

Original Research Paper

Structural evidence of tear faults in Kamarmahdi anticline, Tabas block, Iran

Saeid Hakimi-Asiabar*¹, Babak Taherkhani², and Mahnaz Fallah³

¹ Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, North Branch, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2023 April 23

Accepted: 2023 October 23

Available online: 2023 December 22

Keywords:

Tear fault

Heave

Vertical throw

Active folds

Tabas block

Iran

ABSTRACT

Many examples of tear faults are observed in Tabas block. These faults are usually seen in belts with active folds. In this research, an example of the mentioned faults has been studied. The axis of the Kamarmahdi anticline has a north-south trend. In the north of Kamarmehdi anticline, there is a fault with an approximate trend of N75E which does not have a clear shear sense on the ground, and the geological structures on both sides of this fault are also different. This research has been done to determine the shear direction of the said fault. For determining the shear sense of this fault, a geological map with a scale of 1:1000, was prepared and the boundary of the rock units and displacement of the fold axis are taken as markers to calculate the fault shear direction. The amount of heave (143 m) and throw (331 m) of fault was determined after preparing the geological cross sections on both sides of the tear fault, using AutoCAD software. By determining the movement direction of the fault, the existence of the tear fault and its displacement has been proven, and the movement pattern of the formation of the tear fault has been presented.

1. Introduction

Kamarmahdi anticline is located in the Tabas block (Fig. 1) of the Central Iran zone, (Alavi, 1991). The central Iranian subcontinent is surrounded by the Sistan, Nayin, Kashmar-Sabzvar, and Baft ophiolitic outcrops.

The main goal of this research is to study the difference in the deformation style, on both sides of the tear fault crossed the northern part of the Kamarmahdi anticline. Several models have been presented (e.g., Linzer et al., 1995; Zapata and Allmendinger., 1996;

Ford et al., 1997; Ortner et al., 2015) regarding the difference in deformation and growth strata on both sides of the tear faults (Fig. 2).

In the Kamarmahdi area, the deformation style of the main folds and faults along with the structural sections are presented. The main folds of the studied area have a north-south trend.


In the three-dimensional geological cross sections (Fig. 3), there are two anticlines with a north-south trend, and we have called the western anticline the Kamarmahdi anticline.


* Corresponding author: Saeid Hakimi-Asiabar; E-mail: saeid.h.asiabar@gmail.com

Citation:

Hakimi-Asiabar, S., Taherkhani, B., and Fallah, M., 2023. Structural evidence of tear faults in Kamarmahdi anticline, Tabas block, Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(4), 130, 43-58. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.393394.2082>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2023.393394.2082

 dor:20.1001.1.10237429.1402.33.4.8.1



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

2. Research methodology

The methods of remote sensing studies, field study, and preparing geological cross sections on both sides of the tear fault were used to obtain the type and amount of deformation on both sides of the tear fault, in the Kamarmahdi anticline. We prepared a 1:1000 geological map of the study area and due to the complexity of deformation in this area, the Shotori Formation was divided into, lower, middle, and upper members. The boundary of the second and third members of the Shotori Formation is considered a key bed, and after drawing geological sections, we compared the position of this key bed on both sides of the fault. According to the deformation changes on both sides of the fault, displacement in the horizontal and vertical direction of the structures was obtained by AutoCAD software, and the movement pattern of the tear fault was presented concerning structures.

3. Results

In the three-dimensional geological cross sections (Fig. 3), there are two anticlines with north-south trends. The western anticline is called "the Kamarmahdi anticline". Both anticlines are asymmetric and their forelimb is crossed by thrust faults. The alluvial deposits are cut by these thrust faults. Kamarmahdi anticline is divided by a fault into, southern and northern parts, which have significant differences in height, structure, and morphology.

The northern part of the Kamarmahdi anticline is a symmetrical fold, and the southern part is asymmetric to overturned anticline. The vergence of the overturned anticline is towards the west, and the forelimb of this anticline is cut by a thrust fault. The thrust fault is created after the formation of the overturned fold, and its dip direction is towards the east. Several faults formed on the Kamarmahdi anticline (Fig. 4) and important faults are separated by different colors in the 1:1000 geological map due to their mechanism (Fig. 5). In Figure 5, a legend is provided for faults with different mechanisms. The displacement along the extensional faults (e. g., Fig. 6-a) is very small and is usually in the form of openings, which in the study area, are filled by thick fluorine veins. The strike-slip faults (Fig. 6-b), have northeast-southwest and southeast-northwest trends. These faults are shown in red color on the map. In the 3D topographic map of the Kamarmahdi anticline (Fig. 7), the locations of the tear fault, normal fault, fluorine veins, and tunnels are displayed by purple, green, Blue, and pink lines respectively.

4. Discussions

A fault (F11 in Fig. 3) with a complex mechanism located between the southern and northern parts of the Kamarmahdi anticline. Different deformation rates and styles of folding were observed on

both sides of the F11 fault. This fault is a tear fault due to several reasons.

The type of deformation of the layers in the northern and southern parts of F11 fault is different (Fig. 5), so that in the northern part of the F11 fault, a symmetrical anticline, and in the southern part of the F11 fault, an asymmetric-overturned anticline can be seen.

The continuation of the F1 thrust fault (the thrust fault located in the east of the Kamarmahdi anticline in Fig. 3) is not observed in the northern side of the F11 fault (geological map, Fig. 5).

The deformation rate of rock units in the southern part of the tear fault (section BB' in Fig. 8) is much higher than the northern side of the F11 fault so there are two overturned folds and two thrust faults on the southern side of tear fault, but in the north side of tear fault, only a symmetrical fold (section AA' in Fig. 8 and Fig. 9) can be seen.

The lower member of Shotori Formation (TR^{Sh1} rock unit) is exposed in the core of the southern part of the Kamarmahdi anticline, but there are younger rock units in the core of northern part of anticline.

Therefore, in general, it can be said that the age of the tear fault F11 is older than fault F1. After the creation of the tear fault, an asymmetric anticline created in the southern part of the tear fault and in some sections, gradually turned into an overturned fold. During the progressive stages of deformation, the F1 thrust fault was created on the overturned edge of the fold, which cut the Quaternary sediments in some parts.

After drawing the geological cross-section (Fig. 8), a key bed is considered, which is the boundary of TR^{Sh1} and TR^{Sh2} rock units. The elevation position of the key boundary of rock units TR^{Sh1} and TR^{Sh2} in the southern part of the Kamarmahdi anticline in the section of Figure 8 is shown with a yellow line and in the northern part of the Kamarmahdi anticline with a blue line. The displacement of the base of the third member of the Shotori Formation (TR^{Sh3}), is 331 meters higher than its similar point in the north symmetrical anticline, at the same time, the axis of the overturned anticline has also had a 141-meter right-lateral displacement.

Based on the comparison of the current height of the key bed, regardless of the changes in its rise on both sides of the fault, it can be said that in terms of topography, the highest point of these anticlines has differences. This height difference is about 276 meters on the sides of the F11 fault, which is about 54 meters less than the relative elevation of the southern part of the fault compared to the northern part of the tear fault. Therefore, it can be said that the amount of erosion in the southern part of the fault is about 54 meters more than the northern part of the Kamarmahdi anticline.

Alluvial fans in the western part of the Kamarmahdi anticline have been cut by the Thrust fault. These alluvial fans can be

considered as growth strata that were deposited in the western part of the Kamarmahdi anticline and the frontal area of the Thrust fault. These alluvial fans deposited at the same time of the uplift of the Thrust fault (T1, T2 in Figs. 3, 4) and the simultaneous folding and erosion. Therefore, it can be said that the mentioned thrust fault has a Quaternary age. The formation pattern of the tear fault is presented in part e of Figure 10. In different parts of Figure 10, different geological phenomena are presented, including two thrust faults (Figs. 10-a, c), cutting of Quaternary sediments by thrust faults (Fig. 10), and anticlines (Figs. 10-d, g). The movement pattern of particles in the fault path is also presented in part f of Figure 10. In this research, based on the structures formed on both sides of the tear fault, the deformation model is presented in Figure 10-e.

5. Conclusion

Structurally, the Kamarmahdi anticline consists of two parts

with a north-south trend, which are separated from each other by a tear fault. The northern anticline is almost symmetrical and the southern anticline is asymmetric-overtaken. The Quaternary alluvial fans formed in the western limb of anticlines crossed by thrust faults which confirms the active folding and, the Quaternary age of the Thrust faults. The amount of throw created along the tear fault is measured utilizing cross sections and AutoCAD software about 331 meters. The right-lateral displacement of the fold axis, along this fault is about 143 meters. The erosion of the southern part is about 54 m more than the northern side of the tear fault. The thrust fault in the western part of the Kamarmahdi anticline was active in the Quaternary. During the Quaternary period, the uplift rate of the Kamarmahdi anticline and the thrust fault decreased over time. The erosion and uplift rate of the southern side of the tear fault is higher than the northern side.

شواهد ساختاری گسل‌های پارگی در تاقدیس کمرمهدی، بلوک طبس، ایران

سعید حکیمی آسیابر^{۱*}، بابک طاهرخانی^۲ و مهناز فلاح^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

چکیده

نمونه‌های متعددی از گسل‌های پارگی در بلوک طبس مشاهده می‌شود. این گسل‌ها معمولاً در کمربندهای دارای چین‌های فعال دیده می‌شوند. در این مقاله نمونه‌ای از گسل‌های یاد شده مورد مطالعه قرار گرفته است. تاقدیس کمرمهدی دارای روند شمالی-جنوبی است. گسلی با روند تقریبی N75E در شمال تاقدیس کمرمهدی مشاهده شد که در روی زمین دارای سوی برش مشخصی نمی‌باشد و ساختارهای زمین‌شناسی موجود در طرفین آن نیز یکسان نیستند. این پژوهش در راستای تعیین سوی برش گسل یاد شده انجام شده است. برای پی بردن به جهت برش گسل یاد شده، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ تهیه شد و مرز واحدهای سنگی و موقعیت محور چین، به‌عنوان نشانگرهای کلیدی برای محاسبه سوی برش در نظر گرفته شدند. مقدار جابه‌جایی ترو (۳۳۱ متر) و هیو (۱۴۳ متر) گسل یاد شده پس از ترسیم مقاطع زمین‌شناسی دو طرف گسل با استفاده از نرم‌افزار اتوکد به دست آمد. با به دست آوردن میزان و سوی برش گسل، وجود گسل پارگی و نحوه جابه‌جایی آن به اثبات رسیده و الگوی حرکتی تشکیل گسل پارگی ارایه شده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۸/۰۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

گسل پارگی

هیو

افت قائم

چین‌های فعال

بلوک طبس

ایران

۱- پیش‌نوشتار

تاقدیس کمرمهدی، در بلوک طبس و در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. بلوک طبس در حدواسط گسل نایبند (شکل ۱) درخاور و گسل کلمرد- کوهبنان در باختر قرار دارد. منطقه کمرمهدی بخشی از بلوک طبس است که خود بخشی از خردقاره ایران مرکزی است. خردقاره ایران مرکزی بخشی از ایرانی میانی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، ناین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طولی که بیشتر از نوع راستالغز راست‌برهستند، به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت‌بادام، فروافتادگی بیاضه - بردسیر و بلوک یزد قابل تقسیم است (Alavi, 1991). مطالعه تفاوت میزان دگرشکلی زمین‌ساختی در دو سوی گسل پارگی واقع در بخش شمالی محدوده معدنی کمرمهدی، یک هدف اصلی این پژوهش به شمار می‌رود. گسل پارگی نوعی گسل راستالغز است

گسل پارگی معمولاً در شرایط مختلفی مانند سیستم کششی یا فشاری شکل می‌گیرد. این نوع گسل‌ها حرکات متفاوت در دو سمت خود را موازنه می‌نمایند (Allmendinger, 1999). بررسی‌های چینه‌شناسی کمربندهای چین‌خورده و راندگی نشان‌دهنده لایه‌های رشد چینه‌ای کنترل شده توسط چین‌خوردگی فعال و گسل پارگی است (Linzer et al., 1995; Zapata and Allmendinger., 1996; Ford et al., 1997). الگوهای متعددی برای نحوه تشکیل گسل پارگی در شکل ۲ (Ortner et al., 2015) ارایه شده است.

