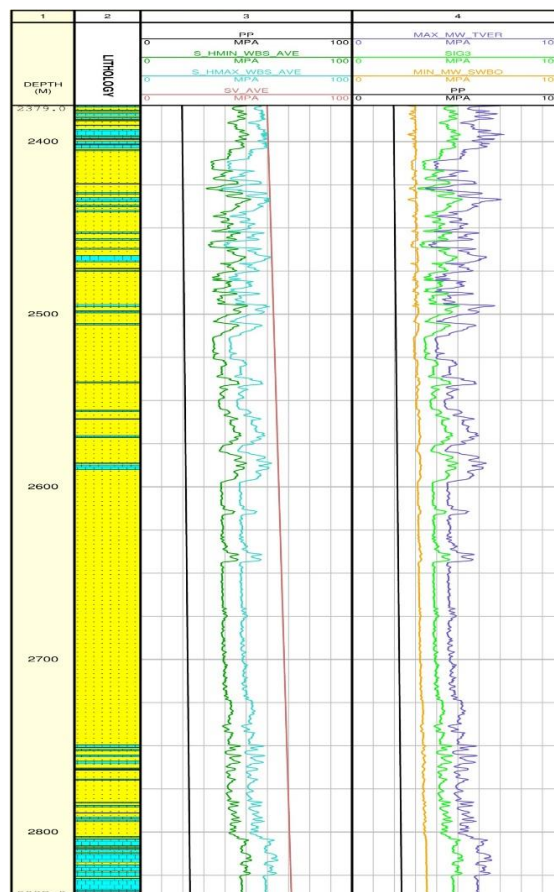


شکل ۲۱. مقایسه مسیر تنش و مسیر تنش بحرانی در مخزن

۴. نتیجه‌گیری

از مطالعات صورت گرفته در این پژوهش نتایج زیر بدست آمده است:

- ۱- میانگین مقاومت فشاری تک محوری UCS برابر با ۲۸/۴۹۷۹ مگاپاسکال و میانگین مقاومت کششی برابر با ۲/۸۴۹۷۹ مگاپاسکال محاسبه شد.
- ۲- فشار منفذی (P_p) برابر با ۱۹/۷۹ مگاپاسکال و وزن گل حفاری (M_w) ۲۴/۲۳ مگاپاسکال قرائت شد.
- ۳- تنش قائم ($\sigma_v = S_v$) برابر با ۶۰/۳۳ مگاپاسکال، تنش افقی کمینه ($\sigma_h = S_h$) برابر با ۴۱/۷۱ مگاپاسکال و تنش افقی بیشینه ($\sigma_H = S_H$) برابر با ۵۸/۶۶ مگاپاسکال محاسبه



شکل ۲۰. مدل ژئومکانیکی ساخته شده برای چاهی در مخزن آسماری، میدان اهواز

$(1\alpha=)$

و رابطه مسیر تنش بحرانی که از رابطه زیر به دست می‌آید:

(۱۱)

$$A^* = 1 - \frac{1}{(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu)^2}$$

در رابطه فوق μ ضریب اصطکاک سنگ است که برای نواحی ماسه سنگ ($\mu=0.6$)، نواحی سنگ آهک ($\mu=0.9$) و نواحی دولومیت ($\mu=0.8$) در نظر گرفته شده است. شکل (۲۱) تمامی نواحی و محدوده‌هایی از مخزن مذکور با قابلیت تشکیل گسل را نشان می‌دهد. همان‌طور که در نمودار شکل (۲۱) مشخص است در نواحی میانی مخزن و تمامی نواحی که جنس سنگ مخزن ماسه سنگ می‌باشد مقادیر پارامتر مسیر تنش از مقادیر پارامتر مسیر تنش بحرانی که محاسبه شده است بیشتر می‌باشد. بنابراین در محدوده‌های مذکور تنها امکان ایجاد گسل وجود دارد و در بقیه نواحی و لایه‌های دیگر بدون توجه به مقدار تولید و تخلیه شدن، امکان تشکیل گسل وجود نخواهد داشت.

شد.

۴- پنجره ایمن گل حفاری بین $(19Pp/79)=$ و $(41\sigma3/75)=$ و همچنین پنجره پایدار گل بین $(Min MW=24/23)$ و فشار هرزروی آن در این مخزن برابر $\sigma3$ یا همان مقدار تنش افقی حداقل می باشد که میانگین آن به طور تقریبی برابر با ۴۱,۷۵ مگاپاسکال می باشد.

۵- رژیم تنش در مخزن مذکور گسل نرمال می باشد و بهترین جهت حفاری ایمن در این مخزن به موازات تنش قائم می باشد. بنابراین با توجه به نتایج، راستای تنش درجای افقی حداقل برابر با N16W-S16E و جهت تنش درجای افقی حداکثر برابر با N74E-S74W با انحراف استاندارد ۶/۵ درجه است.

۶- بر اساس مقادیر تنش های مماسی، محوری و شعاعی $(\sigma_{\theta\theta} \geq \sigma_{zz} \geq \sigma_{rr})$ ، مدل شکست برشی SWBO یا شکستگی برشی گسترده است و مقدار فشار گل (Pw) محاسبه شده بر اساس این مدل ۲۹/۱۱ مگاپاسکال، و بر اساس مدل شکست کششی TVER مقدار فشار گل ۲۵/۱۳-۱۷/۸۱ است.

۷- مقدار مسیر تنش $A=0/66$ و مقدار بحرانی تنش $A^* = 0/67A^* = 0/67$ محاسبه شد، که با توجه به نزدیکی این دو مقدار با برداشت از مخزن و کاهش فشار منفذی، احتمال ایجاد گسل نرمال در مخزن وجود دارد.

۸- احتمال ایجاد گسل بیشتر در لایه های ماسه سنگی سازند در مخزن مورد مطالعه وجود دارد و در دیگر لایه ها مانند سنگ آهک و دولومیت در طول زمان تولید احتمال تشکیل گسل وجود ندارد.

۵. منابع:

مطیعی، ح.، ۱۳۸۹. مقدمه ای بر ارزیابی مخازن نفت زاگرس (برای زمین شناسان)، نشر آراین زمین.

Abdideh, M., and Fathabadi. M.R., 2013. 'Analysis of stress field and determination of safe mud window in borehole drilling (case study: SW Iran)', Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 3, 105-10.

Bashmagh, N.M., Lin, W., Murata, S., Yousef,

F., Radwan, A.E., 2022. Magnitudes and orientations of present-day in-situ stresses in the Kurdistan region of Iraq: insights into combined strike-slip and reverse faulting stress regimes. Journal of Asian Earth Sciences, 239,105398.

Darvishpour, A., Seifabad, M.C., Wood, D.A., Ghorbani, H. 2019. Wellbore stability analysis to determine the safe mud weight window for sandstone layers. Petroleum Exploration and Development, 46,1031–1038.

Gholami, R., Aadnoy, B., Foon, L.Y., Elochukwu, H., 2017. A methodology for wellbore stability analysis in anisotropic formations: a case study from the Canning Basin, Western Australia. Western Australia: Journal of Natural Gas Science and Engineering, 37,341–360.

Han, Y., Liu, C., Phan, D., Alruwaili, K., Abousleiman, Y., 2019. Advanced wellbore stability analysis for drilling naturally fractured rocks. In: SPE middle east oil and gas show and conference.

Hashemi, S.S., Taheri, A., Melkounian, N., 2014. Shear failure analysis of a shallow depth unsupported borehole drilled through poorly cemented granular rock, Engineering geology 183,39–52.

Heidbach, O., M., Rajabi, X., Cui, K., Fuchs, B., Müller, J., Reinecker, K., Reiter, M., Tingay, F., Wenzel, F., Xie, M. O., Ziegler, M.-L., Zoback, and Zoback M. D., 2018. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales: Tectonophysics, 744, 484-498.

Hoseinpour, M. and Riahi, M.A. 2022.



Determination of the mud weight window, optimum drilling trajectory, and wellbore stability using geomechanical parameters in one of the Iranian hydrocarbon reservoirs. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 12, 63–82,

Lorenz, J.C., 1999. Stress-sensitive reservoirs. *Journal of petroleum technology*, 51, 61-63.

Mohammed, H.Q. 2017. Geomechanical analysis of the wellbore instability problems in Nahr Umr Formation southern Iraq. Missouri University of Science and Technology. https://scholarsmine.mst.edu/masters_theses/7695.

Rahimi, R., 2014. The effect of using different rock failure criteria in wellbore stability analysis. Missouri University of Science and Technology. Missouri University of Science and Technology ProQuest Dissertations & Theses, 1561248.



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۷

doi 10.22077/jt.2025.9099.1199

واکاوی دگرریختی‌های مرز زون‌های ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه - دختر در ناحیه قم

حمید روح افزا^۱، حجت اله صفری^{۲*}، ایرج عبدالهی فرد^۳

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۲- دانشیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۳- دکتری تکنیک، مدیریت اکتشاف نفت، شرکت ملی نفت ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۱/۰۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۱۶

در این پژوهش، جهت واکاوی فرگشت دگرریختی‌های مرز کوهزاد ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، ناحیه قم انتخاب شد تا با استفاده از روش‌های سنجش از دور، قابلیت‌های محیط GIS ساختارها شناسایی شده و سپس با تحلیل ساختارها، فرگشت زمین ساختی این ناحیه در قالب بررسی‌های ساختاری پیگیری شود. نتایج نشان داد که گسل قم-زفره به عنوان مرز این دو زون ساختاری یک گسل پی سنگی با سازوکار راست‌بر با مقداری مولفه معکوس بوده که باعث برخاستگی در کمربند ارومیه- دختر و فرونشست شدید در لبه جنوب‌باختری ایران مرکزی شده است. همچنین عملکرد این گسل بزرگ مقیاس، سبب تشکیل تاقدیس‌های سراج و البرز تحت اثر سازوکار چین خوردگی جدایشی در شمال این دشت فروافتاده شده است و نهایتاً، الگوی گلابتونی از بلوکهای برخاسته-فروافتاده در مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمربند ارومیه- دختر شده است. تحلیل‌های جنبشی ساختارها حکایت از دو نسل دگرریختی بر روی گسل قم-زفره و پیرامون آن دارد. که می‌تواند در اثر تغییر در بردار حرکتی ناشی از همگرایی صفحات عربی و ایران باشد.

کلید واژه‌ها: ایران مرکزی، کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، فرگشت ساختاری، گسل قم - زفره، الگوی گلابتونی

*ایمیل: safari.ho@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰

Deformation Analysis of Central Iran and Uromia-Dokhtar Magmatic Arc Boundary in Qom Region

Hamid Roohafza¹, Hojjat ollah Safari^{2*}, Iraj Abdollahi Fard³

1- PhD student of Tectonics, Geology department, College of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

2- Associate Professor of Tectonics, Geology department, College of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

3- PhD in Tectonics, Exploration Directorate of National Iranian Oil Company

Abstract:

In this research, the evolution of deformations of the Central Iranian and the Uromia-Dokhtar magmatic belt boundary was analyzed. The Qom region was selected for determining the structures using remote sensing methods and GIS capabilities. By analyzing the structures, the tectonic evolution of this region was investigated through structural studies. The results revealed that the Qom-Zefrah fault, serving as the boundary of these two structural zones, is a basement fault with a right-lateral strike-slip mechanism and some reverse component. This fault has led to uplift in the Urmia-Dokhtar belt and subsidence in the southwestern edge of Central Iran. Additionally, the activity of this fault has resulted in the formation of the Sarajeh and Alborz anticlines through the detachment folding mechanism in the north of the subsided plain. Ultimately, a braided pattern of uplifted-subsidized blocks has been formed at the boundary of these structural zones. Kinematic analyses of the structures indicate two stages of deformation on the Qom-Zefrah fault and the adjacent area, possibly attributed to changes in the motion vector in the convergence of the Arabian and Iranian plates.

Keywords: Central Iran, Uromia-Dokhtar Magmatic Belt, Structural evolution, Qom-Zefreh Fault, Braided pattern

*Email: safari.ho@gmail.com

Tel: +989000000000

۱- مقدمه:

ایران مرکزی به مجموعه کوهزادی با شکل مثلثی (Nogol-e-sadat and Almasian, 1993) اطلاق می‌گردد که در داخل ریزقاره ایران جای گرفته است. در مرز جنوب- جنوب‌باختری این گستره، کمربندی از رخنمون‌های آذرین (درونی و بیرونی) با نام کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (سهند- بزمان یا کمربند آذرین میانی) قرار گرفته است که بسیاری آن را حاصل فرورانش بخش اقیانوسی صفحه عربی به زیر ریزقاره ایران می‌دانند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1980 and 1990; Stocklin 1984; Mohajjel et al., 2003; Safari and Bagas, 2021). ادامه همگرایی پس از برخورد ریزقاره ایران مرکزی با صفحه عربی، سبب فرگشت ناحیه‌ای ایران مرکزی (به وسیله چین خوردگی و گسلش معکوس) و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (به عنوان لبه جنوب‌باختری ایران مرکزی) شده است.

داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی بدست آمده از بخش‌های شمالی و باختری صفحه عربی (Hempton, 1987)، حرکت صفحه عربی به سوی شمال- شمال خاور را تأیید می‌کند. محاسبات صورت گرفته، از سوی کوهران (Cochran, 1983)، نشان می‌دهد که حرکت صفحه عربی به سوی اوراسیا با آزمون N32، ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده و ساختارهایی با روندهای عمود بر آن (N120) به وجود آورده است. از مقایسه سوی حرکت صفحه عربی در زمان الیگوسن- میوسن و حال حاضر می‌توان نتیجه گرفت که سوی حرکت صفحه عربی در طول زمان، کمی تغییر کرده است. اندازه‌گیری‌های کلی نشان می‌دهد که جهت‌گیری محور فشارش از الیگوسن تا عهد حاضر به N15 تغییر نموده (Pichon et al., 1988) و به همین دلیل مکانیسم گسل‌ها از معکوس خالص به معکوس با مقداری مولفه امتدادلغز راست‌بر تبدیل شده‌اند.

این پهنه مثلثی شکل از خاور به بلوک لوت، از شمال به کمربند چین- خورده- رانده البرز و از جنوب‌باختر به پهنه سهندج - سیرجان محدود شده است. این پهنه زمین‌ساختی، پیکره میانی فلات ایران (Iranian Plateau) را رقم زده و به عنوان هسته اصلی این ریزقاره محسوب شده و در بردارنده زیرپهنه‌های ساختاری- رسوبی با

تاریخچه‌های رسوبی، زمین‌ساختی و کانه‌زایی‌های متفاوت است. ردیف بسیار ستبری از سنگ‌های رسوبی به همراه توده‌های آذرین و دگرگونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این پهنه نمایان شده است (آقائباتی، ۱۳۸۳). به نظر اشتوکلین (Stocklin, 1968)، این پهنه متحمل پنج فاز اصلی کوهزاد شامل: سیمیرین پیشین (تریاس بالایی)، سیمیرین میانی (ژوراسیک)، لارامید (کرتاسه بالایی) و فازهای پایانی آلپی (والاشین در الیگوسن و پاسادنین در پلیو- پلیستوسن) شده است. روند عمومی ساختارها (به‌خصوص چین‌خوردگی‌ها) در این پهنه یکنواخت نیست؛ به گونه‌ای که در شمال دارای روند خاوری- باختری، در خاور، روند شمالی- جنوبی و در باختر- جنوب‌باختر دارای روند شمال‌باختر- جنوب‌خاوری (به‌خصوص کمربند ارومیه- دختر) است. همچنین، حرکات شکستگی‌ها، حوضه‌های متفاوتی (با بالا آمدگی‌ها و فرورفتگی‌ها)، بوجود آورده است (Nogol-e-sadat, 1988).

در لبه جنوب‌باختری این پهنه، کمربند ماگمایی با اسامی ارومیه- دختر و یا سهند- بزمان، با طول ۱۷۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ کیلومتر قرار دارد. بسیاری معتقدند که این کمربند ماگمایی، حاصل فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی (در طی تریاس بالایی تا الیگوسن) است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1980 and 1990; Stocklin 1984; Mohajjel et al., 2003; Safari and Bagas, 2021). این کمربند در شمال‌خاوری پهنه زمین‌ساختی سهندج- سیرجان (به عنوان باقیمانده پس‌خشکی کوهزاد برخوردی زاگرس) قرار گرفته و هم‌روند با آن است. فعالیت آتشفشانی در این کمربند از کرتاسه شروع گردیده و اوج آن در ائوسن بوده است. فوران‌های آتشفشانی (به‌خصوص در ائوسن) دارای ترکیب کالکوآلکالن بوده است. بررسی ترکیب پترولوژیکی این آتشفشانی‌ها در نواحی جنوب یزد نشان می‌دهد که با نوع اسپلیت آندزیتی شروع شده و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی نظیر: آندزیت، ریولیت (لاتیت) و توف تشکیل شده‌اند (آقائباتی، ۱۳۸۳).

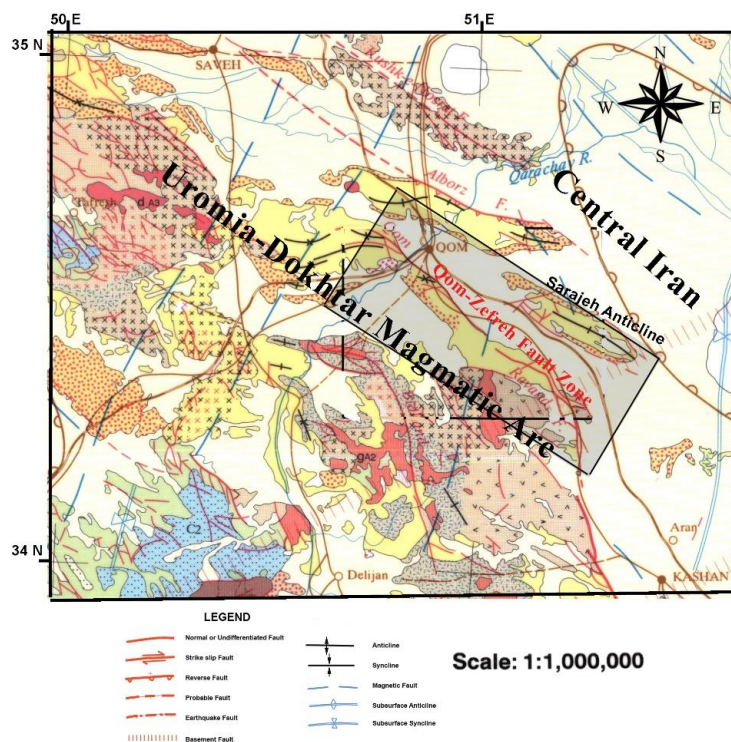
با توجه به اهمیت بررسی مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمربند ارومیه- دختر، ناحیه قم در این مرز مهم زمین‌ساختی انتخاب گردید. ناحیه مورد

ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است (شکل ۱-۲). به این ترتیب، با بهره‌گیری از روش‌های مختلف نظیر: سنجش از دور، بررسی‌های ساختاری سطحی و زیرسطحی و تحلیل اطلاعات نسبت به واکاوی دگرریختی‌های این ناحیه اقدام خواهد گردید.

مطالعه از شمال‌باختر شهرستان قم تا جنوب‌خاور آن، در حدفاصل عرض‌های شمالی $34^{\circ} 24'$ تا $34^{\circ} 35'$ و طول‌های خاوری $51^{\circ} 02'$ تا $51^{\circ} 23'$ واقع شده است (شکل ۱-۱). بررسی موقعیت زمین‌ساختی این ناحیه نشان می‌دهد که این ناحیه در حدفاصل بخش جنوب‌باختری ایران مرکزی تا شمال‌خاور کمربند



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



شکل ۲- موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه.

۲- زمین‌شناسی عمومی ناحیه مورد بررسی:

همانگونه که در بخش مقدمه ذکر گردید؛ ناحیه مورد بررسی در مرز دو زون اصلی زمین‌ساختی - رسوبی قرار گرفته است به گونه‌ای که بخش خاوری آن در زون ایران مرکزی و بخش باختری در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۲). بررسی‌ها نشان می‌دهد که زمین‌ساخت این دو پهنه در ناحیه قم، تحت تأثیر گسل‌های اصلی (و فعالی) قرار دارد. مرز این دو زون توسط گسل قم-زفره که به عنوان یکی از ساختارهای مهم زمین‌ساختی، نقش کلیدی در شکل‌گیری و تحولات زمین‌شناسی این ناحیه ایفا نموده و از ساختارهای ترافشارشی (فشارشی-برشی) هست که چند میلیون پیش با بسته شدن حوضه نئوتتیس در این ناحیه شکل گرفته است. این گسل بخشی از سیستم گسلی بزرگ‌تری است که چهارچوب ساختاری، تکامل حوضه رسوبی، تشکیل تله‌های هیدروکربوری (نظیر میدان نفتی البرز و میدان گازی سراج) و فعالیت‌های لرزه‌خیزی را کنترل نموده است. مطالعات نشان می‌دهند که این منطقه در طول زمان تحت تأثیر فرآیندهای ترافشارشی (فشارشی-برشی) قرار گرفته که منجر به تشکیل سازندهای رسوبی و آتشفشانی شده است (Amidi et al., 1984; Shakeri et al., 2007). این ساختارها به‌طور مستقیم بر زمین‌شناسی و منابع هیدروکربنی منطقه تأثیر گذار بوده‌اند. همچنین این ناحیه در طول زمان تحت تأثیر فرآیندهای زمین‌ساختی نظیر فازهای مختلف چین‌خوردگی، فرونشست و حتی رانش (بوذری و امامی، ۱۳۸۳) قرار گرفته است.

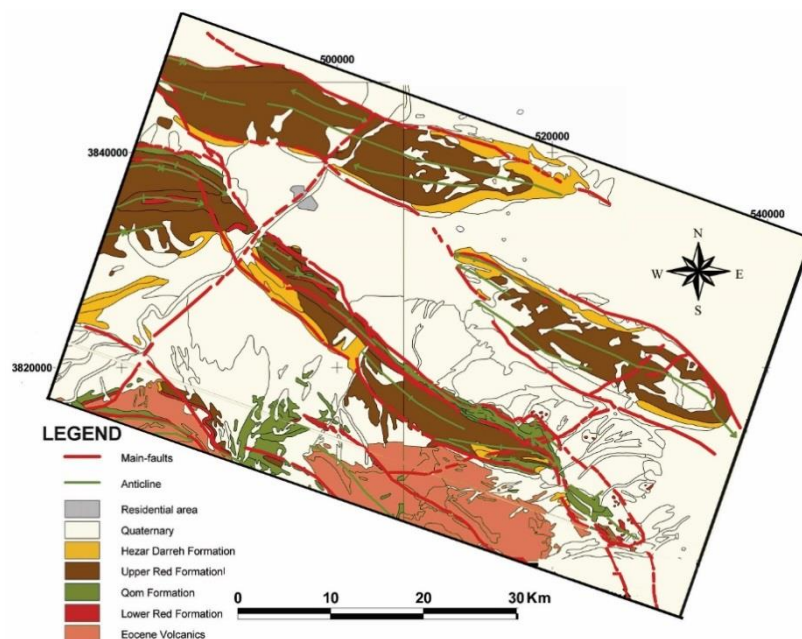
بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساخت ناحیه مورد بررسی نشان می‌دهد که در بخش ایران مرکزی، علاوه بر گسل‌ها، چین‌خوردگی‌هایی نظیر تاقدیس‌های البرز و سراج نیز در تشکیل ناهمواری‌های (بعضاً منفرد) این پهنه‌های ساختاری-رسوبی بسیار چشمگیر است. به گونه‌ای که روند ناهمواری‌ها در ایران مرکزی به تبعیت از روندهای ساختاری (گسل‌های کاری و تاقدیس‌ها) شکل گرفته‌اند؛ به گونه‌ای که در حاشیه شمالی ایران مرکزی، روند باختری - خاوری، در خاور (به موازات بلوک لوت)، روند شمالی - جنوبی و در باختر - جنوب‌باختری (که بخشی از منطقه مورد بررسی در آن قرار گرفته)، به تبعیت از امتداد کمربند

ارومیه-دختر، دارای روند شمال‌باختر - جنوب‌خاوری هستند. ناهمواری‌های بخش کمربند ارومیه-دختر به صورت دیواره‌ای بلند، دارای راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری بوده که از سیستم کوهزاد زاگرس (روند باز و بسته شدن نئوتتیس و برخورد صفحات عربی و ایران و نهایتاً تشکیل کوهزاد) تبعیت می‌نماید. علاوه بر شکستگی‌ها، فعالیت‌های ماگمایی نیز در ایجاد ناهمواری‌ها در این کمربند نقش مهمی ایفا کرده‌اند. این فعالیت‌ها به دو صورت آتشفشانی و نفوذی در ریخت‌شناسی ناهمواری‌ها تأثیر چشمگیری داشته‌اند (طالقانی، ۱۳۸۱).

تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه شامل رسوب‌گذاری‌های دریایی و قاره‌ای، فعالیت‌های آتشفشانی و رژیم‌های زمین‌ساختی فشاری و کششی است که موجب تشکیل ساختارهای پیچیده‌ای مانند گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها و تشکیلات زمین‌شناسی متنوع شده است (Allen and Armstrong, 2008; Berberian and King, 1981). در ادامه بعد از این فعالیت‌های آتشفشانی، رسوبات ماسه‌سنگی و آهکی نهشته شده‌اند که نشان از تبدیل شدن این حوضه کششی به حوضه‌ای فشارشی است. مهمترین توالی‌های سنگی رخنمون‌یافته در ناحیه مورد بررسی (Furrer, and Soder, 1955; Seyrafi and Torabi, 2005; Kamalian et al. 2008، آقاباتی، ۱۳۸۳)، از قدیم به جدید، شامل سازندهای زیر هستند (شکل ۳):

الف- ردیف‌های ائوسن بالایی: این ردیف‌های رسوبی و آذرین مربوط به ائوسن بالایی، عمدتاً شامل توالی از آتشفشانی‌ها (از جنس آندزیت و بازالت پورفیری) و نفوذی‌هایی (گرانیت-گرانودیوریت) هستند. بخش رسوبی این توالی بیشتر به صورت توف‌های سبز (آذر-آواری)، توف ریولیتی، ماسه‌سنگ توفی به همراه لایه‌های مارنی و شیلی (و حتی آهکی) قابل مشاهده هستند.

ب- سازند قرمز پائینی: این سازند با سن الیگوسن، شامل تناوبی از مارن‌های رس‌دار رنگارنگ (به‌خصوص سرخ رنگ) به همراه نهشته‌هایی نظیر: کنگلومرا، ژپس (گچ)، سیلت‌استون، شیل و ماسه‌سنگ‌های هماتیسی نیز یافت می‌شود. در برخی موارد لایه‌های آذرآواری نیز در بخش انتهایی این سکانس رسوبی



شکل ۳- وضعیت چینه شناسی منطقه مورد مطالعه.

۳- روش‌های بکار برده شده

در این پژوهش از روش‌های مختلفی برای تشخیص رخنمون‌های سنگی و شناسایی و تحلیل ساختارها استفاده شده است که به شرح ذیل هستند:

۳-۱- **روش‌های سنجش از دور:** ابتدا با استفاده از تصویر ماهواره‌ای لندست ۸، ترکیب رنگی کاذب RGB=741 تهیه گردید. این تصویر توسط فیلترهایی نظیر فیلترهای بالاگذر و بارزکننده لبه‌ها، بارزسازی شد و در ادامه به کمک استفاده از روش امتزاج تصاویر (روش PC Spectral Sharpening) و با بهره‌گیری از باند ۸ (با دقت ۱۴ متر) و ترکیب رنگی کاذب ساخته شده (با دقت بالای طیفی)، تصویری تهیه گردید که هم دقت طیفی بالا و هم دقت مکانی مناسبی داشت (شکل ۴-الف). به این ترتیب، عملیات بارزسازی تصویر (Sharpening) سبب بهبود نمایش تصویر جهت کمک به تفسیر بصری آن شد. با استفاده از آنالیز نیمه اتوماتیک بصری، محدوده رخنمون‌های سنگی شناسایی شدند. جهت استخراج ساختارهای خطی (خطواره‌ها) علاوه بر استفاده از فیلتر بارزکننده لبه‌ها، از فیلترهای جهت‌دار (با آزمون‌های ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه) استفاده گردید که بر روی باند R تصویر رنگی بارزسازی شده اعمال گردید (شکل ۴-ب).

۳-۲- **بررسی‌های میدانی:** بر اساس کنترل‌های صحرایی و اندازه‌گیری‌های صورت پذیرفته (در

دیده می‌شود.

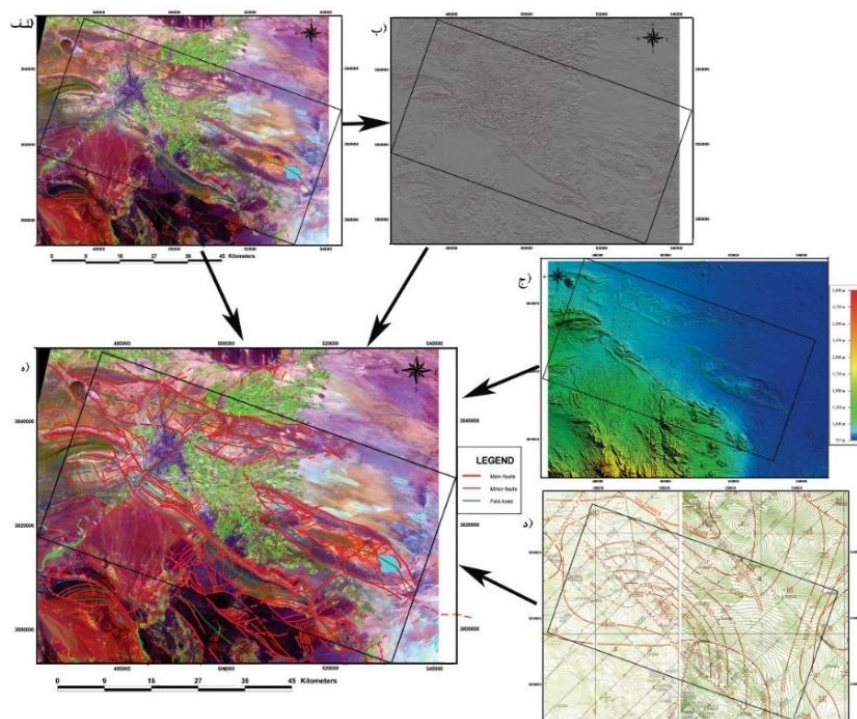
ج- سازند قم: این سکانس سنگی با سن الیگومیوسن شامل: آهک‌های کلسی رودایت و کالک‌آرنایت قهوه‌ای رنگ، مارن (و مارن ماسه‌ای)، ماسه‌سنگ و یک افق کنگلومرایی، آهک‌های بایواسپارودایت، بایومیکرو دایت، شیل قرمز (و خاکستری)، ماسه‌سنگ، ژپس و به‌طور محلی، گدازه و لایه‌های آذر-آواری، مارن سبز روشن تا زرد (گاهی به طور جانبی به شیل‌های آهکی و آهک‌های ریفی تبدیل می‌شود)، ژپس (و شیل قرمز) و مارن سبز، ژپس و میان‌لایه‌های آهک رسی هستند.

- **سازند قرمز بالایی:** این سازند با سن میوسن میانی تا پایانی، در بخش پائینی شامل سنگ‌نمک، لایه‌های ریگ‌دار، انیدریت، شیل‌های قیری نازک لایه و رس‌های نمک‌دار به رنگ سُرخ تیره و در بخش بالایی شامل مارن‌های گچ‌دار، ماسه‌سنگ‌های سُرخ تا قهوه‌ای تیره و ماسه‌سنگ‌های زرد قهوه‌ای تا سُرخ روشن بوده که توسط لایهٔ کلیدی مارن سبزرنگ از هم جدا می‌شوند.

- **سازند هزار دره:** این سازند با سن پلیوسن (و حتی تا پلیستوسن) با رخساره قاره‌ای شامل گنگلومرا، ماسه‌سنگ و گاهی سیلت‌استون و مارن بوده و به عنوان جوانترین نهشته‌های دیاژنز یافته در ناحیه مورد بررسی شناخته می‌شود.

صحرائی (شکل ۷) مورد کنکاش قرار گرفته و بر مبنای این شواهد، گسل‌های ناحیه مورد بررسی، شناسایی شده (شکل ۴-ه) و به دو دسته گسل‌های اصلی و فرعی (براساس طول، عرض و عملکرد آنها) تقسیم گردیدند.

حداقل ۱۳ ایستگاه) و با استفاده از نقشه‌های موجود زمین‌شناسی نقشه محدوده رخنمون‌های سنگی تهیه شده و براساس آن نقشه زمین‌شناسی ناحیه تکمیل گردید (شکل ۳). همچنین خطواره‌های استخراج شده توسط روش‌های سنجش از دور، براساس شواهد



شکل ۴: روندنمای استخراج ساختارها با استفاده از روش‌های مختلف، الف- تصویر ماهواره‌ای اصلاح و بارزسازی شده، ب- اعمال فیلتر بر روی باند R تصویر، ج- مدل رقومی ارتفاعی ناحیه، د- نقشه وضعیت عمق پی‌سنگ، ه- استخراج خطواره‌ها با استفاده از اطلاعات

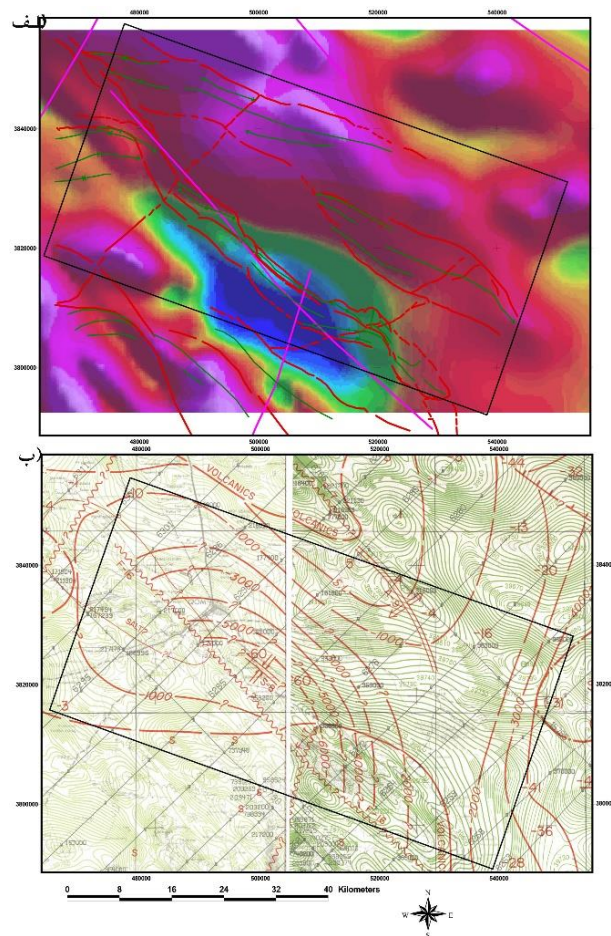
(شکل ۶) تهیه گردیدند.

۳-۴- بررسی‌های زیرسطحی: در این پژوهش جهت بررسی وضعیت زیرسطحی ساختارهای اصلی و همچنین وضعیت تغییرات عمق پی‌سنگ ناحیه، از نقشه‌های پی‌سنگ مغناطیسی (شکل ۴-د و ۵-ب) و ژئوفیزیک هوایی (داده‌های گرانی سنجی از آنومالی بوگه) (شکل ۵-الف) استفاده گردید. در این راستا، ابتدا این نقشه‌ها اسکن شده و سپس در محیط GIS، زمینگان (Geo-reference) شده و به عنوان یک لایه معمولی رستری ذخیره گردیدند. در ادامه، ساختارهای زیرسطحی و عمق پی‌سنگ استخراج و در این محیط رقومی گردیدند. همچنین نقشه وضعیت ساختارهای اصلی سطحی و زیرسطحی به همراه وضعیت تغییرات عمق پی‌سنگ (شکل ۱۲) تهیه شد. همچنین با استفاده

۳-۳- استفاده از قابلیت‌های محیط GIS:

با استفاده از توابع محیط GIS، نسبت به تهیه مدل رقومی ارتفاعی (Digital Elevation Model- DEM)، جهت استخراج بهتر ساختارها (شکل ۴-ج) و بررسی وضعیت لندفرمها (ریخت‌شناسی منطقه) اقدام گردید. محدوده‌های رخنمون‌های سنگی استخراج شده توسط روش‌های سنجش از دور، در محیط GIS رقومی گردیده و به عنوان لایه اطلاعاتی (با فرمت Shape.*) در این محیط ذخیره گردید. همچنین گسل‌های شناسایی و دسته‌بندی شده توسط روش‌های سنجش از دور و بررسی‌های میدانی در این محیط رقومی گردیده و دو لایه اطلاعاتی (گسل‌های اصلی و فرعی) براساس آنها تهیه شد. در ادامه با روی هم قرار دادن لایه‌های اطلاعاتی، نقشه‌های زمین‌شناسی (شکل ۳) و ساختاری

از تفسیر مقاطع دو بعدی لرزه‌ای (شکل ۱۳)، نسبت به بررسی وضعیت زیرسطحی ساختارها اقدام گردید.



