

Estimation of shortening and vergence in northern part of Sistan Suture Zone for determination of kinematic convergent vectors

Nasser Ahmadi Comijany¹, Mohamad Mahdi Khatib^{1*}, Ebrahim Gholami¹, Gholamreza Mirab Shabestari¹, Mohamad Hosein Zarrinkoub¹

1-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran
Ahvaz, Iran

Keywords: Shortening, Folding, Strike Slip Faulting, Thrust, Sistan Suture Zone

1- Introduction

During the evolution of orogenic belts in collisional zones, rock units undergoing deformation. Deformation is the transformation from an initial to a final geometry using rigid body translation, rigid body rotation, strain (distortion), and/or volume change (Dilation) (Ramsay and Huber, 1983). Folding, faulting, and layer-parallel homogeneous shortening are three mechanisms for the deformation (shortening) of layered rocks in orogenic belts (Dixon and Liu, 1992).

The amount of shortening involved can be calculated in various scales, from microscopic to regional ones. On the regional scale, shortening can be calculated by restoration deformed structures to its original pre-deformational state. When two convergent plates colliding symmetrically each other (with the pure shear state), expects during active folding, symmetrical folds forming, but in conditions which the convergence rates (CR) of two plates are unequal:

Have asymmetrical folds (and structures) been forming?

Do faults transfer mass rocks from hinterland to foreland?

Are the number of vergence movements in the plate with lower CR, is more than the other plate?

2- Methodology

For calculation of kinematic convergence vectors (KCV), based on surface structures, no investigation performed in Sistan suture zone (SSZ) in Eastern Iran, so through analysis of folds and faults, the amount of shortening involved, and KCV measuring in this region.

2-1-Calculation of shortening in folds

Based on precisely geological cross-section map (Guillou et al., 1983) which prepared from the studied region, restored structures to its original state. Aim to this purpose, a cross-section with trending N60° in the northern part of Sistan suture zone has been prepared (Figures 1 and 2).

Using Move software, the amount of shortening for 26 anticlines and synclines along the section calculated which the average of shortening is 27.3 percent (Table 1).

2-2-Calculation of vergence in folds

Vergence concept using for structures which show the direction of movements in orogenic belts (Bell, 1981). The amount of vergence can be measured by tilting of axial planes of folds (angular shear, Ψ). Shear strain (Υ) has a simple relation with angular shear: $\tan \Psi = \Upsilon$.

* Corresponding author: mkhatib@birjand.ac.ir

DOI: 10.22055/aag.2019.29295.1973

Received 2019-04-27

Accepted 2019-06-21

By equation 1 and 2 (Ramsay and Huber, 1983), we can measure quadratic stretch and strain ratio (Ellipticity), and with equation 3 (Ghassemi et al., 2010), the amount of vergence (stretch) can be calculated:

$$\lambda_1 \text{ or } \lambda_3 = \frac{Y^2 + 2 \pm Y\sqrt{Y^2 + 4}}{2} \tag{Equation 1}$$

$$R^2 = \frac{\lambda_1}{\lambda_3} \tag{Equation 2}$$

$$e = \left(\frac{1}{\sqrt{R}} - 1 \right) \times 100 \tag{Equation 3}$$

Based on the calculation, the amount of vergence for SW and NE directions are 11.6 and 7.4 percent, respectively (Table 1).

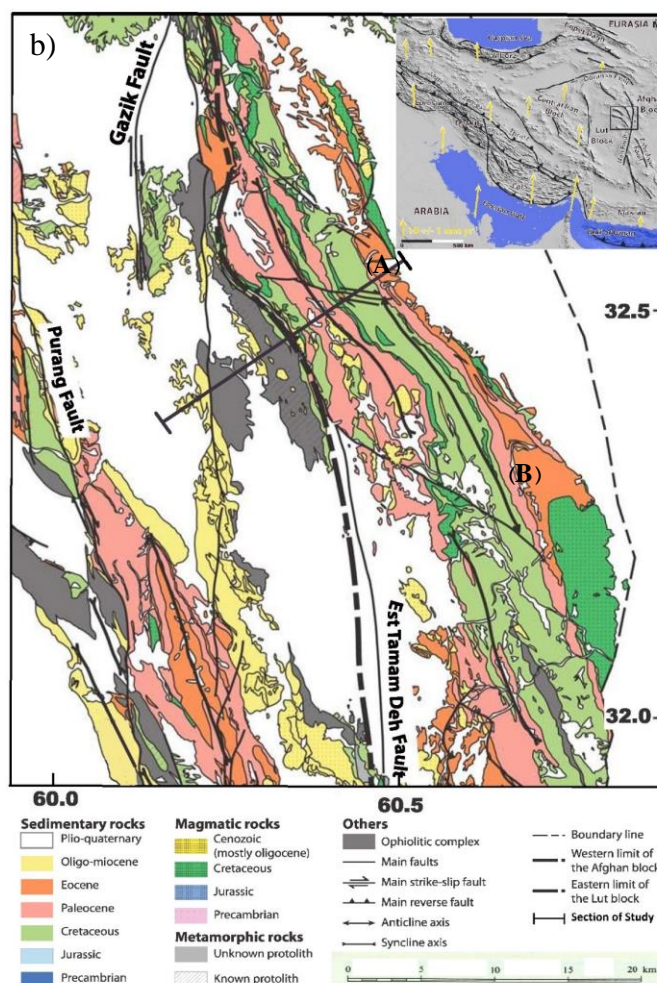


Figure 1. (a) Location of the north Sistan orogenic belt (black square) and main Iranian belts. The Zagros belt is made up of the Lorestan, Dezfoul, and Fars provinces. Arrows show GPS motions relative to stable Eurasia (Vernant et al., 2004), (b) Geological, and structural map of north Sistan domain (Jentzer et al., 2017).