* نویسنده مسئول: سعید حکیمی آسیابر؛ E-mail: saeid.h.asiabar@gmail.com

ماخذنگاری:

حکیمی آسیابر، س.، طاهرخانی، ب. و فلاح، م.، ۱۴۰۲، شواهد ساختاری گسل‌های پارگی در تاقدیس کمرمهدی، بلوک طبس، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۴)، ۱۳۰-۴۳-۵۸. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.393394.2082>

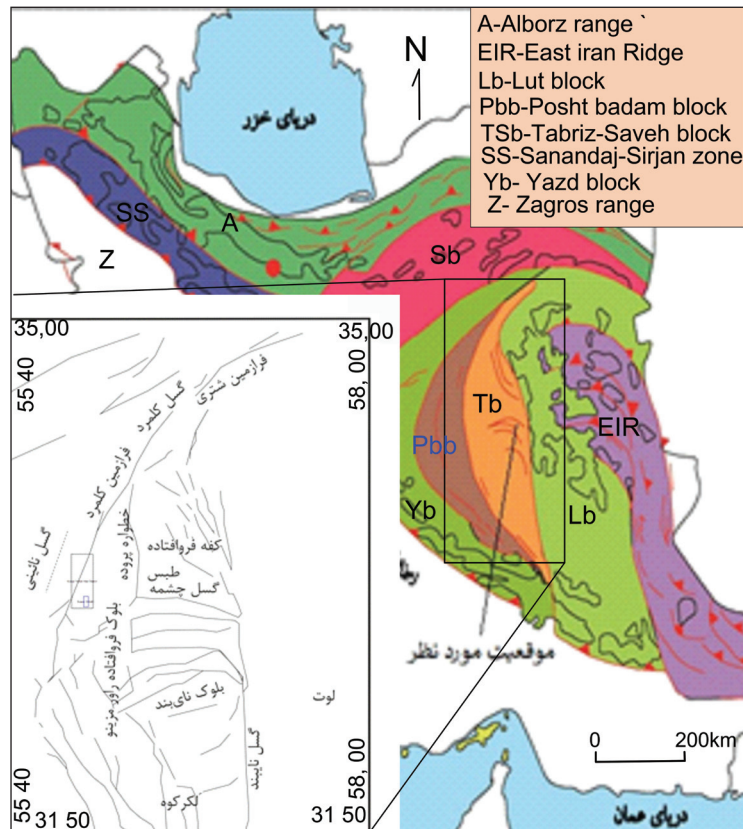
doi: 10.22071/gsj.2023.393394.2082

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.4.8.1

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

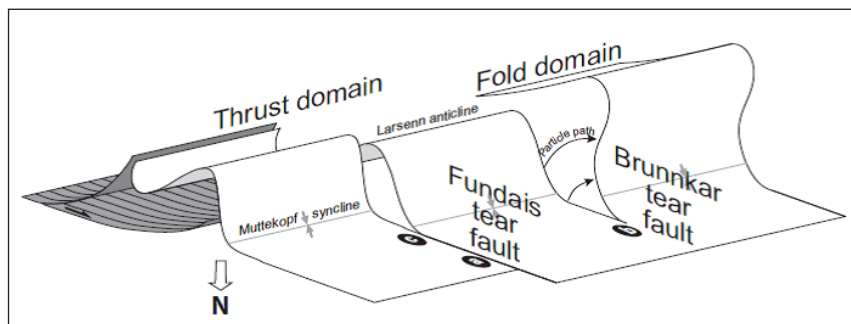


This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)



شکل ۱- زیرپهنه‌های ایران مرکزی (برگرفته از علوی (Alavi, 1991) و آقانباتی (۱۳۸۹) با تغییر).

Figure 1. The subzones of Central Iran (modified after Alavi, 1991 and Aghanabati, 2010).



شکل ۲- مدل نمادین سه‌بعدی نمایانگر ارتباط میان چین خوردگی و گسل‌های پارگی در نهشته‌های همزمان با کوهزایی. (Ortner et al., 2015)

Figure 2. 3D schematic model showing the relationship between folding and tear faults in deposits that coincide with orogeny (Ortner et al., 2015).

۲- روش پژوهش

قسمت‌های مختلف یک سازند (در نقشه ۱:۱۰۰۰)، افق‌های مختلفی را می‌توان به عنوان لایه کلیدی معرفی و تعریف نمود که براساس اندازه‌گیری جابه‌جایی آن لایه‌های کلیدی می‌توان سوی برش گسل را اندازه‌گیری کرد. پس از تهیه نقشه زمین‌شناسی یاد شده، مرز عضو دوم و سوم سازند شتری را به عنوان لایه راهنما در نظر گرفته و موقعیت این مرز، در مقاطع زمین‌شناسی دوطرف گسل با یکدیگر

به منظور دستیابی به نحوه و میزان دگرشکلی در طرفین گسل پارگی، در تاقدیس کمرمهدی (شکل ۳)، از روش‌های مطالعات دورسنجی، بازدیدهای صحرایی و ترسیم مقاطع زمین‌شناسی در دو سمت گسل یاد شده، بهره گرفته شده است. با توجه به پیچیده بودن دگرشکلی در این محدوده، سازند شتری را به سه عضو زیرین، میانی و زیرین تقسیم‌بندی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ آن تهیه شد. با انجام تفکیک

پیشین، تا نورین پسین - رتین پیشین است. رسوبات ژوراسیک میانی بلوک شامل مجموعه‌ای از رسوبات کربناته و تخریبی - کربناته است.

پیشروی تدریجی دریاهای ژوراسیک و مدفون شدن بقایای جنگل‌ها، پیدایش لایه‌های زغال‌سنگی را به دنبال داشته است (Vaez-Javadi, 2014; 2018; Vaez-Javadi and Abbaszadeh, 2022; Ameri et al., 2013). که در بلوک طبس شناسایی و استخراج می‌شوند. با توجه به کیفیت رسوبات ژوراسیک میانی و بالایی، بر ژرفای دریاهای افزوده شده و نواحی گسترده‌ای از بلوک طبس، مجدداً در ژوراسیک میانی و بالایی وارد آب دریا می‌شوند (Badihagh et al., 2019). رسوبات ژوراسیک میانی شامل مجموعه‌ای از رسوبات کربناته و تخریبی - کربناته می‌باشد که نشان‌دهنده یک محیط رسوبی کم‌ژرفا و رسوبات ژوراسیک بالایی شامل رسوبات کربناته و کلوییدی - کربناته می‌باشد که به تدریج در قسمت بالایی به رسوبات تبخیری تبدیل می‌شود. در گستره بلوک طبس اثری از رسوبات کرتاسه دیده نمی‌شود. بنابراین، در پایان ژوراسیک حرکات زمین ساخت گسترده‌ای منطقه و قسمت‌های گسترده‌ای از البرز تا ایران مرکزی (ثمربخش و همکاران، ۱۴۰۲؛ حکیمی آسیابار، ۱۳۹۷؛ Hakimi-Asiabar et al., 2011; Hakimi and Bagheryan, 2018) را تحت تاثیر قرار داده که اصطلاحاً سیمیرین پسین (در حدود ۱۳۶ میلیون سال پیش) نامیده شده است. این حرکات ناحیه بلوک طبس را از آب خارج ساخته است. فاز کوهزایی که در آخر ژوراسیک در منطقه طبس ناپیوستگی دگرشیب را ایجاد کرده، توسط قاسمی و همکاران (۱۴۰۲) تحت عنوان فاز طبسین نام‌گذاری شده است.

در اواخر دوران دوم و آغاز دوران سوم، حرکات زمین ساخت مهمی به نام لارامید (در حدود ۶۵ میلیون سال قبل) در سراسر ایران به وقوع پیوسته و آثار بارزی از آن در ایران مرکزی و بلوک طبس بر جای مانده است. آثار این حرکات در ایران مرکزی به صورت دگرشیبی در قاعده دوران سوم آشکار است.

۳-۲- زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت

واحدهای سنگی موجود در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ محدوده فلورین کمرمهدی (شکل ۳) متشکل از دولومیت، ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگ به سن تریاس، ژوراسیک و جوان‌تر می‌باشند. حجم زیادی از دولومیت در این ناحیه به صورت توده‌ای یا لایه‌های ستر در زیر واحدهای تخریبی ماسه‌سنگی تریاس بالایی - ژوراسیک جای گرفته‌اند. این سنگ‌ها به دلیل شکل‌پذیری، تأثیر زیادی بر روی دگرشیبی ساختاری و اشکال نهایی ایجاد شده در این ناحیه داشته‌اند. بخش اعظم ساختارهای این منطقه را چین‌های بزرگ مقیاس و کوچک مقیاس شکل می‌دهند. گسل‌ها نیز اغلب متأثر از نیروهای فشارشی و چین خوردگی شکل گرفته‌اند.

۳-۳- چین‌ها

در شکل ۳، وضعیت چین‌ها و گسل‌های اصلی موجود در محدوده به همراه مقاطع ساختاری ارائه شده است. در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳) دو تاق‌دیس با روند شمالی - جنوبی وجود دارد که تاق‌دیس باختری و خاوری آن را به ترتیب تاق‌دیس کمرمهدی و تاق‌دیس بزورد نام‌گذاری شده‌اند.