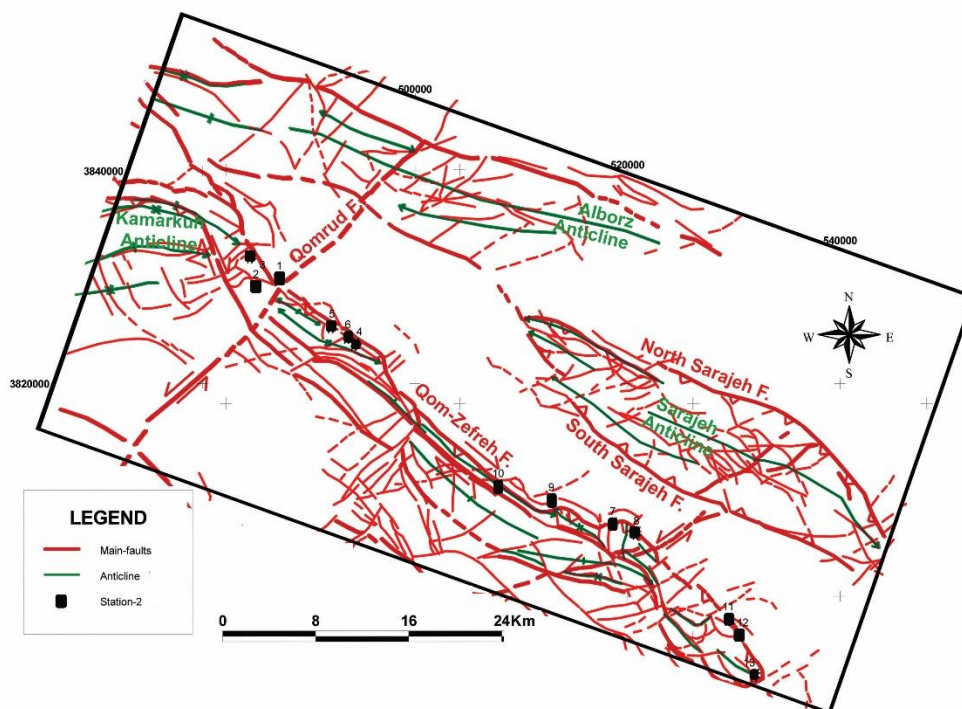
شکل ۵: الف- نقشه ژئوفیزیک هوایی، ب- نقشه عمق پی سنگ مغناطیسی

بخش مورد نظر محاسبه شود. در تحلیل جنبشی ساختارها با استفاده از روش محاسبه صفحه حرکتی (Marrett and Almendinger, 1990) نسبت به محاسبه محورهای حرکتی فشارش اقدام گردید. اطلاعات تحلیل‌های هندسی و جنبشی بر روی لایه‌های اطلاعاتی ساختارها قرار گرفت و به این ترتیب، نقشه ساختاری جامع ناحیه‌ای تهیه گردید.

۴- نتایج به دست آمده:

در این بخش، نتایج اصلی پژوهش که از تحلیل داده‌های جمع‌آوری شده به دست آمده‌اند، ارائه می‌شود. این یافته‌ها شامل اطلاعات کلیدی در مورد ساختار و ویژگی‌های ساختاری و تأثیرات آن بر زمین‌شناسی ناحیه قم هستند. مهمترین بخش‌های این پژوهش شامل: بررسی ساختارهای اصلی (گسل‌ها و چین‌ها)، تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها و همچنین

۳-۵- تحلیل‌های ساختاری: در این پژوهش از دو دسته تحلیل ساختاری هندسی و جنبشی (حرکتی) استفاده گردید. در تحلیل‌های هندسی، نمودار گل‌سرخ برای ایستگاه‌های اصلی منطقه تهیه گردید (شکل ۸) و همچنین وضعیت مختصات عمقی گسل‌های اصلی (شکل ۹) مورد واکاوی قرار گرفت. جهت محاسبه صفحه اصلی گسلش در یک ایستگاه (یا منطقه) ابتدا باید قطب صفحات شکستگی را در نرم‌افزاری مناسب (در این پژوهش نرم‌افزار Georient 9.2) محاسبه گردد. سپس با عنایت به این مسئله که قطب شکستگی‌های مرتبط با گسل، معمولاً عمود بر روند گسل اصلی می‌باشند که سبب تشکیل این شکستگی‌ها شده‌اند؛ صفحه دربرگیرنده قطب این شکستگی‌ها ترسیم و سپس صفحه عمود بر آن رسم می‌شود تا به این ترتیب صفحه (یا صفحات) اصلی گسلش در ایستگاه یا



شکل ۶: نقشه ساختارهای اصلی و مکان ایستگاه‌های پیمایش و اندازه‌گیری ساختارها

مقداری مولفه معکوس است. عملکرد این گسل سبب جابجایی راست‌بر سایر ساختارها شده، هر چند که اثر مولفه معکوس آن باعث برخاستگی بلوک باختری گسل، رانده شدن رو به خاور-شمال خاور ردیف‌های ائوسن و سازند قم بر روی دشت قم (شکل ۷-الف) و ایجاد چین‌های محلی در پهنه گسلیده شده است.

ب- گسل البرز: این گسل با امتداد N110-120 و طول ۴۸ کیلومتر در یال شمالی تاقدیس البرز (شمال ناحیه مورد بررسی) قرار گرفته است (شکل ۶). مکانیسم این گسل معکوس با مقداری مولفه امتداد لغز راست بر بوده و عملکرد آن سبب برخاستگی و رانده شدن تاقدیس البرز بر روی دشت شمال‌خاوری آن شده است (شکل ۷-ب).

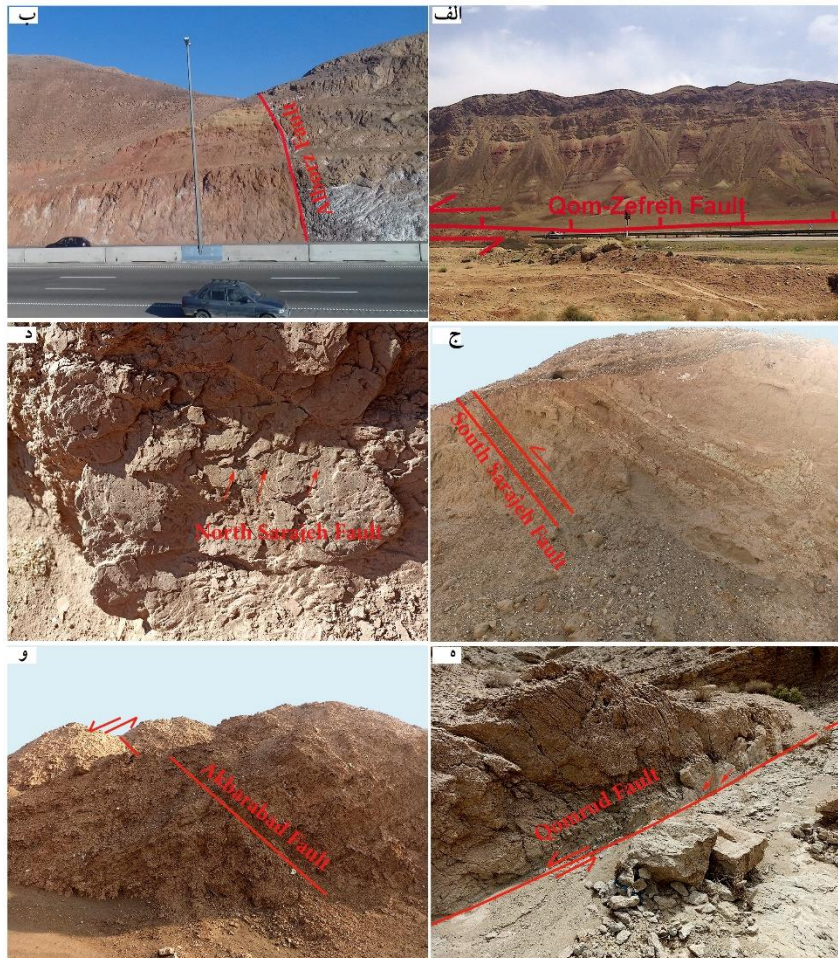
ج- گسل‌های یال‌های جنوبی و شمالی سراج: گسل یال جنوبی سراج در یال جنوبی تاقدیس سراج و در خاور شهر قم قرار دارد. این گسل با طول تقریبی ۲۵ کیلومتر و روند N110-130 دیده می‌شود (شکل ۶). بهترین رخنمون شناسایی شده برای این گسل در رخنمون حاصل از خاک‌برداری جاده اکبرآباد دیده می‌شود. شیب این گسل به سمت شمال است. مکانیسم این گسل به صورت معکوس با مقداری مولفه راست‌بر بوده و عملکرد آن سبب

بررسی وضعیت عمقی ساختارها (بر اساس شواهد زیرسطحی) هستند.

۴-۱- بررسی ساختارهای اصلی

در این راستا، منطقه به دو بخش خاوری (واقع شده در زون ایران مرکزی) و باختری (واقع شده در کمربند ارومیه-دختر) تقسیم شده و در ۱۳ ایستگاه فرعی (شکل ۶) واقع شده در محدوده ۷ ایستگاه اصلی برداشت‌ها و کنترل‌های ساختاری انجام گرفت. در این راستا به بررسی گسل‌های قم-زفره، ایندس، قمرود، اکبرآباد و سراج و همچنین تاقدیس‌های سراج و البرز پرداخته شده است. نتایج این بررسی‌ها عبارتند از:

الف- گسل قم-زفره: گسل قم-زفره از شمال‌باختر شهر قم و تا نزدیکی روستای زفره امتداد دارد. این گسل با طول تقریبی ۸۸ کیلومتر، عرض حداقل ۵ کیلومتر و روند N120-140، اصلی‌ترین سیستم گسلی است (شکل ۶) که مرز دو پهنه ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر را در ناحیه مورد مطالعه رقم زده است. مشخصات این گسل بر اساس شواهد صحرایی (شکل ۷-الف)، اندازه‌گیری‌ها و تحلیل‌ها (رجوع شود به بخش محاسبه صفحات اصلی گسلش) برابر N120-140/ 60-70 SW است. بر اساس مشاهدات صحرایی، مکانیسم این گسل به صورت راست‌الغز با



شکل ۷- شواهد صحرایی از گسل‌های ناحیه مورد بررسی، الف- گسل قم-زفره، ب- گسل البرز، ج- گسل یال شمالی سراج، د- گسل یال جنوبی سراج، ه- گسل قمرود، و- گسل اکبرآباد

رانندگی رخنمون‌های سازند هزار دره بر روی رسوبات آبرفتی دشت قم شده است (شکل ۷-ج). گسل یال شمالی سراج در یال شمالی این تاقدیس واقع شده است. این گسل با طول تقریبی ۱۳ کیلومتر و روند N110-130 دیده می‌شود. بهترین رخنمون شناسایی شده برای این گسل در رخنمون‌های جنوب پالایشگاه سراج دیده می‌شود. شیب این گسل به سمت جنوب است. مکانیسم این گسل به صورت معکوس با مقداری مولفه راست‌بر بوده و عملکرد آن سبب رانندگی رخنمون‌های سازند هزار دره بر روی رسوبات آبرفتی دشت سرجه-نوآوران شده است (شکل ۷-د).

ب- گسل قمرود: گسل قمرود در جنوب قم و در امتداد رودخانه قمرود قرار گرفته است (شکل ۶). این گسل با طول تقریبی ۴۴ کیلومتر، عرض بیش از ۱ کیلومتر و روند N40-55 در بخش شمال‌باختری ناحیه قم قرار گرفته است (شکل ۷-ه). این گسل به صورت یک ساختار خطی مورب در تصویر ماهواره‌ای قابل تشخیص است. مشخصات اصلی این گسل بر اساس شواهد صحرایی N40-55/ 70-75 NW است. مکانیسم این گسل امتداد لغز چپ‌بر با مقداری مولفه نرمال است و عملکرد آن سبب ایجاد مسیری مستقیم در کانال رودخانه قم رود و جابه‌جایی چپ‌بر نهشته‌های کواترنری در باختر قم شده است.

د- گسل اکبرآباد: این گسل با امتداد تقریبی N60-70 و طول تقریبی ۳۵ کیلومتر در جنوب خاوری منطقه قرار گرفته است. مکانیسم این گسل امتداد لغز چپ‌بر با کمی مولفه نرمال است. عملکرد این گسل باعث قطع شدن گسل قم زفره در منطقه مهرآباد و ایجاد یک زون فشارشی (توالی تاقدیس و ناودیس‌های بسیار بسته) در مرکز کوه و دشت شده است (شکل ۷-و).

ب- گسل قمرود: گسل قمرود در جنوب قم و در امتداد رودخانه قمرود قرار گرفته است (شکل ۶). این گسل با طول تقریبی ۴۴ کیلومتر، عرض بیش از ۱ کیلومتر و روند N40-55 در بخش شمال‌باختری ناحیه قم قرار گرفته است (شکل ۷-ه). این گسل به صورت یک ساختار خطی مورب در تصویر ماهواره‌ای قابل تشخیص است. مشخصات اصلی این گسل بر اساس شواهد صحرایی N40-55/ 70-75 NW است. مکانیسم این گسل امتداد لغز چپ‌بر با مقداری مولفه نرمال است و عملکرد آن سبب رانندگی رخنمون‌های سازند هزار دره بر روی رسوبات آبرفتی دشت سرجه-نوآوران شده است (شکل ۷-د).

ساختار فشارشی برخاسته (Pop-up Structure) تشکیل شده باشد.

۴-۲- تحلیل چگالی شکستگی‌ها:

تحلیل هندسی چگالی شکستگی‌ها توسط تهیه نمودار گل سرخی (Rose Diagram)، برای بررسی جهت‌گیری و توزیع شکستگی‌ها (گسل‌ها و درزه‌ها) در یک منطقه است. به این ترتیب، با ترسیم این نمودارها، می‌توان الگوهای غالب ساختاری را شناسایی کرد. نمودارهای گل سرخی ۷ ایستگاه اصلی (۱۳ ایستگاه فرعی) بر روی مرز دو زون ساختاری- رسوبی ایران مرکزی- کمربند ارومیه- دختر بدین شرح هستند (اشکال ۸ و ۱۱):

الف- بخش بوستان جوان: در این بخش (ایستگاه‌های ۱، ۲ و ۳)، شاهد دو روند اصلی N160-170 و N140-150 می‌باشیم.

ب- بخش خضر: در این بخش (ایستگاه‌های ۴، ۵ و ۶) روند اصلی شکستگی‌ها N130-140 است.

ج- بخش حسین‌آباد: روند اصلی شکستگی‌ها در این بخش (ایستگاه‌های ۷ و ۸)، N140-150 است.

د- بخش رضاآباد: در ایستگاه ۹ روند غالب شکستگی‌ها N110-140 است.

ه- بخش زنبورک: در ایستگاه ۱۰ روند اصلی شکستگی‌ها N120-130 است.

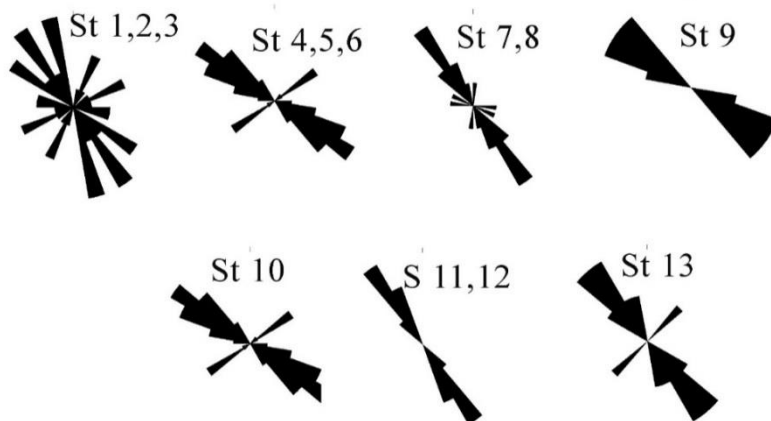
و- بخش مهرآباد: در این بخش در ایستگاه ۱۱ روند اصلی شکستگی‌ها N140-150 است.

ز- بخش آب شیرین: در ایستگاه ۱۳ روند غالب شکستگی‌ها N130-150 است.

و- **تاق‌دیس سراج:** تاق‌دیس سراج با امتداد N120-130 در ۴۵ کیلومتری خاور-جنوب‌خاور شهر قم قرار دارد. طول این تاق‌دیس (بر اساس کنترل رخنمون‌های سنگی) حدود ۳۷ کیلومتر و عرض آن حداقل ۱۰ کیلومتر است (اشکال ۳ و ۶). مهمترین رخنمون‌های سنگی این تاق‌دیس شامل توالی سازندهای قرمز پائینی، آهک‌های قم، قرمز بالایی و هزاردره (شکل ۳) است. این تاق‌دیس توسط دو گسل یال‌شمالی و جنوبی سراج محاط شده و تحت اثر این گسل‌ها، شیب یال‌ها در مرز با دشت به ناگهان افزایش یافته است.

ز- **تاق‌دیس البرز:** تاق‌دیس سراج با امتداد N100-110 در شمال‌خاور شهر قم قرار دارد. طول این تاق‌دیس (بر اساس کنترل رخنمون‌های سنگی) حدود ۴۵ کیلومتر عرض آن حداقل ۸ کیلومتر است (شکل ۶). مهمترین رخنمون‌های سنگی این تاق‌دیس شامل توالی سازندهای قرمز پائینی، آهک‌های قم، قرمز بالایی و هزاردره (شکل ۳) است. یال شمالی این تاق‌دیس تحت اثر گسل البرز برگشته شده است. در بخش باختری این تاق‌دیس گنبد نمکی قم تظاهر پیدا نموده است.

ح- **تاق‌دیس کمرکوه:** این تاق‌دیس با امتداد N80-90 در باختر شهر قم قرار گرفته است (شکل ۶). طول این تاق‌دیس (بر اساس کنترل رخنمون‌های سنگی) حدود ۱۰ کیلومتر و عرض آن حداقل ۵ کیلومتر است (شکل ۳). ساختار تاق‌دیس کمرکوه دارای پلانچ دوگانه است. به نظر می‌رسد که این تاق‌دیس در محل خمیدگی شمال‌باختری گسل قم-زفره به عنوان



شکل ۸: تحلیل هندسی نمودار گل سرخی در مرز دو زون زمین‌ساختی

۴-۳- محاسبه صفحات اصلی گسلش

تحلیل هندسی محاسبه صفحات گسلش یکی از روش های کلیدی در زمین شناسی ساختاری برای تعیین جهت گیری و ویژگی های هندسی صفحات گسل است. در این تحلیل، می توان هندسه کلی گسل ها را بازسازی نمود. این محاسبات جهت ۷ ایستگاه اصلی (۱۳ ایستگاه فرعی) بدین شرح می باشد (شکل ۹):

الف- بخش بوستان جوان: در این بخش (ایستگاه های ۱، ۲ و ۳) دو روند گسلش N43E/34NW و N134/60SW دیده می شوند که بنظر می رسد، مشخصات عمقی گسل های قم-زفره و قمرود را به نمایش بگذارند

ب- بخش جمکران: در این بخش (ایستگاه های ۴، ۵ و ۶) روند گسلش N111/76SW و N55E/76NW است که بنظر می رسد که گسل با روند N55، مشخصات عمقی گسل قمرود را نشان دهد

ج- بخش حسین آباد: در این بخش (ایستگاه های ۷ و

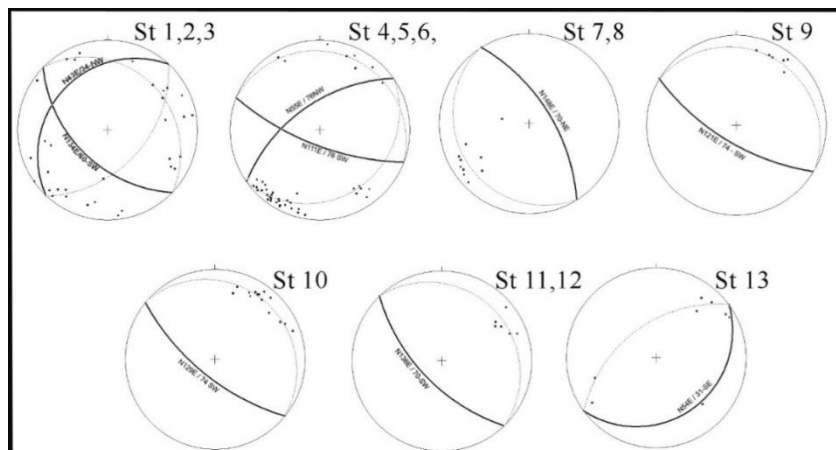
۸) روند گسلش N148/70NW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را نشان دهد

د- بخش رضا آباد: در ایستگاه ۹، روند گسلش N121/74SW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را به نمایش بگذارد

ه- بخش زنبورک: در ایستگاه ۱۰، روند گسلش N129/74SW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را نشان دهد.

و- بخش مهرآباد: در این بخش (ایستگاه های ۱۱ و ۱۲)، روند گسلش N136/70SW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را به نمایش بگذارد

ز- بخش آب شیرین: در ایستگاه ۱۳، روند گسلش N54E/31SE است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل اکبرآباد را نشان دهد.



شکل ۹- محاسبه صفحات اصلی گسلش در مرز دو زون زمین ساختی

۴-۴- تحلیل جنبشی ساختارها

تحلیل جنبشی شامل محاسبه محورهای فشارش یکی از روش های مهم در زمین شناسی ساختاری برای درک مکانیسم های تغییر شکل و جهت گیری حرکات زمین ساختی مؤثر در یک ناحیه است. در این پژوهش، ساختارهای موجود در مرز زمین ساختی بین زون ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر (پهنه گسلی قم-زفره) با استفاده از داده های مربوط به بردارهای حرکتی روی سطح گسل ها در ۷ ایستگاه اصلی (۱۳ ایستگاه فرعی) مورد بررسی و تحلیل جنبشی قرار گرفت. تحلیل جنبشی محورهای فشارش در این بخش

بدین شرح می باشد (اشکال ۱۰ و ۱۱):

الف- بخش بوستان جوان، در این بخش (ایستگاه های ۱، ۲ و ۳)، محورهای فشارشی با روندهای ۲۶۵ و ۲۲ و ۳۵۸ است.

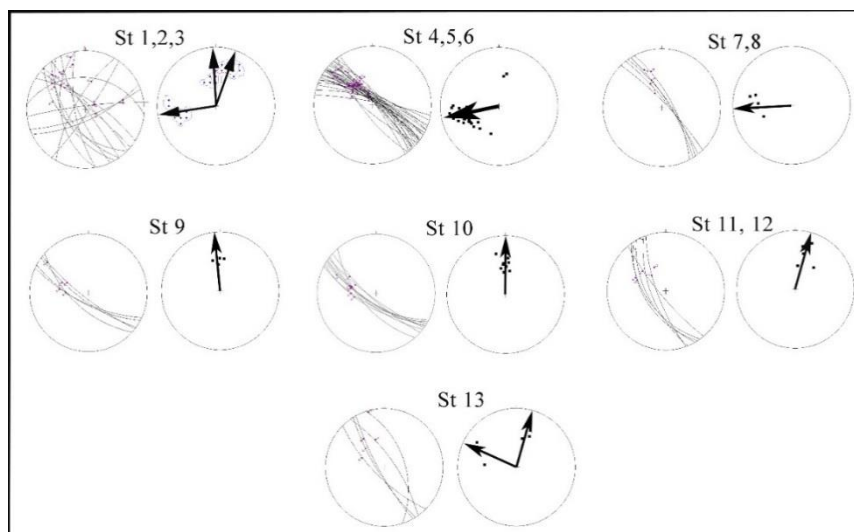
ب- بخش خضر: این بخش (ایستگاه های ۴، ۵ و ۶) دارای محور فشارشی با روند ۲۶۰ است.

ج- بخش حسین آباد: این بخش (ایستگاه های ۷ و ۸) دارای محور فشارشی با روند ۲۵۸ است.

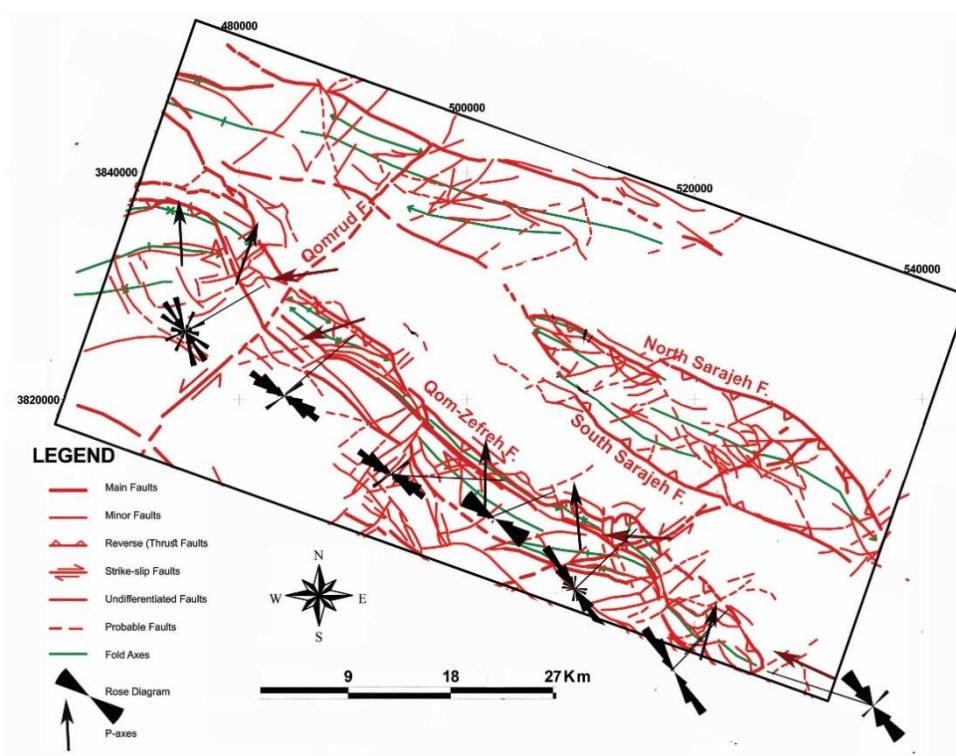
د- بخش رضا آباد: در ایستگاه ۹، محور فشارش با روند ۳۵۴ محاسبه گردید.

ر- بخش زنبورک: در ایستگاه ۱۰، دارای محور فشارش

با روند ۳۵۸ است.
 ی- بخش آب شیرین: در ایستگاه ۱۳، دو محور فشارش
 ز- بخش مهرآباد: در این بخش (ایستگاه‌های ۱۱ و ۱۲)
 با روندهای ۰۱۷ و ۲۹۲ دیده می‌شوند.
 محور فشارش با روند ۰۱۰ محاسبه شد.



شکل ۱۰: تحلیل جنبشی محورهای فشارش در مرز دو زون زمین‌ساختی



شکل ۱۱: نقشه ساختاری ناحیه مورد مطالعه به‌مراه نتایج تحلیل‌های ساختاری

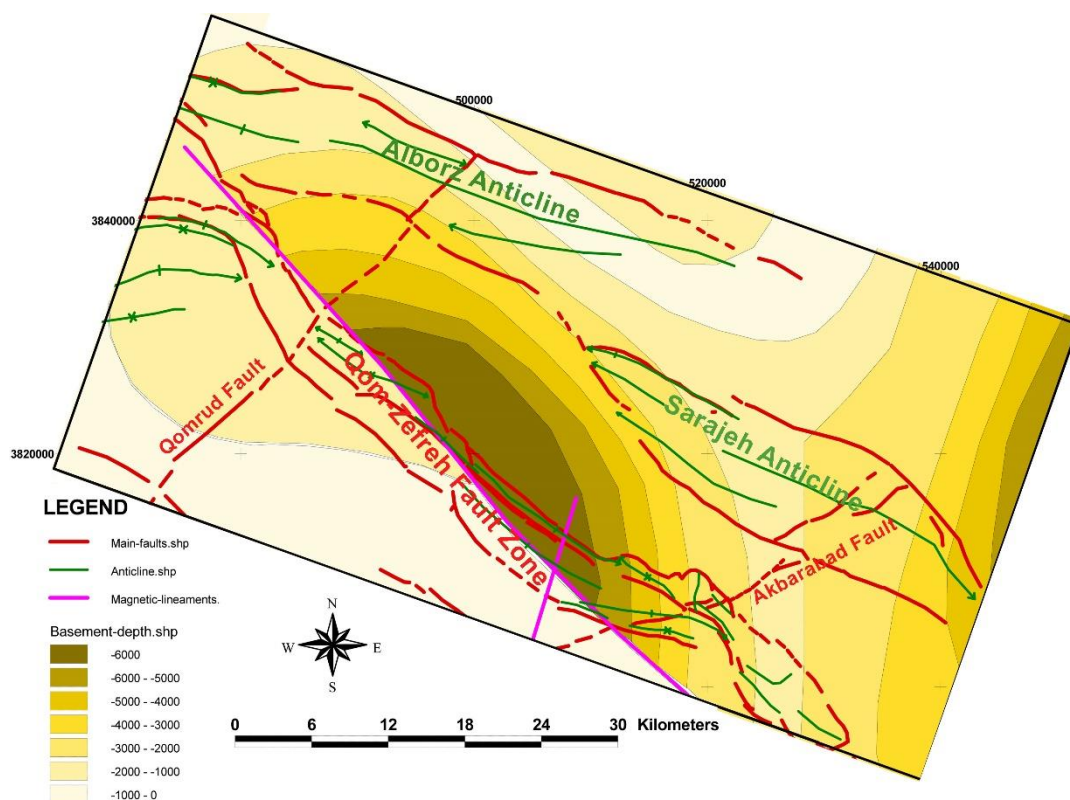
۴-۵- بررسی نقشه‌های ژئوفیزیکی

در بررسی داده‌های زیرسطحی با استفاده از نقشه‌های ژئوفیزیک هوایی (آنومالی گرانی بوگه) و نقشه پی‌سنگ مغناطیسی (اشکال ۵ الف و ب) مشخص گردید که:

الف- تحلیل داده‌های گرانی بوگه: بررسی ناهنجاری‌ها در نقشه گرانی بوگه، محل گسل قم-زفره (به عنوان مرز زمین‌ساختی زون‌های ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر) کاملاً مشخص است (شکل ۵ الف). در این نقشه بالاآمدگی بلوک باختری این گسل (به رنگ

ب- تحلیل نقشه پی‌سنگ مغناطیسی: در تحلیل این نقشه، ابتدا تغییرات عمق پی‌سنگی مورد بررسی قرار گرفته و براساس آن، نسبت به تهیه نقشه تغییرات پی‌سنگ (در محیط GIS) اقدام گردید (شکل ۱۲). بررسی تغییرات ناگهانی (آنومالی)، عمیق شدگی ناگهانی بلوک خاوری گسل قم-زفره (به عنوان مرز زمین‌ساختی زون‌های ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر) کاملاً مشخص است (اشکال ۵-الف و ۱۲). همچنین بالاآمدگی پی‌سنگ (عمق ۰ تا ۱۰۰۰ متر) در بلوک باختری گسل قم-زفره قابل مشاهده است. بررسی گسل‌های پی‌سنگی نیز اثر گسل قم-زفره را در پی‌سنگ نمایش می‌دهد (شکل ۱۲).

بنفش) و فرونشست شدید بلوک خاوری (به رنگ آبی) آن دیده می‌شود. همچنین بالاآمدگی در محل تاقدیس‌های سراج و قم نیز در بخش خاوری ناحیه مورد بررسی قابل مشاهده است. این بالاآمدگی‌ها و فرونشست‌ها دارای الگویی بهم‌تابیده (Braided Pattern) بوده و نشان از تغییرات بردارهای شاقولی تحت اثر ساختارهایی نظیر: گسل‌های قم-زفره، راندگی‌های شمال-جنوب تاقدیس سراج و اثر گسل البرز است. بالطبع در حدفاصل این برخاستگی‌ها، فرونشست‌ها محلی برای تجمع رسوب و در نتیجه ضخیم‌شدگی ستون چینه‌ای (به عنوان مثال منطقه کهک در جنوب قم) گردیده است.



شکل ۱۲: نقشه تغییرات عمقی و گسل‌های موجود در پی‌سنگ

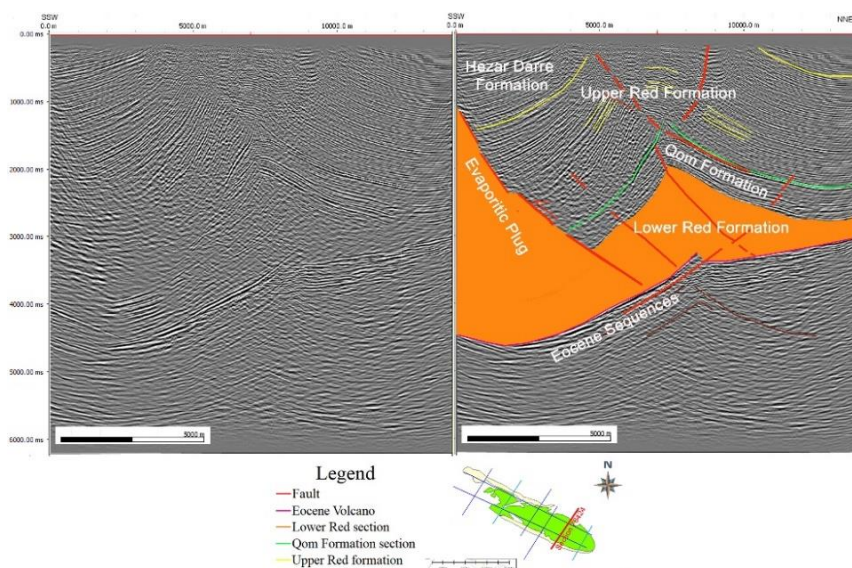
۴-۶- بررسی مقاطع لرزه‌ای: در این راستا حداقل دو مقطع لرزه‌ای عرضی که کیفیت نسبتاً بالاتری نسبت به سایر مقاطع داشتند، مورد بررسی و تحلیل قرار گرفتند. تحلیل این مقاطع (اشکال ۱۳) نشان می‌دهد که:

الف- مقطع ۷۶۴۲۴: این مقطع در انتهای جنوب‌خاوری ناحیه مورد بررسی قرار گرفته (شکل ۱۳) و بیشتر وضعیت تاقدیس سراج و دشت کهک

حداصل تاقدیس و گسل قم-زفره) را نشان می‌دهد. تحلیل این مقطع حکایت از آن دارد که سازند قرمز پایینی به عنوان یک سطح جدایشی (Detachment Horizon) در زیر تاقدیس سراج عمل نموده و سبب گردیده است تا این تاقدیس با مکانیسم تاقدیس‌های جدایشی (Detachment fold) شکل بگیرد. همچنین بخش تبخیری این سازند سبب ایجاد گنبد نمکی در بخش مجاورت گسل قم-زفره گردد. وجود دو گسل

قابل مشاهده است. به سمت جنوب‌باختر این مقطع (دشت قم-کهک)، فرونشست شدید و ضخیم‌شدگی لایه‌ها مشهود است.

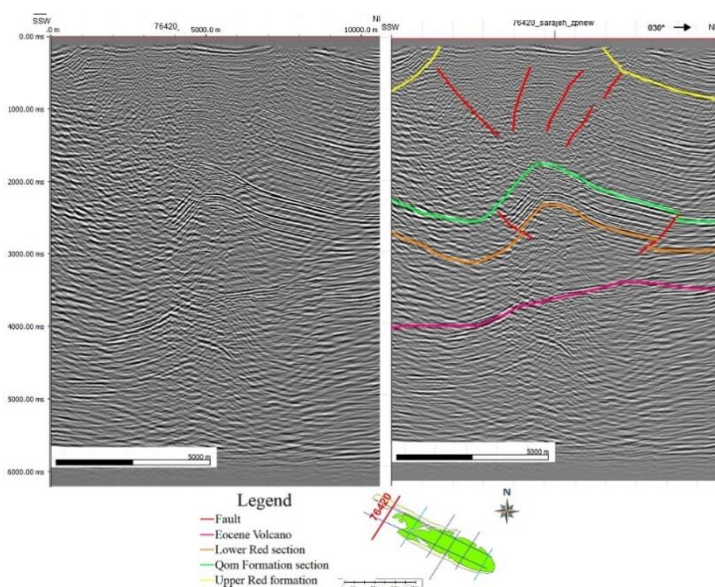
رانده در یال‌های جنوبی و شمالی تاقدیس سراج و تشکیل یک ساختار برخاسته فشارشی (Push-up Structure) در اثر عملکرد هم‌زمان این دو گسل نیز



شکل ۱۳: تفسیر مقطع دوبعدی عرضی ۷۶۴۲۴ و بررسی ساختارها و تغییرات عمقی

با مکانیسم تاقدیس‌های جدایشی شکل بگیرد. از تاقدیس سراج به سمت باختر (دشت قم-کهک) دچار فرونشست شدید و در نتیجه انباشت حجم زیادی از سازند قرمز زیرین شده است. در بخش‌های بالایی این مقطع نیز دو گسل رانده در دو یال تاقدیس سراج قابل مشاهده هستند.