تاق‌دیس‌های بزورد و کمرمهدی به سوی جنوب ادامه دارند. طول تاق‌دیس بزورد در حدود ۴ کیلومتر و طول تاق‌دیس کمرمهدی در حدود ۷ کیلومتر می‌باشد. برش زمین‌شناسی تاق‌دیس کمرمهدی و تاق‌دیس بزورد در شکل ۳ ارائه شده است. در این مقطع که از قسمت جنوبی تاق‌دیس کمرمهدی عبور می‌کند، هر دو تاق‌دیس نامتقارن بوده و یال برگشته آن‌ها توسط گسل‌های راندگی T1، T2 قطع شده است (T1، T2) در برش زمین‌شناسی (شکل ۳). شواهد چینه‌ای مربوط به سن گسل‌های یاد شده در منطقه شامل دو نسل از مخروط‌افکنه‌های دارای لایه‌بندی است که در کواترنری در قسمت باختری تاق‌دیس کمرمهدی و تاق‌دیس بزورد نهشته شده‌اند. گسل‌های یاد شده رسوبات مورد نظر را قطع کرده‌اند. در قسمت a شکل ۴ و

مقایسه شده‌اند. با توجه به تغییرات دگرشکلی در طرفین گسل، جابه‌جایی افت‌قاوم و افقی (vertical throw and Heave) به دست آمد و بر اساس آن، جابه‌جایی امتدادی و شیبی گسل به دست آمد. میزان مولفه‌های جابه‌جایی و مسیر این حرکات انجام شده توسط نرم‌افزار اتوکد در طول گسل یاد شده اندازه‌گیری شده و سپس با استفاده از جابه‌جایی در جهت امتداد و جابه‌جایی شیبی، نوع حرکت گسل بررسی و الگوی حرکتی گسل پارگی ارائه شده است.

۳-۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- زمین شناسی عمومی

در گذشته، بلوک طبس را بخشی از ایران مرکزی می‌دانستند، ولی به باور اشتوکلین (Stöcklin, 1968)، پس از سخت‌شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزویک و ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزویک و سنوزویک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است. با وجود این، باید گفت که الگوی ساختمانی حاکم بر این خردقاره از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه دارند و پویایی خردقاره در همه جا یکسان نیست.

محدوده بلوک طبس در پالئوزویک شرایط سکویی - کربناته را دارا بوده و پس از پالئوزویک اثرات فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در آن ثبت شده است. پس از رویداد سیمیرین پیشین، با پیشروی دوباره دریا بر روی پیش‌بوم‌های تریاس میانی، ردیفی به نسبت ستر از سنگ‌های بیشتر شیلی و ماسه‌سنگی و گاهی کربناته بر جای گذاشته شده که تغییرات سن آن‌ها از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی است (Zanchi et al., 2015). در تریاس زیرین، سازندهای سرخ‌شیل و شتری در این بلوک برجای مانده است. در گستره بلوک طبس رسوبات سازند شتری از مجموعه‌ای از رسوبات دولومیتی تشکیل شده است که به طور دگرشیب بر روی واحدهای سنگی پالئوزویک قرار گرفته است. در گستره تاق‌دیس کمرمهدی، بزورد این واحد سنگی به سه قسمت زیرین و میانی و زبرین تفکیک گردید که بالاترین افق آن با افق لاتریتی پوشیده شده است. وضعیت این واحدهای سنگی در شکل ۳ نشان داده شده است.

واحد زیرین شامل سنگ آهک‌ها و دولومیت‌های قهوه‌ای تیره توده‌ای (massive) تا لایه‌بندی ستر می‌باشد. که در هسته تاق‌دیس برگشته کمرمهدی بزورد پیدا کرده است. این واحد سنگی در تاق‌دیس شمالی تاق‌دیس کمرمهدی بزورد ندارد.

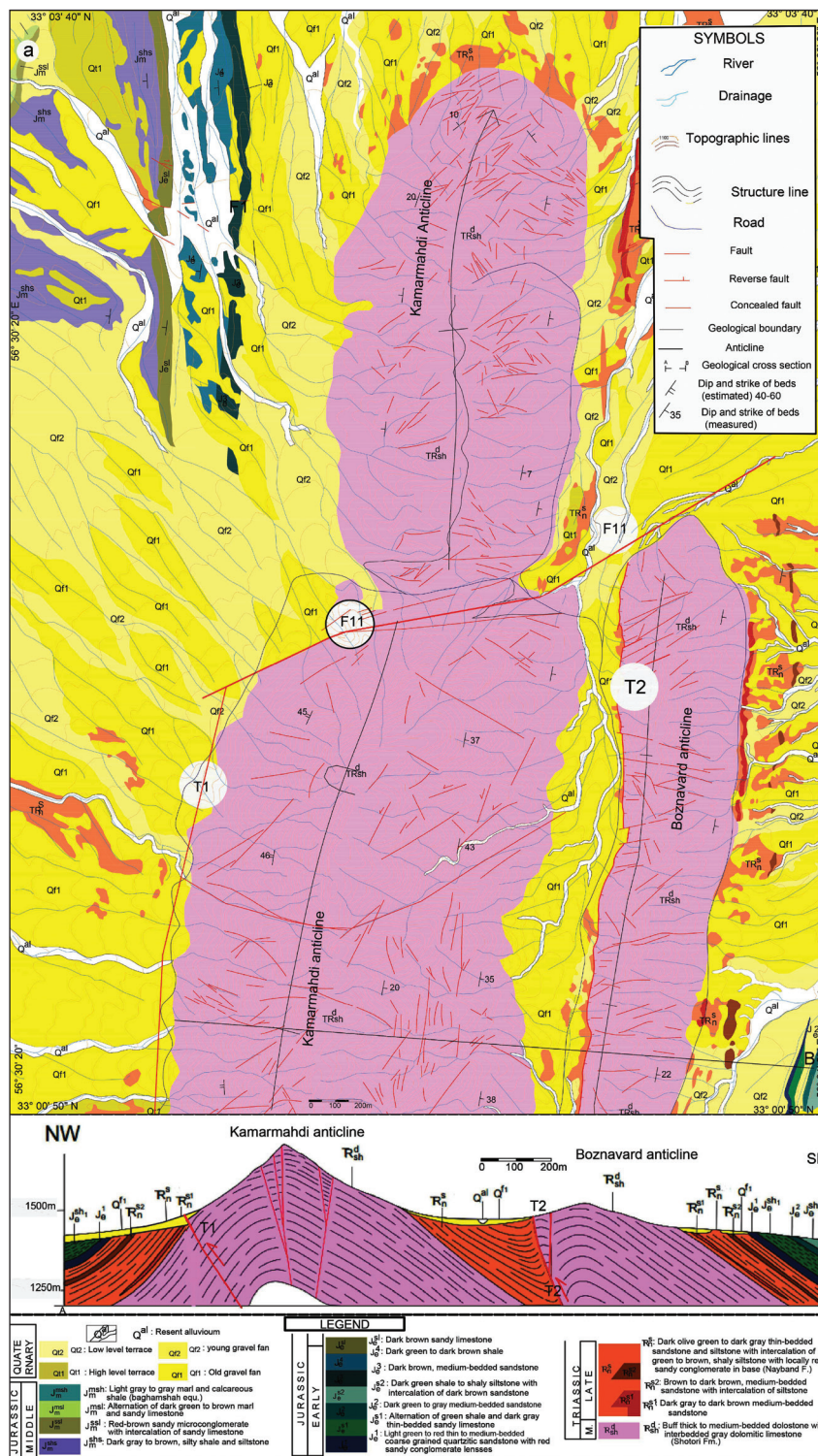
واحد میانی شامل سنگ آهک‌های دولومیتی، دولومیت، و سنگ آهک‌هایی است که دارای میان لایه‌های سنگ آهک ماسه‌ای هستند. این واحد سنگی دارای رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری روشن و دارای لایه‌بندی خوب می‌باشد. سترای لایه‌های این قسمت از سازند شتری ۸۰-۲۰ سانتی متر است.

واحد زبرین شامل سنگ آهک‌های زرد تا کرم رنگ می‌باشد که در دامنه‌های خاوری تاق‌دیس کمرمهدی بزورد دارد. این واحد سنگی در قسمت زیرین افق‌های لاتریتی واقع شده است.

در تریاس بالایی - ژوراسیک آغازین، قسمت اعظم بلوک طبس به صورت محیط مردابی - رودخانه‌ای در آمده و از جنگل‌های متراکمی پوشیده شده بود. ردیف‌های تریاس بالایی این نه‌تنه‌ست‌ها، معرف یک چرخه رسوبی کامل می‌باشد که با بیش از ۲۱۹۵ متر ستر، نام سازند نایبند بر آن‌ها نهاده شده و دارای سن نورین - رتین هستند (آقاباتی، ۱۳۸۹؛ ۱۳۷۱). سازند نایبند در دو طرف یال‌های خاوری و باختری تاق‌دیس کمرمهدی، از سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ‌های نازک‌لایه، سبز، زیتونی تا خاکستری تیره تشکیل شده که همراهی از سیلت‌سنگ‌های شیلی سبز تا قهوه‌ای و به طور ناحیه‌ای کنگلومرهای ماسه‌ای قرمز در قاعده خود دارند. در مطالعات پالینولوژی موسوی (۱۳۸۱) شواهد سنی دقیق‌تری از سازند نایبند را ارائه کرده است. نامبرده با شناسایی ۹ زون زیستی، بر این باور است که سن این سازند از کارنین پسین - نورین

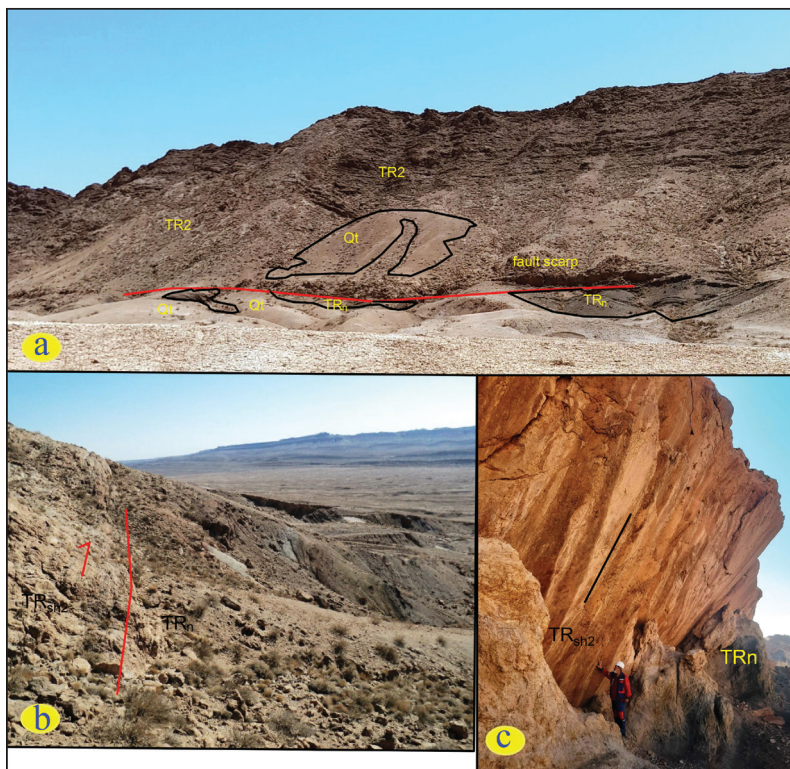
در کواترنری تشکیل شده و مخروط‌افکنه‌های متعددی در یال باختری این چین‌ها بر جای گذاشته شوند، از این رو، تشکیل مخروط‌افکنه‌های آبرفتی و آبرفت‌های کوهپایه‌ای، را می‌توان حاصل عملکرد همزمان زمین‌ساخت و فرسایش در این منطقه دانست.

در قسمت b شکل ۴، قطع شدگی لایه‌های رسوبی کواترنری توسط گسل‌های راندگی T1، T2 آشکار است که این امر بیانگر فعالیت آن‌ها در کواترنری است (شکل‌های ۳ و ۴). هم‌چنین این بالاآمدگی تاقدیس‌ها و فرسایش متعاقب آن، سبب شده تا در اطراف این چین‌خوردگی یک حوضه رسوبی تخریبی گسترده



شکل ۳- تاثیر گسل F11 بر روی ساختارها و توپوگرافی در قسمت شمالی تاقدیس کمرمهدی (در نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰) به همراه مقطع ساختاری گسل‌ها و چین‌خوردگی‌های اصلی در ناحیه (با تغییرات از ملک محمودی و همکاران، ۱۳۹۴).

Figure 3. The effect of F11 fault on major structures (Geological map 1:5000) along with structural section of major faults and folds in the area (modified after Malek-Mahmoudi et al., 2014).



شکل ۴- a) برونزد گسل راندگی T2 در قسمت باختری تاقدیس بزنورد و قطع شدگی رسوبات مخروط افکنه‌ای کواترنری؛ b) برونزد گسل راندگی T1 در قسمت باختری تاقدیس کمرمهدی؛ c) پرتگاه گسلی ایجاد شده توسط گسل راندگی T2.

Figure 4-a) Outcrop of T2 thrust fault on the western flank of Boznavard anticline and the Quaternary aluvial fans crossed by this fault, b) Outcrop of T1 thrust faults on the western flank of Kamarmahdi anticline, c) Scarpment of T2 thrust fault.

سنگی TR^{sh1} برونزد دارد که شامل دولومیت‌ها و سنگ آهک‌های توده‌ای قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره است.

۳-۴- گسل‌ها

گسل‌های منطقه به دو بخش گسل‌های اصلی و فرعی قابل تقسیم هستند. اصلی‌ترین گسل این محدوده، گسل معکوس شمالی - جنوبی واقع در قسمت باختری تاقدیس کمرمهدی است که این گسل با راستای شمالی - جنوبی و درازایی حدود ۴ کیلومتر، قابل مشاهده است. شیب این گسل راندگی بیش از ۵۵ درجه به سوی خاور و جهت راندگی آن از خاور به سمت باختری می‌باشد.

بیشتر گسل‌های فرعی این محدوده، حاصل نیروهای فشارشی و تشکیل چین‌خوردگی حاکم در منطقه هستند. این گسل‌ها با توجه به جابه‌جایی‌های ایجاد شده در نقشه ۱:۱۰۰۰، شامل دو دسته گسل‌های راستالغز راست‌بر (F2, F8, F15) در شکل ۵) و راستالغز چپ‌بر (F5, F7, F9, F10) در شکل ۵) هستند.

۳-۵- الگوی ساختاری ناحیه

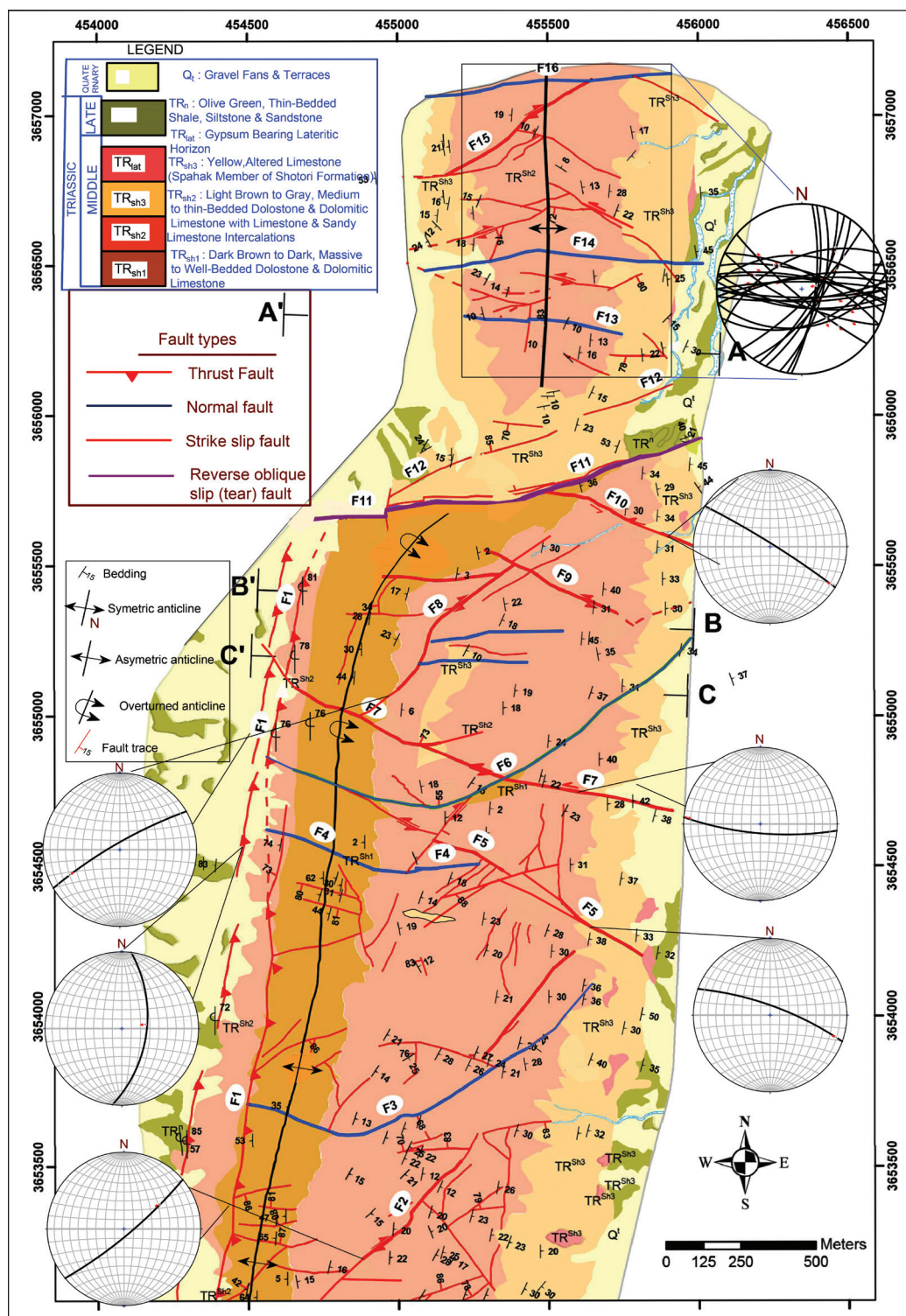
بلوک طیس در اواخر ژوراسیک از آب خارج شده و فاقد رسوبات کراتاسه می‌باشد. یک سیستم تنش همگرای خاوری - باختری بلوک طیس را تحت تاثیر قرار داده، و در اثر تنش اعمال شده در ناحیه چین‌هایی با روند شمالی - جنوبی شکل گرفته‌اند.

در شکل ۴، تصاویری از گسل‌های راندگی اصلی محدوده مورد مطالعه که در شکل ۳ ارایه شده‌اند، دیده می‌شود. در قسمت a شکل ۴، برونزد گسل راندگی T2 در قسمت باختری تاقدیس بزنورد و قطع شدگی رسوبات مخروط افکنه‌ای دارای لایه‌بندی کواترنری مشاهده می‌شود و در قسمت b این شکل برونزد گسل راندگی T1 در قسمت باختری تاقدیس کمرمهدی دیده می‌شود و در قسمت c شکل ۴ پرتگاه گسلی ایجاد شده توسط گسل راندگی T2 قابل مشاهده است. رسوبات سازنده‌تری (تریاس آغازین) به واسطه این گسل بر روی واحدهای سنگی جوان‌تر مربوط به تریاس بالایی و کواترنری رانده شده‌اند و مسیر خراش‌های گسلی بیانگر این واقعیت هستند که گسل‌های یاد شده از نوع شیب‌لغز هستند.

تاقدیس کمرمهدی توسط گسل F11 به دو قسمت شمالی و جنوبی تقسیم شده است که این دو بخش شمالی و جنوبی، از نظر ارتفاعی اختلاف آشکاری نسبت به یکدیگر دارند. قسمت شمالی تاقدیس کمرمهدی دارای چین متقارن و قسمت جنوبی تاقدیس کمرمهدی یک تاقدیس نامتقارن تا برگشته است که جهت تمایل محور این تاقدیس به سوی باختر است و یال برگشته این تاقدیس توسط یک گسل راندگی قطع شده است (T1 در شکل ۳ و قسمت b شکل ۴). به بیان دیگر، پس از چین‌خوردگی و برگشتگی لایه‌ها در یال برگشته چین یاد شده گسلی ایجاد شده است که جهت شیب آن به سوی خاور بوده و برونزد این گسل را می‌توان در یال باختری چین مشاهده نمود (T1 در شکل ۳). در هسته تاقدیس جنوبی واحد

توان لایه‌های کلیدی مشخصی را تعریف نمود که با اندازه‌گیری جابه‌جایی این لایه‌های کلیدی در مورد سازوکار دگرشکلی چین‌ها و گسل‌های اصلی گستره مورد مطالعه، اطلاعات مهمی به دست می‌آید. مهم‌ترین گسل‌های گستره نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ با توجه به سازوکار گسل‌ها با رنگ‌های مختلفی تفکیک شده است.