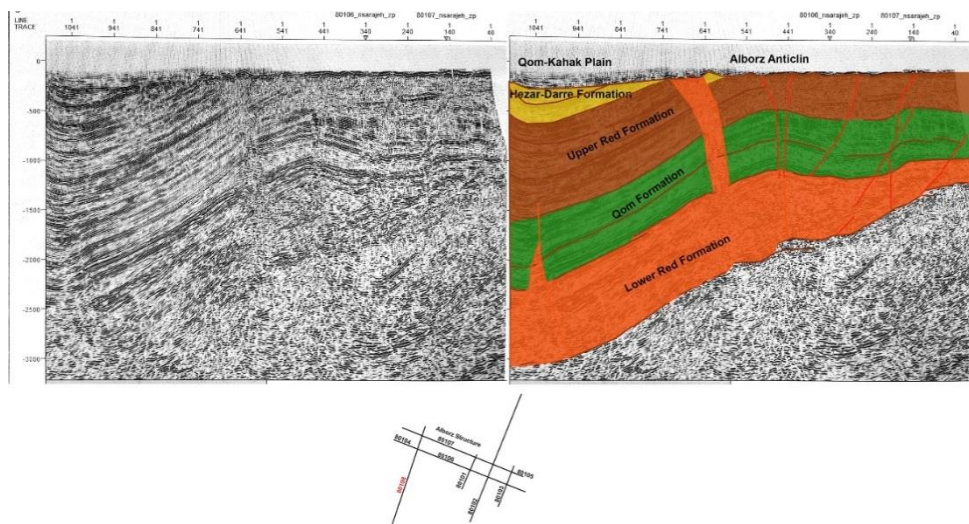
ب- مقطع ۷۶۴۲۰: این مقطع عرضی در خاور ناحیه مورد بررسی قرار گرفته (شکل ۱۴) و بیشتر وضعیت تاقدیس سراج و دشت کهک (حداصل تاقدیس و گسل قم-زفره) را نشان می‌دهد. تحلیل این مقطع حکایت از آن دارد که سازند قرمز پایینی به عنوان یک افق تفکیک یا جدایشی در زیر تاقدیس سراج عمل نموده و سبب گردیده است تا تاقدیس سراج



شکل ۱۴: تفسیر مقطع دوبعدی عرضی ۷۶۴۲۰ و بررسی ساختارها و تغییرات عمقی

گرفته است. همچنین این لایه‌های تبخیری در قالب گنبد نمکی در یال جنوبی آن رخنمون یافته است. در حدفاصل یال جنوبی تاقدیس البرز و گسل قم-زفره، اثراتی از فرونشست شدید حین رسوبگذاری سازندهای قرمزبالایی و هزاردره در قالب ساختاری ناودیسی قابل مشاهده است.

ب- مقطع ۸۰۱۰۸: این مقطع عرضی در شمال‌خاور ناحیه مورد بررسی قرار گرفته (شکل ۱۵) و بیشتر وضعیت تاقدیس البرز و دشت قم (حدفاصل تاقدیس و گسل قم-زفره) را نشان می‌دهد. نتایج تحلیل این مقطع لرزه‌ای نشان می‌دهد که تاقدیس نامتقارن البرز به عنوان یک چین جدایشی بر روی افق تفکیک (جدایشی) تبخیری‌های سازند قرمز پایینی شکل



شکل ۱۵: تفسیر مقطع دوبعدی عرضی ۸۰۱۰۸ و بررسی ساختارها و تغییرات عمقی

ساختاری سطحی و زیرسطحی و تحلیل اطلاعات نسبت به واکاوی دگرریختی‌های این ناحیه اقدام گردد. نتایج این بررسی نشان داد که:

-الف: گسل قم-زفره به عنوان یک گسل راست‌بر با مقداری مولفه معکوس است که براساس شواهد صحرایی و محاسبه صفحات گسلش دارای امتداد N120-140 و شیب حدود ۷۰-۶۰ درجه به سمت جنوب‌باختر است. به اعتقاد بسیاری (نبوی، ۱۳۵۵؛ بوالحسنی، ۱۳۹۱ و طبسی و بهالدینی، ۱۴۰۰) این گسل دارای ساز و کار راستالغز راست‌بر بوده و به نوعی می‌توان آن را ادامه گسل شمال تبریز دانست. این سامانه گسلی مرز بین زون ایران مرکزی و کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر را در ناحیه قم رقم زده و باعث ایجاد تغییرات ساختاری قابل توجهی در این ناحیه شده و همچنین نقش کلیدی در شکل‌گیری و تحولات زمین‌شناسی این ناحیه (به‌خصوص تشکیل تله‌های هیدروکربوری نظیر: میدان نفتی البرز و میدان گازی سراج) ایفا نموده است. به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، بازتاب تاثیر این سامانه گسلی در این ناحیه، عموماً به صورت

۵- بحث و بررسی پیرامون نتایج به دست آمده

کوهزاد ایران مرکزی با شکل مثلثی (Nogol-e-sadat and Almasian, 1993) در داخل ریزقاره ایران جای گرفته است. در مرز جنوب-جنوب‌باختری این گستره، کمر بندی از رخنمون‌های آذرین (درونی و بیرونی) با نام کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است که بسیاری آن را حاصل فرورانش بخش اقیانوسی صفحه عربی به زیر ریزقاره ایران می‌دانند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1980 and 1990; Stocklin 1984; Mohajjel et al., 2003; Safari and Bagas, 2021). ادامه همگرایی پس از برخورد ریزقاره ایران مرکزی با صفحه عربی، سبب فرگشت ناحیه‌ای ایران مرکزی (به وسیله چین خوردگی و گسلش معکوس) و کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر (به عنوان لبه جنوب‌باختری ایران مرکزی) شده است. با توجه به اهمیت بررسی مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمر بند ارومیه-دختر، ناحیه قم در این مرز مهم زمین‌ساختی انتخاب گردید تا با بهره‌گیری از روش‌های مختلفی نظیر: سنجش از دور، بررسی‌های

اقیانوسی خزر جنوبی بر البرز معرفی نموده‌اند. تغییر سازوکار گسل‌های البرز (از سازوکار معکوس با مؤلفه راست‌بر به سازوکار معکوس با مؤلفه چپ‌بر؛ امید، ۱۳۶۹ و Gretener, 1982) و قم-زفره (معکوس با مقدار کمی راست‌الغز راست‌بر به راست‌الغز راست‌بر با مقداری مؤلفه معکوس)، نشان می‌دهد که حرکت رو به جنوب‌باختر پوسته اقیانوسی خزر جنوبی (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003) سبب وارون‌شدگی در گسل‌های راست‌الغز و مایل‌الغز البرز مرکزی-باختری شده و حتی این عملکرد به مناطق جنوبی‌تر (در فاصله البرز تا قم) تعمیم یافته و به گسل‌های هم‌راستای موجود نظیر گسل‌های قم-زفره و البرز در ناحیه قم رسیده است (الیاس زاده و همکاران، ۱۳۸۸؛ آریامانش و همکاران، ۱۳۸۸). هر چند که داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی بدست آمده از بخش‌های شمالی و باختری صفحه عربی و همچنین دریای سرخ و خلیج عدن (Hempton, 1987)، مویده حرکت صفحه عربی به سوی شمال-شمال‌خاور (N32) بوده (Cochran, 1983) که نحوه باز شدن دریای سرخ آن را تأیید می‌نماید. بردار حرکتی با این زاویه می‌تواند ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده و ساختارهایی با روندهای عمود بر آن (N 120) به وجود آورده باشد. از مقایسه سوی حرکت صفحه عربی در زمان الیگوسن-میوسن و حال حاضر می‌توان نتیجه گرفت که سوی حرکت صفحه عربی در طول زمان، کمی تغییر نموده و این تغییر می‌تواند سبب تغییر مکانیسم گسل‌ها در مرز زون‌های ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر شده باشد. مهشادینا و همکاران (۱۳۹۸) شواهد ترافشارش در حوضه‌های رسوبی شمال‌باختر ایران مرکزی را بر اساس داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی مورد ارزیابی قرار داده و چنین بیان می‌دارد که منطقه در ابتدای سنوزوئیک یک حوضه پشت‌کمانی و کششی بوده و به تدریج با نزدیک شدن به زمان حال، با واژگونی زمین‌ساختی (Tectonic Inversion)، شواهدی از فشارش در منطقه قابل مشاهده است.

ج- بررسی آنومالی‌های مغناطیسی، عمیق‌شدگی ناگهانی بلوک خاوری گسل قم-زفره و بالاآمدگی پی‌سنگ (عمق ۰ تا ۱۰۰۰ متر) در بلوک باختری گسل قم-زفره را نشان می‌دهد. بررسی گسل‌های

چین‌خوردگی‌ها و گسلش‌هایی با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری در سطح زمین قابل شناسایی است (محجل و پروهان، ۱۳۸۴Amidi, 1984; Kamalian et al. 2008; Reuter et al., 2007; Mohajjel & Porouhan, 2003). تحلیل هندسی (نمودار گل سرخی منطقه) انجام گرفته در این پژوهش نیز نشان می‌دهد که روند عمومی شکستگی‌ها، روند غالب شمال‌باختر- جنوب‌خاور بوده که بیشتر متأثر از عملکرد گسلش قم - زفره در منطقه است. در این پژوهش مشخص گردید که عملکرد این گسل سبب راندگی کمربند ارومیه- دختر بر روی دشت ایران مرکزی شده و همچنین باعث ایجاد ساختارهای فراجسته فشارشی (Push-up Structure) مانند تاقدیس‌های سراج و البرز گردیده است. همچنین مورلی و همکاران (Morley et al., 2013) نشان داد که تاقدیس سراج در حد فاصل گسل‌های قم-زفره و البرز قرار گرفته و این گسل نقش مهمی در شکل‌گیری این چین‌خوردگی داشته است. سایر ساختارها نظیر گسل‌های البرز، سراج، قمرود و اکبرآباد، از اهمیت کمتری نسبت به این گسل مرزی برخوردارند.

ب- تحلیل‌های جنبشی ساختارها در مرز بین این دو زون ساختاری، حکایت از دو نسل محورهای فشارشی (حرکتی) بر روی گسل قم-زفره دارد. این نسل‌ها عبارتند از $AZ=260-270$ (تقریباً خاوری-باختری) و $AZ=350-350$ (تقریباً شمالی-جنوبی) بودند. اثر عملکرد دسته اول محورهای فشارش (تقریباً خاوری-باختری) بر روی گسل قم-زفره (با امتداد N120-140) ایجاد مکانیسم حرکتی معکوس با مقدار کمی راست‌الغز خواهد بود؛ در صورتی که اثر عملکرد دسته دوم (تقریباً شمالی-جنوبی) بر روی این گسل، ایجاد مکانیسم حرکتی راست‌الغز راست‌بر با مقداری مؤلفه معکوس خواهد بود. بسیاری بر این باورند که این گسل از ساختارهای فشارشی-برشی هست که چند میلیون پیش با بسته شدن حوضه نئوتیس در این ناحیه شکل گرفته است (Amidi et al., 2007; Shakeri et al., 1984; al., 1984؛ بوذری و امامی، ۱۳۸۳). در سال‌های اخیر، علت تغییر سازوکار در گسل‌های راست‌الغز و مایل‌الغز البرز مورد توجه محققان بوده و آن را نتیجه تأثیر تنش حاصل از حرکت رو به باختر-جنوب‌باختر پوسته



مولفه معکوس بوده که باعث برخاستگی در کمربند ارومیه-دختر (بلوک باختری گسل) و فرونشست شدید در بلوک خاوری (دشت قم-کهک) آن شده است. همچنین سبب تشکیل تاقدیس‌های سراج و البرز (به عنوان تله‌های هیدروکربوری) تحت اثر مکانیسم چین‌خوردگی جدایشی در شمال این دشت فروافتاده شده است و به این ترتیب، الگویی گلابتونی از پهنه‌ها (یا بلوک‌های) برخاسته و فروافتاده در مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر شده است. تحلیل‌های جنبشی ساختارها در مرز بین این دو زون ساختاری، حکایت از دو نسل دگرریختی (نسل‌های جنبشی) بر روی گسل قم-زفره و پیرامون آن دارد. در اثر نسل اول، مکانیسم حرکتی معکوس با مقدار کمی راستالغز راست‌بر در این منطقه (بخصوص بر روی گسل قم-زفره) ایجاد شده و عملکرد نسل دوم سبب تغییر در بردارهای حرکتی شده و مکانیسم گسلش به راستالغز راست‌بر با مقداری مولفه معکوس تغییر یافته است که می‌تواند در اثر تغییر در بردار حرکتی ناشی از همگرایی صفحات عربی و ایران باشد.

تشکر و قدردانی:

این پژوهش در قالب رساله دکتری در دانشگاه گلستان انجام پذیرفته است و جا دارد که از همکاری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم و مساعدت معاونت محترم پژوهشی و فناوری قدردانی شود. همچنین از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و اداره کل ژئوفیزیک آن بابت در اختیار قرار دادن مقاطع لرزه‌ای دو بعدی کمال تشکر را داریم.

منابع:

الیاس زاده، ر.، محجل، م.، فراهانی، ب.، جعفری، ر.، ۱۳۸۸. سازوکار گسل جوان البرز (منطقه شمالی قم)، شاهدهی بر انتقال وارون شدگی گسل‌های پهنه البرز مرکزی -باختری به گسل‌های هم راستای آنها در جنوب این پهنه، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۱، شماره ۸۳، صفحات ۲۲-۱۳

امیدی، پ.، ۱۳۶۹. تحلیل خمیدگی ساختاری تاقدیس البرز (شمال قم)، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد تکنیک،

پی‌سنگی نیز اثر گسل قم-زفره را در پی‌سنگ نمایش می‌دهد. در بررسی ناهنجاری‌های بوگه، محل گسل قم-زفره، بالاآمدگی بلوک باختری این گسل و فرونشست شدید در بلوک خاوری آن قابل تشخیص است. همچنین بالاآمدگی در محل تاقدیس‌های سراج و قم نیز در بخش خاوری ناحیه مورد بررسی قابل مشاهده است. این بالاآمدگی‌ها و فرونشست‌ها دارای الگویی بهم‌تابیده هستند. مورلی و همکاران (Morley et al., 2009 and 2013) در نقشه ارائه شده ساختاری، این الگو از ساختارها را بدون ذکر نوع ساختار به نمایش گذاشته‌اند.

د- بررسی و تحلیل حداقل سه مقطع لرزه‌ای دو بعدی از حداثصل تاقدیس‌های سراج و البرز نشان داد که این تاقدیس‌های نامتقارن به عنوان یک چین جدایشی بر روی افق تفکیکی (جدایشی) تبخیری‌های سازند قرمز پایینی شکل گرفته‌اند. مورلی و همکاران (Morley et al., 2013) نیز در تفسیر مقاطع عرضی لرزه‌گاری دو بعدی، بدون ذکر مکانیسم تشکیل تاقدیس‌های سراج و البرز، افق تفکیک و چین‌خوردگی بر روی آن را نشان داده‌اند. همچنین این لایه‌های تبخیری در قالب گنبد نمکی در یال جنوبی این تاقدیس‌ها رخمون یافته است. در حداثصل یال جنوبی این تاقدیس‌ها البرز و گسل قم-زفره، اثراتی از فرونشست شدید حین رسوبگذاری سازندهای قرمزبالایی و هزاردره در قالب ساختاری ناودیسی قابل مشاهده است مورلی و همکاران (Morley et al., 2013) و ندردی (۱۳۸۵) نیز در تفسیر مقاطع عرضی لرزه‌گاری دو بعدی، فرونشست رخ داده در بلوک خاوری گسل قم-زفره (دشت قم-کهک) را تشخیص داده و بیشتر به بحث اثرات زمین‌ساخت رسوبی (Tectono-sedimentary) این گسل پرداخته‌اند.

۵- نتیجه‌گیری

بررسی مرز کوهزاد ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (حاصل فرورانش بخش اقیانوسی صفحه عربی به زیر ریزقاره ایران) در ناحیه قم نشان می‌دهد که فرگشت زمین‌ساختی این ناحیه در قالب بررسی‌های ساختاری قابل پیگیری است. گسل قم-زفره به عنوان مرز این دو زون ساختاری یک گسل پی‌سنگی با مکانیسم راست‌بر با مقداری



- Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265, 52-58
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003, Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran, *Journal of structural Geology*, 25, 659-672.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.
- Berberian, M., King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. Jour. Earth Sci.* 18, pp. 210-265.
- Cochran, J. R., 1983. A model for development of red sea. *The American association of petroleum geologists bulletin*, 1, 41-69.
- Furrer, M. A., Soder, P. A., 1955. The Oligo-miocene marine Formation in the Qom region (Central Iran), 4th world petroleum congress, Rom.
- Gretener, P.E., 1982. Another look at Alborz Nr. 5 in central Iran. *Bulletin der Vereinigung Schweizerisches Petroleum Geologen und Ingenieur* 48 (114), 1-8.
- Hempton, M. R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the red sea. *Bellaire research center Shell development Company*. 6, 687-705.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245
- Kamalian, M., Jafari, M. K., Ghayamghamian, دانشگاه تربیت مدرس،
آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- آریامنش، م.، منتظری، م.، عکاشه، ب.، ۱۳۸۸. مطالعه گسلهای پنهان استان قم با استفاده از تفسیر داده‌های ژئوفیزیک، فصلنامه علوم زمین، سال ۴: (۲)، ۱۱۱-۱۱۵.
- بوذری، س.، امامی، م.ه.، ۱۳۸۳. الگوی ساختاری فرونشست قم - آران، فصلنامه علوم زمین، سال یازدهم، شماره ۴۹-۵۰. ص ۶۲-۷۷.
- بوالحسنی، ف.، ۱۳۹۱. تحلیل دگرختی لرزه زمین ساختی و نوزمین ساختی در منطقه قم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۹ صفحه
- طیسی، ه.، بهاء‌الدینی، س.، ۱۴۰۰. دگرختی و جنبایی پهنه‌های گسلی قم، البرز و کوشک نصرت در محدوده شمال قم، مجله علوم و مهندسی زلزله، سال هشتم، شماره ۴، ص ۲۷-۱۷
- محجل، م.، پروهان، ن.، ۱۳۸۴. هندسه و سینماتیک سامانه گسل قم- زفره و اهمیت آن در زمین ساخت ترافشاری، فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۶، ص ۷۲-۸۳.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۵۳ ص.
- ندری، ر.، محجل، م.، بحرودی، ع.، ۱۳۸۵. چرخش در ساختار شمالی گسل بیدهند (جنوب قم)، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۲۵۲.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and Structural Characteristic of the Paleo-Tethys remnants in Northeastern Iran, *Geological Society of American Bulletin*, 103, 983-992
- Alavi, M., 1980. Tectono-stratigraphic evolution of the Zagrossides of Iran, *Geology*, 8, 144-149
- Allen, M.B., Armstrong, H., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-

- tectono-sedimentary zonation in Iran, Abstract., International Geology Congress, Washington, 2, 512.
- Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M. J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation a new analysis. Geological survey of American report, 111-131.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.-P., Wielandt-Schuster, U., Hamedani, A., 2007. The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Science. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-007-0269-9>.
- Safari, H., Bagas, L., 2021. A transpressional model for deformation patterns in northern part of Dezful Embayment's oil fields in Zagros (Iran), using geo-information technologies, Marine and Petroleum Geology, 123, 1-17, Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104736
- Seyrafian, A., Torabi, H., 2005. Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene-Early Miocene), north of Nain, southern trend of Central Iranian Basin: Carbonates and Evaporites, 20 (1): 82 – 90.
- Shakeri, A., Douraghinejad, J., Moradpour, M., 2007. Microfacies and sedimentary environments of the late Oligocene-early Miocene Qom Formation of the Gooreh Berenji region (Jandaq area, central Iran). GeoArabia, 12(4). <https://doi.org/10.2113/>
- M. R., Shafiee, A., Hamzehloo, H., Haghshenas, E. & Sohrabi Bidar, A., 2008, Site effect microzonation of Qom, Iran, Engineering Geology, 97 (1-2): 63-79.
- Marrett, R., Allmendinger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data, J. of structural Geology, 12, 8, 973-986
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 397-412.
- Mohajjel, M., Porouhan, N., 2003. Geometry and Kinematics of the Qom-Zefreh Fault System and its Significance in Transpression Tectonics. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 56, 72, GSI, Iran.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoorn, H., Srisuriyon, K., Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: the Central Basin in the Qom-Saveh area. Geosphere 5, 1-38.
- Morley, C.K., Waples, D.W., Boonyasaknanon, P., Julapour, A., Loviruchsuttee, P., 2013. The origin of separate oil and gas accumulations in adjacent anticlines in Central Iran, Marine and Petroleum Geology 44 (2013) 96-111
- Nogol-e-Sadat, M.A.A., Almasian, M., 1993. Tectonic Map of Iran, Scale: 1:2,500,000, Treatise on the geology of Iran, Geological Survey of Iran.
- Nogol-e-Sadat, M. A. A., 1988, Review of



[geoarabia120441](#)

Stocklin, j., 1968. Structural history and tectonics of Iran a review, American Association of Petroleum geologists Bulletin, 52(7), 1229- 1258

Stocklin, J., 1984. Orogen and Tethys evolution in the Middle East: An appraisal of current concept. 27th Int. Geological Congress Conference, 5, 65–84.



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۷

doi 10.22077/jt.2025.9222.1201

مدل سازی عددی دوبعدی حوضه تراکشی در امتداد گسل های راستالغز دهشیر بافت-قم زفره، ایران مرکزی

پریسا شکری^۱، سید احمد علوی^{۲*}، محمدرضا قاسمی^۳، سید مهدی گنجیانی^۴

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه حوضه های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- استاد زمین ساخت، گروه حوضه های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳- استاد پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۴- دانشیار، دانشکده مکانیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۱/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۱۶

در این مطالعه مدل سازی المان محدود دوبعدی با رئولوژی کشسان نیوتنی با استفاده از نرم افزار آباکوس^۱ برای بررسی هندسه و فرگشت حوضه تراکشی لوزی شکل در امتداد پله های رهایی در سامانه گسل راستالغز راست بر دهشیر بافت-قم زفره در کمان ماگمایی ارومیه-دختر انجام شده است. مدل ها سه هندسه پله رهایی گسل را در نظر می گیرند: پله های رهایی غیر هم پوشان، خنثی و هم پوشان. تحلیل هندسه های آن ها حوضه های دوکی شکل، Z شکل باز و لوزی شکل را به ترتیب نشان داد. یافته های ما نشان می دهند که افزایش هم پوشانی منجر به الگوی تغییر شکل گسترده و کشیده می شود، در حالی که نبود هم پوشانی باعث چرخش بلوک و الگوی تغییر شکل باریک می شود. حوضه تراکشی نمونه ای از فرگشت پیش رونده پله های هم پوشان است که با گذشت زمان شکل لوزی کشیده تا دوزنقه ای به خود می گیرد. علاوه بر این، نتایج نشان می دهند که میزان هم پوشانی بین گسل های راستالغز موازی بر تنش و کرنش تأثیر می گذارد. در پله رهایی، تنش نرمال متوسط در مرکز گسل به شکل کششی و در رأس گسل، به شکل فشارشی تمرکز دارد. جفت ناحیه های با بیشینه و کمینه مقادیر تنش به ترتیب در بخش های داخلی و بیرونی رأس های پاره های گسلی تمرکز یافته است. این پژوهش با بررسی پله رهایی گسل راستالغز راست بر دهشیر-بافت، قم-زفره و توزیع تنش و کرنش درون حوضه تراکشی در این منطقه بینش های ارزشمندی در مورد فرآیندهای ژئودینامیکی و فرگشت زمین ساختی منطقه قم-زفره، دهشیر-بافت ارائه می دهد.

کلمات کلیدی: حوضه تراکشی، پله رهایی، روش المان محدود، نرم افزار آباکوس، گسل های قم-زفره و دهشیر-بافت



Two-Dimensional Numerical Modeling of a Transtensional Basin along the Dehshir–Baft–Qom–Zefreh Strike-Slip Faults, Central Iran

Parisa Shokri¹; Seyed Ahmad Alavi^{2*}; Mohammad Reza Ghassemi³; Seyed Mehdi Ganjiani⁴

1- PhD Candidate in Tectonics, Department of Sedimentary and Oil Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2- Professor of Structural Geology, Department of Sedimentary and Oil Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3- Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

4- Associate Professor, Department of Mechanical Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

In this study, two-dimensional finite element modeling with Newtonian elastic rheology was conducted using ABAQUS software to investigate the geometry and evolution of a rhomb-shaped transtensional basin formed along releasing step-overs in the right-lateral strike-slip Dehshir–Baft–Qom–Zefreh fault system, located within the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. The models examine three geometries of fault releasing steps: underlapping, neutral, and overlapping configurations. The geometric analysis of these models revealed spindle-shaped, open Z-shaped, and rhomb-shaped basins, respectively. Our findings indicate that increased overlap between faults leads to an extended and diffuse deformation pattern, while the absence of overlap results in block rotation and a more localized deformation style. The transtensional basin exemplifies the progressive evolution of overlapping step-overs, gradually transitioning from an elongated rhomboidal to a trapezoidal geometry over time. Furthermore, the results demonstrate that the degree of overlap between parallel strike-slip faults significantly affects the distribution of stress and strain. Within the releasing step-over, average normal stress concentrates as extensional in the fault center and as compressional near the fault tips. Paired zones of maximum and minimum stress values are concentrated at the inner and outer edges of the fault tips, respectively. By examining the releasing step-over of the right-lateral Dehshir–Baft–Qom–Zefreh fault and analyzing the stress-strain distribution within the transtensional basin, this research offers valuable insights into the geodynamic processes and tectonic evolution of the Qom–Zefreh and Dehshir–Baft regions.

Keywords: Transtensional basin, Releasing step-over, Finite element method, ABAQUS software, Qom–Zefreh and Dehshir–Baft faults.

*Email: a-alavi@sbu.ac.ir

Tel: +989123906608

۱. مقدمه

حوضه تراکشی در پله‌های گسل‌های راستالغز (گسل قم-زفره و گسل دهشیر-بافت) در امتداد کمان ماگمایی ارومیه دختر ایجاد شده است. حوضه‌های تراکشی می‌توانند در منطقه هم‌پوشانی پله‌ها و خم‌های گسلی ایجاد شوند.

مؤلفه پله گسلی به صورت چپ‌پله یا راست‌پله است، وقتی که مؤلفه پله با مؤلفه لغزش کلی یکسان باشد، پله‌های گسلی رهایی یا کششی (مانند چپ‌پله در راستای گسل چپ‌گرد و راست‌پله در راستای گسل راست‌گرد) توسعه می‌یابد (Misra and Mukherjee, 2015; Mann et al., 1983; Cunningham and Mann, 2007). سامانه‌های گسل راستالغز مانند سامانه گسلی قم-زفره؛ دهشیر-بافت، معمولاً پیچیدگی‌هایی به شکل پله‌های گسلی رهایی نشان می‌دهند و بسیاری از این مناطق در نزدیکی مناطق پرجمعیت (به‌عنوان مثال، گسل راستالغز پیرانشهر و سیه چشمه-خوی) واقع شده‌اند. در حالی که گسل‌های راستالغز ممکن است در مقیاس بزرگ به‌عنوان ساختارهای پیوسته و خطی ظاهر شوند، معمولاً ناپیوسته بوده و از بخش‌های گسلی تشکیل شده‌اند که توسط پله‌ها از هم جدا شده‌اند و اثر سطحی خمیده‌ای نشان می‌دهند.

پله‌ها پیامدهای مهمی برای ارزیابی خطر لرزه‌ای دارند، زیرا توانایی گسیختگی گسل برای انتشار از یک بخش به بخش دیگر از طریق پله، طول کل گسیختگی و در نتیجه اندازه احتمالی زمین‌لرزه‌ها را تعیین می‌کند (Shaw and Dieterich, 2007). درک توانایی گسیختگی برای انتشار در فواصل بزرگ پله‌ها و انتقال به سرعت‌های فوق‌برشی در سامانه پله‌ای گسلی در این منطقه برای ارزیابی خطر لرزه‌ای بسیار مهم است (Cunningham and Mann, 2007).

هندسه منطقه مورد مطالعه به صورت پله‌های گسلی رهایی است، که این پله‌ها ناهنجاری‌هایی در امتداد گسل‌های راستالغز هستند و نقش تعیین‌کننده‌ای در تعیین میدان‌های تنش و کرنش در این ناحیه دارند (Dooley and Schreurs, 2012). ماهیت پله‌ها، چه فشارشی (تراکمی) و چه کششی (رهایی)، به جهت پله‌های گسلی نسبت به جهت حرکت راستالغز بستگی دارد.

با گذشت زمان، پله‌ها می‌توانند به خم‌های پیوسته گسلی تبدیل شوند، زیرا گسل‌های شاخه‌ای گسترش یافته و در سراسر آن‌ها به هم متصل می‌شوند (Zhang et al., 1989). مشابه پله‌ها، خم‌ها در گسل‌های راستالغز می‌توانند فشارشی (خم‌های تراکمی) یا کششی (خم‌های رهایی) باشند. این خم‌های راستالغز معمولاً به‌عنوان مناطق تمرکز تغییر شکل پوسته عمل می‌کنند و باعث ایجاد رشته‌کوه‌های فشارشی در بالای خم‌های تراکمی و حوضه‌های کششی در بالای خم‌های رهایی می‌شوند. آن‌ها همچنین اغلب با پایان و گاهی آغاز گسیختگی‌های زمین‌لرزه‌ای مرتبط هستند (Wesnousky, 2006; Kase and Kuge, 2001; Oglesby et al., 2005).

مطالعات متعددی به مدل‌سازی عددی تشکیل حوضه‌های کششی و تنش و کرنش در سازه‌های تحت تأثیر گسل راستالغز پرداخته‌اند. این مطالعات مدرن با ارائه مدل‌های مبتنی بر کرنش نقطه شروع موثری در تجزیه و تحلیل پهنه تغییر شکل در دو و سه بعد هستند. وو و همکاران (Wu et al., 2009) مدل‌های آنالوگ^۱ جعبه ماسه مقیاس‌بندی شده برای بررسی تکامل چهاربعدی حوضه‌های واگشوده تشکیل‌شده در بالای پله‌های رهایی در هر دو سامانه گسل راستالغز خالص و تراکشی بررسی کرد. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که حوضه‌های واگشوده در حالت متفاوت‌تری در مقایسه با راستالغز خالص ایجاد می‌شوند. هر دو نوع مدل، سامانه‌های سیگموئیدال^۲ تا لوزی شکل کشیده واگشوده، را تولید کردند. در تراکشی، یک سامانه گرابن در بالای پهنه جابجایی اصلی (PDZs) تشکیل شد در مقطع عرضی، واکنش تراکشی به‌عنوان گرابن‌های نامتقارن که توسط گسل‌های مایل کششی مسطح محدود شده‌اند آغاز می‌شوند. با افزایش جابجایی روی PDZها، نشست حوضه باعث شد که این گسل‌ها به دلیل فروپاشی بلوک گسل به سمت داخل حوضه کوژ به سمت بالا و در زاویه شیب کمتر شوند. علاوه بر این، تقسیم‌بندی کرنش باعث شد که لغزش گسل به طور عمده کششی یا راستالغز تبدیل شود. مدل‌ها از نزدیک با هندسه حوضه‌های کششی

1. Analogue
2. Sigmoidal



طبیعی از جمله سامانه گسلی جنوب دریای مرده و حوضه وین، اتریش مقایسه می شوند.

(Strijker et al. 2013) با استفاده از روش اجزاء محدود، توزیع تنش، نیمرخ های لغزش و الگوهای دگرریختی در چهار الگو یک شکستگی، پله گسلی تراکشی، پله گسلی ترافشارشی، ترکیبی از پله های تراکشی و ترافشارشی با جهت گیری ها و طول های شکستگی ها متفاوت و همچنین دسته شکستگی از پیش موجود پلکانی در شرایط فشار یک جهتی دور میدان را پژوهش نمودند. در مدل ترافشارشی، ربع های فشارشی رأس های داخلی شکستگی، در داخل پهنه واگذاری گسله^۱ قرار می گیرند و ارتباطی بین شکستگی ها در پهنه یاد شده که یک پهنه تنش بالا است، روی نمی دهد. در مقابل ناحیه های با در نزدیکی رأس های بیرونی شکستگی ها توسعه می یابد که سبب انتشار ترک های بال مانند در این راستا می شود. کاهش فاصله بندی شکستگی ها سبب درهم آمیختگی پهنه های برشی در پیرامون پایانه های شکستگی ها می شود که این درهم آمیختگی می تواند در صورت افزایش کرنش خمیری توسعه یابد. نتیجه ها نشان داده است که لغزش آرایه های ترافشارشی، به غیر از حالت عدم همپوشانی شکستگی ها در زاویه همگرایی ۴۵ درجه، کمتر از آرایه های شکستگی تراکشی است. صادقی فرشباف و همکاران (Sadeghi-Farshbaf et al., 2024) با تمرکز بر مدل سازی عددی دوبعدی، به تحلیل مکانیک شکست بلوک ها در گسل های نرمال تحت شرایط تکتونیک کششی پرداخته است. پژوهش با طراحی یک مدل دو لایه شامل پوسته شکننده و پوسته ویسکوز-پلاستیک، انتقال برش از لایه پایین تر به لایه بالاتر را شبیه سازی کرده و تأثیر نرخ کشش و ضخامت پوسته شکننده بر تنش لازم برای گسیختگی را بررسی نموده است. نتایج نشان داد که برای شکست پوسته شکننده با ضخامت حدود ۱۲ کیلومتر در مرحله بین لرزه ای، حدود ۱۶۰ مگاپاسکال تنش لازم است. این مدل با رویکردی نوآورانه به تحلیل گسل های نرمال، رفتار پوسته شکننده و نقش نرخ کشش پرداخته و به بهبود درک از خطر لرزه ای در مناطق فعال کششی کمک می کند.

صادقی فرشباف و همکاران (Sadeghi-Farshbaf et al., 2019) به تحلیل نواحی تمرکز تنش در اطراف گسل های اصلی فعال در استان آذربایجان شرقی ایران با استفاده از شبیه سازی های عددی سه بعدی، رفتار مکانیکی و هندسه پیچیده گسل ها پرداخته تا مناطق مستعد تمرکز تنش شناسایی شوند. این مدل ها شامل داده های ساختاری و نرخ های لغزش گسل های منطقه، ویژگی های مکانیکی پوسته، و اثرات توپوگرافی و ویژگی های هندسی گسل ها هستند. نتایج مطالعه نشان داد که گسل های فعال می توانند باعث تجمع تنش های بیشتر در مناطقی خاص از پوسته شوند که این تنش ها با وقوع زمین لرزه های آینده همراه است. این تحقیق به ویژه بر نقش مدل های عددی سه بعدی در پیش بینی مناطق دارای خطر لرزه ای بالا تأکید دارد و نشان می دهد که پیچیدگی هندسی گسل ها و توزیع فضایی آن ها نقش کلیدی در تمرکز تنش ها دارند. یافته ها می توانند به بهبود ارزیابی خطر لرزه ای و برنامه ریزی ایمنی در مناطق لرزه خیز کمک کنند.

در منطقه مورد پژوهش ما، مطالعات میدانی و مدل های آنالوگ پیشین، بینش هایی در مورد الگوهای تغییر شکل ارائه داده اند، با این وجود مکانیک اختلال تنش، تقسیم کرنش و فرگشت گسل در رابطه با پیکربندی های آن ها هنوز به خوبی درک نشده است. در این پژوهش، ما با استفاده از المان محدود کشسان دوبعدی، درک نقش قطعه بندی، جدایش و هم پوشانی گسل های راستالغز-قم-زفره، دهشیر-بافت در فرگشت حوضه تراکشی، تأثیر زوایای واگرایی مختلف بر توزیع تنش و کرنش در پله های رهایی این گسل ها، تأثیر هندسه های مختلف پله های رهایی گسل (غیرهم پوشان، خنثی و هم پوشان) بر الگوهای تغییر شکل حوضه تراکشی ایجاد شده در این منطقه را ارائه می دهیم.

مدلسازی عددی دوبعدی ما درک نوآورانه ای از سامانه تنش های منطقه ارائه می دهد و نشان دهنده همبستگی قابل توجهی بین گسل های راستالغز و وقوع ساختارهای لوزی شکل است که تأثیر سیستماتیک گسل ها بر تشکیل آن ها را برجسته میکند. یافته های ما بینش های ارزشمندی در مورد فرآیندهای زمین شناسی پیچیده این منطقه ارائه می دهد و به درک عمیق تری از فرگشت

یک سامانه برشی، از کرتاسه پسین در طول همگرایی صفحات عربستان و ایران مرکزی، باید در نظر گرفته شود (Khalatbari Jafari et al., 2016; Moghadam et al., 2010; Javadi et al., 2015; Walker and Jackson, 2004; Naeimi et al., 2015; Yamani et al., 2010; MohammadiNia et al., 2024).

در نهایت، با ادامه همگرایی صفحات و فروانش مایل، ماگماتیسیم ناشی از فروانش از همان کافت قدیمی لبه صفحه و از طریق شکاف‌های ایجادشده شروع به صعود کرد و کمر بند ماگماتیسیم ارومیه-دختر را تشکیل داد. در واقع، وجود افولیت‌ها و زبان‌های ماگمایی بعدی ناشی از فروانش را می‌توان به ایجاد یک حوضه کششی در کف اقیانوس و تشکیل یک کافت اقیانوسی نسبت داد، که پس از پسروی دریا، کافت قدیمی را به یک حوضه کششی برای ظهور ماگما تبدیل کرد (Khalatbari Jafari et al., 2016; Moghadam et al., 2010; Javadi et al., 2015; Walker and Jackson, 2004; Naeimi et al., 2015; Yamani et al., 2010; MohammadiNia et al., 2024).

عکس هوایی منطقه مورد مطالعه ساختار لوزی شکل را در انتهای جنوب شرقی گسل قم-زفره و در امتداد گسل دهشیر-بافت نشان می‌دهد که این گسل‌ها تأثیر قابل توجهی بر روند کلی تشکیل حوضه تراکشی در پله راست این گسل‌های راستالغز در منطقه ارومیه-دختر داشته است (Khalatbari Jafari et al., 2016) (شکل ۱).

۳. روش

رویکردهای اصلی برای بررسی اندرکنش گسل‌ها، به ویژه حوضه‌های کششی، شامل استفاده از مدل‌های آنالوگ و عددی است (McClay and Dooley 1995; Dooley and McClay 1997; Basile and Brun 1999; Zwaan et al. 2016) or numerical modeling (Rodgers 1980; Gölke et al. 1994; Katzman et al. 1995; Petrunin and Sobolev 2008; Ben-Avraham et al. 2010; Shokri et al. 2024).

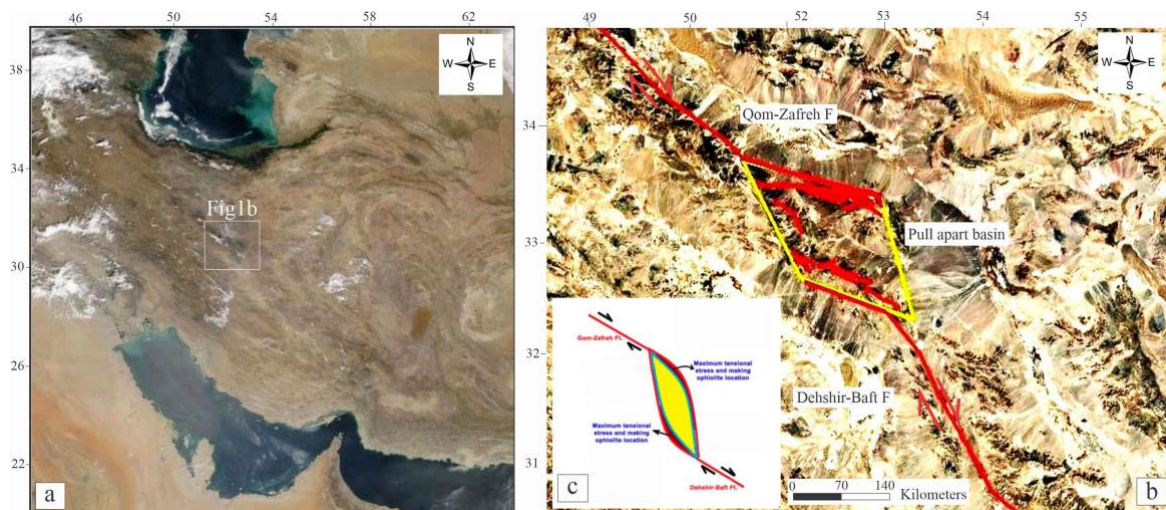
این مطالعه به بررسی مکانیک تغییر شکل پوسته در اطراف پله‌های گسل‌های راستالغز می‌پردازد. مدل‌سازی آنالوگ، با وجود محدودیت در ارائه اطلاعات کم از مکانیک‌های زیرسطحی، بینش‌های

زمین‌ساختی پویای منطقه و حوضه تراکشی کمک می‌کند.

۲. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه ارومیه-دختر به دلیل جایگاه زمین‌ساختی پیچیده و تاریخ ماگمایی منحصر به فرد آن مورد توجه می‌باشد. تحقیقات قبلی در این منطقه اغلب بر روی دینامیک فرآیندهای فروانش و فعالیت‌های ماگمایی حاصل از آن متمرکز شده است (Agard et al., 2011). به طور خاص، مطالعات نقش این منطقه را در همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا برجسته کرده‌اند که ساختار زمین‌شناسی آن را از طریق فعالیت‌های کوه‌زایی شدید شکل داده است (Jackson, 1992; Derakhshani and Eslami, 2011; Agard et al., 2011). در طول کرتاسه پسین، صفحه عربستان تأثیر قابل توجهی بر صفحه ایران داشت و باعث ایجاد فشار قابل توجهی در بخش مرکزی ایران شد. تنش‌های مداوم در مناطق اطراف ایران مرکزی را می‌توان به کشسانی ایجادشده توسط این فشار نسبت داد که ناشی از نیروی فروانش مایل نئوتتیس به زیر فلات ایران است. اعتقاد بر این است که پس از بسته شدن پالئوتتیس در تریاس، ایران مرکزی و منطقه سندج-سیرجان در پاسخ به فشار نئوتتیس تثبیت و ادغام شدند (Jackson et al. 2002; Reilinger et al. 2006; Zanchi et al. 2006; Shokri et al. 2020).

تأثیر تنش فروانش مایل زمین‌ساختی منجر به تقسیم صفحه ایران به مناطق مختلف شد که کافت‌های محلی را تشکیل دادند و برخی از آن‌ها منجر به توسعه پوسته اقیانوسی شدند. وجود گسل‌های راستالغز و ساختارهای لوزی شکل مجاور، همراه با فعالیت‌های آتشفشانی هم‌راستا با این گسل‌ها، نشان‌دهنده یک سامانه زمین‌ساختی برشی-کششی است. این سامانه صعود ماگما از بخش‌های عمیق‌تر را با ایجاد حوضه‌های کششی در پوسته تسهیل می‌کند. از سوی دیگر، مشاهده سنگ‌های افولیتی در کنار ساختارهای لوزی شکل، تشکیل توالی کامل افولیتی در مناطق دهشیر و وجود گدازه‌های بالشی نزدیک گسل دهشیر-بافت و جنوب‌ناین نشان‌دهنده کشش فعال در این مناطق است. بنابراین، فعالیت‌های کششی در



شکل ۱. الف) نقشه ماهواره ای ایران؛ ب) محل حوضه کششی در عکس هوایی، ج) مدل شماییک حوضه تراکشی
برگرفته از مقاله (MohammadiNia et al., 2024)

حاکم بر تغییر شکل ساختار زمین شناسی را تحلیل می کنند (Dawson, 2000; Albertz and Sanz, 2012; Lesueur et al., 2020). این رویکرد مزیت قابل توجهی نسبت به مدل های جنبش شناختی دارد، زیرا امکان در نظر گرفتن طیف وسیع تری از تغییر شکل ها و رفتارهای گسلی را فراهم می کند. در مقابل، مدل های جنبش شناختی بر دو جهت خاص صفحه برش و انواع مختلف تغییر شکل، مانند برش ساده، فشرده سازی و کشش متمرکز هستند (Simpson and De Paor, 1993; Mookerjee and Mitra, 2009). در این مطالعه، ما زمین شناسی ساختاری حوضه را با تکنیک های مدل سازی المان محدود بررسی می کنیم.

از آنجا که نرم افزار آباکوس یک نرم افزار با قدرت تحلیل بالاست، ما در این مطالعه از نرم افزار آباکوس برای شبیه سازی ویژگی های تنش و کرنش و فرگشت دینامیکی حوضه تراکشی را در پله رهایی گسل با استفاده از مدل های جنبش شناختی دوبعدی با جابه جایی محدود بررسی کنیم. بخش های گسل می توانند هندسه های غیرهم پوشان، خنثی یا هم پوشان داشته باشند، که همه این ها به طور طبیعی رخ می دهند و در مطالعات زمین شناسی به خوبی مستند شده اند (Cunningham and Mann, 2007). ویژگی های هندسی پله های گسل تأثیر قابل توجهی بر ساختار و هندسه حوضه های کششی تشکیل شده بین این بخش های گسل دارند (Jayko and Bursik, 2012;).

دقیقی در مورد تکامل کرنش های محدود به زمین شناسی محلی ارائه نمی دهد. برای رفع این محدودیت، از شبیه سازی های عددی به منظور بازسازی میدان های جابجایی، تنش و کرنش در شرایط شبه پایدار استفاده شده است.

مدلسازی دو بعدی به طور دقیق شرایط واقعی زمین شناسی را بازتاب نمی دهد با این حال، از آنجا که رفتار مکانیکی (رئولوژی) مدل یک تخمین خطی از فرآیندهای غیرخطی است، ما از این مدل های الاستیک فقط برای بررسی الگوهای فضایی و دامنه های نسبی تغییر شکل استفاده می کنیم. این محدودیت ها ناشی از ساده سازی های مدل سازی المان محدود هستند. مدل های عددی ابزار ارزشمندی برای درک ساختارهای زمین شناسی هستند، زیرا امکان بررسی تغییر شکل و فرگشت میدان تنش را فراهم می کنند (Nemcok et al., 2002; Peacock and Zhang, 1994).

بنابراین، هدف ما پیش بینی میزان دقیق بالا آمدگی، نشست یا لغزش در امتداد گسل ها نیست، بلکه فقط نمایش یک الگوی نسبی از تغییر شکل و تغییرات میدان تنش و کرنش در پله های گسلی رهایی در منطقه زمین ساختی دهشیر-بافت، قم-زفره می باشد.

مدل های مکانیکی، با استفاده از روش المان محدود، برای شبیه سازی تغییر شکل های ناهمگن و لغزش گسل استفاده می شوند. این مدل ها معادلات ریاضی

مواد برای ماسه‌سنگ‌ها هستند از نسبت پواسون^۱ (v) ۰,۲۴ و مدول یانگ^۲ (E) ۲۲ گیگا پاسکال استفاده شد. فرض بر این است که خواص مواد در تمام لایه‌های مدل یکنواخت و از جنس ماسه است (Jaeger, 2007; Pollard and Fletcher, 2005). پارامترهای الاستیک (شامل مدول یانگ و نسبت پواسون) برای همه مدل‌ها ثابت نگه داشته شده‌اند. مطالعات عددی پیشین نشان داده‌اند که تغییر پارامترهای الاستیک تأثیر قابل توجهی بر نتایج مدل‌سازی ندارد (Bertoluzza, 1997; Gölke et al., 1994).

مرزهای چپ و پایین مدل به صورت $0 = u$ و $0 = v$ جهت‌های x و y ثابت شده‌اند تا از چرخش و انتقال جسم صلب جلوگیری شود (شکل ۲) (Nevitt et al., 2014). این شرایط مرزی خاص صفحات برشی موازی با پله‌های گسل و موازی با بخش‌های گسل داخلی ایجاد می‌کند، که نسبت به پله‌های گسل مایل هستند (Westaway, 1995). ویژگی‌های ماده در تمام لایه‌های مدل یکنواخت و شبیه ماسه در نظر گرفته شده‌اند. در مطالعات عددی قبلی مشخص شده است که تغییرات در ویژگی‌های ماده تأثیر ناچیزی بر نتایج مدل‌سازی دارند (Bertoluzza and Perotti, 1997); برای تکرار شرایط واقعی، حداکثر تنش کششی نرمال ۶۰ مگاپاسکال (Strijker et al., 2013). علاوه بر این، شرایط مرزی جابه‌جایی در مرز راست اعمال شده است تا کوتاه‌شدگی کلی ۴٪ در عرض مدل ایجاد شود (شکل ۲). این تحقیق بر بررسی تأثیر هندسه‌های مختلف پله بر توزیع تنش و کرنش با استفاده از یک جفت گسل راست‌الغز راست‌بُز به عنوان مطالعه موردی متمرکز است.

شکل ۳ پارامترهای اصلی گسل‌های مدل‌شده شامل زاویه شیب، زاویه پله‌های گسل و هندسه پله‌های گسل را نشان می‌دهد. این مطالعه نسبت‌های مختلف هم‌پوشانی به جدایی، از جمله نبود هم‌پوشانی، هم‌پوشانی و خنثی را بررسی می‌کند و پله‌های گسل بررسی شده مایل هستند و در زوایای ۳۰، ۴۵ و ۶۰ درجه نسبت به محور Y در نمای نقشه قرار دارند. زاویه انحراف^۳ (θ) برای نشان دادن میزان هم‌پوشانی

van Wijk et al., 2017; Shokri et al. 2024; Wu et al., 2009). در مدل‌سازی پله رهایی گسل و حوضه کششی، از رویکرد المان محدود برای شبیه‌سازی رفتار جامدات کشسان خطی و کرنش در صفحات گسل در دو بعد استفاده شده است.

هدف اصلی این مطالعه بررسی اندرکنش بین دو گسل راست‌الغز راست‌بُز موازی، هم‌اندازه، عمودی، مسطح و راست‌لغز در پله رهایی، با رعایت مدل اصطکاک کولن است. مطالعه ما شامل یک سری آزمایش‌های عددی با استفاده از زوایای واگرایی مختلف (۳۰، ۴۵ و ۶۰) و همچنین مدل‌های جنبش‌شناختی مختلف پله رهایی گسل (غیرهم‌پوشان، خنثی و هم‌پوشان) است. علاوه بر این، شرایط مرزی مختلفی برای ثبت سناریوهای واقع‌بینانه در نظر گرفته شده است. برای این تحقیق، ضریب اصطکاک ۰,۴ در نظر گرفته شده است، با فرض رفتار ماده غیرچسبنده (Pollard and Fletcher, 2005) با استفاده از روش المان محدود، ما شبیه‌سازی‌های عددی را برای تکرار رفتار حوضه کششی انجام دادیم و تحلیل دقیقی از توزیع تنش و کرنش حاصل ارائه دادیم. هدف تحقیق ما ارائه بینش‌هایی در مورد فرآیندهای اساسی حاکم بر فرگشت حوضه و مشخص کردن نقش پله رهایی گسل در این زمینه بود. نتایج مطالعه ما به درک عمیق‌تری از مکانیک و دینامیک پیچیده مرتبط با سامانه‌های گسل راست‌الغز کمک می‌کند و پیامدهایی برای تحقیقات زمین‌ساختی منطقه‌ای دارد.

جفت پله رهایی گسل به صورت مایل نسبت به تنش نرمال اعمال شده جهت‌گیری شده است، که منجر به تغییر شکل کششی در مرز می‌شود. این مدل‌ها نمایش بهتری از تغییر شکل دائمی بلندمدت ناشی از گسل، به ویژه در نزدیکی رأس گسل‌ها که تمرکز تنش رخ می‌دهد، ارائه می‌دهند. منطقه مطالعه ابعادی 20×20 کیلومتر دارد. هر بخش گسل ۲۰ کیلومتر طول دارد و از ۲۲۲۲۰ المان چهارضلعی با ۳۶۱۴۰ گره تشکیل شده است.

فرض بر این است که رئولوژی پوسته بالایی همگن و همسانگرد کشسان در نظر گرفته شده است (Turcotte and Schubert, 2014). کرنش صفحه دوبعدی و رئولوژی الاستیک بر اساس مقادیر میانگین خواص مکانیکی

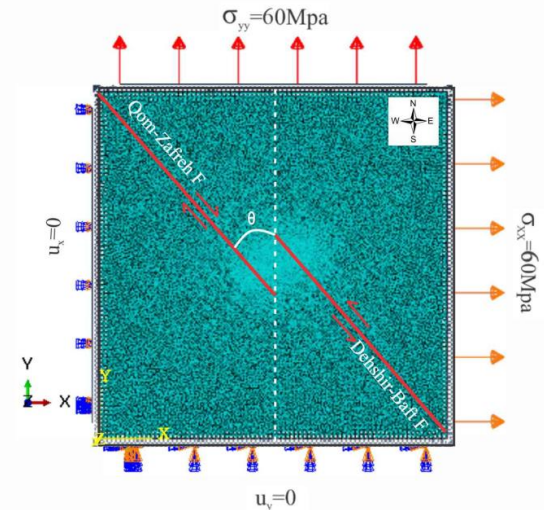
1. Poisson's ratio
2. Young's modulus
3. Offset Angle

al., 2009; Strijker et al., 2013; and van Wijk et al., 2017) مقایسه کرده و الگوهای کرنش تولید شده در این مدل ها با نتایج حاصل از مدل های آنالوگ و داده های میدانی برای پیکربندی های مشابه از جمله پله ها و خم ها همخوانی دارد.

در راستای مدل سازی دوبعدی و انجام تحلیل دینامیکی گسل های مورد نظر، از المان های چهارگره ای بهره گیری شده است (Seed et al., 1976; Pagliaroli, et al., 2019). انتخاب این نوع المان با هدف تأمین دقت لازم در شرایط مدل سازی ژئوتکنیکی و حفظ یکنواختی و نظم در شبکه مش بندی صورت پذیرفته است. به منظور تعیین اندازه بهینه مش و حصول تعادلی میان دقت نتایج عددی و زمان محاسبات، تحلیل همگرایی مش مورد بررسی قرار گرفت. در این تحلیل، چهار اندازه متفاوت از مش در مدل اعمال شد و به عنوان شاخص همگرایی، مدنظر قرار گرفت. نتایج حاصل از این ارزیابی در جدول ۱ نشان دهنده این است که با کاهش اندازه مش، روند تغییرات تنش نرمال متوسط به صورت یکنواخت افزایش یافته و از مرحله C به بعد، میزان اختلافات به کمتر از ۱ درصد رسیده که از دیدگاه مهندسی، قابل صرف نظر کردن می باشد. بر این اساس، اندازه مش انتخاب شده در این مطالعه شکل C، با اندازه مش ۱۰ میلی متر انتخاب شد که از نظر دقت و کارایی در سطح مطلوبی قرار دارد و به عنوان گزینه بهینه تلقی می گردد (شکل ۴).

شماره	نوع مش	اندازه مش (mm)	تنش نرمال متوسط (MPa)
۱	درشت	۱۰۰	۴,۳
۲	متوسط	۵۰	۶,۸
۳	ریز	۱۰	۷,۵
۴	خیلی ریز	۵	۷,۴۲

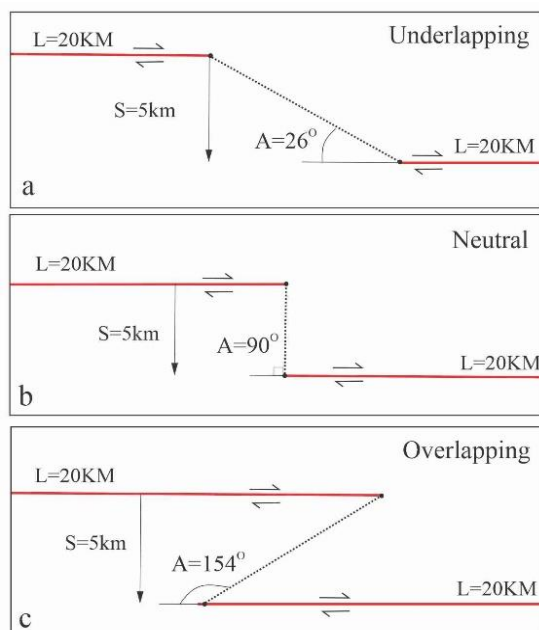
جدول ۱. آنالیز حساسیت مش بندی با تنش نرمال متوسط



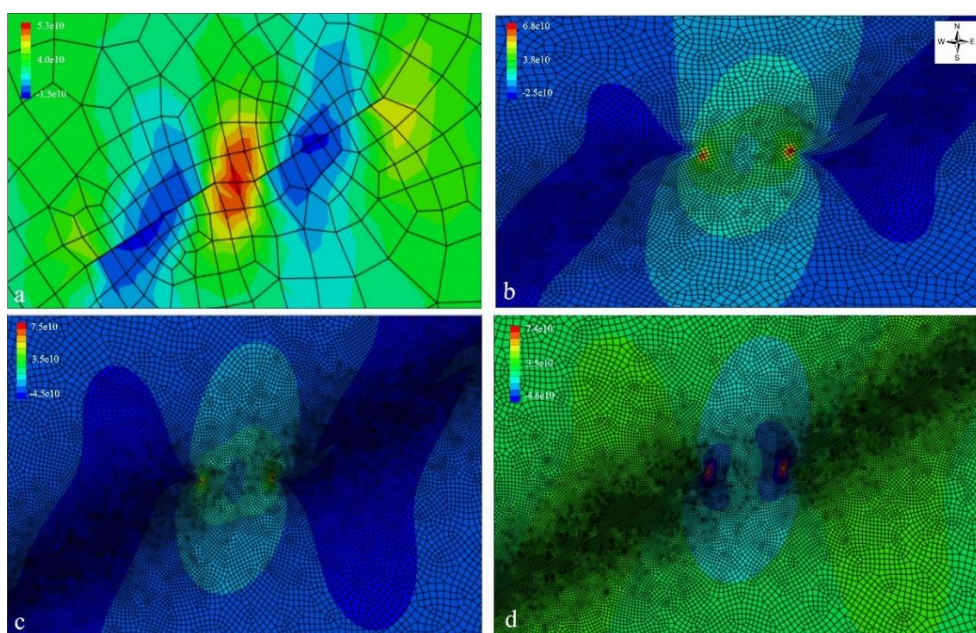
شکل ۲. المان های محدود، پیکربندی مدل، دو بخش گسل و شرایط مرزی مربوطه، کاهش تدریجی اندازه مش از محیط مدل به سمت بخش های گسل و تراکم مش بیشتر نزدیک حوضه کششی در مرکز شکل در نظر گرفته شده است.

و غیرهم پوشانی استفاده می شود. (شکل ۲). تمرکز بر توزیع تنش و کرنش است، که شاخص های کلیدی برای توسعه بالقوه شکستگی و گسل شوندگی بعدی هستند. هندسه های پله هم پوشان (O) و غیرهم پوشان (U) بین بخش های گسل اصلی موازی با روند گسل اعمال می شوند. جدایی (S) به صورت عمود بر روند گسل اصلی اندازه گیری می شود و ۱۲,۵٪ (یعنی ۱,۲۵ کیلومتر) از طول بخش های گسل است (Corti and Dooley, 2015; Dooley and Schreurs, 2012; McClay and Bonora, 2001). موارد هم پوشان (O و U) طول هم پوشانی ۲۵ درصد از طول

بخش گسل دارند (یعنی ۲,۵ کیلومتر). بنابراین، نسبت هم پوشانی به جدایی ۲:۱ است. علاوه بر این، زاویه واگرایی پله های گسل ۲۶ درجه در مورد پله غیرهم پوشان، ۹۰ درجه برای پله خنثی و ۱۵۴ درجه برای پله هم پوشان است (شکل ۲). این زوایا بین بخش های گسل اصلی و رأس گسل ها در منطقه پله رهایی اندازه گیری می شوند. سایر پارامترها مانند جدایش بین بخش های گسل اصلی و منطقه آسیب گسل (یعنی اندازه هم پوشانی و غیرهم پوشانی) ثابت باقی می ماند (شکل ۳). در نتیجه، ما مدل عددی خود را با آزمایش های دستگاهی قبلی انجام شده توسط محققان دیگر، مانند (Dooley et al., 2004; Wu et



شکل ۳. روابط جدایش و زاویه‌ای پله‌های گسلی در سه مدل ارائه شده (Corti and Dooley, 2015) طول قطعات گسل (L)، زاویه شیب (A)، فاصله جدایش (S) بین قطعات گسل



شکل ۴. تحلیل‌های انجام شده به منظور تعیین اندازه مناسب مش در نرم افزار آباکوس.

۴. بحث

ما در مدل‌های پله رهایی، اثرات پله‌های رهایی گسل‌های غیرهم‌پوشان، خشی و هم‌پوشان را بررسی کردیم. در مورد پله‌های رهایی غیرهم‌پوشان ($\theta < 90^\circ$) میدان‌های کرنش رأس گسل‌های جدا شده با یکدیگر اندرکنش می‌کنند، که منجر به یک منطقه فرونشست متصل می‌شود. میدان تنش عمدتاً راست‌الغز است، به جز در نزدیکی رأس گسل‌ها که کششی می‌شود. کرنش موضعی بین رأس گسل‌ها در مقایسه با مدل

میزان هم‌پوشانی و ناهم‌پوشانی گسل‌های اصلی یکی از عوامل هندسی مهمی است که بر توسعه پله‌ها تأثیر می‌گذارد. غیرهم‌پوشانی زمانی رخ می‌دهد که پله‌های رهایی گسل به یکدیگر نزدیک می‌شوند، که منجر به اندرکنش بین میدان‌های کرنش آن‌ها می‌شود. از سوی دیگر، هم‌پوشانی زمانی رخ می‌دهد که رأس گسل‌ها از یکدیگر عبور کرده‌اند.

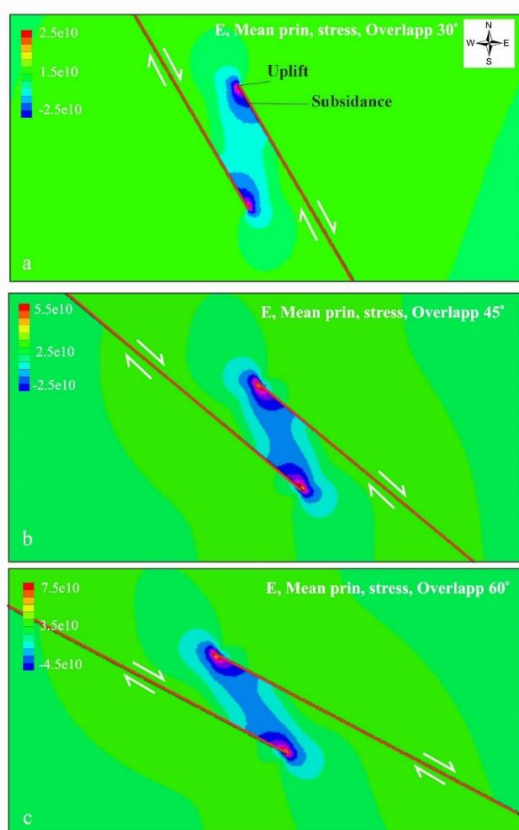


مرجع بیشتر است، زیرا باید کرنش در پله را جبران کند که توسط گسل های غیرهم پوشان قابل تحمل نیست. با نزدیک شدن رأس گسل ها به یکدیگر، کرنش خارج از گسل ضعیف می شود، زیرا گسل می تواند حرکت نسبی بلوک ها را بیشتر تحمل کند. هنگامی که بخش های گسل هم پوشانی می کنند ($\theta > 90^\circ$)، تقسیم کرنش و اختلال تنش در اطراف پله به طور قابل توجهی تغییر می کند. فرونشست درون پله متمرکز می شود و حداکثر نرخ فرونشست کمی بیشتر از حالت غیرهم پوشان است.

پله های رهایی گسل های هم پوشان باعث تنش برشی کمی بیشتر و کرنش ضعیف تر درون پله می شوند. این به این دلیل است که حرکت نسبی زمانی که گسل ها هم پوشانی می کنند به طور مؤثرتری تحمل می شود. این نتایج با مطالعات قبلی که اندرکنش گسل را بررسی کرده اند، سازگار است. گسل های هم پوشان نزدیک به هم در تحمل لغزش گسل کارآمدتر هستند، در حالی که گسل های غیرهم پوشان تمایل به تشکیل گرابن های لوزی کشیده در پله های رهایی دارند. مدل های آنالوگ نشان داده اند که زوایای انحراف مختلف منجر به هندسه های حوضه متمایز می شوند، مانند گرابن های لوزی کشیده برای زوایای انحراف 30° - 75° ، حوضه های کششی لوزی کوتاه برای پله های جانبی حدود 90° و گرابن های جعبه ای با دیواره های حوضه بسیار متصل برای زوایای انحراف 115° - 150° . علاوه بر این، گرانروی پوسته پایینی و گوشته بالایی در رفتار پله نقش دارد. کاهش گرانروی موجب تمرکز کرنش در ناحیه داخلی پله رهایی می شود، که نتیجه آن فرونشست با دامنه کمتر و نرخ بیشتر و محدود به منطقه ای با وسعت کمتر می باشد. در مقابل، گرانروی بالاتر باعث توزیع تنش برشی در ناحیه وسیع تر در اطراف پله شده و کرنش ایجاد شده به صورت گسترده تر و یکنواخت تر توزیع می شود. در این مدل، تنش اصلی حداکثر با جهت فشردگی هم راستا است، در حالی که تنش اصلی حداقل با جهت کشش هم راستا است. الگوهای کرنش در مدل های مرجع ما نشان داده شده است (شکل های ۵، ۶ و ۷). به طور کلی، تغییر شکل (تراکشی) شروع به تمرکز در منطقه ای می کند که پله های رهایی گسل هم پوشانی می کنند. تمام مدل ها

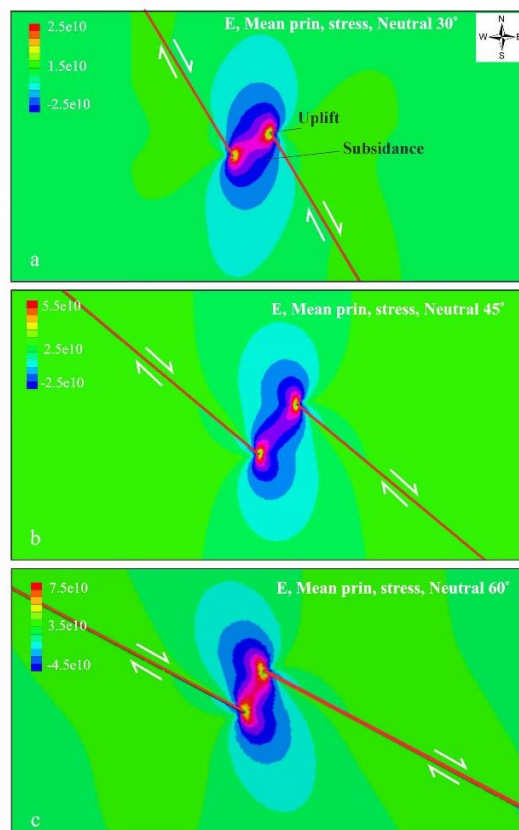
کرنش برشی نسبتاً کمی نشان می دهند و تفاوت قابل توجهی در کرنش برشی بین طرف های داخلی و خارجی بخش های گسل و درون منطقه تراکشی مشاهده نمی شود. علاوه بر این، کرنش برشی در رأس گسل ها با افزایش کمی در خارج از منطقه تراکشی افزایش می یابد. تمام مدل های مورد بررسی در این مطالعه الگوی متنوعی از مسیرهای کرنش و تنش را نشان می دهند، که نشان دهنده تغییر شکل ناهمگن است. تجمع کرنش در تمام مدل ها مشاهده می شود، که نشان دهنده تمرکز کرنش در مناطق خاص است. نتایج مدل المان محدود نشان می دهد که حرکت نسبی، کاملاً توسط تغییر شکل در امتداد بخش های گسل ها جذب می شود. با این حال، اطراف ناحیه گسل، منطقه ای با گرابان جابجایی وجود دارد که نشان دهنده کشش (تراکشی) در داخل پله های هم پوشان است. در نتیجه، نشست بر روی پله های گسل آزاد پیش بینی می شود. توزیع تنش مدل شده در داخل پله های گسل و اطراف رأس های بخش های گسل نامتقارن است.

نتیجه های مدل ها الاستیک نشان می دهد که تنش نرمال متوسط در پله گسلی، کششی است در حالی که در ناحیه های بیرون از پله گسلی، تنش نرمال متوسط فشارشی تمرکز دارد. تنش نرمال متوسط کششی در پله های گسلی کششی (پهنه تراکشی) تمرکز یافته است و جفت ناحیه های با بیشینه و کمینه مقادیر تنش به ترتیب در بخش های داخلی و بیرونی رأس های پاره های گسلی تمرکز یافته است. به طور مؤثر، تنش متوسط نشان دهنده بالادمدگی (تراکم) و فرونشست (کشیدگی) مربوط به گسلش است. الگوی تغییر شکل آرایه پلکانی کششی راستالغز به شرایط مرزی اعمال شده و میزان هم پوشانی بین دو گسل اصلی راستالغز بستگی دارد. هنگامی که میزان هم پوشانی دو گسل اصلی راستالغز افزایش می یابد، تغییر شکل سطح گسترده تر و طولانی تر می شود، اما زمانی که هم پوشانی بین دو گسل اصلی راستالغز صفر شود، چرخش بلوک به طور قابل توجهی مشاهده می شود و تنها تغییر شکل سطح باریک و کوچک به دست می آید. این نتایج نشان می دهد که هم پوشانی بین دو گسل اصلی راستالغز عامل مهمی در کنترل شکل، اندازه و مورفولوژی تشکیل حوضه تراکشی است.



شکل ۶. پله‌های هم‌پوشان در زوایای واگرایی ۳۰، ۴۵ و ۶۰ بررسی شده‌اند. توزیع تنش اصلی حداقل برای حوضه تراکشی، فرونشست درون حوضه (آبی پررنگ تا آبی روشن)، رأس بخش‌های گسل نشان‌دهنده بالا آمدن کناره‌های حوضه (زرد تا قرمز) است. افزایش هم‌پوشانی منجر به تشدید فرونشست و کشیدگی حوضه تراکشی می‌شود. پله‌های گسل هم‌پوشان شکل‌های حوضه ساعت شنی ایجاد می‌کنند.

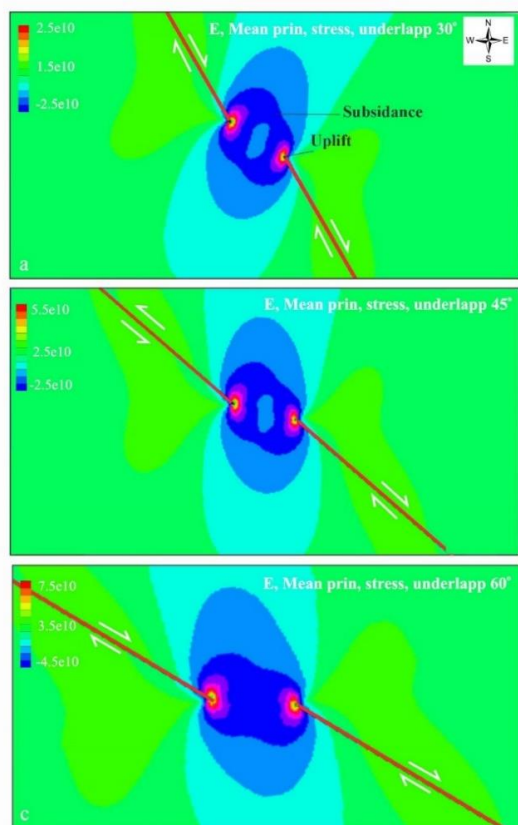
در مورد پله‌های هم‌پوشان و واگرایی مایل ۶۰، مدل‌ها مراحل زیر را نشان دادند که منجر به توسعه حوضه‌های لوزی شکل کشیده می‌شوند: (۱) بالا آمدن ساختاری متصل: در مرحله اولیه، یک بالا آمدن ساختاری متصل در حوضه مشاهده می‌شود، (۲) مراکز فرونشست دوگانه نامتقارن متمایز: با فرگشت حوضه، مراکز فرونشست دوگانه با ویژگی‌های نامتقارن متمایز در انتهای مخالف حوضه تشکیل می‌شوند، (۳) حوضه‌های دوکی شکل: شکل حوضه به یک شکل دوکی تبدیل می‌شود، شبیه به یک بیضی یا بیضی باریک، (۴) حوضه سیگموئیدی: فرگشت بیشتر منجر به حوضه‌ای با شکل سیگموئیدی می‌شود، شبیه به



شکل ۵. پله‌های گسل خنثی در زوایای واگرایی ۳۰، ۴۵ و ۶۰ بررسی شده‌اند. توزیع تنش اصلی حداقل برای حوضه تراکشی، فرونشست درون حوضه (آبی پررنگ تا آبی روشن)، رأس بخش‌های گسل نشان‌دهنده بالا آمدن کناره‌های حوضه (زرد تا قرمز) است. پله‌های گسل خنثی شکل‌های حوضه مانند دوکی، S باز یا Z شکل ایجاد می‌کنند.