طی حرکات زمین‌ساختی بعدی، که احتمالاً در نوژن آغاز گردیده است، در اثر بسته شدن حوضه رسوبی بلوک سبزوار، سیستم تنش دیگری با راستای شمال-شمال‌خاوری - جنوب جنوب‌باختری بر ناحیه حاکم گردیده و تاکنون نیز ادامه دارد. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ سه واحد سنگی در دولومیت‌های سازنده شتری تفکیک گردیده است که تفکیک این واحدها سبب گردید که

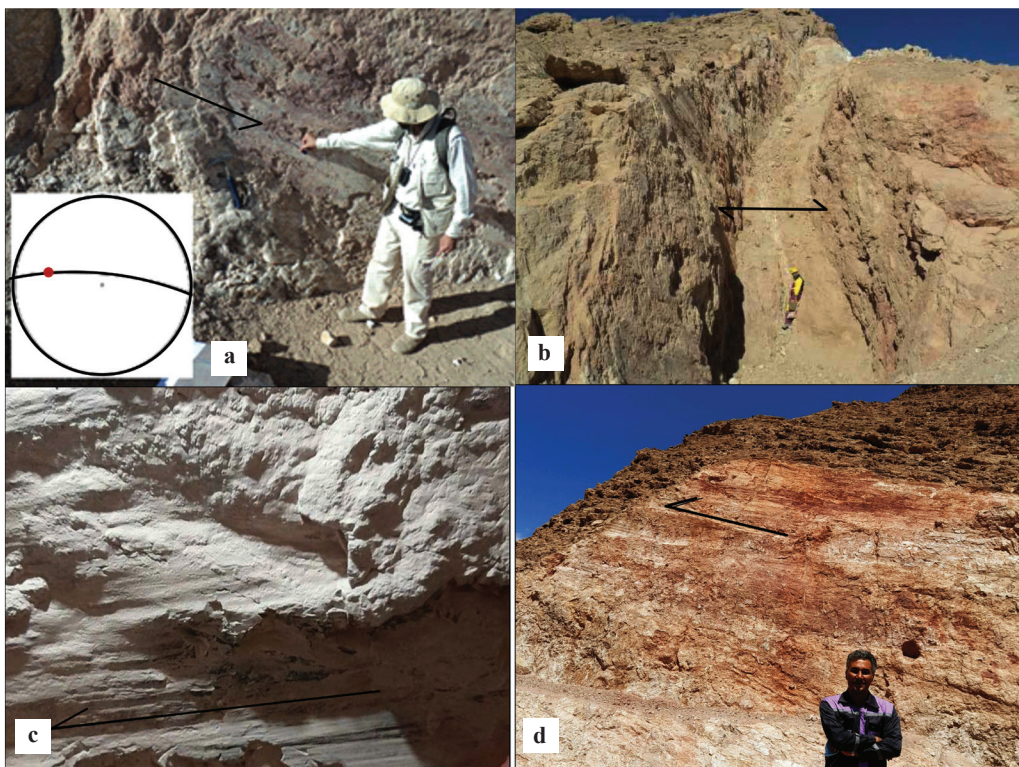


شکل ۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ قسمت شمالی تاقدیس کمرمه‌دی (ملک محمودی و همکاران، ۱۳۹۴).

Figure 5. 1:1000 geological map of the northern part of the Kamarmahdi anticline (Malek-Mahmoudi et al., 2014).

گسل‌های راستالغز که در اثر جابه‌جایی ممتد و یا متناوب در درزه‌های برشی ایجاد شده‌اند، دارای دو روند شمال خاوری-جنوب‌باختری و جنوب خاوری-شمال باختری هستند. این گسل‌ها با رنگ قرمز بر روی نقشه نشان داده شده‌اند و شامل گسل‌های F2, F5, F7, F8, F9, F10, F15، می‌باشند، گسل F7 جابه‌جایی چپ‌بر را در گسل F1 ایجاد کرده است. گسل F5, F10, F9 نیز جابه‌جایی راستالغز چپ‌بر را در واحدهای سنگی ایجاد کرده‌اند. گسل‌های راستالغز F2, F7, F8, F15 نیز جابه‌جایی راستالغز راست‌بر (شکل b-۶) را دارند. این جابه‌جایی راست‌بر در واحدهای سنگی نقشه ۱:۱۰۰۰ آشکار است و همچنین نمونه‌هایی از گسل‌های راست‌بر و چپ‌بر در شکل ۶ ارائه شده‌اند. به نظر می‌رسد که چگونگی ایجاد جابه‌جایی در گسل‌های برشی که نسبت به محور چین حالت مورب دارند، دارای نظم خاصی نیست و به علت فرسایش مسیر تنش‌های اصلی تغییر نموده و پیچیدگی خاصی در آن‌ها ایجاد شده است.

گسل‌های F3, F4, F13, F14, F16 عمود بر محور چین و از نوع درزه‌های کششی بوده‌اند که در اثر دگرشکلی ممتد به گسل‌های عادی (کششی) تبدیل شده‌اند. این گسل‌ها معمولاً فاقد خراش‌های گسلی هستند و توسط رگه‌های فلورین که دارای ستبرای مناسبی هستند، پر شده‌اند. البته گسل‌های عادی گوناگونی بر روی تاقدیس‌ها ایجاد شده‌اند که فقط مهم‌ترین آن‌ها بر روی نقشه نام‌گذاری شده‌اند. شیب گسل‌های عادی F4, F3 که بر روی قسمت جنوبی تاقدیس قرار دارند، بیش از ۸۰ درجه به سوی شمال است. شیب گسل‌های عادی F16, F14, F13، بر روی قسمت جنوبی تاقدیس کمرمهدی قرار دارند، بیش از ۸۵ درجه به سوی جنوب است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، جهت شیب گسل‌های عادی (کششی) واقع بر روی تاقدیس شمالی، همانند تاقدیس جنوبی نیست و این امر پراکندگی متفاوت تنش را در این محدوده‌ها نشان می‌دهد.



شکل ۶- a) نمایی از گسل F8 که (سوی دید به باختر) که دارای مولفه راست‌بر نیز است. b) تصویر گسل عادی F4، (سوی دید به شمال)، در راستای این گسل کانی‌سازی فلورین قابل مشاهده است. c, d) نمونه‌هایی از گسل‌های راستالغز چپ‌بر (دید به سوی جنوب) و راست‌بر (سوی دید به شمال باختری).

Figure 6-a) A view of the F8 fault (looking west), which also has a right-lateral component. b) The image of extensional fault F4, (looking to the north), along fluorine mineralization can be seen along. c, d) Examples of dextral and sinistral faults.

میزان جابه‌جایی قائم ایجاد شده در طول گسل F1 حداقل به اندازه ستبرای لایه‌های حذف شده در طرفین این گسل می‌باشد. باتوجه به این که سازند شتری بر روی سازند ناینند راندگی شده است، و با توجه به ستبرای لایه‌های حذف شده می‌توان گفت که جابه‌جایی یادشده در حد ۲۰۰ متر است. میزان جابه‌جایی ایجاد شده در طول گسل‌های راستالغز که نسبت به محور تاقدیس مورب می‌باشند، کمتر

گسل F6 (خط سبز رنگ در شکل ۵) نیز گسلی است که جهت شیب آن‌ها در حدود ۶۰ درجه به سوی شمال و دارای حرکت کششی است. جابه‌جایی کششی عادی در طول این گسل سبب شده است که قسمتی از واحد سنگی TR^{sh1} در یال خاوری تاقدیس کمرمهدی پروتزد پیدا کند که این پروتزد در نقشه ۱:۱۰۰۰، شکل ۵ نشان داده شده است.

طرفین گسل یاد شده اختلاف ارتفاعی در حدود ۳۳۰ متر ایجاد شده است. وضعیت تاقدیس‌ها و گسل‌های رانندگی اصلی نیز در قسمت باختری تاقدیس کمرمهدی نشان داده شده است.

در قسمت شمالی گسل F11، تاقدیس کمرمهدی متقارن (شکل ۷) و از نوع ملایم (Lisle, 2004) با زاویه بین یال‌های بیش از ۱۲۰ درجه (مقطع AA' شکل ۸) بوده و در قسمت جنوبی گسل F11، نیز زاویه بین یال‌های تاقدیس کمرمهدی کمتر از ۷۰ درجه (شکل ۸) و از نوع بسته (Lisle, 2004) می‌باشد. تاقدیس واقع در حاشیه جنوبی گسل F11، نیز از نوع برگشته می‌باشد. زوایای بین یال‌های چین نیز در شکل شماره ۸ اندازه‌گیری و ارایه شده است. به عبارت دیگر میزان و نحوه دگرشکلی و چین‌خوردگی در دو طرف گسل یاد شده متفاوت بوده و گسل F11، قسمت شمالی تاقدیس کمرمهدی را که از نوع متقارن است، از قسمت جنوبی تاقدیس که دارای چین‌خوردگی بیشتر و از نوع تاقدیس برگشته است، تفکیک می‌کند. بنا بر دلایل گوناگون گسل یاد شده، از نوع گسل پارگی می‌باشد که در این مقاله مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

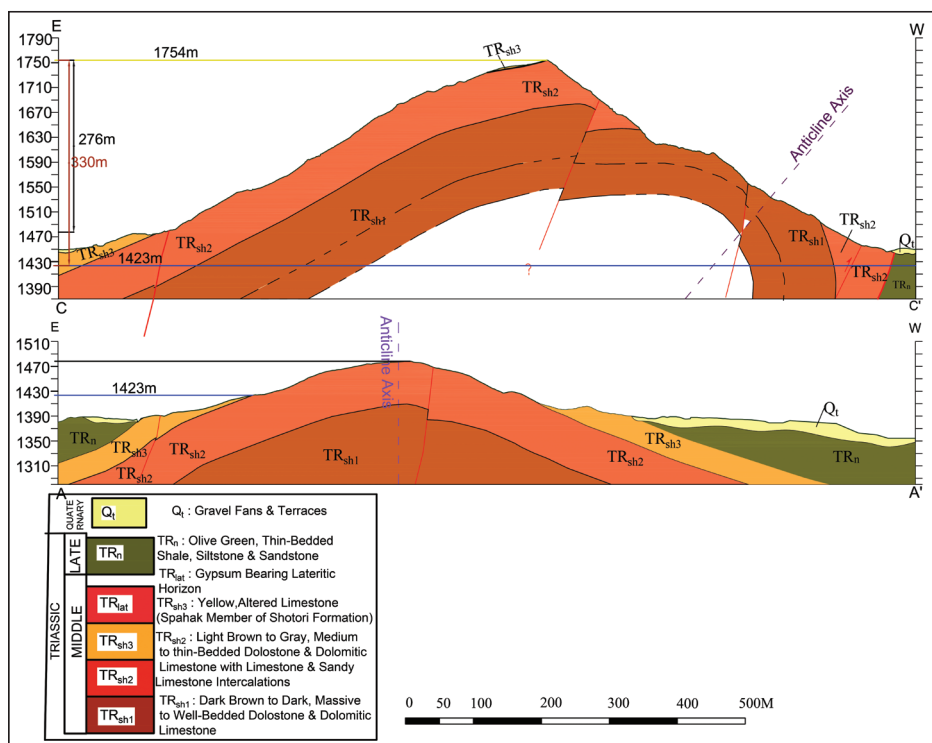
از ۱۰۰ متر بوده و بیشترین جابه‌جایی انجام شده در طول گسل راستالغز F7، انجام شده است. کمترین جابه‌جایی در طول گسل‌های عادی دیده می‌شود. این جابه‌جایی به صورت فاصله گرفتن دو دیواره گسل از یکدیگر انجام شده است و کمتر از ۲ متر می‌باشد. در طول گسل‌های عادی و راستالغز، مقدار زیادی کانه‌زایی فلورین انجام شده است و بیشتر رگه‌ها از مسیر گسل‌های یاد شده پیروی می‌کنند.