اندرکنش بین گسل‌ها و جابه‌جایی کلی راستالغز تحت تأثیر ضریب اصطکاک قرار دارد. تغییر ضریب اصطکاک در گسل (کمتر از ۰٫۵) در مقایسه با لیتوسفر اطراف (۰٫۵) باعث حداکثر مشارکت گسل‌ها در جابه‌جایی می‌شود. در نتیجه، تشکیل حوضه‌های رسوبی محدود نمی‌شود. هنگامی که ضریب اصطکاک در لیتوسفر بیش از ۰٫۵ باشد، تغییر شکل راستالغز عمدتاً بین گسل‌ها تجمع پیدا نمی‌کند. در عوض، در سراسر پوسته بالایی پراکنده می‌شود، که مانع از توسعه حوضه‌های عمیق و باریک می‌شود. ضرایب اصطکاک کم در گسل‌های اصلی، کمتر از ۰٫۵، برای تجمع تغییر شکل راستالغز به طور خاص در و بین گسل‌های هم‌پوشان در حوضه ضروری است.

گسل ها یا شکستگی های ثانویه، مانند شکستگی های بال و آرایه های شکستگی دم اسبی کمک می کنند.



شکل ۷. پله های غیرهم پوشان در زوایای واگرایی ۳۰، ۴۵ و ۶۰ بررسی شده اند. توزیع تنش اصلی حداقل برای حوضه تراکشی، فرونشست درون حوضه (آبی پر رنگ تا آبی روشن)، رأس بخش های گسل نشان دهنده بالا آمدن کناره های حوضه (زرد تا قرمز) است. پله های گسل غیرهم پوشان منجر به حوضه هایی با شکل لوزی بلند و کشیده می شوند.

شکستگی های بال مانند در ربع کششی یک شکستگی مد II تشکیل می شوند و مسیرهای تنش فشارشی اصلی حداکثر را دنبال می کنند. در رأس شکستگی های مد II یا گسل های راستالغز، اختلال محلی میدان تنش اصلی منجر به توسعه گسل های شاخه ای می شود. این گسل های شاخه ای سه حوضه متمایز را در بر می گیرند که توسط ساختارهای برشی، فشارشی و کششی غالب هستند. تأثیر تغییر روند بر هندسه اتصال را بررسی کرده اند. این حوضه ها با دو بخش گسل راست بر پیش موجود مرتبط بودند و تحلیل بر تأثیر تنش

منحنی "S"، ۵) شکل لوزی کشیده: در نهایت، حوضه شکل لوزی کشیده به خود می گیرد. این تغییرات در شکل حوضه نتیجه اندرکنش بین واگرایی مایل و سایر عوامل مانند هندسه پله های گسل، نسبت هم پوشانی به جدایش است.

آغاز یا فعال سازی مجدد گسل ها را می توان از طریق تمرکز موضعی کرنش در مناطق گسلی پیش بینی کرد. تحلیل الگوهای تنش و کرنش در پله های رهایی گسلی غیرهم پوشان، خنثی و همپوشان، ویژگی های نواحی تراکشی را آشکار می سازد. در پله های غیرهم پوشان، به دلیل عدم حرکت بلوک ها در راستای گسل، تنش و کرنش به طور پراکنده در خارج از ناحیه تراکشی توزیع می شوند. در مقابل، در پله های خنثی و همپوشان، حرکت همزمان بلوک ها سبب تمرکز تنش و کرنش در ناحیه تراکشی می گردد. به ویژه، پله های همپوشان تمرکز قابل توجهی از تنش را نشان می دهند که می تواند موجب اتصال گسل های ثانویه یا شکستگی هایی رأس گسل ها می شود. در پله های غیرهم پوشان، تنش اصلی حداقل، که در امتداد آن گسل های عبوری از حوضه ممکن است تشکیل شوند، رأس بخش های گسل را به هم متصل می کند. در پله های خنثی، ممکن است رأس بخش های گسل را به هم متصل کند. این الگوهای تنش بینش هایی در مورد تشکیل و اتصال بالقوه گسل های عبوری از حوضه در هندسه های مختلف پله گسل ارائه می دهند. در پله های گسل هم پوشان (شکل ۶)، کشش موازی با بخش های گسل مشاهده می شود. با این حال، توجه به این نکته مهم است که توسعه گسل های عبوری از حوضه در پله های هم پوشان در مقایسه با پله های غیرهم پوشان و خنثی کمتر مشهود است. این موضوع را می توان در شکل ۷ مشاهده کرد،

جایی که تنش های اصلی حداقل، که با تشکیل بالقوه گسل های عبوری از حوضه مرتبط هستند، به خوبی در پله هم پوشان توسعه نیافته اند. در نتیجه، گسل های عبوری از حوضه در این منطقه تشکیل نمی شوند. این یافته ها نشان می دهند که حتی در مواد همسانگرد، اندرکنش گسل ها منجر به مسیرهای کرنش غیرهم محور و میدان های تنش پیچیده درون مناطق تراکشی می شود. این میدان های تنش به توسعه

در نزدیکی نوک گسل‌ها که به تنش کششی تبدیل می‌شود. کرنش موضعی بین نوک گسل‌ها در مقایسه با مدل مرجع بالاتر است، زیرا کرنش در ناحیه پله‌ای را که توسط گسل‌های غیرهمپوشان قابل تحمل نیست جبران می‌کند.

کرنش خارج از گسل زمانی که نوک گسل‌ها به یکدیگر نزدیک می‌شوند کاهش می‌یابد، زیرا گسل بهتر می‌تواند حرکت نسبی بلوک‌ها را تحمل کند. کرنش موضعی افزایش یافته مشاهده شده بین نوک گسل‌ها در مقایسه با مدل مرجع را می‌توان به تعامل پیچیده بین گسل‌ها نسبت داد. هنگامی که گسل‌ها با هم تعامل می‌کنند، تغییرات در کرنش را تحمل می‌کنند. خمش و اتصال گسل‌ها به توزیع کرنش کمک می‌کند و کرنش پله‌ای را که نمی‌تواند توسط گسل‌های زیرین جذب شود، متعادل می‌سازد. این تعادل ظریف، پایداری و قطعه‌قطعه شدن بخش‌های کششی را تضمین می‌کند.

هنگامی که دو گسل راستالغز راست‌بر هم‌پوشانی ندارند، دو حوضه غیرهمپوشان تشکیل می‌شوند که توسط یک منطقه بالا آمده گسترده از هم جدا می‌شوند. با این حال، در صورت هم‌پوشانی گسل‌ها، حوضه‌ها با هم ادغام می‌شوند. در صورتی که هم‌پوشانی بین گسل‌ها سه برابر فاصله جدایی باشد، امکان تشکیل حوضه‌های عمیق در مناطق فرونشست گسترده، که شامل منطقه گسل داخلی است، وجود دارد. نبود تقارن فضایی در مناطق گسلی ممکن است ناشی از نرخ‌های جابه‌جایی متفاوت گسل‌های راستالغز راست‌بر باشد، با نبود تقارن بیشتر به سمت گسل‌های فعال‌تر. مدل‌سازی پله‌های رهایی در گسل راستالغز راست‌بر نشان می‌دهد که در طول رشد منطقه هم‌پوشانی، جهت‌گیری در پله‌ها به سمت موازی شدن با گسل‌های تراکمی بر اساس نتایج به دست آمده برای پله‌های فشارشی می‌چرخد. الگوی تنش متوسط درون پله محدود است، با یک مقدار حداکثر دو جفت موقعیت محلی با ربع فشارشی حداکثر گسل‌های راستالغز راست‌بر و ربع کششی حداقل در رأس گسل‌های در حال گسترش تشکیل می‌شوند. در حوضه‌های تراکشی، میدان‌های تنش و کرنش از عوامل تعیین‌کننده در فرآیند گسترش و بازشدگی

فشارشی اعمال شده از دور متمرکز بود.

تکامل حوضه‌های کششی تراکشی تحت تأثیر عوامل متعددی از جمله هندسه اولیه پله‌های گسل، نسبت همپوشانی به جدایی و زاویه واگرایی مایل قرار دارد. این پژوهش با اعمال زوایای واگرایی مختلف (۳۰، ۴۵ و ۶۰ درجه) بر مدل‌های تعامل قطعات گسل که نماینده پله‌های غیرهمپوشان، خنثی و همپوشان هستند، تأثیر این عوامل را بر تکامل حوضه بررسی کرده است. نتایج مدل‌ها نشان داد که فرگشت حوضه‌های تراکشی تحت تأثیر چندین عامل، از جمله هندسه اولیه پله‌های گسل، نسبت هم‌پوشانی به جدایی و زاویه واگرایی مایل قرار دارد. زاویه انحراف بین بخش‌های گسل به عنوان یک پارامتر کلیدی در کنترل هندسه حوضه شناسایی شد. زاویه بین گسل‌های عادی و راستالغز کاملاً به شرایط مرزی کلی مدل بستگی دارد، در حالی که ویژگی‌های ماده و نسبت هم‌پوشانی به جدایی به عنوان عوامل کنترل ثانویه در نظر گرفته می‌شوند. زاویه بین گسل‌های عادی و راستالغز از ۱۰-۶۵ درجه برای شرایط کششی تا ۱۰۰-۱۲۰ درجه برای شرایط فشارشی متغیر است.

درجه همپوشانی و عدم همپوشانی گسل‌های اصلی از جمله عوامل هندسی مهمی است که بر توسعه پله‌های گسل تأثیر می‌گذارد. در اینجا، اثرات گسل‌های غیرهمپوشان و همپوشان در چارچوب یک پله رهایی مورد مطالعه قرار گرفته است. به طور کلی، زمانی که دو گسل راستالغز راست‌گرد همپوشانی نداشته باشند، دو حوضه غیرهمپوشان تشکیل می‌شود که توسط یک ناحیه مرتفع گسترده از هم جدا شده‌اند. با این حال، در صورت همپوشانی گسل‌ها، حوضه‌ها با هم ادغام می‌شوند. در مدل‌ها، عدم همپوشانی زمانی رخ می‌دهد که قطعات جابه‌جا شده گسل به یکدیگر نزدیک می‌شوند و منجر به برهمکنش بین میدان‌های کرنش آنها می‌شود. علاوه بر این، همپوشانی زمانی اتفاق می‌افتد که نوک گسل‌ها از مقابل یکدیگر عبور می‌کنند. در مورد گسل‌های اصلی غیرهمپوشان با زاویه (θ) کمتر از ۹۰ درجه، یک برهمکنش بین میدان‌های کرنش نوک گسل‌های جدا شده رخ می‌دهد که منجر به تشکیل یک ناحیه فرونشست متصل می‌شود. میدان تنش غالب عمدتاً از نوع راستالغز است، به جز



حوضه‌ها به‌شمار می‌آیند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان‌دهنده این است که هندسه پله‌های گسلی در تشکیل حوضه فرونشست تاثیر درد همپچنین کاهش میزان غیرهم‌پوشانی میان پله‌های گسل، از حالت غیرهم‌پوشان به وضعیت خنثی، منجر به بهم پیوستن حوضه‌های فرونشست می‌شود. در مقابل، افزایش هم‌پوشانی بین پله‌ها سبب ایجاد یک حوضه تراکشی منفرد با فرونشست متمرکز در ناحیه مرکزی می‌گردد. علاوه بر این، هندسه و مکان بالا آمدن‌های ساختاری درون حوضه و نبود تقارن حوضه به شرایط مرزی اعمال شده، به ویژه حرکت واگرایی مایل و هندسه پله‌های گسل بستگی دارد.

به طور کلی، مدل‌های حوضه‌های تراکشی مراکز فرونشست متصل با اشکال حوضه خاص را نشان می‌دهند. پله‌های گسل خنثی شکل‌های حوضه مانند دوکی، S باز یا Z شکل ایجاد می‌کنند (شکل ۵)، پله‌های گسل هم‌پوشان حوضه‌های ساعت‌شنی شکل ایجاد می‌کنند (شکل ۶)، و پله‌های گسل غیرهم‌پوشان منجر به حوضه‌هایی با شکل لوزی بلند و کشیده می‌شوند (شکل ۷). این حوضه‌ها گسل‌های دیواره‌ای مایل-کشی پلکانی را نشان می‌دهند، که می‌توانند به صورت سخت یا نرم به هم متصل شوند و یک رد کمانی در هر دو نمای دوبعدی و مسطح تشکیل دهند (Dooley and McClay, 1997). این هندسه مشابه بسیاری از حوضه‌های کشی و مدل‌های آنالوگ قبلی حوضه‌های کشی است (McClay et al., 2001; Gutowski and Koyi, 2007). به عنوان مثال، حوضه خلیج عقبه و حوضه دریای مرده، که در امتداد مرز صفحه آفریقا-عربستان قرار دارند، به ترتیب نمونه‌هایی از حوضه‌های ساعت‌شنی شکل و لوزی شکل در امتداد پله‌های گسل هم‌پوشان هستند (Reilinger et al., 2004; Mahmoud et al., 2005; Wdowinski et al., 2004). انتقال شکل حوضه‌ها از پله‌های غیرهم‌پوشان به پله‌های هم‌پوشان با افزایش انحنا در گسل‌های درون حوضه تراکشی همراه است (ten Brink and Ben-Avraham, 1989).

مقادیر متوسط تنش نرمال برای پله‌های رهایی گسلی خنثی (شکل ۵) پله‌های رهایی گسلی هم‌پوشان (شکل ۶) و پله‌های رهایی گسلی غیر هم‌پوشان

(شکل ۷) تعیین شد. مدل‌سازی کشسان نشان می‌دهد که تنش نرمال متوسط درون پله با کشش مشخص می‌شود، در حالی که منطقه خارج از پله (رأس گسل) تنش نرمال متوسط فشارشی را تجربه می‌کند. الگوی تنش نرمال متوسط درون پله رهایی، همراه با دو جفت حداکثر و حداقل تنش‌های محلی در طرف‌های پیشرو و عقب رأس بخش‌های گسل مشخص می‌شود. تنش متوسط به طور مؤثری بالا آمدگی (تراکم) و فرونشست (کشش) مرتبط با گسش را نشان می‌دهد (Aydin and Schultz, 1990; Brankman and Aydin, 2004). برای پله‌های رهایی هم‌پوشان در تمام زوایای واگرایی، نتایج مدل نشان می‌دهد که تنش‌های متوسط نسبتاً بالایی در رأس گسل‌ها تجمع می‌کنند و با اندرکنش دو بخش به سمت مناطق مرکزی کاهش می‌یابند. تنش‌های متوسط در پیکربندی‌های خنثی (شکل ۵)، در مقایسه با پله‌های هم‌پوشان (شکل ۶)، بیشتر در رأس گسل‌ها تجمع می‌کنند اما در مقابل، برای پله‌های رهایی غیرهم‌پوشان (شکل ۷)، تمرکز کمی از تنش متوسط بالاتر بین بخش‌ها وجود دارد. با این حال، بالا آمدن نزدیک رأس بخش‌های گسل هم‌پوشان نسبت به فرونشست حوضه نسبتاً کم است. در اصل، عمق و توسعه مراکز فرونشست به دلیل اندرکنش بین گسل‌ها افزایش می‌یابد. با افزایش زاویه واگرایی مایل از ۳۰° به ۶۰°، تنش فشارشی حداقل اصلی مدل‌شده به تدریج موازی با بخش‌های گسل مرزی می‌شود. در تمام مدل‌ها، مقادیر حداکثر تنش متوسط از تنش تفاضلی بیشتر است. نتایج نشان می‌دهند که ربع‌های کشی رأس بخش‌های گسل داخلی درون منطقه اتصال قرار دارند، که منجر به یک منطقه نسبتاً کم در این منطقه برای بیشتر مدل‌ها می‌شود. در مورد پله‌های گسل هم‌پوشان، انتظار می‌رود که گسل‌های بال مانند دم اسبی تشکیل شوند، که با جهت تنش اصلی حداکثر هم‌راستا هستند و از رأس گسل‌های بیرونی به سمت بیرون و از رأس گسل‌های داخلی به سمت منطقه اتصال گسترش می‌یابند.

نتایج مدل‌سازی عددی نشان می‌دهد میزان هم‌پوشانی بین گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد در تشکیل حوضه کشی الگوی توزیع و تمرکز حداکثر تنش را کنترل می‌کند. علاوه بر این، الگوهای توزیع

متوسط حداکثر و حداقل در مناطق عمودی گسل‌های مرزی مشهود هستند، جایی که تنش تفاضلی بالاتر است. گرا دیان تنش متوسط حداکثر گرا دیان‌های فشار بالقوه برای جریان سیال به سمت خارج از پله‌ها ایجاد می‌کند، در حالی که گرا دیان تنش متوسط حداقل گرا دیان‌های فشار بالقوه برای جریان سیال به سمت داخل پله‌ها ایجاد می‌کند. لغزش در جهت گسل مرزی اتصالی انواع مختلف پله‌های گسل باعث می‌شود که سیال در جهت پله‌های گسل جریان یابد، به طوری که شدت این جریان با کاهش جدایی بخش‌های گسل راست‌الغز راست‌بر افزایش می‌یابد.

پله‌های رهایی گسلی در امتداد گسل‌های راست‌الغز دهشیر-بافت، قم-زفره موجب تغییر در حرکت نسبی بلوک‌ها می‌شوند که منجر به تنش انحرافی بالا در منطقه اطراف می‌شود که این افزایش تنش باعث تجمع کرنش خارج از گسل‌های فعال می‌شود، که می‌تواند گسل‌های پیش‌موجود را دوباره فعال کند یا گسل‌های جدیدی را آغاز کند. این فرآیند کارایی مکانیکی سامانه گسل را با توزیع مجدد کرنش بهبود می‌بخشد. پارامترهای اصلی کنترل‌کننده تجمع کرنش موضعی شامل استحکام نسبی گسل، هندسه سامانه گسل و مدل کشسان فرض شده است. پیش‌بینی می‌شود که دلیل تنش نرمال متوسط فشارشی بین پله‌های تراکمی و تنش نرمال متوسط کششی بین پله‌های رهایی، تمرکز کرنش برشی و توسعه ساختارهای شکننده در پله‌های رهایی و مناطق کششی بیشتر از پله‌های تراکمی و مناطق رانده باشد.

هرچند مدل‌های ارائه‌شده عددی، دوبعدی و تعمیم‌یافته هستند، اما الگوهای کرنش تولیدشده در این مدل‌ها با نتایج حاصل از مدل‌های آنالوگ و داده‌های میدانی برای پیکربندی‌های مشابه از جمله پله‌ها و خم‌ها همخوانی دارد. همچنین در این منطقه برای اولین بار مدلسازی عددی انجام گرفته است و میدان‌های تنش و کرنش حاصل از شبیه‌سازی‌های ما می‌توانند در درک علل تغییر شکل‌های متنوع پوسته در اطراف این ساختارها مفید واقع شوند.

۵. نتیجه‌گیری

در این پژوهش از یک مدل المان محدود کشسان

بردار جابه‌جایی عمدتاً تحت تأثیر هم‌پوشانی و شرایط مرزی اعمال شده در زمین‌ساخت کششی قرار می‌گیرند. تمام مدل‌ها وجود یک میدان تنش کششی محوری را نشان می‌دهند. مناطق کششی بزرگ مرتبط با بخش‌های گسل هم‌پوشان تحت تأثیر کشش کلی قرار دارند، یعنی هر دو محور تنش کششی اصلی و مقادیر آن‌ها با افزایش نسبت هم‌پوشانی به جدایی و تغییر از شرایط خنثی به کششی افزایش می‌یابند. مناطق با حداکثر کشش در نزدیکی رأس بخش‌های گسل درون مناطق هم‌پوشانی قرار دارند. گسل‌های کششی که حوضه‌های کششی را محدود می‌کنند، موازی با مسیرهای تنش فشارشی اصلی هستند.

شروع یا فعال‌سازی مجدد گسل‌ها را می‌توان با تمرکز بر موضعی شدن کرنش در خارج از مناطق گسل پیش‌بینی کرد. پیکربندی بهینه گسل برای پله‌های مورد مطالعه با مقایسه نتایج مدل با مشاهدات تعیین شده است. تجزیه و تحلیل الگوهای تنش و کرنش در پله‌های گسل غیرهمپوشان، خنثی و همپوشان، ویژگی‌های منطقه تراکشی را روشن می‌سازد.

در پله‌های غیرهمپوشان، تنش و کرنش در خارج از منطقه تراکشی پراکنده می‌شوند که ناشی از عدم حرکت بلوک‌های موازی با گسل است. در مقابل، در پله‌های خنثی و همپوشان، حرکت هماهنگ بلوک‌ها باعث تمرکز تنش و کرنش در منطقه تراکشی می‌گردد. منطقه همپوشان تمرکز قابل توجه تنش را نشان می‌دهد که ممکن است منجر به اتصال گسل‌ها یا شکستگی‌های ثانویه بین نوک گسل‌ها شود و در نتیجه قطعات گسل/شکستگی هندسی جفت‌شده‌ای ایجاد کند که به عنوان گسل‌های عبوری از حوضه شناخته می‌شوند.

مدل‌های این پژوهش در شکل ۵، ۶ و ۷ نشان می‌دهد که تنش انحرافی در اطراف همه پله‌ها افزایش می‌یابد، در نزدیکی رأس گسل‌ها، تمرکز تنش رخ می‌دهد، که منجر به تغییر شکل و چرخش قابل توجه می‌شود. در مقابل، در فاصله‌های دورتر از گسل‌ها، سطح تنش نسبتاً کم است، که منجر به چرخش جزئی می‌شود. در طول لغزش واگرایی نسبی بر روی گسل‌ها، تنش در پله‌های رهایی کاهش می‌یابد. در تمام مراحل توسعه پله، و برای پله‌های رهایی، گرا دیان‌های تنش



References

- دویعدی با استفاده از نرم افزار آباکوس استفاده شد و به طور سیستماتیک تأثیر اندرکنش هندسه های مختلف پله های رهایی گسل راستالغز راست گرد (هم پوشان، غیرهم پوشان، خنثی) و زوایای واگرایی مختلف (30° ، 45° و 60°) بر تغییرات میدان های تنش و کرنش و تشکیل حوضه تراکشی در پله رهایی راست گرد گسل های راستالغز دهشیر بافت-قم زفره بررسی شد. یکی از یافته های کلیدی این پژوهش، چگونگی توزیع تنش و کرنش در حوضه تراکشی است. تحلیل دقیق توزیع لغزش گسل و الگوهای کرنش، واگرایی مایل، شرایط مرزی و هندسه های مختلف پله های رهایی گسل (هم پوشان، غیرهم پوشان، خنثی) فرگشت سامانه های گسل و حوضه تراکشی را توضیح می دهد. نتایج این پژوهش نشان می دهد الگوی توزیع و تمرکز حداکثر تنش توسط میزان هم پوشانی بین گسل های راستالغز راست گرد در تشکیل حوضه کششی کنترل می شود. یافته های ما نشان می دهند که شکل و تعداد مراکز فرونشست تشکیل شده تحت تأثیر هر دو هندسه پله های گسل و مایل بودن زاویه واگرایی قرار دارند. با کاهش غیرهم پوشانی، از یک پله غیرهم پوشان به یک پله خنثی، مراکز فرونشست دوگانه ادغام می شوند. در مقابل، افزایش هم پوشانی منجر به توسعه یک حوضه تراکشی منفرد با یک فرونشست مرکزی می شود. به طور کلی، مدل های حوضه های تراکشی مراکز فرونشست متصل با اشکال حوضه خاص را نشان می دهند. پله های رهایی خنثی منجر به شکل دوکی یا S باز یا Z شکل شدند، پله های رهایی غیرهم پوشان اشکال لوزی شکل کشیده تا سیگموییدی و پله های رهایی هم پوشان منجر به تشکیل حوضه های ساعت شنی شدند. در نهایت، بر اساس بررسی های هندسه پله های رهایی گسلی در مدلسازی انجام شده، بهترین و مناسب ترین مدل برای حوضه های تراکشی در منطقه زمین ساختی دهشیر-بافت-قم زفره، پله رهایی هم پوشان انتخاب گردید.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., ... and Wortel, R. 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148(5-6), 692-725.
- Albertz, M., and Sanz, P. F. 2012. Critical state finite element models of contractional fault-related folding: Part 2. Mechanical analysis. *Tectonophysics* 576, 150-170.
- Asaadi, N., Ribe, N. M., and Sobouti, F. 2011. Inferring nonlinear mantle rheology from the shape of the Hawaiian swell. *Nature* 473(7348), 501-504.
- Atallah, M., Niemi, T. M., and Mustafa, H. 2002. Deformation at a strike-slip, stepover zone along the southeastern margin of the Dead Sea pull-apart basin, Jordan. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* 2, 49-62.
- Aydin, A., Schultz, R.A., 1990. Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. *J. Struct. Geol* 12, 123-129.
- Basile, C., and Brun, J. P. 1999. Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 21(1), 23-37.
- Ben-Avraham, Z., Lyakhovsky, V., and Schubert, G. 2010. Drop-down formation of deep basins along the Dead Sea and other strike-slip fault systems. *Geophysical Journal International*, 181(1), 185-197.
- Bertoluzza, L., Perotti, C.R., 1997. A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy). *Tectonophysics* 280, 185



- Mid-Polish Trough. *Basin Research* 19, 67–86.
- Jackson, J. 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 97, 12471–12479.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. 2002. Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysical Journal International* 148(2), 214–245.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W., 2007. *Fundamentals of rock mechanics*, Fourth edition. Blackwell, 3–43.
- Javadi, H. R., Esterabi Ashtiani, M., Guest, B., Yassaghi, A., Ghassemi, M. R., Shahpasandzadeh, M., and Naeimi, A. 2015. Tectonic reversal of the western Doruneh fault system: implications for Central Asian tectonics. *Tectonics* 34(10), 2034–2051.
- Joshi, G. R., and Hayashi, D. 2010. Finite element modelling of the pull-apart formation: implication for tectonics of Bengo Co pull-apart basin, southern Tibet. *Natural Science*, 2(06), 654.
- Kase, Y., and Kuge, K. 2001. Rupture propagation beyond fault discontinuities: Significance of fault strike and location. *Geophysical Journal International* 147(2), 330–342.
- Katzman, R., ten Brink, U. S., and Lin, J. 1995. Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6295–6312.
- Khalatbari Jafari, M., Sepehr, H., and Mobasher, K. 2016. Tectonomagmatic evolution of the south Dehshir ophiolite, Central Iran. *Geological* 197.
- Brankman, C.M., Aydin, A., 2004. Uplift and contractional deformation along a segmented strike-slip fault system: The Gargano Promontory, southern Italy. *J. Struct. Geol.* 26, 807–824.
- Corti, G., Dooley, T.P., 2015. Lithospheric-scale centrifuge models of pull apart basins. *Tectonophysics* 664, 154–163.
- Cunningham, W. D., and Mann, P. 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society, London, Special Publications* 290(1), 1–12.
- Dawson, P.R. 2000. Computational crystal plasticity. *INT J SOLIDS STRUCT* 37(1-2): 115–130
- Derakhshani, R., and Eslami, S. S. 2011. A new viewpoint for seismotectonic zoning. *Am. J. Environ. Sci* 7, 212–218.
- Dooley, T.P., McClay, K.R., 1997. Analog modelling of strike-slip pull-apart basins. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* 81, 804–826.
- Dooley, T.P., Monastero, F., Hall, B., McClay, K.R., Whitehouse, P., 2004. Scaled sandbox modelling of transtensional pull-apart basins: applications to the Coso geothermal system. *Geotherm. Res. Counc. Trans* 28, 637–641.
- Dooley, T.P., Schreurs, G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: a review and new experimental results. *Tectonophysics* 574–575, (1–71).
- Gölke, M., Cloetingh, S., and Fuchs, K. 1994. Finite-element modelling of pull-apart basin formation. *Tectonophysics*, 240(1-4), 45–57.
- Gutowski, J., Koyi, H.A., 2007. Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the

- 711-714.
- McClay, K.R., Bonora, M., 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* 85, 233–260.
- Misra, A. A., and Mukherjee, S., 2015. Tectonic inheritance in continental rifts and passive margins pp. 1-86. Berlin: Springer International Publishing.
- Moghadam, H. S., Stern, R. J., and Rahgoshay, M. 2010. The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Bulletin* 122(9-10), 1516-1547.
- Moghadam, H. S., Li, Q. L., Griffin, W. L., Chiaradia, M., Hoernle, K., O'Reilly, S. Y., et al. 2022. The Middle-Late Cretaceous Zagros ophiolites, Iran: linking of a 3000 km swath of subduction initiation fore-arc lithosphere from Troodos, Cyprus to Oman. *Bulletin* 134, 1414–1442.
- MohammadiNia, A., Rashidi, A., Shafieibafti, S., Mousavi, S. M., Nemati, M., Kianimehr, H., ... and Derakhshani, R. 2024. Unraveling the role of dextral faults in the formation of pull-apart basin structures and their implications on the genesis of ophiolites and pluto-volcanics. *Frontiers in Earth Science* 12, 1399447.
- Mookerjee, M., and Mitra, G. 2009. Understanding kinematic data from the Moine thrust zone in terms of a kinematics-based mathematical model of deforming thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 31(12), 1556-1572.
- Naeimi, A. 2015. Tectonic reversal of the western Doruneh fault system: implications for Central Asian tectonics. *Tectonics* 34(10), 2034-2051.
- Magazine, 153(4) 557-577.
- King, G., and Nábělek, J. 1985. Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science*, 228(4702) 984-987.
- Lesueur, M., Poulet, T., and Veveakis, M. 2020. Three-scale multiphysics finite element framework (FE3) modelling fault reactivation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering* 365, 112988.
- Mahmoud, S., Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Tealeb, A., 2005. GPS evidence for northward motion of the Sinai block: implications for E. Mediterranean tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 238, 217–224.
- Mandal, N. K. 2017. Ratchetting damage of railhead material of gapped rail joints with reference to free rail end effects. *Proceedings of the Institution of Mechanical Engineers, Part F: Journal of Rail and Rapid Transit* 231(2), 211-225.
- Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C. and Burke K. - 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology* 91 (5), 529-554.
- Mann, P., 2007. Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. In: Cunningham, W.D., Mann, P. (Eds.), *Tectonics of strikeslip restraining and releasing bends*. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 290, pp. 13–142.
- McClay, K. R., and Buchanan, P. G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In *Thrust tectonics* (pp. 93-104). Dordrecht: Springer Netherlands.
- McClay, K. R., and Dooley, T. 1995. Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, 23(8),



- G. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).
- Rodgers, D. A. 1980. Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. Sedimentation in oblique-slip mobile zones, 27-41.
- Rivest, L. P. 1989. Spherical regression for concentrated Fisher-von Mises distributions. *The Annals of Statistics* 307-317.
- Sadeghi-Farshbaf, P. 2024. A numerical model of extensional tectonics for estimating the stress required for the collapse of normal fault blocks. *Researches in Earth Sciences*, 15(4), 97-110.
- Sadeghi-Farshbaf, P., Khatib, M. M., and Nazari, H. 2019. Future stress accumulation zones around the main active faults by 3D numerical simulation in East Azerbaijan Province, Iran. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 54, 461-481.
- Seed, H. B., Murarka, R., Lysmer, J., and Idriss, I. M. (1976). Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site conditions for moderately strong earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(4), 1323-1342.
- Shaw, B. E., and Dieterich, J. H. 2007. Probabilities for jumping fault segment stepovers. *Geophysical Research Letters* 34(1).
- Shokri, P., Alavi, S. A., Ghassemi, M. R., and Ganjiani, S. M. 2024. Evolution of the Piranshahr pull-apart basin at releasing stepovers of the strike-slip fault systems Nemčok, M., Henk, A., Gayer, R. A., Vandycke, S., and Hathaway, T. M. 2002. Strike-slip fault bridge fluid pumping mechanism: insights from field-based palaeostress analysis and numerical modelling. *Journal of Structural Geology* 24(12), 1885-1901.
- Nevitt, J.M., Pollard, D.D., Warren, J.M., 2014. Evaluation of transtension and transpression within contractional fault steps: comparing kinematic and mechanical models to field data. *J. Struct. Geol* 60, 55–69.
- Oglesby, D. D. 2005. The dynamics of strike-slip step-overs with linking dip-slip faults. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95(5), 1604-1622.
- Pagliaroli, A., Pergalani, F., Ciancimino, A., Chiaradonna, A., Compagnoni, M., de Silva, F., ... and Luzi, L. (2019) Site response analyses for complex geological and morphological conditions: relevant case histories from 3rd level seismic microzonation in Central Italy. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 1-37.
- Peacock, D.C.P., Zhang, X., 1994. Field examples and numerical modelling of oversteps and bends along normal faults in cross-section. *Tectonophysics* 234, 147–167.
- Petrinin, A. G., and Sobolev, S. V. 2008. Three-dimensional numerical models of the evolution of pull-apart basins. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 387-399.
- Pollard, D.D., Fletcher, R.C., 2005. *Fundamental of structural geology*. Cambridge University Press.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... and Karam,

- California. *Tectonophysics* 719, 37-50.
- Walker, R., and Jackson, J. 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics* 23(5).
- Wesnowsky, S. G. 2006. Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature* 444(7117), 358-360.
- Westaway, R. 1995. Deformation around stepovers in strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology* 17(6), 831-846.
- Wdowinski, S., Bock, Y., Baer, G., Prawirodirdjo, L., Bechor, N., Naaman, S., Knafo, R., Forrai, Y., Melzer, Y., 2004. GPS measurements of current crustal movements along the Dead Sea Fault. *Journal of Geophysical Research* 109, B05.
- Wu, J.E., McClay, K.R., Whitehouse, P., Dooley, T.P., 2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Mar. Pet. Geol* 26, 1608–1623.
- Yamani, M., Ghasemmi, M. R., Alavi Panah, S. K., and Goorabi, A. 2010. Morphotectonic of dehshir area using geomorphometric techniques. *Physical Geography Research* 42(71).
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R., and Sabouri, J. 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28(11), 2023-2037.
- Zwaan, F., Schreurs, G., Naliboff, J., and Buiter, S. J. 2016. Insights into the effects of oblique extension on continental rift interaction from 3D analogue and numerical models. *Tectonophysics*, 693, 239-260.
- in Northwest of Iran: Insights from two-dimensional numerical modeling. *Journal of Mountain Science* 21(12), 4282-4298.
- Shokri, P., Dehbozorgi, M., and Hakimi Asiabar, S. 2020. Recent tectonic activity in Central Alborz Mountain, Iran: morphometric analysis and knickpoint identification. *Journal of Mountain Science* 17(12), 3137-3161.
- Silva, T. A., Gomes, I. F., Miranda, T. S., Correia Filho, O. J., Medeiros, C. E. B., Carvalho, B. R. B. M., ... and amp; Falcão, T. C. 2024. Quantifying damage zones width in strike-slip faults: Insights from a two-dimensional finite-element modeling approach. *Journal of Structural Geology*, 186, 105201.
- Simpson, C., and De Paor, D. G. 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology* 15(1), 1-20.
- Strijker, G., Beekman, F., Bertotti, G., Luthi, S.M., 2013. FEM analysis of deformation localization mechanisms in a 3-D fractured medium under rotating compressive stress orientations. *Tectonophysics* 593, 95–110.
- Ten Brink, U.S., Ben-Avraham, Z., 1989. The anatomy of a pull-apart basin; seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics* 8, 333–350
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2014. *Geodynamics*, Third edition. Cambridge University Press.
- van Wijk, J., Axen, G., Abera, R., 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics* 719–720 (37-50).
- Van Wijk, J., Axen, G., and Abera, R. 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implications for opening of the Gulf of



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۷

doi 10.22077/jt.2025.9668.1205

مشخصات ساختاری پهنه گسل ندوشن و شاخه‌های فرعی آن

زهرا کمالی^۱، احمد رشیدی^{۲*}، راضیه سادات حسینی^۳، شهرام شفیعی بافتی^۴

۱- کارشناس سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مرکز خرم آباد، لرستان، ایران.

۲- دانشیار تکنیک، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

۳- کارشناسی ارشد تکنیک بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

۴- گروه پژوهشی زمین لرزه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۴/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۲۱

پهنه گسله ندوشن با درازای ۸۰ کیلومتر و روند شمال باختر - جنوب خاور، به عنوان بخشی از سامانه گسل دهشیر - بافت، یکی از ساختارهای زمین ساختی قدیمی در پهنه ساختاری ایران مرکزی به شمار می رود. در این پژوهش، با هدف فراهم نمودن داده‌های پایه در تحلیل خطر زمین لرزه - گسلش، به تحلیل هندسی و جنبشی گسل ندوشن پرداخته می شود. مطالعات میدانی نشان می دهد که گسل باعث بریده شدن و جابجایی رسوبات مخروط افکنه جوان و دگرریخی عوارض ریخت زمین ساختی شده است. براساس داده‌های بدست آمده از ترانشه حفر شده بر گسل، گسل ندوشن با وجود مرحله کنونی بدون لرزه دستگاهی به دلیل گذر از پی سنگ افیولیتی قدیمی تا برش در رسوبات کواترنری، فعالیت قابل توجهی در منطقه داشته است. در بررسی‌های میدانی، چندین شاخه گسل فرعی فعال منشعب از گسل ندوشن (گسل‌های سورک، ابراهیم سوخته، علی آباد سورک، علی شفیع) بررسی شدند که شواهدی از زمین لرزه‌های گذشته با سازوکارهای متفاوت را نشان می دادند. مشاهده تراورتن زایی، شواهد از گسیختگی‌های جوان در ترانشه‌ها و وجود مجموعه افیولیت ملانژ در طول گسل ندوشن، تأییدی بر فعالیت تکتونیک گذشته و کنونی آن است.

واژگان کلیدی: پهنه گسله ندوشن، شاخه‌های فرعی گسل، گسل دهشیر - بافت، گسل فعال، ایران مرکزی.

*ایمیل: rashidi@uk.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۳۰۵۰۵۴۴۷



Structural Characteristics of the Nodoushan Fault Zone and its Branches

Zahra Kamali¹, Ahmad Rashidi^{*2,4}, Raziye Sadat Hosseini³, Shahram Shafieibafti^{2,4}

1- Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Khorramabad Center, Lorestan, Iran.

2- Associate Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.

3- Masters, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.

4- Department of Earthquake Research, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

The NW-SE Nodoushan fault zone with a length of ~80 km, as part of the Dehshir–Baft fault system, is considered one of the significant tectonic structures within the Central Iran structural zone. This study aims to provide fundamental data for seismic hazard and faulting risk assessment through geometric and kinematic analysis of the fault. Field investigations along the Nodoushan fault reveal that it has displaced and truncated young alluvial fan deposits. Trenching across the fault indicate that, despite its current instrumental seismic quiescence, the Nodoushan fault possesses considerable seismic potential and may generate large earthquakes in the future. Field observations identified several active subsidiary branches diverging from the Nodoushan fault, (including the Soorak, Ebrahim Sookhteh, Aliabad Soorak, and Ali Shafi faults), which show evidence of past earthquakes with varying mechanisms. The presence of travertine deposition, rock alteration, and disrupted alluvial fan sediments within the trenches, along with the ophiolite–mélange complex along the fault trace, all confirm both past and ongoing tectonic activity. The travertine formation, evidence of young ruptures in trenches, and the presence of a melange ophiolite complex along the Nodoushan fault confirm its past and present tectonic activity.

Keywords: Nodoushan Fault Zone, Fault Branches, Dehshir-Baft Fault, Active Fault, Central Iran.

*Email: rashidi@uk.ac.ir

Tel: +989130505447

۱- مقدمه

صفحه زمین ساختی ایران، دارای ساختارهای زمین‌ساختی متنوعی است که حاصل برخورد صفحه عربی با صفحه اوراسیا می‌باشد (Allen et al., 2011). در این پهنه، گسل‌های راست‌الغز راست‌بر مانند نه‌بندان، نایبند، انار و دهشیر - بافت، نقش مهمی در انتقال حرکت‌های بُرشی ایفا کرده‌اند (Allen et al., 2011; Rezaeian et al., 2009). جنبش و فعالیت گسل‌ها، از جمله گسل دهشیر، در طول زمان تغییر کرده است. شواهد کواترنری فعالیت گسل دهشیر، مانند آفست‌های مورفولوژیک و فن‌های جریان آبرفته، نشان‌دهنده نرخ لغزش متوسط حدود ۱-۲ میلی‌متر بر سال است؛ این شواهد اهمیت آن را در ارزیابی خطر لرزه‌ای برجسته‌تر کرده‌اند (Meyer et al., 2006).

مطالعات زمین‌ساختی و تحلیل‌های آماری لرزه‌ای نشان می‌دهد که این سامانه پتانسیل بالقوه برای رخداد زمین‌لرزه‌های مخرب با بزرگای بالا و متوسط دارد و دوره بازگشت آن برای زلزله‌های بزرگ نسبتاً کوتاه است (Nowroozi, 1986). همچنین برآوردهای اخیر نشان می‌دهد حداکثر بزرگای قابل انتظار برای گسل‌های فعال فلات ایران در بازه $M_w \sim 6.0$ تا $M_w \sim 8.2$ قرار دارد که این داده‌ها برای تحلیل خطر لرزه‌ای پهنه مورد مطالعه اهمیت ویژه‌ای دارند (Ghafouri et al., 2022).

گسل دهشیر - بافت با طول بیش از ۵۵۰ کیلومتر براساس تغییرات هندسی راستای آن، از شمال به جنوب به شش بخش تقسیم می‌گردد (فروتن و همکاران، ۱۳۹۰). این بخش‌ها به ترتیب گسل‌های چاه زنگول (با راستای $N105^\circ$ و درازای ۹۰ کیلومتر)، نایبند (با راستای $N170^\circ$ و درازای ۹۰ کیلومتر)، ندوشن (با راستای $N150^\circ$ و درازای ۸۰ کیلومتر)، دهشیر (با راستای $N160^\circ$ و درازای ۱۳۰ کیلومتر)، مروست (با راستای $N150^\circ$ و درازای ۱۰۰ کیلومتر) و قطرویه (با راستای $N100^\circ$ و با درازای نزدیک به ۷۰ کیلومتر) نام دارند (شکل ۱).

پهنه گسله ندوشن، قطعه‌ای از گسل دهشیر - بافت به‌شمار می‌آید که حد باختری مجموعه گسل‌های فعال راست‌الغز راست‌بر شمالی - جنوبی ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد. این گسل با راستای کلی شمال‌شمال‌باختری - جنوب‌جنوب‌خاوری، پهنه‌های

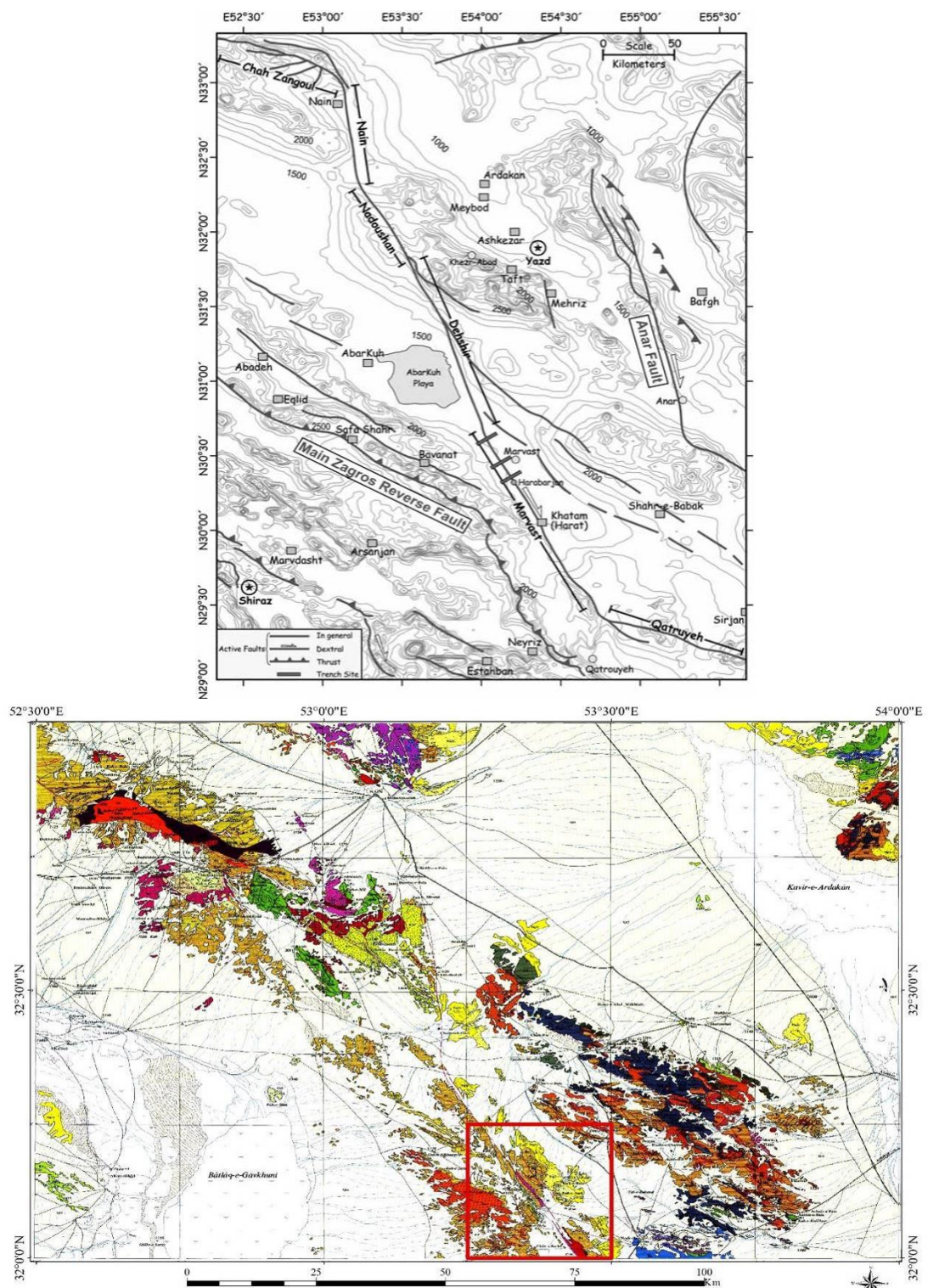
ساختاری سنندج - سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه - دختر و ایران مرکزی را قطع می‌کند (Nazari et al., 2009; Fattahi et al., 2010; Le Dortz et al., 2011). پهنه گسله ندوشن در پهنه ماگمایی ساوه - نایبند - جیرفت واقع شده است که فعالیت ماگمایی آن از پالئوسن آغاز و در دوره ترشیاری به اوج رسیده است (Alavi, 2007; Chiu et al., 2013; Fazeli et al., 2017). این رویدادهای ماگمایی از فروانش نئوتیس و در نهایت برخورد قاره‌ای صفحه عربی و اوراسیا در امتداد گسل‌های مهم و پی‌سنگی با روند شمال‌شمال‌باختری - جنوب‌جنوب‌خاوری حاصل شده است (Richards, 2015) (شکل ۱ و ۲).

با وجود مطالعات پیشین، پژوهش‌هایی که متمرکز بر تعیین هندسه و جنبش دقیق گسل ندوشن و شاخه‌های فرعی آن بوده‌اند، محدود هستند. ارتباط میان ساختارهای زمین‌شناسی مانند ملائزه‌های افیولیتی و شواهد فعالیت لرزه‌ای گذشته و کنونی نیز همچنان نیازمند بررسی دقیق‌تر است.

مطالعه حاضر با استفاده از داده‌های میدانی (ترانشه‌ها و اندازه‌گیری‌ها ساختاری) و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای به تعیین ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل ندوشن و شاخه‌های فرعی آن (شکل ۱) می‌پردازد و شواهد ساختاری و لرزه‌ای مرتبط با فعالیت نئوتکتونیک را تحلیل می‌کند. این پژوهش تلاش دارد با تمرکز بر هندسه و کینماتیک گسل ندوشن، و تحلیل شواهد لرزه‌ای و ساختاری آن، خلأ موجود در مطالعات پیشین را پر کرده و دیدگاه دقیق‌تری از پویایی تکتونیک این بخش از ایران مرکزی را ارائه دهد.

۲- روش انجام پژوهش

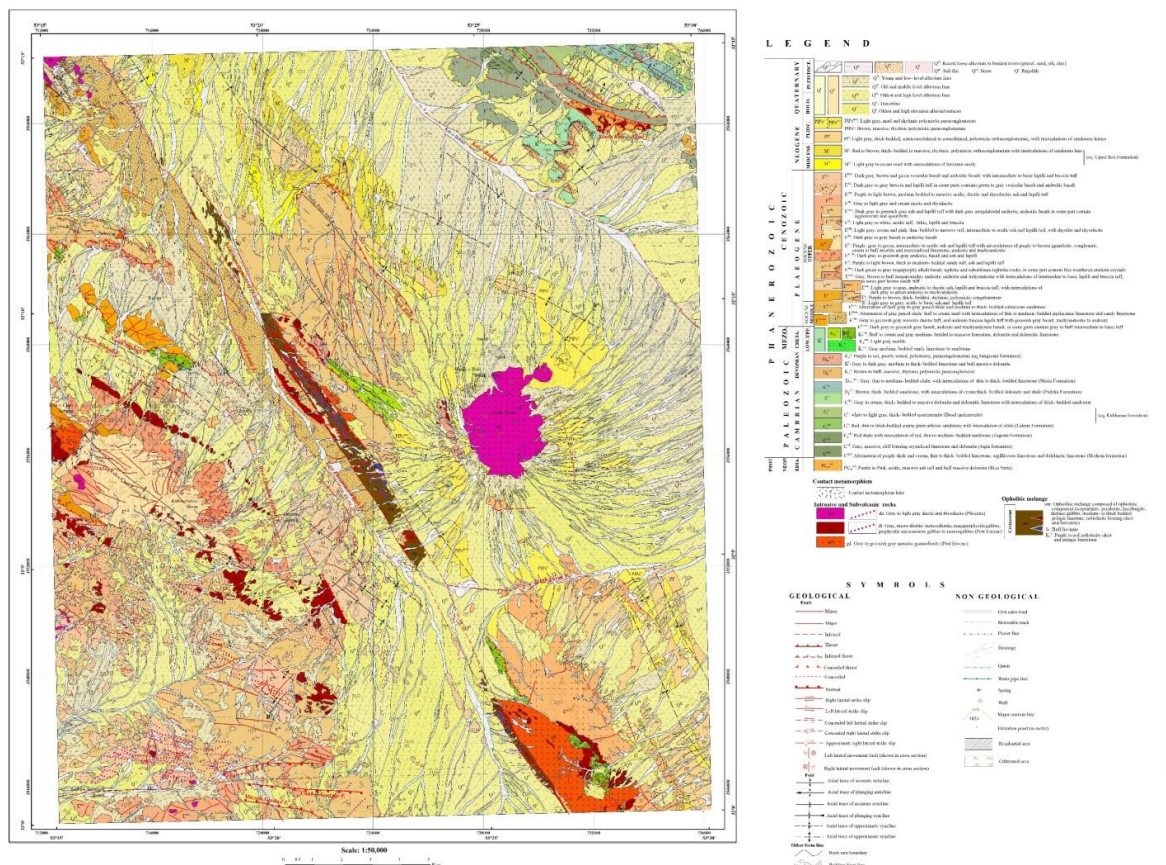
در این پژوهش به بررسی و شناخت ویژگی‌های ساختاری پهنه گسله ندوشن از طریق مطالعات میدانی، ترانشه اکتشافی حفر شد عمود بر راستای گسل و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای پرداخته می‌شود. به کمک این گونه مطالعات می‌توان علاوه بر شاخه‌های اصلی و فرعی یک پهنه گسله به سازوکار و جنبش شناختی گسل‌ها پی برد و نوع و میزان فعالیت بخش‌های گوناگون آن را مشخص نمود. با این اهداف در این پژوهش تصاویری همچون: Aster, Landsat, Etm, IRS,



شکل ۱. سامانه گسل دهشیر (گسل‌های چاه زنگول، نائین، ندوشن، دهشیر، مروست و قطرویه) بر روی نقشه توپوگرافی رقومی. مستطیل قرمز محدوده پهنه گسله ندوشن را نشان می‌دهد (برگرفته از فروتن و همکاران، ۱۳۹۰ و ب) موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ نائین (عمیدی و همکاران، ۱۳۵۷).

منطقه مورد ارزیابی قرار گرفتند. براساس داده‌های صحرائی برداشت شده با استفاده از نرم افزار Faultkin استریوگراف مربوط به گسل‌ها ترسیم شد.

Google Erath، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی مورد بررسی واقع شدند. سپس در بازدیدهای میدانی شواهدی دال بر فعالیت صفحات مختلف گسل در



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از محدوده مورد مطالعه (۱/۵۰۰۰۰ سورک پایین) (کمالی، ۱۴۰۴).

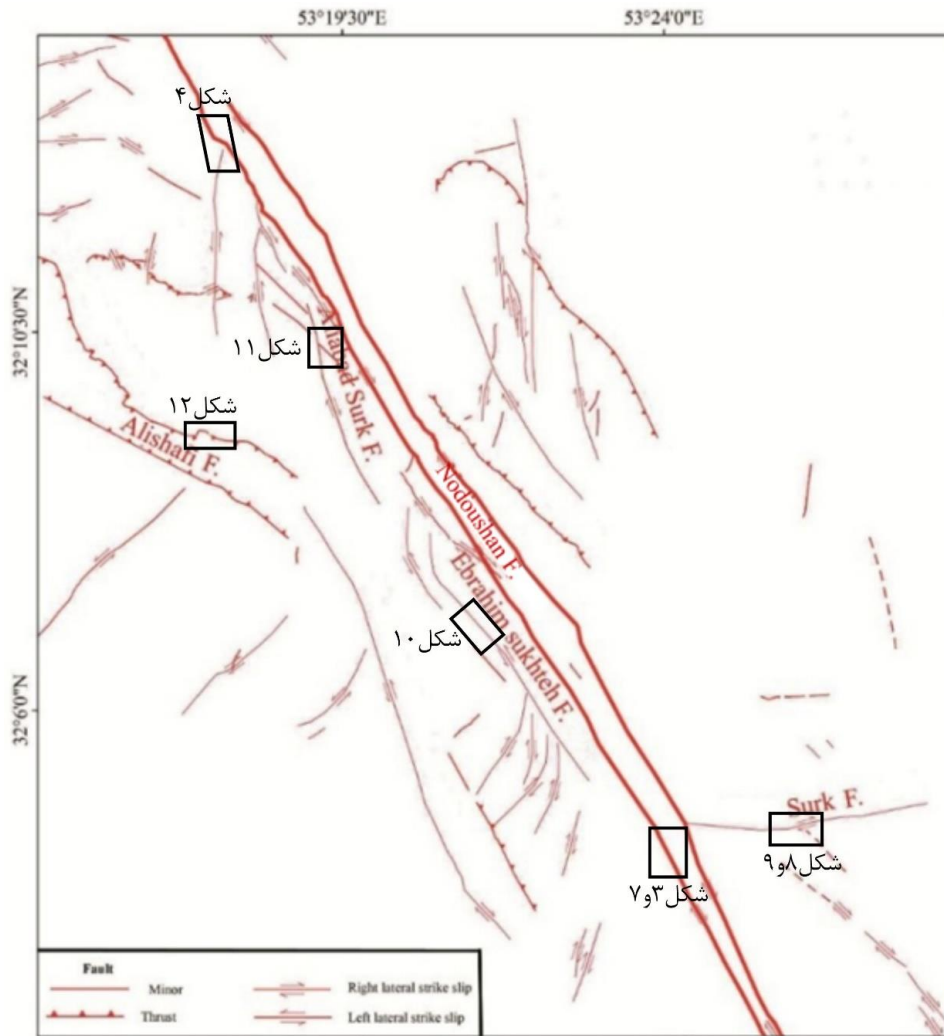
که در رسوبات جوان بالای شاخه‌های گسل، شواهدی از بریدگی و یا جابجایی دیده نشد. این نشان می‌دهد زمین لرزه‌هایی که در دیواره ترانشه دیده شده‌اند، از نظر سنی قدیمتر از رسوبات بالایی با حداقل ۴۰ سانتی‌متر ضخامت باشند (شکل ۴). مشخصات صفحات گسلی برداشت شده در درون ترانشه که هر یک در اثر یک رخداد لرزه‌ای رسوبات را بریده و در زمان رویداد باعث گسیختگی سطحی شده‌اند شامل، N170,70NE و N040,50SE است. در اثر عملکرد گسل در فرادیواره و فرودیواره آلتراسیون باعث تغییر رنگ واحدهای آذرآواری شده است که در تصویر ماهواره‌ای بصورت خط نارنجی دیده می‌شود (شکل ۵).

زون ایران مرکزی توسط گسل‌های راستالغز راست‌بُتر طویل با روند شمالی-جنوبی و تحذب به سمت باختر به سه بلوک اصلی لوت، طبس و یزد تقسیم می‌شود. از دیدگاه برخی پژوهشگران (مانند: Berberian, 1976; Nowroozi, 1986) گسل‌هایی با راستای شمالی-جنوبی در ایران مرکزی، از اواخر پروتوزوئیک سبب تغییرات رخساره‌های رسوبی ایران مرکزی گردیده

۳- مطالعات میدانی

پهنه گسله ندوشن از چند شاخه گسل فرعی بنام‌های سورک، ابراهیم سوخته، علی آباد سورک، علی شفیع تشکیل شده‌اند (شکل ۳) جدول (۱). حرکت بر روی این شاخه‌ها وابسته به صفحات اصلی گسل ندوشن است.

مجموعه‌ای از افولیت ملائزها در امتداد پهنه گسل ندوشن جایگزین شده‌اند. این گسل پس از گذر از توده نفوذی گرانودیوریتی و ولکانیک‌های اتوسن از واحدهای رسوبی پلیوکواترنری و کواترنری عبور می‌کند. در بررسی‌های میدانی از گسل ندوشن، افزون بر وجود ملائز زمین‌ساختی، تراورتن‌زائی در امتداد آن بسیار مشهود می‌باشد. معمولاً شواهد سطحی این گسل به دلیل عبور از واحدهای جوان قابل ردیابی نیست. در این پژوهش ترانشه‌ای عمود بر امتداد گسل حفر شد که در آن گسل قابل رویت بود. در محل حفاری، گسل ندوشن باعث بریده شدن و جابجایی رسوبات مخروط افکنه‌ای در دیواره جنوبی ترانشه و حذف ناگهانی واحدهای درون آن شده بود. نکته قابل توجه این است



شکل ۳. نقشه ساختاری پهنه گسل ندوشن و شاخه‌های فرعی آن.

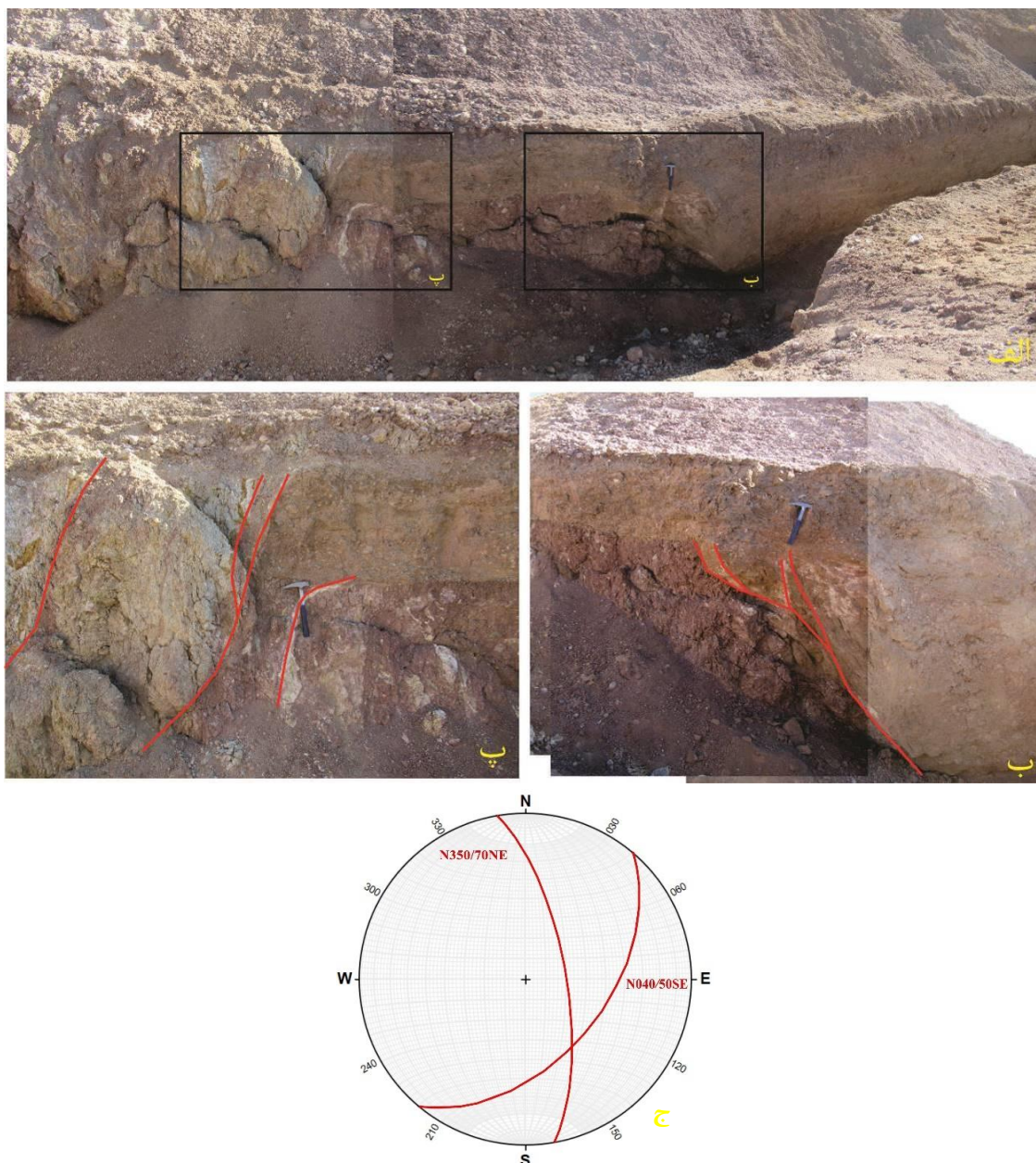
جدول ۱. مشخصات گسل‌های برداشت شده.

نام گسل	امتداد گسل	شیب گسل	جهت شیب گسل	زاویه ریک	جهت زاویه ریک	مختصات محل برداشت
گسل ندوشن	40	50	SE	-	-	729490E, 3544887N
گسل ندوشن	350	70	NE	-	-	729490E, 3544887N
گسل سورک	090	70	S	55	SE	729219E, 3551271N
گسل علی آباد سورک	340	67	SW	40	SE	718595E, 3563111N

بر گسل‌های راستالغز راست‌بر با مؤلفه شیب‌لغز معکوس و راستای شمالی-جنوبی تا شمال‌باختر-جنوب‌خاور (مانند گسل‌های نایبند، انار، دهشیر-بافت) قرار دارد (شکل ۶).

در مطالعه فروتن (فروتن، ۱۳۸۷) بر روی گسل دهشیر-بافت، ۴ ترانشه در محل مروسست، ۱ ترانشه در محل

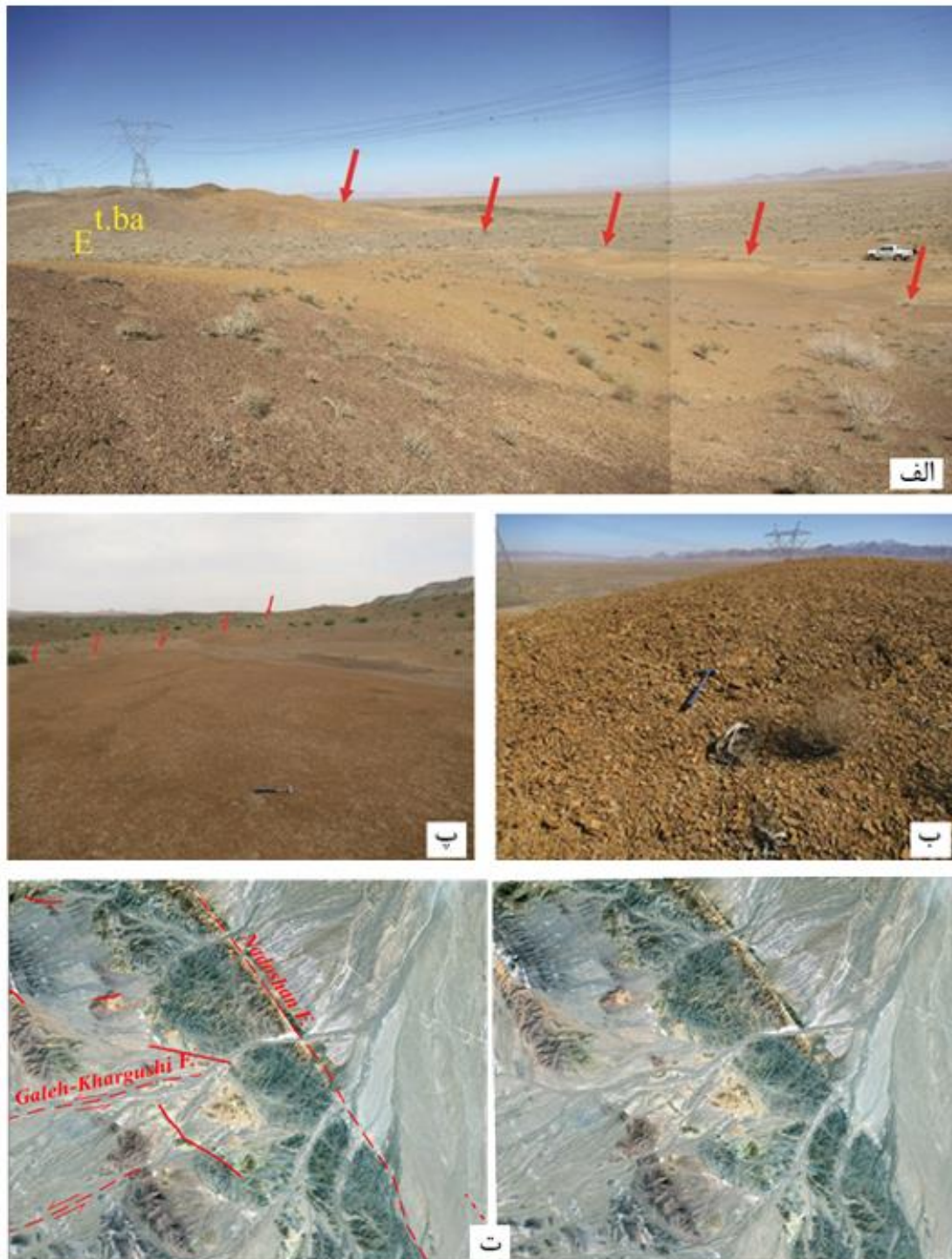
و فعالیت مجدد آنها حتی تا عهد حاضر با رویداد زمین‌لرزه‌های متعدد با بزرگای زیاد ادامه داشته است. بررسی داده‌های لرزه‌ای ایران مرکزی نشان می‌دهد، رومرکز کانون بیشتر زمین‌لرزه‌ها در بخش شمالی ایران مرکزی، بر گسل‌های راستالغز چپ‌بر با راستای خاوری-باختری (مانند گسل درونه) و در بخش جنوبی



شکل ۴. الف) ترانشه حفر شده بر گسل ندوشن با روند تقریباً خاوری-باختری (مستطیل‌های مشکی موقعیت بخش‌های ب و پ بر روی تصویر را نشان می‌دهند). سوی نگاه جنوب‌خاور است. ب) صفحه گسل با مشخصات N40/50SE. پ) صفحات گسل با مشخصات N350/70NE (39S, 729490E, 3544887N) و ج) استریوگراف صفحات گسلی برداشت شده.

دهشیر-بافت در ترانشه شمال مروست، دست کم هفت رخداد زمین‌لرزه پارینه بر روی قطعه مروست در بازه زمانی ۴۴ هزار سال گذشته ثبت شد. از دیگر یافته‌های پژوهش فروتن (فروتن، ۱۳۸۷)، بزرگای زمین‌لرزه‌های پارینه شناسایی شده بر روی گسل دهشیر-بافت بود که در ترانشه گرداب میان ۶/۳-۷/۸ در مقیاس Mw برآورد شد و همچنین تخمین زدند که جوان‌ترین زمین‌لرزه بر روی گسل دهشیر-بافت حدود ۲۲۰۰ سال گذشته رخ داده است. این موضوع بیانگر این است که از

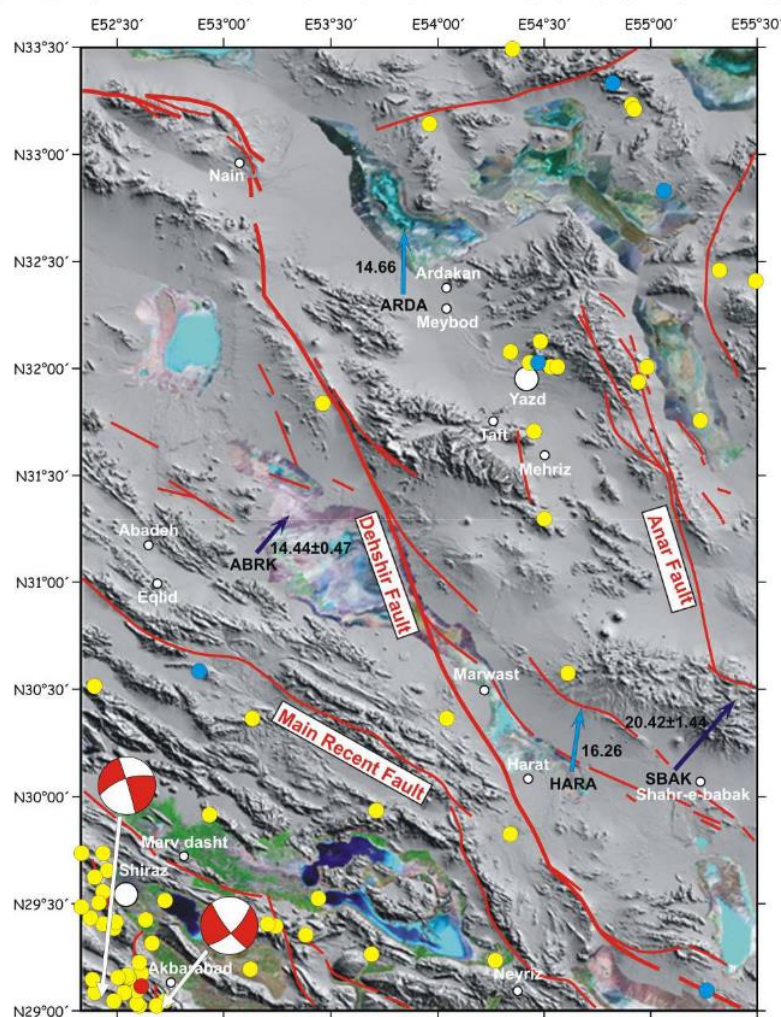
هرابرجان و ۱ ترانشه در محل گرداب حفاری گردید. نتایج حاکی از شناسایی ۴ رخداد کهن در ترانشه شمال مروست بود. بر اساس این مطالعات، دوره بازگشت گسل دهشیر-بافت حدود ۳۵۰۰ سال و میزان نرخ لغزش بر روی گسل دهشیر-بافت در بازه زمانی پلیستوسن پایانی و هولوسن را برابر با $10/3 \pm$ میلیمتر در سال و نرخ لغزش مؤلفه قائم گسل را در حدود ۰/۱ میلیمتر در سال برآورد شد. همچنین بر پایه انطباق زمان-چینه‌ای واحدها و شناسایی شواهد جنبش گسل



شکل ۵. الف) نمایی از آلتراسیون در امتداد پهنه گسل ندوشن (پیکان‌های قرمز مسیر گسل را نشان می‌دهند). سوی نگاه شمال - شمال‌باختر است. ب و پ) نمای نزدیک از توف برش آلتزه شده، سوی نگاه به ترتیب شمال‌خاور و شمال‌باختر است. ت) آلتراسیون پهنه گسلی بر روی تصویر ماهواره ای کویک‌برد (نوار کرم تا قهوه‌ای رنگ).

قبل، در حدود ۱۰۰۰ سال خواهد بود. با در نظر گرفتن آخرین رخداد لرزه‌ای که حدود ۲۲۰۰ سال پیش رخ داده است و همچنین، در نظر گرفتن قطعه‌بندی گسل‌ها و این که گسل‌های فعال در راستای خود به‌طور یکسان عمل نمی‌کنند، نشان می‌دهد که

آخرین رویداد لرزه‌ای بزرگ در قطعه مروست حدود ۲۲۰۰ سال سپری شده است. با در نظر گرفتن این الگو تا چرخه زمین‌لرزه بعدی، بر روی این بخش از گسل دهشیر-بافت با در نظر گرفتن دوره بازگشت ۳۵۰۰ سال و لحاظ آخرین رخداد لرزه‌ای در حدود ۲۲۰۰ سال



شکل ۶. گسلش فعال و لرزه خیزی گسترده در برگرنده گسل دهشیر - بافت، پیکان‌های آبی (Vernant et al., 2004) و بنفش (برگرفته از سازمان نقشه برداری کشور (NCC, 2005-2006)) بیانگر نرخ همگرایی کنونی صفحات عربی - اوراسیا بر حسب میلی‌متر در سال است (فروتن، ۱۳۸۷).