در حد فاصل قسمت جنوبی و شمالی تاقدیس کمرمهدی، گسلی دیده می‌شود که دارای سازوکار پیچیده‌ای است. این گسل در نقشه شکل ۵، با علامت F11 مشخص شده است. گسل F11 در یال خاوری تاقدیس کمرمهدی جابه‌جایی ظاهری راستالغز چپ‌بر و در یال باختری تاقدیس کمرمهدی جابه‌جایی ظاهری راستالغز راست‌بر را ایجاد کرده است (شکل‌های ۵، ۷ و ۸). بر طبق قانون وی (V) شیب گسل F11، در حدود ۸۵ درجه به سوی جنوب اندازه‌گیری شده است. روند این گسل تقریباً خاوری-باختری است. در شکل ۳، وضعیت مسیر گسل F11 و تاثیر آن در نقشه توپوگرافی سه بعدی و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ (شکل ۳) قسمت شمالی تاقدیس کمرمهدی ارایه شده است. در این تصاویر مشاهده می‌شود که در



شکل ۷- نمایی از مقطع نامتقارن تاقدیس کمرمهدی (شکل بالا) در قسمت جنوبی گسل پارگی (دید به سوی جنوب)، و قسمت متقارن (شکل پایین) تاقدیس کمرمهدی واقع در حاشیه شمالی گسل پارگی (دید به سوی شمال).

Figure 7. A view of the asymmetric section of the Kamarmahdi anticline (top picture) in the southern part of the tear fault (view to the south), and the symmetrical part (bottom picture) of the Kamarmahdi anticline located on the northern edge of the tear fault (view to the north).



شکل ۸- مقطع زمین‌شناسی قسمت شمالی (مقطع AA') و جنوبی تاق‌دیس کمرمهدی (مقطع BB') واقع در طرفین گسل F11

Figure 8. Geological cross-section of the northern (section AA') and southern part of the Kamarmahdi anticline (section BB') located on both sides of fault F11.

همان‌گونه که می‌دانیم هنگام چین‌خوردگی، درزه‌های متفاوتی در حالت دگرشکلی شکل‌پذیر در سنگ‌ها ایجاد می‌شود که این درزه‌ها را از نظر امتداد می‌توان به چهار گروه (Cooper, 1992) تقسیم بندی کرد:

- درزه‌های گروه ۱: به موازات محور چین بوده و از نوع کششی می‌باشند.
- درزه‌های گروه ۲: عمود بر محور چین بوده و از نوع کششی (عادی) هستند.
- درزه‌های گروه ۳ و ۴: نسبت به محور چین مورب بوده و از نوع درزه‌های برشی هستند.

همزمان با ادامه عملکرد نیروها و تغییر شکل پیش‌رونده سنگ‌ها در طول زمان، درزه‌های یاد شده جابه‌جایی‌هایی رخ می‌دهد که به تدریج به گسل‌های امتدادلغز و گسل‌های عادی تبدیل می‌شوند. درزه‌های کششی معمولاً دارای شیب بیش از ۸۰ درجه هستند و درزه‌های برشی نیز در صورت قائم بودن یکی از محورهای تنش در طول کوتاه‌شدگی لایه‌ها پیش از چین‌خوردگی، تقریباً قائم هستند، ولی با توجه به این که در طول دگرشکلی پیش‌رونده و فرسایش، وضعیت محورهای تنش به تدریج تغییر می‌کند، شیب درزه‌های برشی نیز از ۹۰-۶۰ درجه متغیر خواهد بود. در قسمت جنوبی و شمالی تاق‌دیس کمرمهدی، در اثر دگرشکلی پیش‌رونده، درزه‌های یاد شده به گسل تبدیل شده‌اند و با توجه به این سازوکارها به چهار گروه قابل تقسیم هستند. در شکل ۵، یک راهنما برای گسل‌های با سازوکار مختلف ارایه شده است. جابه‌جایی انجام شده در طول این گسل‌های عادی بسیار ناچیز است و معمولاً به صورت بازشدگی و بدون خراش گسلی می‌باشد که این بازشدگی آن‌ها، توسط رگه‌های فلورین سبتر پر شده است (قسمت a شکل ۶). گسل راندگی F1 (شکل‌های ۳ و ۵)، مهم‌ترین و بزرگ‌ترین گسل گستره نقشه ۱:۱۰۰۰ می‌باشد.

در قسمت شمالی گسل F11 تاق‌دیس کمرمهدی (مقطع AA' در شکل ۸ و شکل ۷) تقریباً متقارن و در قسمت جنوبی گسل F11، حالت برگشته (مقطع BB' در شکل ۸) را دارا می‌باشد و همچنین در مقطع AA' در شکل ۸ که در سوی شمالی گسل F11 قرار دارد، زاویه بین یال‌های چین ۱۳۲ درجه و در قسمت جنوبی گسل اشاره شده، زاویه بین یال‌های چین ۶۲ درجه است که این امر بیانگر چین خوردگی بیشتر قسمت جنوبی گسل F11 و تغییر در نوع چین خوردگی نیز می‌باشد. با توجه به این که میزان دگرشکلی لایه‌ها در دو طرف گسل F11 متفاوت است (شکل‌های ۵، ۷ و ۸)، گسل اشاره شده را می‌توان یک گسل از نوع گسل پارگی در نظر گرفت. چند دلیل آشکار بر این که گسل F11 از نوع گسل پارگی است، بر روی زمین دیده می‌شود که شواهد آن به شرح زیر است.

- ادامه گسل‌های راندگی F1 و گسل راندگی واقع در خاور تاق‌دیس بزورد، در قسمت شمالی گسل F11 (نقشه زمین‌شناسی شکل ۳ و ۵) مشاهده نمی‌شود.
- میزان دگرشکلی لایه‌ها و واحدهای سنگی در قسمت جنوبی گسل (F11 مقطع BB' در شکل ۸)، با توجه به زاویه بین یال‌های چین در دو طرف گسل F11، بسیار بیشتر است، به طوری که در قسمت جنوبی این گسل پارگی در نقشه ۱:۵۰۰۰، دو عدد

۴- بحث

در تعریف اولیه، گسل پارگی نوعی گسل راستالغز است (Twiss and Moores, 1992);

مقاطع زمین‌شناسی (شکل ۸) موقعیت این مرزها با یکدیگر مقایسه شد و اختلاف ارتفاع این دو خط با یکدیگر نیز به دست آمد.

در برش زمین‌شناسی (شکل ۸) آشکارا پیداست که قاعده عضو سوم سازند شتری (TR^{Sh3})، از نظر ارتفاعی، ۳۳۱ متر بالاتر از نقطه همانند آن در تاقدیس متقارن شمالی قرار دارد، که گویای بالاآمدگی نسبی این مرز در تاقدیس جنوبی نسبت به تاقدیس متقارن شمالی است. به بیان دیگر، هر دو تاقدیس تحت تاثیر چین خوردگی و بالاآمدگی قرار گرفته‌اند، ولی میزان بالاآمدگی لایه راهنما در تاقدیس جنوبی حدود ۳۳۱ متر بیشتر از تاقدیس متقارن شمالی است. در عین حال محور تاقدیس برگشته نیز حدود ۱۴۰ متر جابه‌جایی راست‌بر داشته است که این جابه‌جایی انجام شده در افق، در نقشه زمین‌شناسی و توسط نرم‌افزار اتوکلد اندازه‌گیری شده است.

همان‌گونه که گفته شد، قاعده عضو سوم سازند شتری (TR^{Sh3})، از نظر ارتفاعی (شکل ۸)، ۳۳۱ متر بالاتر از نقطه همانند آن در تاقدیس متقارن شمالی قرار دارد، این میزان جابه‌جایی معادل افت قائم گسل (Vertical throw) است. با توجه به این که شیب گسل یاد شده ۸۵ درجه به سوی جنوب می‌باشد، میزان جابه‌جایی در جهت افق این گسل که آن را هیو (Heave) می‌نامند، محاسبه و در جدول ۱ ارایه شده است. مقدار هیو گسل F11، بر اساس روابط مثلثاتی ۲۸/۸۵ متر به دست آمده است. با توجه به روابط هندسی (شکل ۹) می‌توان جابه‌جایی در جهت شیب گسل را نیز به دست آورد (جدول ۱). قسمت شمالی محور تاقدیس کمرمهدی به گونه‌ای است که حدود ۱۴۳ متر (شکل‌های ۳ و ۵) به صورت راست‌الغز راست‌بر جابه‌جایی داشته است که این جابه‌جایی توسط نرم‌افزار اتوکلد در نقشه شکل ۵ اندازه‌گیری شده و معادل جابه‌جایی در جهت امتداد است. بر طبق محاسبات زاویه ریک گسل اشاره شده حدود ۶۶ درجه به سوی خاور به دست آمده است، ولی با توجه به این که تمایل سطح محوری تاقدیس نامتقارن به سوی خاور است، باید این نکته را در نظر گرفت که این جابه‌جایی احتمالاً دارای مسیر مستقیمی نبوده و با چرخش نیز همراه بوده است. با توجه به این که پهنه برشی گسل اشاره شده دارای مقاومت فرسایشی ناچیزی است، مسیر گسل به مرور زمان فرسوده شده و با ایجاد اختلاف ارتفاع، سبب زمین‌لغزش و ایجاد گسل عادی F6 در حاشیه جنوبی گسل پارگی شده است. حرکات انجام شده در طول گسل پارگی یاد شده، به صورت مورب‌الغز معکوس انجام شده و یک مهاجرت منطقه‌ای را ایجاد کرده است.