بصورت مناطق پست در مجاورت ارتفاعات قرار گرفته‌اند.

سنگ‌های افیولیتی در امتداد گسل‌های ایران مرکزی به شکل کمربندی رخنمون دارند که از آن جمله می‌توان به کمربند افیولیتی شمال نائین، سورک، دهشیر، جندق و انارک اشاره نمود. افیولیت‌های بخش جنوب‌باختری بلوک ایران مرکزی که در امتداد گسل دهشیر-بافت قرار دارند، به عنوان نوار افیولیتی نائین-بافت شناخته شده‌اند (Berberian and King, 1981). این افیولیت‌ها، شامل مجموعه افیولیتی نائین، سورک، دهشیر، شهر بابک و بافت هستند که عمدتاً از سنگ‌های پریدوتیت گوشته، گابرو، دایک‌های دیابازی، آندزیت و ریولیت تشکیل شده‌اند و فاقد دایک‌های صفحه‌ای و توالی کومولاهای لایه‌ای هستند و ویژگی‌های ملانژهای

ممکن است فعالیت لرزه‌ای به قطعات دیگر مهاجرت کرده باشد. در نتیجه، نبود فعالیت لرزه‌ای بر روی گسل دهشیر-بافت در حال حاضر نمی‌تواند دلیلی بر عدم فعالیت لرزه‌ای آن باشد. این احتمال وجود دارد که گسل در مرحله دوره بدون لرزه و تجمع انرژی قرار داشته باشد.

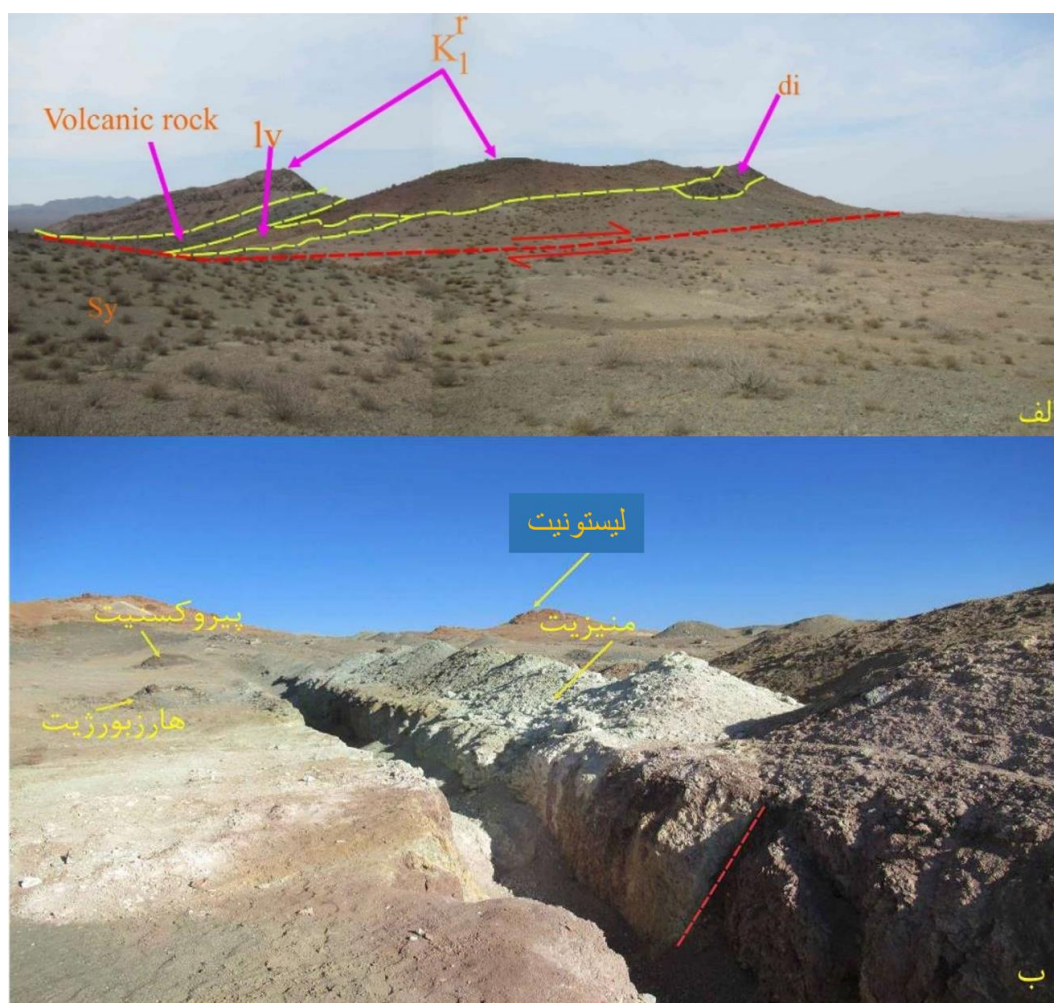
وجود نوارهای افیولیتی و سیماهای خطی آتشفشانی گواهی بر عمق زیاد فرآیندهای گسلش در ایران مرکزی می‌باشد. وقوع گسلش‌های متوالی بصورت فرازمین-فروزمین در این منطقه باعث قرارگیری سیماهای مورفوتکتونیک متفاوت در کنار هم شده است. بسیاری از دشت‌ها و کویرهای موجود در این منطقه در حقیقت آثاری از فروافتادگی‌ها و گسلش‌های قدیمی با مکانیزم فروزمین بوده که در حال حاضر



تکتونیکی را دارند (Shafaii Moghadam et al., 2008, 2009).

مجموعه افیولیت ملانژ گسل ندوشن از لحاظ جغرافیایی در باختر روستای سورک پایین و معدن آهن سورک قرار دارد که به صورت نواری باریک و کم ارتفاع، با عرض چند صد متر، در امتداد گسل و نوار افیولیتی نائین-بافت، با روند شمال-باختر-جنوب‌خاور، رخنمون یافته است. بررسی‌های میدانی نشان می‌دهند که پایین واحدهای سنگی این افیولیت ملانژ، پریدوتیت‌های گوشته هستند که معمولا به همراه سرپانتینیت و لیستونیت دیده می‌شوند. سپس سنگ‌های گابرویی، به رنگ سبز تیره، دیده می‌شوند که بیشتر به همراه رودینگیت‌های سفید رنگ قرار دارند. در نهایت، سنگ‌های رسوبی چرت و سنگ آهک‌های کرتاسه

بالایی، بالاترین واحدهای سنگی این مجموعه را تشکیل می‌دهند. در این مجموعه، دایک‌های صفحه‌ای و توالی‌های کومولا وجود ندارد (عمیدی و همکاران، ۱۳۵۷). افیولیت ملانژ در این نقشه شامل هارزبورژیت، میکرو گابرو، پیروکسنیت، منیزیت، گابروی دگرسان شده رودنگیتی، دیاباز، شیل سیلیسی رادیولردار و آهک‌های پلاژیک می‌باشد. آخرین نمود دگرسانی منطقه که در مناطق برشی دیده می‌شود، کربنات زایی و لیستونیت‌زایی است و در این میان سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای از نوع اسلیت و مرمر نیز رخنمون داشته است (شکل ۷). وجود توالی افیولیتی شاخص در امتداد گسل ندوشن نشان از پی‌سنگی بودن قطعه گسل ندوشن است که در صورت فعالیت لرزه‌ای، می‌تواند زمین‌لرزه قابل توجهی ایجاد نماید.



شکل ۷. الف و ب) نمای کلی از مجموعه افیولیت ملانژ سورک. K_1^r : مجموعه آهک پلاژیک (کرم رنگ) و شیل رادیولردار (ارغوانی تا قرمز)، lv: لیستونیت، di: میکروگابرو و Sy: سینیت در امتداد گسل ندوشن.

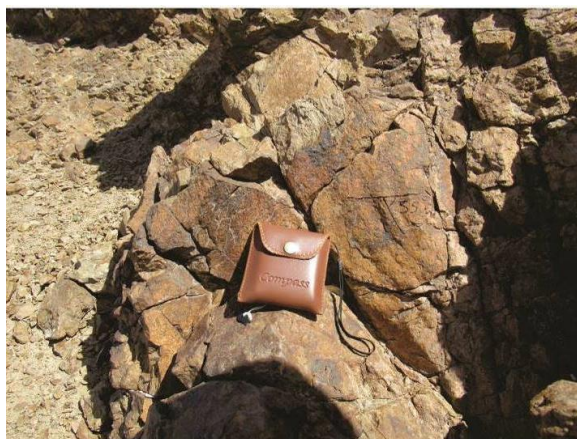
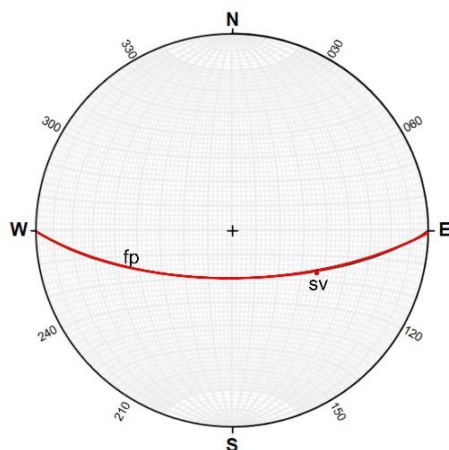
توف‌های آندزیتی را بریده و باعث آلتراسیون آنها شده است. شواهد ریخت‌شناسی حاصل از فعالیت این گسل خط‌خس‌های روی آینه گسلی، برش گسلی و خردشدگی تکتونیکی است. مشخصات صفحه گسلی N090,70S می‌باشد. خط‌خس روی آینه گسل ریک ۵۵ درجه در جهت جنوب‌خاور دارد (شکل ۸). سازوکار گسل شیب لغز نرمال با مولفه راست‌الغز چپ‌بر بدست آمد. در اثر عملکرد آن چشمه تراورتنی و تراورتن‌زائی در مسیر گسل تشکیل شده است (شکل ۹).

۳-۱- شاخه‌های فرعی گسل ندوشن

شاخه‌های فرعی مهم گسل ندوشن که عبارتند از سورک، ابراهیم سوخته، علی‌آباد سورک، علی‌شفیع (موقعیت گسل‌ها را در شکل ۲ آورده شده است) در بازدیدهای میدانی بررسی شدند. در ادامه ویژگی‌های ساختاری این گسل‌ها ارائه شده است.

۳-۱-۱- گسل سورک

این گسل با امتداد خاوری-باختری، درازای حدود ۶ کیلومتر دارد (شکل ۲). با عبور از واحد کنگلومرایی،



شکل ۸. تصویر میدانی از صفحه گسل سورک و خط‌خس روی صفحه آن. سوی نگاه شمال است (39S, 729219E,). و استریوگراف صفحه گسل (fp) و موقعیت خط‌خس (sv). (3551271N)



شکل ۹. الف) نمای دور از گسل سورک. سوی نگاه خاور است (39S, 730611E, 3551411N). ب) چشمه تراورتن زائی در مسیر گسل (پیکان‌های قرمز مسیر گسل را نشان می‌دهد) (سوی نگاه شمال) (39S, (39S, 722940E, 3550451N).

۳-۱-۲- گسل ابراهیم سوخته

درازای آن به حدود ۱۰ کیلومتر می‌رسد. گسل علی شفیع باعث رانده شدن و جابجایی واحدهای قدیم‌تر بر روی واحدهای جوانتر شده است. بطوریکه واحد آتشفشانی $E^{ba.an}$ با سن ائوسن زیرین در کنار E^{aba} به سن ائوسن بالایی قرار گرفته است (شکل ۱۲ الف). رانندگی پستی (Back thrust) آن (شکل ۲) براحتی قابل ردیابی است. آن باعث رانده شدن کنگلومرای سنگستان K_2^c و سنگ آهک و دولومیت (معادل تفت) $K_2^{l.d}$ بر روی واحدهای ائوسن $E^{ba.an}$ شده است.

با درازای حدود ۱۱ کیلومتر و راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور تقریباً همراستا با گسل ندوشن است (شکل ۳). این گسل از نوع گسل‌های پنهان می‌باشد. این گسل از نوع گسل‌های پنهان بوده، از ولکانیک‌های ائوسن عبور کرده، اما صفحه گسل قابل اندازه‌گیری نبوده، ولی شواهد عملکرد این گسل تراورتن زائی به صورت خطی در مسیر گسل قابل مشاهده و ردیابی می‌باشد، بطوریکه درز و شکاف‌های سنگ‌های منطقه را تراورتن پر کرده است. احتمالاً سازوکار راستالغز راست‌بر دارد (شکل ۱۰).

۴- بحث و نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر با تمرکز بر شناخت ویژگی‌های زمین ساختی گسل طویل (۵۵۰ کیلومتری) دهشیر- بافت با تمرکز بر پهنه گسله ندوشن (بعنوان یکی از قطعات شش‌گانه آن) انجام شد. ساختار هندسی قطعات گسل دهشیر- بافت دارای ویژگی‌های ساختاری منحصر به فردی هستند. تغییر در راستا و درازای آنها در رفتار و فعالیت لرزه‌ای منطقه تأثیر گذار است. ساختارهای زمین‌شناسی منطقه تحت تأثیر کشش و فشارش از طرف بلوک ایران مرکزی بوده، از اینرو تنش‌های تکتونیکی حاکم بر منطقه شمال‌باختر- جنوب‌خاور بوده، حاصل این تنش‌ها در تکوین تکتونیکی و ساختاری نقش مهمی داشته‌اند

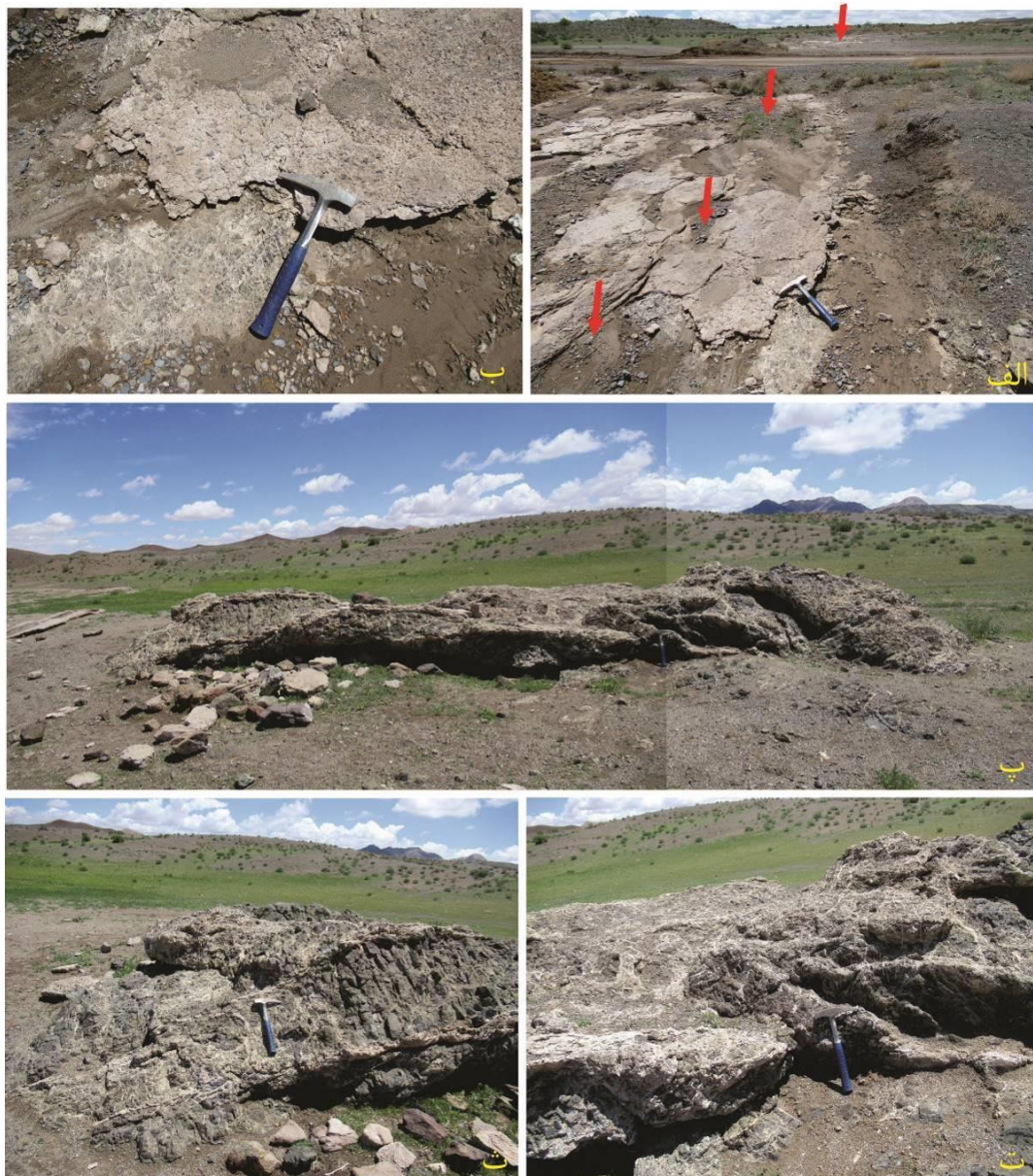
بررسی آماری داده‌های لرزه‌ای ایران مرکزی نشان می‌دهد، رومرکز کانون بیشتر زمین‌لرزه‌ها در بخش

۳-۱-۳- گسل علی آباد سورک

با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور تقریباً همراستا با ساختارهای اصلی منطقه می‌باشد (شکل ۳). این گسل ولکانیک‌ها ائوسن واحد $Et.ba$ را بریده، بطوریکه در اثر عملکرد گسل دگرسانی آرژیلیک و کلریتی شدید صورت گرفته است. این گسل با سازوکار شیب‌لغز نرمال با مولفه راستالغزی چپ‌بر بوده، مشخصات صفحه گسل $N340/67SW$ و زاویه خط‌خش روی آینه گسلی زاویه ۴۰ درجه در جهت جنوب‌خاور با سطح افق می‌سازد (شکل ۱۱).

۳-۱-۴- گسل علی شفیع

این گسل راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور دارد و

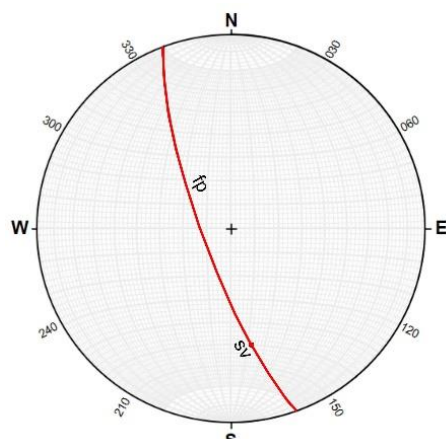


شکل ۱۰. الف، ب و پ) مسیر گسل ابراهیم سوخته و تراورتن‌زائی در مسیر گسل، سوی نگاه خاور است. ت، ث) نمای نزدیک از تراورتن نفوذ کرده در درز و شکاف‌های واحدهای سنگی ائوسن، سوی نگاه خاور است (39S, 721023E, 3557203N).

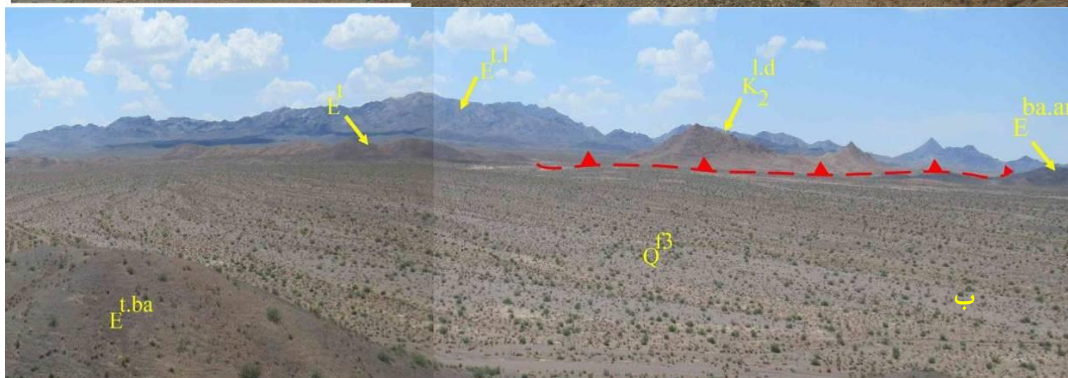
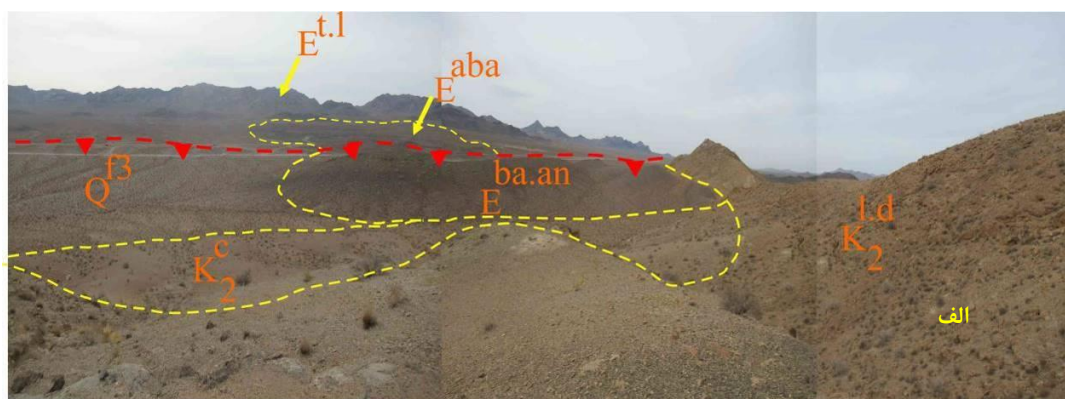
ندوشن، با راستای شمال شمال‌باختری - جنوب جنوب‌خاوری تأثیر مستقیمی بر جایگیری مجموعه افیولیت ملانژ و تغییرات زمین‌ساختی منطقه داشته است. وجود شواهدی همچون ملانژ زمین‌ساختی، تراورتن‌زایی گسترده و جابه‌جایی رسوبات مخروط‌افکنه در ترانشه‌های اکتشافی حفر شده نشان‌دهنده فعالیت لرزه‌ای در گذشته است. وجود افیولیت ملانژها و دگرسانی‌های مرتبط با فعالیت‌های گسلی، نشانه‌ای از پی‌سنگی بودن گسل و رخدادهای زمین‌ساختی دیرینه است.

شمالی صفحه ایران مرکزی، بر روی گسل‌های راست‌الغز چپ‌بر با راستای خاوری - باختری و در بخش جنوبی بر گسل‌های راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه شیب‌الغز معکوس و راستای شمالی - جنوبی تا شمال باختر - جنوب خاور قرار دارد. ترکیب جنبش این گسل‌ها علاوه بر حرکت مستقیم، نشانگر چرخش واحدهای سنگی بلوک‌های صفحه ایران مرکزی در بین بلوک‌های پیرامون خود است.

بررسی‌های میدانی و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که گسل دهشیر - بافت و بطور ویژه قطعه



شکل ۱۱. الف) صفحه گسل علی آباد سورک. سوی نگاه خاور است، ب) استریوگراف صفحه گسل (fp) و موقعیت خط خش (sv) و پ) خط خش‌های موجود بر صفحه گسل (39S, 718595E, 3563111N).



شکل ۱۲. الف) گسل علی شفیق و دگرشکلی واحدهای پیرامون آن. سوی نگاه جنوب‌باختر است (39S, 716963E). ب) راندگی خلفی گسل علی شفیق. سوی نگاه جنوب‌باختر است (3559254N, 39S, 719013E, 3560477N).

کرمان، شماره ۸۷، ص ۱۸۰-۱۷۱.

سامانی، ب و چرچی، ع. ۱۳۹۴، تحلیل الگوی مکانی گسلش و رومرکز رخدادهای لرزه‌ای با استفاده از روش فرای (مطالعه موردی در استان یزد، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، زمستان ۹۴، شماره ۱۸، ص ۵۴-۵۹.

شرافت، ش. ۱۳۸۷، زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی سورک-زرو-اردان، غرب استان یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران.

عمیدی، م.، علوی تهرانی، ن. و داودزاده، م. ۱۳۵۷، نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ناین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فروتین، م. ۱۳۸۷، پارینه لرزه‌شناسی و ریخت زمین‌ساخت گسل دهشیر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۱۹۲ ص.

فروتین، م.، نظری، ح.، سبریر، م.، فتاحی، م.، لودورتز، ک.، قرشی، م.، حسامی، خ.، قاسمی، م.ر. و طالبیان، م. ۱۳۹۰، آهنگ لغزش راست بر گسل دهشیر در بازه زمانی پلیستوسن پایانی-هولوسن، فلات ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، زمستان ۹۰، سال بیست و یکم، شماره ۸۲، ص ۱۹۵-۲۱۰.

کمالی، ز. ۱۴۰۴، نقشه زمین‌شناسی کاربردی ۱/۵۰۰۰۰ سورک پایین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros foldthrust belt in Iran. American Journal of Science, 307(9): 1064-1095. <https://doi.org/10.2475/09.2007.02>

Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H. and Jones, S.J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. Geophysical Journal International, 184(2): 555-574. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04874.x>

Berberian, M., 1976a. Seismotectonic map of Iran, Geology. Surv. Iran, 39, 1976.

Berberian, M., 1976b. An explanatory note on

داده‌های حاصل از حفر ترانشه در محل گسل ندوشن نشان‌دهنده رخداد چندین زمین‌لرزه قدیمی است که بر روی رسوبات مخروط افکنه‌ای اثر گذاشته‌اند، اما در رسوبات جوان‌تر بالایی (حدود ۴۰ سانتیمتر)، اثری از شکستگی دیده نمی‌شود. این موضوع حاکی از نبود فعالیت لرزه‌ای در این بخش و در دوره‌های اخیر است. اما شواهد ساختاری مشاهده شده در بازدید میدانی، از جمله بریدگی و جابه‌جایی رسوبات مخروط افکنه‌ای جوان، موجود ترانشه و رخنمون ملاترهای افیولیتی، همگی بیانگر پویایی زمین‌ساختی منطقه است. نبود شواهد گسیختگی در رسوبات جوان بالایی، نشان می‌دهد مرحله کنونی بدون لرزه نمی‌تواند به‌عنوان نشانه‌ای از غیرفعال بودن گسل باشد، بلکه احتمالاً گسل در مرحله تجمع تنش قرار دارد که پتانسیل لرزه‌زایی آن را افزایش می‌دهد و می‌تواند در آینده زمینه‌ساز زمین‌لرزه‌های مهمی در منطقه باشد.

گسل‌های فرعی مهم منشعب از گسل ندوشن شامل سورک، ابراهیم سوخته، علی‌آباد سورک و علی شفیع دارای ویژگی‌های ساختاری مجزایی هستند که اغلب از نوع راستالغز راست‌بر با مؤلفه نرمال بوده و با شواهدی مانند آینه گسلی، خط خش، تراورتن‌زایی و آلتراسیون همراه‌اند.

با در نظر گرفتن شواهد ریخت‌شناسی، زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی مشاهده شده، پهنه گسله ندوشن، به‌عنوان یک ساختار فعال و مهم در ایران مرکزی که زمین‌لرزه‌های مخرب آن دوره بازگشت طولانی دارند، نیازمند پایش دقیق و مداوم است. از این‌رو، انجام مطالعات تکمیلی در زمینه تکنیک فعال، پایش تغییرات سطحی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و همچنین ارزیابی خطر لرزه‌ای با استفاده از داده‌های ژئوفیزیکی و پردازش‌های هوش مصنوعی، می‌تواند نقش مهمی در مدیریت ریسک زمین‌لرزه و کاهش خسارات احتمالی در آینده داشته باشد.

۶- منابع

بصیری، م.، نظری، ح.، فروتن، م.، سلیمانی آزاد، ش.، شکری، م.ع.، طالبیان، م.، قرشی اویسی، ب.، بلورچی، م.ج. و رشیدی، ع. ۱۳۹۲، شناسایی الگوی خوشه‌ای رخداد زمین‌لرزه‌های پارینه روی گسل گلباف، جنوب خاوری

- Iran. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, 197 p.
- Foroutan, M., Sébrier, M., Nazari, H., Meyer, B., Fattahi, M., Rashidi, A., Le Dortz, K., Bateman, M.D. and Siame, L., 2012. New evidence for large earthquakes on the Central Iran plateau: Palaeoseismology of the Anar fault. *Geophysical Journal International*, 189, 6–18.
- Hessami, Kh., Jamali, F. and Tabassi, H., 2003. Major active faults of Iran, International Institute of earthquake Engineering and Seismology.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F. and Genser, J., 2011. Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia–Eurasia convergence. *Tectonophysics*, 502, 221–243.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Braucher, R., Nazari, H., Benedetti, L., Fattahi, M., Bourlès, D., Foroutan, M., Siame, L., Rashidi, A. and Bateman, M. D., 2011. Dating inset terraces and offset fans along the Dehshir Fault (Iran) combining cosmogenic and OSL methods, *Geophysical Journal International*, 185, 1147–1174, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05010.x>.
- Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. and Agard, P., 2006. Evidence of Quaternary activity along the Deshir Fault: Implications for the Tertiary tectonics of Central Iran. *Geophysical Journal International*, 164(1), 192–207. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02794.x>
- Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26, TC5009. <https://doi.org/10.1029/2006TC002073>
- the first seismotectonic map of IRAN, A Seismotectonic review of the country, *Geol. Iran*, 39, 7-142, 1976.
- Berberian, M. and King, G., 1981. “Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply.” *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(11): 1764-1766.
- Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–63: 70–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>.
- Fattahi, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Foroutan, M., Le Dortz, K., Bateman, M.D. and Rashidi, A., 2010. Refining the OSL age of the last earthquake on the Dehshir fault, Central Iran. *Quaternary Geochronology*, 5, 286–292. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.04.005>
- Fazeli, B., Khalili, M., Toksoy Köksal, F., Mansouri Esfahani, M. and Beavers, R., 2017. Petrological constraints on the origin of the plutonic massif of the Ghaleh Yaghmesh area, Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 129: 233–247.
- Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A.S., Le Dortz, K., Shokri, M.A., Arnold, M., Bourlès, D., Aumaître, G., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S. and Fattahi, M.J., 2014. Late Pleistocene–Holocene right-lateral slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran. *Journal of Geophysical Research*, 119, 3517–3560.
- Foroutan, M., 2013. Active tectonics and paleoseismology of strike-slip faults of Central

- Nazari, H., Fattahi, M., Meyer, N., Sébrier, M., Talebian, M., Foroutan, M., Le Dortz, K., Bateman, M. D. and Ghorashi, M., 2009. First evidence for large earthquakes on the Deshir fault, Central Iran Plateau, Terra Nova, 21, 417–426.
- Nicolas, A., 1989. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston.
- Nowroozi, A.A., 1976. Seismotectonic provinces of Iran. Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1246–1276.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. Ore Geology Reviews, 70: 323–345. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. Mineralium Deposita 44(3): <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. Geophysical Journal International, 157, 381–398.



A comprehensive analysis of the Sistan Suture Zone: tectonic implications and stress dynamics

Mahnaz Sabahi¹, Mohammad Mahdi Khatib², Yahya Djamour³, Seyed Morteza
Mousavi⁴, Abass Amini⁵

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

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

4- Associate Professor, Faculty of Civil, Water and Environmental Engineering, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

5- Associate Professor, Australian College of ACK

Received: 2024/12/08

Accepted: 2025/04/29

Abstract

The Sistan Suture Zone (SSZ) in eastern Iran is a significant tectonic boundary separating the Helmand Block from the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM). This study provides a comprehensive review of its tectonic framework by integrating structural, geodynamic, and seismic data. The aim is to clarify stress distribution, fault dynamics, and deformation patterns in the region. The SSZ is primarily characterized by N-S trending right-lateral strike-slip faults, which exhibit no rotational deformation and facilitate differential motion between adjacent tectonic blocks. In contrast, the Dorouneh Fault System shows left-lateral motion with clockwise rotation, reflecting the region's tectonic complexity. The Qasr-e Qand Fault is identified as a crucial boundary marking the transition to the Makran Subduction Zone, where compressional forces dominate, and a steep lithospheric dip is observed. Additionally, the Lut Block experiences counterclockwise rotation and heightened fault activity under regional stress. Quantitative analyses reveal variations in fault slip rates, with active faults effectively accommodating strain across the zone. This synthesis underscores the SSZ's critical role in regional tectonic processes, linking surface deformation to deeper subduction mechanisms. The findings enhance our understanding of the SSZ's evolution, its implications for seismic hazard assessment, and its broader geodynamic connections to the Makran Subduction Zone and adjacent tectonic systems.

Keywords: Sistan Suture Zone, tectonic framework, stress distribution, Eastern Iran

1. Introduction

The closure of the Neo-Tethys Ocean created several major orogenic belts, many of which experienced lateral movement of the upper plate lithosphere. Notable examples include the westward motion of Anatolia away from the Arabia-Eurasia collision zone (Jackson & McKenzie, 1984), the escape of the eastern Alps and northern Pannonian Basin from the Adria-Eurasia collision (Ratschbacher et al., 1991, 1989), and the eastward shift of Indochina due to the India-Asia collision (Tapponnier et al., 1982; Richter and Fuller, 1996; Li et al., 2017). These lateral movements accommodate crustal shortening and are guided by major strike-slip faults, which also pose significant seismic risks when active. Another region that may have experienced similar lateral escape lies west of India and Tibet, covering much of Afghanistan and eastern Iran. Tapponnier et al. (1981) observed that the strike-slip faults around the Helmand Block in Afghanistan show evidence of westward movement. However, due to limited geological data, the full extent of this motion remains unclear. The geology of eastern Iran, especially the Sistan Suture Zone (SSZ), offers valuable information to better understand this lateral motion.

The SSZ is a N-S trending structure, roughly 800 km long, that separates the Helmand Block from the Lut Block in central Iran (Figure 1). This orientation is unusual because most Neo-Tethyan subduction zones during the Mesozoic and Cenozoic were E-W trending. Structural and metamorphic evidence suggests different possibilities for the subduction polarity

in the SSZ, with researchers proposing either westward or eastward subduction (Agard et al., 2009; Angiboust et al., 2013; Arjmandzadeh et al., 2011; Bröcker et al., 2013; Pang et al., 2011; Saccani et al., 2010; Tirrul et al., 1983; Bagheri and Damani Gol, 2020). Estimates for the timing of closure range from the Late Cretaceous to the Late Eocene or Oligocene (Bröcker et al., 2013; Tirrul et al., 1983; Zarrinkoub et al., 2012). Some studies even suggest that subduction began in the Jurassic, based on magmatic and metamorphic evidence from the eastern Lut Block (Beydokhti et al., 2015; Esmaeily et al., 2005; Karimpour et al., 2011; Nabiei & Bagheri, 2013; Pang et al., 2013; Stöcklin et al., 1972). If E-W convergence caused the SSZ to close, the Lut and Helmand Blocks must have interacted significantly. This would restore the Helmand Block to an eastern position, potentially into the Karakoram-Tibetan realm. However, the extent of this movement remains uncertain due to limited kinematic data. Bagheri and Gol (2020) proposed an alternative hypothesis that the SSZ was initially an E-W trending Neo-Tethyan trench, which later bent into an N-S orientation through oroclinal buckling. If correct, this scenario would clarify the timing and extent of lateral motion while connecting the tectonic history of Iran with the western Tibetan Plateau. The oroclinal bending hypothesis suggests a tightly curved structure linking the eastern Lut Block to the western Helmand Block. This is consistent with paleomagnetic data showing counter-clockwise rotation of the Lut Block from the Triassic to Paleogene (Bina et al.,



1986; Davoudzadeh et al., 1981; Soffel et al., 1996). Alternatively, if the SSZ was always N-S trending, it may extend farther north than currently mapped (Rossetti et al., 2010) or end against a transform boundary to the north, encompassing the Helmand Block and Farah Basin. Both interpretations suggest significant westward motion for the Helmand Block but differ in timing. For instance, if the SSZ acted as a back-arc basin that closed during N-S subduction, evidence of high-pressure/low-temperature metamorphism (~90 Ma, Bröcker et al., 2013) implies this motion began in the Late Cretaceous, well before the India-Asia collision.

In contrast, the oroclinal bending model may connect to the collision, similar to the case of Indochina (Li et al., 2017). This study investigates the northern termination of the SSZ through field observations, focusing on the subduction zone's location, the presence of curvilinear structures or strike-slip faults, and the timing of deformation. Stratigraphic and magmatic evidence is used to determine whether the northern SSZ exhibits features of a tight orocline. The Sistan Suture Zone (SSZ), located in eastern Iran, is a Cretaceous-Tertiary orogenic belt commonly referred to as the Eastern Iranian Ranges. This north-south elongated belt spans approximately 900 km in length and 200 km in width, consisting primarily of Cenozoic rocks. It serves as a tectonic boundary, separating the Gondwana-derived Afghan Block to the east from the Lut Block in central Iran to the west (Stöcklin et al., 1968; Tirrul et al., 1983; Samimi et al., 2020; Bagheri

and Gol, 2020). The northern end of the SSZ becomes splayed due to strike-slip fault activity, trending towards WNW and extending to the south of Birjand and Basiran. Towards the south, its N-S trends curve southeastward and continue in an east-west direction into Pakistan. The flysch basin in eastern Iran has been categorized as a transform fault basin influenced by the Nahbandan and Harirud fault systems, along with the rotational movements of the Lut and Helmand blocks (Samani and Ashtari, 1992; Bagheri and Gol, 2020).

2. Geology setting

Geologically, the SSZ comprises three main units, representing distinct stages of an accretionary prism during the closure of the Sistan Ocean (Tirrul et al., 1983). The Ratuk Complex, located in the eastern part of the suture zone, is the oldest segment, preserving evidence of early east-directed subduction beneath the Afghan Block. This complex includes Cretaceous flysch, ophiolitic rocks, and a metamorphic mélange. The Neh Complex, situated to the west, records a later phase of east-directed subduction following the migration of the subduction zone westward (Rad et al., 2009). It consists of Late Cretaceous to Eocene flysch interspersed with ophiolitic materials. The Sefidabeh Basin, which unconformably overlies the Ratuk and Neh complexes, contains unmetamorphosed sediments dating from the Maastrichtian to Eocene, interpreted as representing a fore-arc basin (Tirrul et al., 1983). The final stages of oceanic closure and suture formation in the SSZ were associated

with calc-alkaline and alkaline volcanic activities, alongside minor granitoid intrusions, occurring between the Late Cretaceous and the Quaternary (Camp and Griffis, 1982; Pang et al., 2013; Walker et al., 2009). The timing of the Sistan Ocean's existence remains uncertain, but radiolaria in pelagic cherts suggest that deep-water marine conditions were present as early as the Early Cretaceous (Babazadeh and De Wever, 2004a, b). Although the details of the closure history are not well-constrained, it is widely accepted that the ocean was fully closed by the Late Paleocene to Early Eocene (Tirrul et al., 1983).

Numerous studies have examined the geology, petrology, and geochemistry of the SSZ (Angiboust et al., 2013; Camp and Griffis, 1982; Fotoohi Rad et al., 2005; Saccani et al., 2010; Tirrul et al., 1983). This summary focuses on the key geological and structural features of the SSZ that are most relevant to the present study.

3. Active Faulting in Sistan Suture Zone

The map illustrates the widespread distribution of active faulting across the Sistan Suture Zone, emphasizing its significant seismic potential (Figure 2). Among the identified faults, Sefiedabeh, Zahedan, Nehband, Nayband, Abiz, and Gazik are particularly notable due to their heightened potential for generating large-magnitude earthquakes. These faults, located in a tectonically dynamic region, play a crucial role in shaping seismic hazards and contribute to our understanding of the region's geodynamic behavior. To provide context for seismic activity,

the map incorporates the epicenters of 180 seismic events ($M_s \geq 4$) recorded between 1900 and 2022, compiled from the International Seismological Centre (ISC) and the United States Geological Survey (USGS) datasets. Active faults are delineated by red lines, while the epicenters of the 1997 Zirkuh earthquake (M_s 7.3) and the 2013 Saravan earthquake (M_s 7.7) are highlighted with red circles.

4. Active Faulting and Deformation in the Northern Sistan Suture Zone

Active faulting in the Birjand region of NE Iran by Walker and Khatib (2006) provides a detailed schematic representation of faulting patterns in northeastern Iran, as depicted in Figure 3. The diagram emphasizes the accommodation of N-S right-lateral shear across the region through a range of fault systems. In the southern segment, this shear is predominantly absorbed by the N-S right-lateral faults of the Sistan Suture Zone, where deformation is primarily nonrotational. Moving northward, the shear transitions to E-W left-lateral faults, which are characterized by clockwise rotation around vertical axes. The Giv and Nauzad thrusts, situated at the eastern termination of the Sistan right-lateral faults, are interpreted to undergo anticlockwise rotation. This rotational behavior facilitates the transition to E-W thrust faulting near Birjand, which is likely linked to the clockwise vertical-axis rotation of crustal material around the Dasht-e Bayaz fault in the northern region. These interactions highlight the dynamic interplay between thrust and strike-slip faulting, underscoring the complex shift

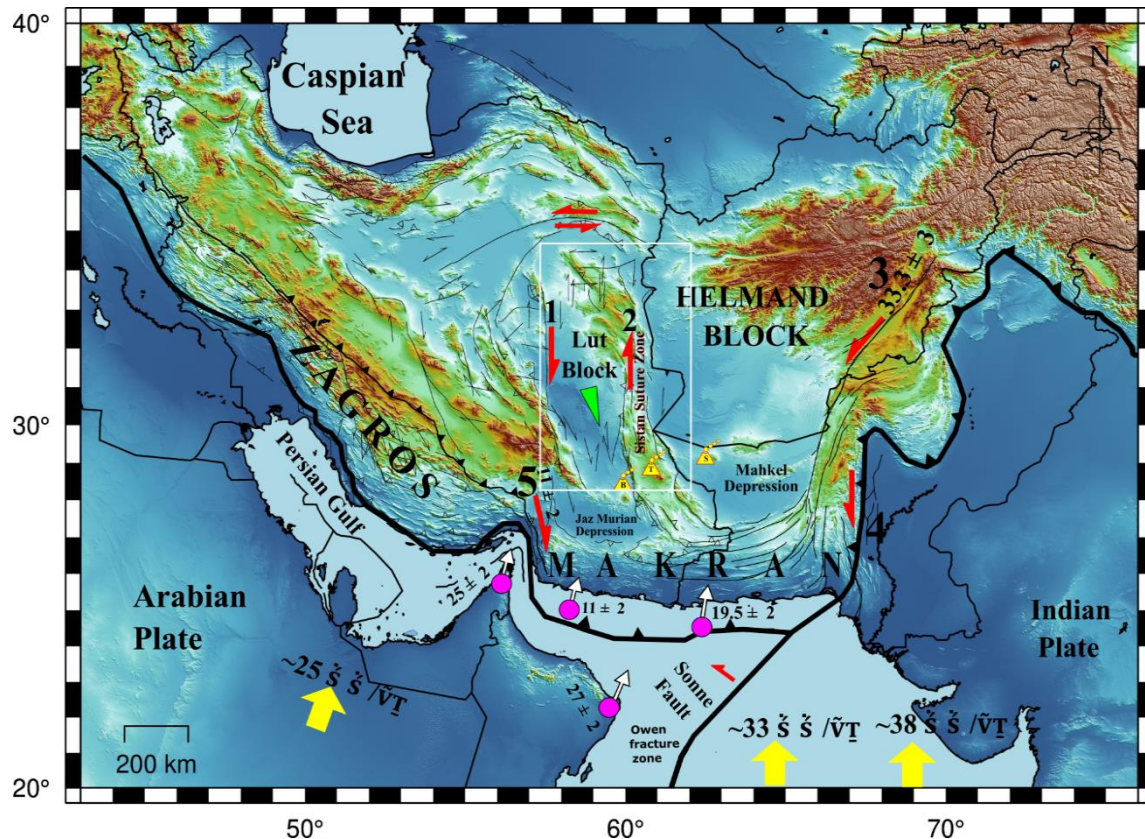


Figure 1. Tectonic map of the Makran region, illustrating primary tectonic features, fault systems, and geological boundaries. The Lut Block's boundaries are emphasized, with the western boundary (No. 1) and eastern boundary (No. 2) defined by major dextral strike-slip fault systems. The Chaman Fault (CF, No. 3) and Ornach Nal Fault (OF, No. 4) are sinistral strike-slip faults, with the movement rate of the CF derived from geomorphological analyses (Snead, 1990). The Minab–Zendan–Palami (MZO) fault system (No. 5) is depicted along with its motion rates based on Vernant et al. (2004). The map also highlights the Main Zagros Thrust (MZO) and key geological features such as the Jaz Murian Depression and Mashkel Depression. The Sistan Suture Zone is identified as a critical tectonic boundary between the Lut and Helmand Blocks. Quaternary volcanic centers, including Bazman (B), Taftan (T), and Sultan (S), are shown as yellow triangles (Afaghi & Salek, 1977; Dykstra & Birnie, 1979; White, 1984). A green symbol within the Lut Block indicates counterclockwise rotation, supported by GPS measurements and paleomagnetic interpretations (Mattei et al., 2012; Walpersdorf et al., 2014). Pink circles represent GPS stations recording movement velocities related to the convergence of the Arabian and Eurasian plates (Vernant et al., 2004), while white arrows show the relative motion of the Arabian Plate with respect to the Eurasian Plate, derived from the GEODVEL-2010 model (Argus et al., 2010).

between rotational and nonrotational deformation in the area (Walker and Khatib, 2006; Bayasgalan et al., 1999 a and b). This faulting pattern illustrates the intricate seismotectonic environment of northeastern Iran, where deformation accommodates

N-S shear while contributing to the region's seismic hazard potential.

4. Variation in Fault Slip Rates and Strain Distribution in the Lut Block, Eastern Iran

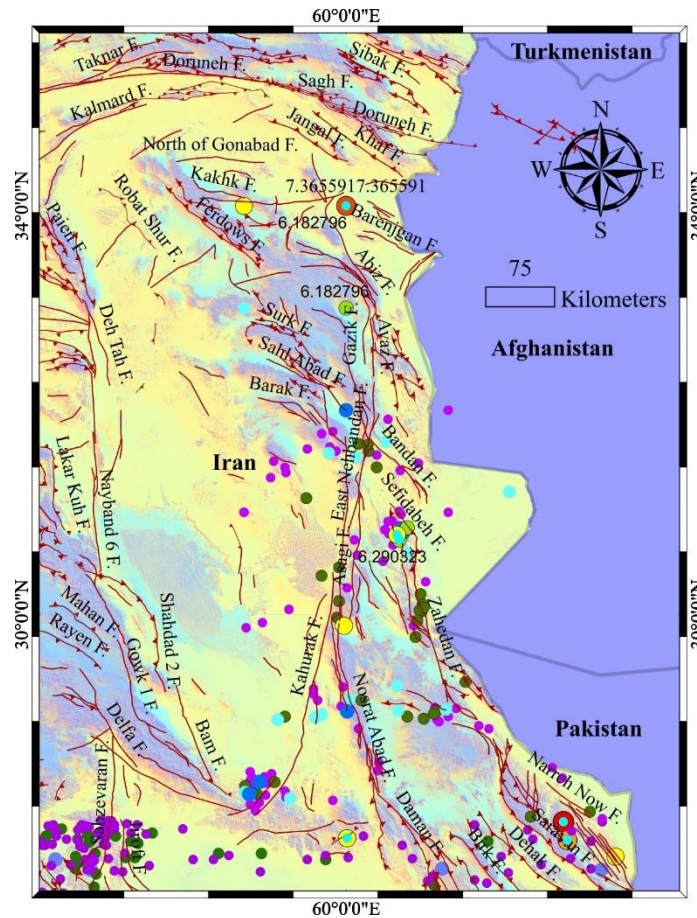


Figure 2. The structural map depicts active faults within the Sistan zone. Earthquake magnitudes are denoted by circles with the following color scale: green ($4.5 \leq M_s < 5$), cyan ($5 \leq M_s < 5.5$), blue ($5.5 \leq M_s < 6$), light green ($6 \leq M_s < 6.5$), yellow ($6.5 \leq M_s < 7$), orange ($7 \leq M_s < 7.5$), and red ($7.5 \leq M_s < 8$), based on data from the ISC Catalogue (1900–2023).

Yazdanpanah et al. (2015) studied fault movements in the Lut Block, a region in eastern Iran, where the speed of fault slipping changes from west to east. Over the last five million years, right-lateral faults have become active in and around the Lut Block. During the Quaternary period, the Nehbandan fault system in the east was measured to have a slip rate of about 5 mm/year, while the Nayband fault system in the west had a rate of 1.7 ± 0.3 mm/year. This shows that faults in the east move faster than those in the west. The high activity of these faults has created a zone where the amount of movement varies. Using tools like satellite images, field studies, magnetic

data, and lab experiments, Yazdanpanah et al. (2015) examined how strain and fault movement are spread across the Lut Block. They discovered that areas with more movement directly relate to changes in fault slip rates.

5. Competing Tectonic Models for the Northern Termination of the Sistan Suture Zone

Rojhani et al. (2020) conducted an in-depth study of the tectonic evolution of the abrupt northern termination of the Sistan Suture Zone in eastern Iran. Their work explores two contrasting hypotheses to explain this phenomenon. The first hypothesis,

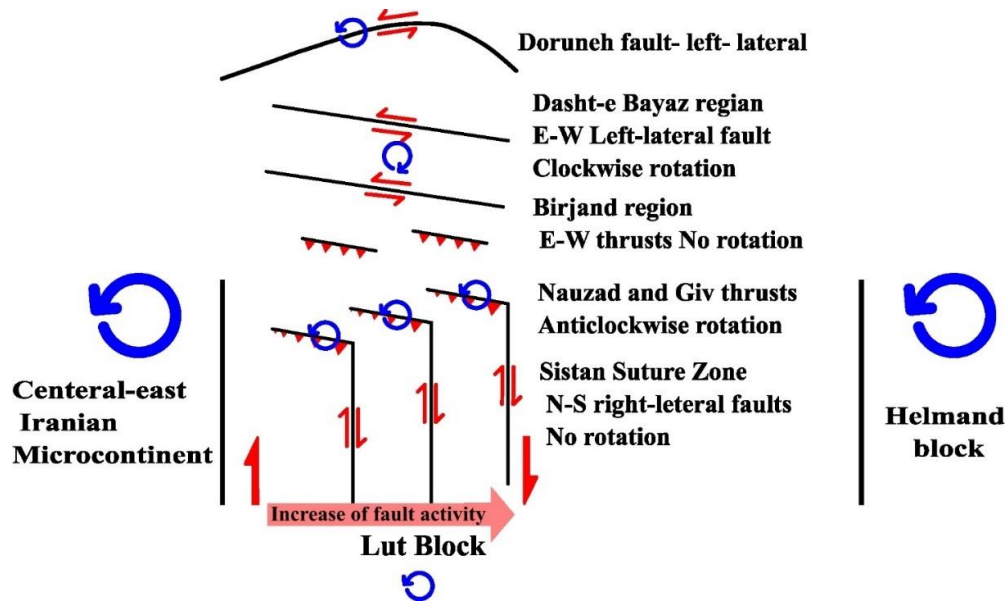


Figure 3. presents a schematic map of faulting in northeastern Iran, illustrating the occurrence of N-S right-lateral shear throughout the region. In the southern part, this shear is primarily accommodated by N-S right-lateral faults within the Sistan Suture Zone, while in the northern areas, it is absorbed by E-W left-lateral faults that exhibit clockwise rotation around vertical axes. The Giv and Nauzad thrusts, located at the eastern terminus of the Sistan right-lateral faults, are likely to undergo anticlockwise rotation (Bayasgalan et al., 1999 a and b). This rotational behavior enables a transition to the predominantly E-W thrust faulting near Birjand, which is thought to result from the clockwise vertical-axis rotation of crustal material around the Dasht-e Bayaz fault in the northern region (Modified from Walker and Khatib (2006)).

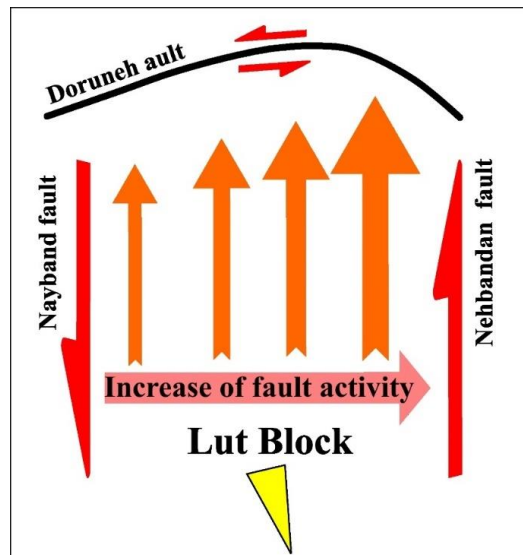


Figure 4. A symbolic model illustrating the role of cumulative north-south right-lateral shear in the structural bending of northern Lut. The gradual increase in applied stress from west to east significantly influences the structural bending of northern Lut and alters the trend of the Doruneh Fault in various sections. A green symbol within the Lut Block indicates counterclockwise rotation, supported by GPS measurements and paleomagnetic interpretations (Mattei et al., 2012; Walpersdorf et al., 2014). (modified from Yazdanpanah et al. (2015)).

detailed by Rojhani et al. (2020), proposes an oroclinal buckling model, where the Sistan Suture was initially an E-W trending Neo-Tethyan trench. Over time, regional tectonic forces caused a 180° buckling, resulting in its present N-S orientation. This interpretation aligns with paleomagnetic data indicating counterclockwise rotation of the Lut Block, as highlighted in studies by Bina et al. (1986), Davoudzadeh et al. (1981), and Soffel et al. (1996). The model suggests that the curvature of the suture zone reflects regional tectonic processes, similar to those observed in other orogenic systems. In contrast, the second hypothesis attributes the termination of the Sistan Suture Zone to transform faults, which facilitated the westward migration of the Helmand Block. This mechanism, associated with regional extrusion tectonics, posits that transform faults accommodated the westward escape of the Helmand Block

while simultaneously terminating the suture zone. This interpretation parallels the well-documented extrusion tectonics of the Tibetan Plateau, as noted by Li et al. (2017).

Figure 5 provides a comparative visual representation of these hypotheses. Figure 5a illustrates the oroclinal buckling model, emphasizing the curved geometry of the suture zone. In contrast, Figure 5b depicts the westward migration of the Helmand Block via transform faults. Key tectonic features, including the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), the Dorouneh Fault System, and the Herat Fault, are clearly labeled to provide additional context. These competing interpretations underscore the complexity of the tectonic processes that shaped the Sistan Suture Zone. Together, they offer valuable insights into the evolution of this tectonic system and its broader implications for regional geodynamics.

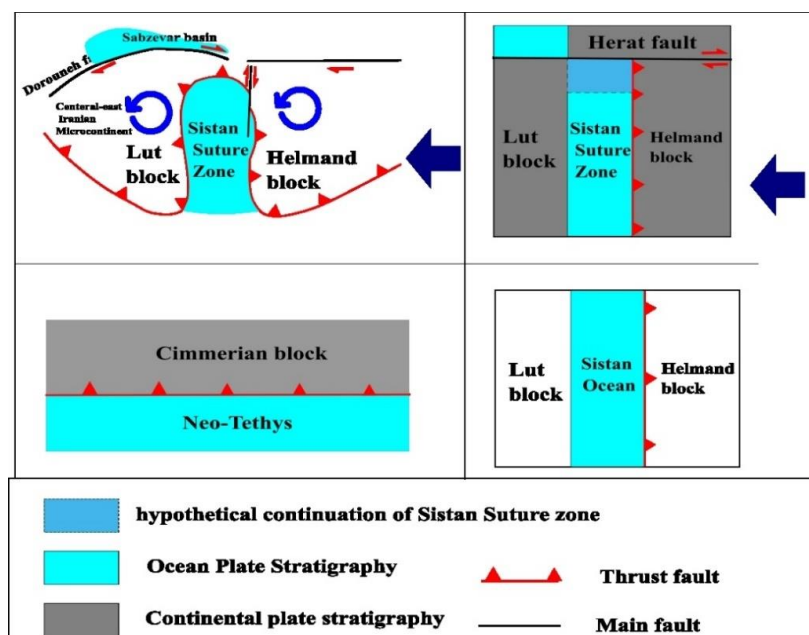


Figure 5. Conceptual illustrations depicting two contrasting hypotheses for the northern termination of the Sistan Suture Zone: (a) the oroclinal buckling model and (b) westward migration facilitated by transform faults. b-Value Analysis and Stress Tensor Inversion in the Sistan Suture Zone (modified from Rojhani et al. (2020))

6. b-Value Analysis and Stress Tensor Inversion in the Makran Zone

Sabahi et al. (2024) conducted a comprehensive investigation into the spatial and temporal variations of b-values, fractal dimensions, and stress tensor inversions within the Sistan Suture Zone, offering significant insights into its seismicity and tectonic evolution. Their findings reveal notable spatial contrasts in b-values, with the central segment displaying higher values than the northern and southern parts. This spatial distribution, as depicted in Figure 6 (a), highlights the heterogeneous seismic behavior across the zone and provides valuable context for understanding the region's tectonic activity. Analyzing the orientation of maximum horizontal stress (SHmax) is critical for studying stress sources, regional tectonics, and lithospheric deformation. The stress tensor inversion results presented in this study illustrate the faulting styles within the Sistan zone. The SHmax orientations are represented by striking bars that indicate the slip direction (Figure 6 (b)) and are color-coded to correspond to fault types: NF (normal), NS (normal-transcurrent oblique), SS (strike-slip), TS (reverse-transcurrent oblique), and TF (reverse fault). As shown in Figure 6 (b), the Sistan Suture Zone is predominantly characterized by strike-slip and reverse faulting, depicted by green and blue-colored striking bars, respectively. The NE-SW orientation of maximum horizontal stress reflects the tectonic forces shaping the region. Recent deformation within the Sistan Suture Zone is primarily associated with N-S to NNW-SSE right-

lateral strike-slip faults, alongside NW-SE reverse faults and E-W left-lateral strike-slip faults. This deformation is closely linked to the indentation of the Arabian shield into Iran. Notably, the transition from right-lateral strike-slip faults to thrust faults marks a significant shift from non-rotational to rotational deformation within the Sistan Suture Zone. Walker and Khatib (2006) highlighted this transformation, emphasizing its influence on the fault dynamics and structural evolution of the region.

7. Discussion and Conclusion

This schematic provides an integrated analysis of stress distribution and tectonic processes in the Sistan Suture Zone (SSZ) and adjacent regions, offering significant insights into the geodynamic behavior of eastern Iran. The SSZ is defined by N-S trending right-lateral faults, which lack rotational deformation and serve as a critical tectonic boundary. This zone facilitates relative motion between the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) and the Helmand Block, underscoring its importance in accommodating regional tectonic forces. In contrast, the Dorouneh Fault System (DFS) to the north demonstrates left-lateral motion with clockwise rotation, highlighting the tectonic complexity within the CEIM. The Qasr-e Qand Fault serves as a pivotal boundary in the southern SSZ, marking the transition to the Makran Subduction Zone. This fault separates the elevated, faulted, and folded terrains in the north from compressional structures such as folds in the south, while aligning with a

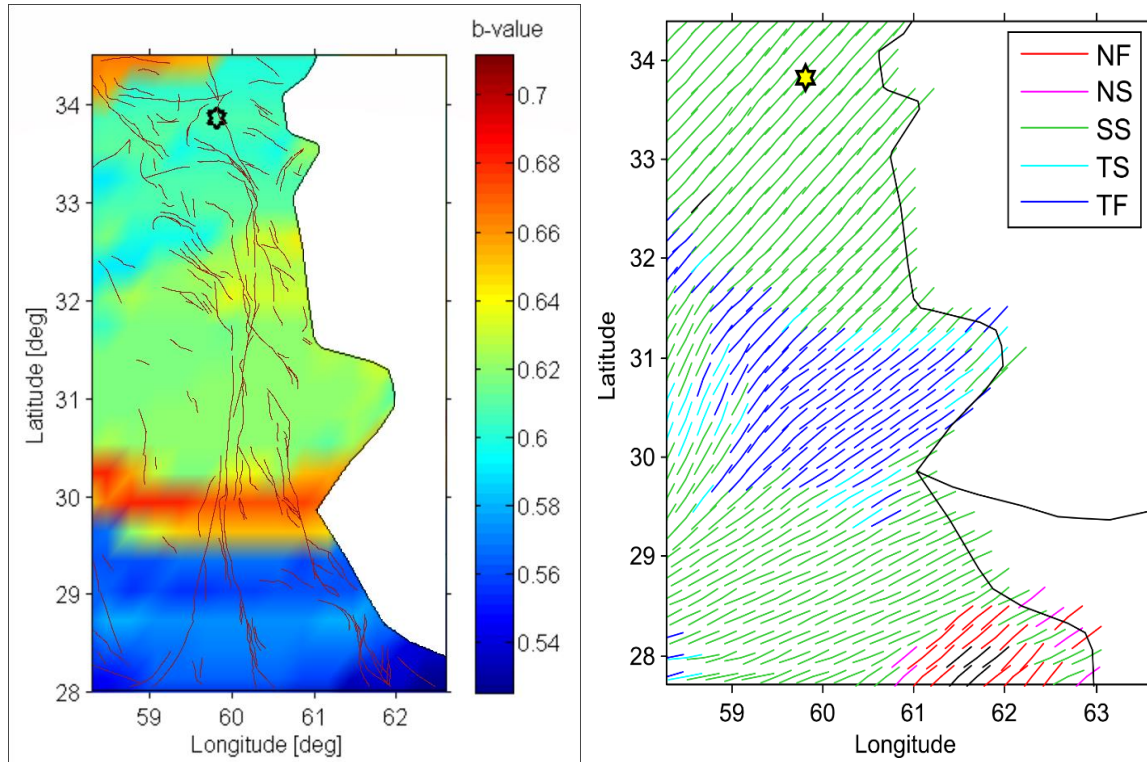


Figure 6. (a) Spatial variation in the b-value for the Sistan zone. the star symbol indicates the 7.3 Ms earthquake in Zirkuh in 1997. (b) Stress tensor inversion results for Sistan The yellow stars in panels (a) and (b) indicate the 1997 Zirkuh earthquake with magnitude of 7.3 Ms. The colours correspond to the fault types: NF, normal; NS, normal-transcurrent oblique; SS, transcurrent (strike-slip); TF, inverse; TS, Transpressional (modified from Sabahi et al. (2024)).

significant increase in the dip angle of the subducting lithosphere. This steepening underscores its contribution to the broader dynamics of the Makran Subduction Zone, where compressional forces dominate, forming an extensive accretionary wedge, as seen in features like the Jaz Murian Depression. The centrally located Lut Block undergoes a counterclockwise rotation under regional stress, absorbing strain and influencing the dynamics of adjacent fault systems. Similarly, the Nauzad and Giv thrusts exhibit anticlockwise rotations, indicative of localized compressional forces and the distributed nature of deformation in the region. This comprehensive synthesis of stress dynamics and fault interactions

provides valuable insights into the evolution of the SSZ and its role in the geodynamic framework of eastern Iran. The findings highlight the critical role of the Qasr-e Qand Fault in linking surface deformation to deeper subduction mechanisms, while emphasizing the intricate tectonic interactions shaping the SSZ. These insights contribute to a better understanding of the regional stress regime, fault kinematics, and deformation patterns, with broader implications for seismic hazard assessment and the tectonic evolution of the Makran Subduction Zone.

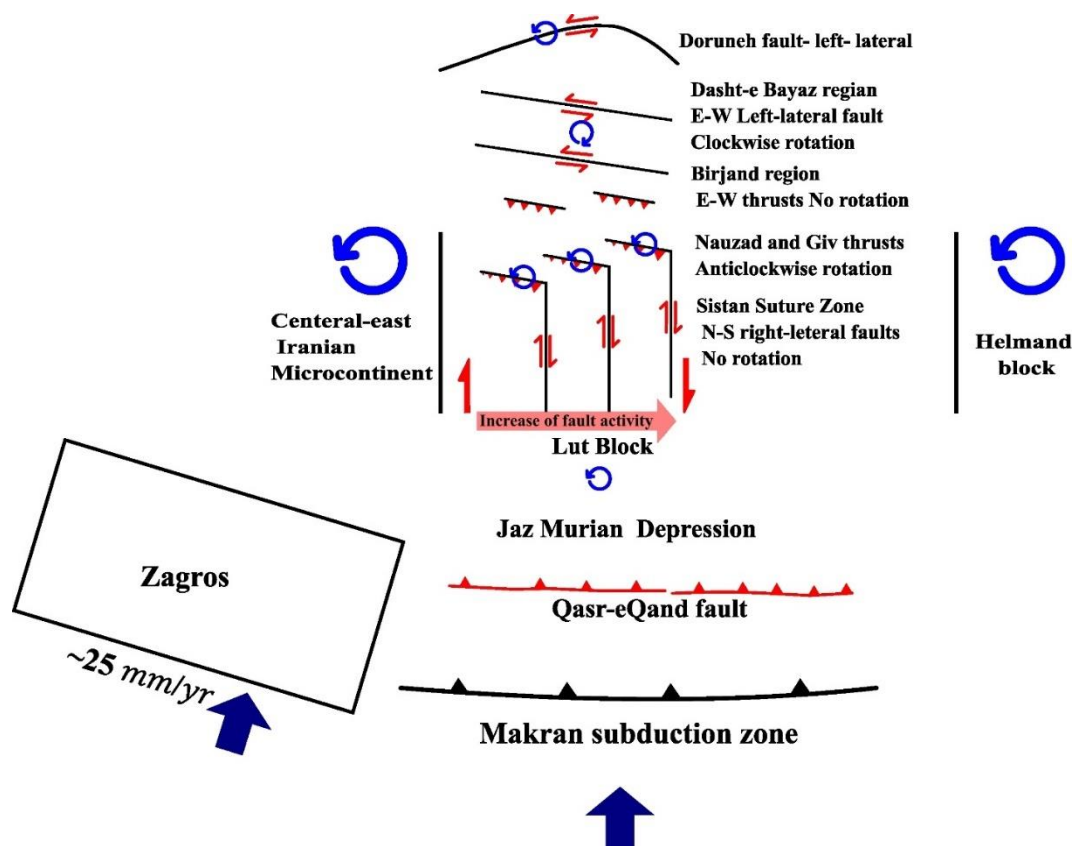


Figure 7. This schematic illustrates the tectonic framework of the Sistan Suture Zone and its surrounding areas, focusing on fault dynamics, block rotations, and stress distribution. The Dorounh Fault System (DFS) and Dasht-e Bayaz region exhibit clockwise rotation, while the Nauzad and Giv thrusts show anticlockwise rotation. The Sistan Suture Zone, dominated by N-S right-lateral faults with no rotation, serves as a key tectonic boundary. The Qasr-e Qand Fault marks the transition to the Makran Subduction Zone, where compressional forces dominate. The Lut Block experiences counterclockwise rotation and increased fault activity under regional stress.

References

- Afaghi, A. & Salek, M.M., 1977. Geological map of Iran: Tehran; Sheet no. 6, scale 1:1,000,000. Tehran, Iran: National Iranian Oil Company.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L. and Burov, E., 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 53-79.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J. and Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic “mélange” (Eastern Iran). *Lithos*, 156, 139-158.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Heflin, M.B., Ma, C., Eanes, R.J., Willis, P., Peltier, W.R. and Owen, S.E., 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International*, 180(3), 913-960.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M., & Homam, S. M., 2011. Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic

- evolution of the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 93-93.
- Babazadeh, S.A. and De Wever, P., 2004. Radiolarian Cretaceous age of Soulabest radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran. *Bulletin de la Société géologique de France*, 175(2), 121-129.
- Bagheri, S. and Gol, S.D., 2020. The eastern Iranian orocline. *Earth-Science Reviews*, 210, 103322.
- Bai, Y., Yang, J. and Qiu, Y., 2007, April. FD/I-based personalized recommendation in context-aware application. In: *2007 International Conference on Multimedia and Ubiquitous Engineering (MUE'07)*, 692-697. IEEE.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.F. and Carretier, S., 1999. Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance. *Tectonics*, 18(3), 394-411.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.F. and Carretier, S., 1999. Forebergs, flower structures, and the development of large intra-continental strike-slip faults: the Gurvan Bogd fault system in Mongolia. *Journal of Structural Geology*, 21(10), 1285-1302.
- Beydokhti, R.M., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F. and Klötzli, U., 2015. U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 192-205.
- Bina, M.M., Bucur, I., Prevot, M., Meyerfeld, Y., Daly, L., Cantagrel, J.M. and Mergoil, J., 1986. Palaeomagnetism, petrology and geochronology of tertiary magmatic and sedimentary units from Iran. *Tectonophysics*, 121(2-4), 303-329.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170, 17-34.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 15(3), 221-239.
- Davoudzadeh, M. and Schmidt, K., 1981. Contribution to the paleogeography and stratigraphy of the Upper Triassic to Middle Jurassic of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, 162(2), 137-163.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H. and Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central-East Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 3, 180-192.
- Dykstra, J.D. and Birnie, R.W., 1979. Segmentation of the Quaternary subduction zone under the Baluchistan region of Pakistan and Iran. *Geodynamics of Pakistan*, 319-323.
- Esmaily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. and Cotten, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6), 961-980.
- Karimpour, M., Stern, C., Farmer, L. and Saadat, S., 2011. Review of age, Rb-Sr

- geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1), 19-54.
- Li, S., Advokaat, E.L., van Hinsbergen, D.J., Koymans, M., Deng, C. and Zhu, R., 2017. Paleomagnetic constraints on the Mesozoic-Cenozoic paleolatitudinal and rotational history of Indochina and South China: Review and updated kinematic reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 171, 58-77.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F. and Eshraghi, S.A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. *Bulletin*, 124(5-6), 943-956.
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15(6), 517-531.
- Nabiei, E. and Bagheri, S., 2013. Tectonic Evolution of East Margin of Lut Block in Nosratabad area, SE Iran. *Bulletin of Environmental Pharmacology and Life Sciences*, 2(11), 78-86.
- Pang, K., Chung, S., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Lee, H., Chu, C. and Lin, I., 2011, December. Eocene-Oligocene calcalkaline magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: petrogenesis and tectonic implications. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, Vol. 2011, V43C-2598.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180, 234-251.
- Rad, G.F., Droop, G.T., Amini, S. and Moazzen, M., 2005. Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: a comparison of P-T histories from a subduction mélange. *Lithos*, 84(1-2), 1-24.
- Rad, G.F., Droop, G.T.R. and Burgess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geological Journal*, 44(1), 104-116.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S.M. and Neugebauer, J., 1989. Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. *Geology*, 17(5), 404-407.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. and Cobbold, P., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10(2), 245-256.
- Richter, B. and Fuller, M., 1996. Palaeomagnetism of the Sibumasu and Indochina blocks: Implications for the extrusion tectonic model. *Geological Society, London, Special Publications*, 106(1), 203-224.
- Rojhani, E., Bagheri, S., Li, S., Lom, N. and van Hinsbergen, D., Tectonic Evolution of the Abrupt Northern Termination of the Sistan Suture Zone (Eastern Iran). Sasan and Li, Shihu and Lom, Nalan and van Hinsbergen, Douwe, Tectonic Evolution of the Abrupt Northern Termination of the Sistan Suture Zone (Eastern Iran).

- Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M.H. and Vaziri, H.M., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22(1), 26-34.
- Sabahi, M., Khatib, M.M. and Djamour, Y., 2024. Spatial and temporal changes of b-value, fractal analysis and stress tensor inversion in the Sistan and Makran zones, Eastern and Southeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 264, 106038.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117(1-4), 209-228.
- Samani, B. and Ashtari, S., 1992. Metallogenic evolution and its relevance to the geotectonic development of the Sistan-Baluchestan province, South Eastern Iran. *Geosciences. Sci. Q.*, 2(5), 3.
- Snead, R.J., 2002. Uplifted marine terraces along the Makran coast of Pakistan and Iran. In: *Himalaya to the Sea*, 225-246. Routledge.
- Soffel, H.C., Schmidt, S., Davoudzadeh, M. and Rolf, C., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85, 293-302.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Stöcklin, J., Eftekhari-Nezhad, J. and Hushmand-Zadeh, A., 1972. Geological Reconnaissance Map of Central Lut. Geological Survey of Iran, Tehran (Vol. 22).
- Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F. and Cassaigneau, C., 1981. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 355-371.
- Tapponnier, P., Peltzer, G.L.D.A.Y., Le Dain, A.Y., Armijo, R. and Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12), 611-616.
- Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F. and Cassaigneau, C., 1981. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 355-371.
- Tapponnier, P., Peltzer, G.L.D.A.Y., Le Dain, A.Y., Armijo, R. and Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12), 611-616.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1), 134-150.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R. and Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern



- Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.
- Walker, R.T. and Khatib, M.M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran. *Tectonics*, 25, TC4016.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783-805.
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y. and Nankali, H., 2014. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1359-1383.
- White, R.S., 1984. Active and passive plate boundaries around the Gulf of Oman, north-west Indian Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31(6-8), 731-745.
- Yazdanpanah, H., Khatib, M.M., Nazari, H. and Gholami, E., 2015. Analysis of preliminary paleoseismic results and seismotectonic data in Qaleh-Sorkh fault; East of Iran. *Journal of Tectonics*, 1(3), 15-25.
- Zarifi, Z., 2007. Unusual subduction zones: Case studies in Colombia and Iran. Ph.D. Thesis, University of Bergen, Norway, 78 pp.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154, 392-405.