چین برگشته به همراه گسل راندگی در یال برگشته (شکل ۳) دیده می‌شوند، ولی در شمال گسل یاد شده فقط یک چین متقارن (مقطع AA' شکل ۸) قابل مشاهده است. در هسته قسمت جنوبی تاقدیس کمرمهدی، واحد سنگی TR^{Sh1} بروزند پیدا کرده است (شکل ۵)، ولی در هسته تاقدیس شمالی واحدهای سنگی جوان‌تر وجود دارند، بنابراین میزان بالا آمدگی تاقدیس کمرمهدی در قسمت جنوبی گسل F11، بسیار بیشتر از قسمت شمالی این تاقدیس است. به بیان دیگر، میزان کوتاه‌شدگی و چین‌خوردگی در قسمت جنوبی گسل F11 پارگی بیشتر از سوی شمالی آن است (شکل‌های ۳ و ۸).

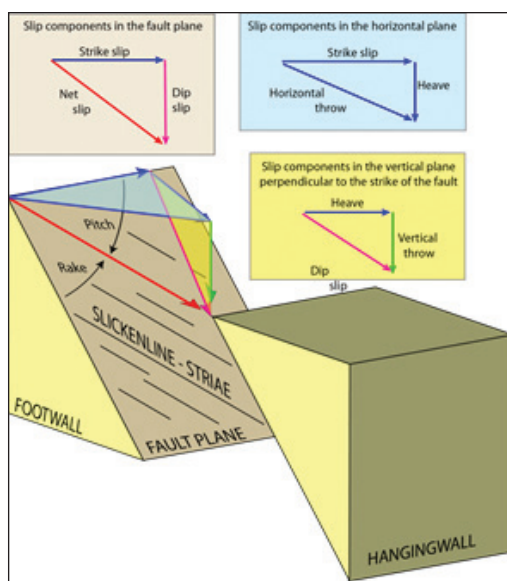
ادامه شمالی گسل راندگی واقع در قسمت باختری تاقدیس کمرمهدی توسط گسل پارگی محدود شده است. ادامه باختری گسل پارگی یاد شده، در زیر واریزه‌ها و رسوبات کواترنری مدفون شده است و ظاهراً هیچ‌گونه جابه‌جایی در رسوبات کواترنری ایجاد نکرده است. پس از ایجاد گسل پارگی، چین نامتقارن در قسمت جنوبی ایجاد شده و به تدریج به چین برگشته تبدیل شده است که طی مراحل پیش‌رونده دگرشکلی، گسل راندگی F1 در یال برگشته چین ایجاد شده است که در برخی از قسمت‌ها رسوبات مخروط‌افکنه‌ای دارای لایه‌بندی با سن کواترنری را قطع کرده است. در شکل ۷ دو تصویر از مقطع نامتقارن تاقدیس کمرمهدی (شکل بالا) در قسمت جنوبی گسل پارگی (دید به سوی جنوب)، و قسمت متقارن (شکل پایین) تاقدیس کمرمهدی واقع در حاشیه شمالی گسل پارگی (دید به سوی شمال) ارایه شده است.

در شکل‌های ۷ و ۸، اختلاف ارتفاع آشکاری که توسط گسل پارگی ایجاد شده است، قابل مشاهده می‌باشد که در شکل ۳ نیز تاثیر این جابه‌جایی در نقشه توپوگرافی دیده می‌شود. برای به تصویر کشیدن میزان جابه‌جایی قائم ایجاد شده توسط گسل، پس از ترسیم برش زمین‌شناسی (شکل ۸)، یک لایه راهنما که همان مرز واحدهای سنگی TR^{Sh1} و TR^{Sh3} می‌باشد، برای قاعده عضو سوم سازند شتری (TR^{Sh3})، در نظر گرفته شد، میزان و مسیر جابه‌جایی این مرز در طرفین گسل بیانگر سازوکار گسل است. افزون بر این، جابه‌جایی محور چین هم یکی از شاخص‌های آشکار مسیر جابه‌جایی ایجاد شده توسط گسل است. موقعیت مرز کلیدی واحدهای سنگی TR^{Sh1} و TR^{Sh3} در قسمت جنوبی تاقدیس کمرمهدی در مقطع شکل ۸ با خط زرد رنگ و در قسمت شمالی تاقدیس کمرمهدی با خط آبی رنگ نشان داده شده است. در

جدول ۱- نتایج محاسبات انجام شده برای اندازه‌گیری جابه‌جایی‌ها در طول گسل پارگی.

Table 1. The results of the calculations performed to measure the displacements along the tear fault.

Displacement (m)	Displacement type
330	Vertical throw
143	Strike Slip (m)
331.26	Dip Slip
28.85	Heave
R=66	Rake angle
TgR=Dip slip/Strik slip=331.26/143=2.316	

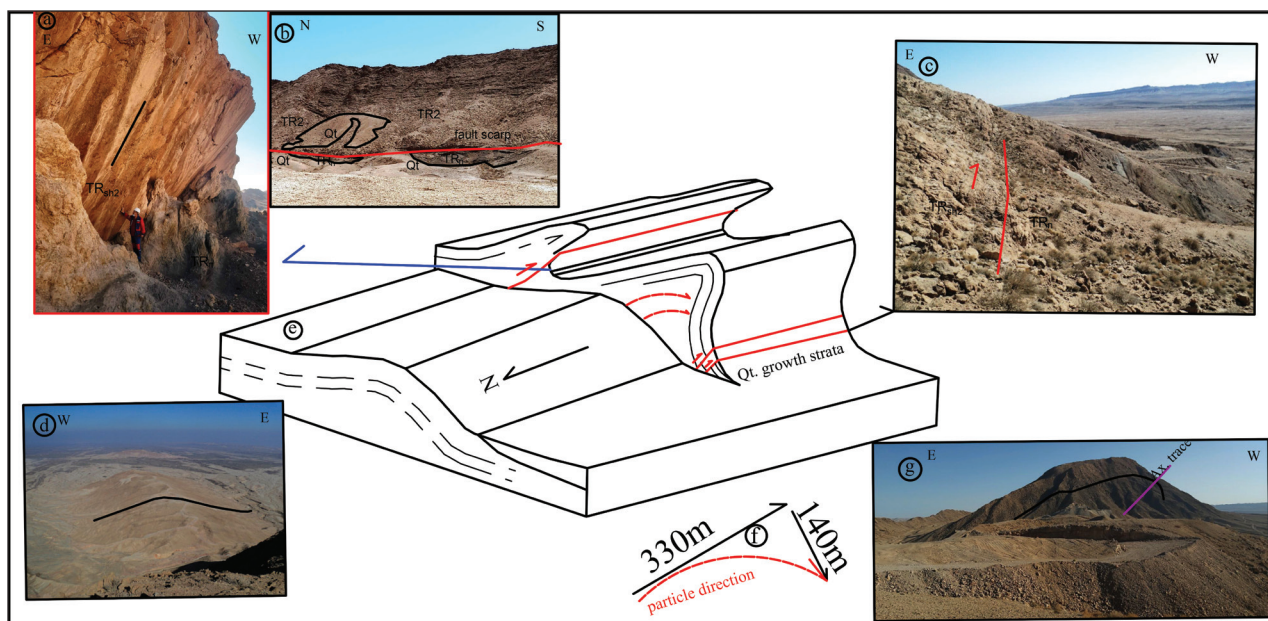


شکل ۹- روابط هندسی بین مولفه‌های جابه‌جایی در سطح گسل.

Figure 9. Geometric relationships between displacement components on the fault surface.

گسل راندگی که دارای روند شمالی-جنوبی است، نهشته شده‌اند، بنابراین می‌توان گفت که گسل راندگی یاد شده، دارای سن کواترنری است. تغییر وضعیت رسوبات کواترنری و مخروط‌افکنه‌ها یکی از مواردی است که در اثر تغییر نرخ حرکات زمین‌ساختی و بالآمدگی‌ها ایجاد می‌شود (Babaei et al. 2017). مخروط‌افکنه‌های دامنه باختری تاقدیس را می‌توان به دو گروه (ملک محمودی و همکاران، ۱۳۹۴) تقسیم‌بندی کرد (نقشه ۱:۵۰۰۰؛ ارایه شده در شکل ۳) که توسط گسل راندگی قطع شده‌اند. با توجه به اینکه مخروط‌افکنه‌های جوان‌تر در ارتفاع بالاتری قرار دارند (نقشه ۱:۵۰۰۰؛ ارایه شده در شکل ۳)، می‌توان گفت که در زمان کواترنری به مرور زمان نرخ بالآمدگی تاقدیس کمرمهدی و گسل راندگی قسمت باختری آن کاهش یافته است. با تمامی تفاسیر و با توجه به نقشه زمین‌شناسی ارایه شده در شکل ۵، الگوی تشکیل گسل پارگی (شکل ۱۰-۱) به همراه برخی از شواهد زمینی، ارایه شده است. در قسمت‌های مختلف شکل ۱۰ پدیده‌های زمین‌شناسی مختلف از جمله دو گسل راندگی (شکل ۱۰-۱، c)، قطع شدن رسوبات مخروط‌افکنه‌ای دارای لایه‌بندی ضعیف کواترنری توسط گسل‌های راندگی (شکل ۱۰-۱، b)، و تاقدیس‌های دو طرف گسل پارگی (شکل ۱۰-۱، d, g) ارایه شده‌اند. الگوی حرکتی ذرات در مسیر گسل نیز در قسمت f شکل ۱۰ ارایه شده است. مسیر کلی حرکت ذرات به صورت کماتی می‌باشد.

بر اساس مقایسه ارتفاع کنونی این لایه راهنما، صرف‌نظر از تغییرات بالآمدگی آن در دو طرف گسل، می‌توان گفت که از نظر توپوگرافی، بلندترین نقطه ارتفاعی این تاقدیس‌ها نسبت به هم نیز تفاوت‌هایی را دارا می‌باشند. این تفاوت ارتفاع نیز در حاشیه طرفین گسل F11 حدود ۲۷۶ متر می‌باشد که حدود ۵۴ متر کمتر از میزان بالآمدگی نسبی قسمت جنوبی گسل نسبت به شمال گسل پارگی است. اگر میزان فرسایش طرفین گسل یکسان باشد، قاعدتاً میزان بالآمدگی ساختاری طرفین گسل با میزان بالآمدگی ارتفاعی طرفین گسل یکسان خواهد بود، ولی با توجه به این که در قسمت جنوبی گسل پارگی، میزان بالآمدگی زمین‌ساختی با میزان اختلاف ارتفاع ایجاد شده در طرفین گسل یکسان نیست، بنابراین با تفریق این دو عدد مربوط به اختلاف میزان بالآمدگی (۳۳۱ متر) و اختلاف بلندترین نقطه ارتفاعی دو تاقدیس در حاشیه طرفین گسل F11 می‌توان گفت که میزان فرسایش در قسمت جنوبی گسل حدود ۵۴ متر بیشتر از قسمت شمالی تاقدیس کمرمهدی است. مخروط‌افکنه‌های قسمت باختری تاقدیس کمرمهدی که دارای لایه‌بندی ضعیف هستند، توسط گسل راندگی قطع شده‌اند و این مخروط‌افکنه‌ها را می‌توان به عنوان رسوباتی در نظر گرفت که همزمان با بالآمدگی گسل راندگی و چین‌خوردگی و فرسایش همزمان با آن، در قسمت باختری تاقدیس کمرمهدی و در ناحیه پیشانی



شکل ۱۰- الگوی تشکیل گسل پارگی در قسمت شمالی تاقدیس کمرمهدی. در قسمت‌های مختلف این شکل پدیده‌های زمین‌شناسی از جمله (a) گسل راندگی واقع در یال باختری تاقدیس بزنورد (سوی دید به جنوب)، (b) قطع شدن رسوبات کواترنری توسط گسل راندگی (دید به سوی خاور)، (c) گسل راندگی واقع در یال باختری تاقدیس کمرمهدی (جهت دید به سوی جنوب)، (d) تاقدیس متقارن واقع در قسمت شمالی گسل پارگی (سوی دید به جهت شمال)، (e) الگوی ایجاد گسل پارگی در انتهای شمالی تاقدیس کمرمهدی (سوی دید به جنوب خاوری)، (f) بردارهای حرکتی و میزان جابه‌جایی، و (g) مقطع تاقدیس نامتقارن-برگشته واقع در قسمت جنوبی گسل پارگی (سوی دید به جنوب).

Figure 10. Pattern of tear fault formation in the northern part of Kamarmahdi anticline. In different parts of this figure, geological phenomena such as a) Thrust fault located on the western edge of the eastern anticline (view to south), b) Termination of Quaternary sediments by the thrust fault (view to east), c) Thrust fault located on the western edge of the Kamarmahdi anticline (view to south), d) Symmetrical anticline located in the northern side of tear fault (view to north), e) Pattern of tear fault at the northern termination of Kamarmahdi anticline (view to southeast), f) motion vectors and displacement rate, and g) Section of asymmetric-overtaken anticline located in the southern part of the tear fault (view to south).

۵- نتیجه‌گیری

توسط نرم‌افزار اتوکد در نقشه ۱:۱۰۰۰ اندازه‌گیری شده است. بر حسب جابه‌جایی لایه‌های راهنما و ساختارهای شاخص زاویه ریک گسل یاد شده، ۶۶ درجه به‌دست آمد که بیانگر گسلی است که مولفه راست‌بر نیز دارد.

نرخ بالاآمدگی و فرسایش قسمت جنوبی گسل پارگی بیشتر از سوی جنوبی گسل پارگی بوده است. گسل‌های راندگی قسمت باختری تاق‌دیس‌های کمرمهدی و تاق‌دیس بزورد در کواترنری فعالیت داشته‌اند. در زمان کواترنری به مرور زمان نرخ بالاآمدگی تاق‌دیس کمرمهدی و گسل راندگی قسمت باختری آن کاهش یافته است. میزان فرسایش در قسمت جنوبی گسل پارگی حدود ۵۴ متر بیشتر از قسمت شمالی تاق‌دیس کمرمهدی اندازه‌گیری شده است.

از نظر ساختاری، تاق‌دیس کمرمهدی شامل دو قسمت با روند شمالی- جنوبی است که توسط گسلی که از نوع پارگی است، از یکدیگر تفکیک شده‌اند. تاق‌دیس شمالی تقریباً متقارن بوده و تاق‌دیس جنوبی نیز از نوع نامتقارن- برگشته می‌باشد که در یال برگشته آن یک گسل راندگی دارای سن کواترنری ایجاد شده است.

گسل تفکیک‌کننده قسمت شمالی و جنوبی تاق‌دیس کمرمهدی از نوع گسل پارگی است. میزان جابه‌جایی مورب ایجاد شده در طول گسل یاد شده با استفاده از برش‌های ساختاری و توسط نرم‌افزار اتوکد، در حدود ۳۳۱ متر اندازه‌گیری شد. جابه‌جایی راست‌بر محور چین نیز در حدود ۱۴۳ متر می‌باشد که این جابه‌جایی

کتابنگاری

- آفانباتی، ع.، ۱۳۷۱، معرفی رویداد زمین‌ساختی کیمین میانی (ژوراسیک میانی). فصلنامه علوم زمین، زمستان ۷۱، سال دوم، شماره ۶، ص ۲-۵.
- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۹، زمین‌شناسی ایران. چاپ سوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ ص.
- نمبرخش، س.، امامی، م. ه.، مرتضوی، س. م. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۴۰۲، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی بازیک تریاس بالایی جنوب پل سفید، البرز مرکزی. دوره ۳۳، شماره ۱، فروردین ۱۴۰۲، صفحه ۱۶۱-۱۷۸. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.314965.1954>.
- حکیمی آسیابر، س.، ۱۳۹۷، دگرشکلی‌های ساختاری گستره معدن دونا. دوره ۲۸، شماره ۱۱۰، صفحه ۲۳۵-۲۴۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.78835.1052>.
- قاسمی، م. ر.، آفانباتی، ع. و سعیدی، ع.، ۱۴۰۲، رویدادهای کوهزایی و خشکی زایی در ایران. دوره ۳۳، شماره ۱ - شماره پیاپی ۱۲۷، صفحه ۸۷-۱۰۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.324032.1970>.
- ملک محمودی، م.، نظری، ح.، قربانی، م. و چیدری، ش.، ۱۳۹۴، ارتباط بین ساختارهای تکنیکی و کانه‌زایی رگه‌ای معدن فلوتوریت کمرمهدی. کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.
- موسوی، م. ج.، ۱۳۸۱، پالینواستراتیگرافی، پالئوآکولوژی، پالئوبیوژئوگرافی و محیط رسوبی گروه شمشک (سازند نایبند) در دامنه جنوبی و شمالی کوه نایبند، رساله دکتری، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی.

References

- Aghanabati, A., 2010. *Geology of Iran. 3rd Edition, Geological Survey of Iran, 586 p. (In Persian)*
- Aghanabati, A., 1992. *An introduction to the Mid-Cimmerian (Middle Jurassic) tectonic event. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 2(6), 2-5. (In Persian with English Abstract).*
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleoe-Tethys remnants in North Eastern Iran. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, 103, 983-992.
- Allmendinger, R. W., 1999. *Introduction to structural geology. Cornell University, New York, 275 p.*
- Ameri, H., Dastanpour, M., Khalilizade, H., and Zamani, F., 2013. Plant fossil remains from the Bajocian-Bathonian of Hojedk Formation, Babhtk area, Kerman, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 7 (6), 2293-2302. DOI:10.1007/s12517-013-0878-5
- Babaei, S., Dehbozorgi, M., and Hakimi-Asiabar, S., 2017. Assessment of active tectonics by using morphometric indices in Central Alborz. *Iranian Association of Geomorphology, Quarterly Quantitative Geomorphological researches*, 1,40-56.
- Badihagh, M. T., Sajjadi, F., Farmani, T. and Uhl, D., 2019. Middle Jurassic palaeoenvironment and palaeobiogeography of the Tabas Block, Central Iran: palynological and palaeobotanical Investigations. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, V. 99, 379-399. DOI:10.1007/s12549-018-0361-0.
- Cooper, M., 1992, The analysis of fracture systems insubsurface thrust structures from the Foothills of the Canadian Rockies, in McClay, K. R., ed., *Thrust tectonics: London, Chapman and Hall. p. 391-405.*
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Verges, J. and Hardy, S., 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorens De Morunys, Se Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 19, 413-441.
- Ghassemi, M. R., Aghanabati, A., Saeidi, A., 2023. *Orogenic and epeirogenic events in Iran. Geological Survey of Iran, Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 33(1), 87-106. (In Persian).*
- Hakimi-Asiabar, S., Bagheriyan, S., 2018. Exhumation of the Deylaman fault trend and its effects on the deformation style of the western Alborz belt in Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 539-551.
- Hakimi-Asiabar, S., 2019. *Structural deformations of Dona mine. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 110, 235-246. (In Persian).*
- Hakimi-Asiabar, S., Pourkermani, M., Shahriari, S., Ghorbani, M., Ghassemi M.R. 2011. Geological zones of western Alborz Mountains. *Journal of Sciences Islamic Azad University*, 21, 113-124.

- Linzer, H.G., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1995. Transpressional collision structures in the upper crust: The fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. *Tectonophysics*, 242, 41–61.
- Lisle, R. J., 2004. Folding”. *Geological Structures and Maps: 3rd Edition*. Elsevier. pp. 33. ISBN 0-7506-5780-4.
- Malek-Mahmoudi, M., Nazari, H., Ghorbani, M. and Chizari, Sh., 2014. Relationship between tectonic structures and vein mineralization of Kammermehdi fluorite mine. *International Specialized Congress of Earth Sciences. (In persian)*
- Mitra, S., 1988. Three-dimensional geometry and kinematic evolution of the Pine Mountain thrust system, southern Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 72–95.
- Mousavi, M. J., 1381. *Palynostratigraphy, paleoecology, paleobiogeography and sedimentary environment of the Shamsak Group (Nayband Formation) in the southern and northern slopes of Nayband Mountain, PhD Thesis, Science and Research Unit, Islamic Azad University. (In persian)*
- Ortner, H., Kositz A., Ernst, W., and Dimitrios, S., 2015. Geometry of growth strata in a transpressive fold belt in field and analogue model: Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps. *Austria, Basin Research*, 28(6), 1-21.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural geology*. W.H. Freeman & Company, 532 p.
- Samarbakhsh, S., Emami, M. H., Mortazavi, S.M., and Vosoughi-Abedini, M., 2023. *Geochemistry and petrology of Upper Triassic basic volcanic rocks in the Central Alborz region, south of Pole Sefid. Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 33(1), 123-142. (In Persian).
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 52 (7), 1229-1258.
- Vaez-Javadi F. and Abbaszadeh, M., 2022. Biostratigraphy of plant macrofossils of the Mazino, southwest of Tabas, Central East of Iran and its palaeoecological analysis. *Geological Survey of Iran, Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 32(4), 209-220.
- Vaez-Javadi, F., 2018. Middle Jurassic flora from the Hojedk Formation of Tabas, central east Iran: Biostratigraphy and Palaeoclimate implications. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 124 (2), 299-316. doi.org/10.13130/2039-4942/10083.
- VaezJavadi, F., 2014. Triassic and Jurassic Floras and Climate of Central-East Iran. *Geological Survey of Iran- Rahi publication, Tehran*, 290 pp.
- Zapata, T. and Allemendinger, R.W., 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo Basin, Argentina: *Tectonics*, 15, 1065–1083.
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Cavallo, A., Javadi, H. R. and Kouhpeyma, M., 2015. The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 102, pp. 45-72.