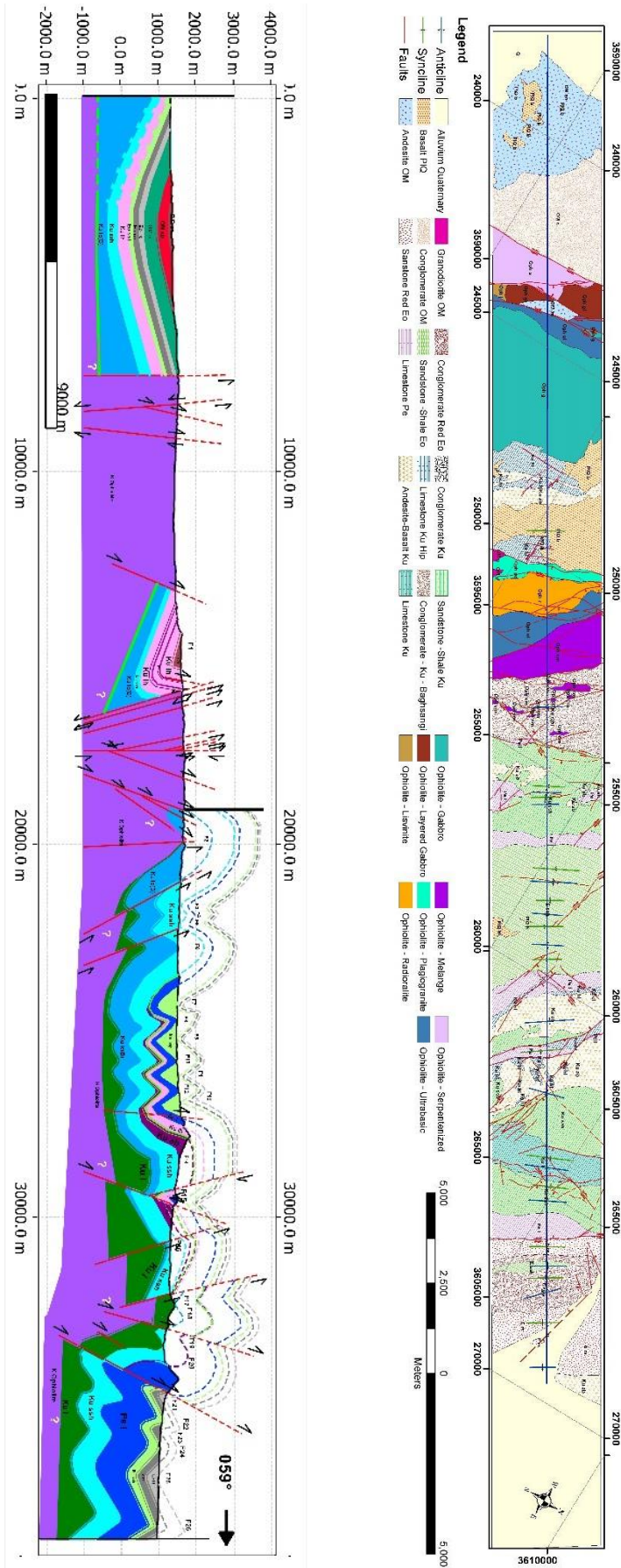


Figure 2. (a) Revised geological map of studied section in Fig. 1b; (b) Cross section map of studied area with reconstructed of folds geometry.

Table 1. Specifications of folds and its measurements.

No.	Initial Length(m)	Final Length(m)	Ψ	Strike and Dip of Fold Axial Plane	Shortening %	Vergence %	Affected Rock Units
Fold 1	2977	2266	16	N158, 74NE	23.9	13.3	Ku lh, Ku ab
Fold 2	2647	1900	1	N148, 89SW	28.2	0.9	Ku lc
Fold 3	1184.1	1037	4	N150, 86SW	12.4	3.4	Ku ssh
Fold 4	353.4	290	1	N149, 89SW	17.9	0.9	Ku ssh
Fold 5	584.9	451	7	N145, 83NE	22.9	6.0	Ku ssh
Fold 6	1522.7	1172	5	N147, 85SW	23.0	4.3	Ku ssh
Fold 7	1373	934	15	N153, 75NE	32.0	12.5	Eo ssh
Fold 8	586.8	408	17	N151, 73NE	30.5	14.1	Eo ssh
Fold 9	861.5	607.3	7	N150, 83NE	29.5	6.0	Eo ssh
Fold 10	718.5	507.9	1	N147, 89SW	29.3	1.0	Eo ssh
Fold 11	671.2	389	0	N150, 90	42.0	0.0	Eo ssh
Fold 12	570.6	354.3	4	N149, 86SW	37.9	3.4	Eo ssh
Fold 13	918.9	579	5	N154, 85NE	37.0	4.3	Eo ssh
Fold 14	2632	2109	2	N149, 88SW	19.9	1.7	Ku ssh. Ku ab, Ku c
Fold 15	920	682	10	N148, 80NE	25.9	8.4	Pe l
Fold 16	2139.7	1835	10	N160, 80NE	14.2	8.4	Ku ssh
Fold 17	1189.8	1001.5	4	N153, 86NE	15.8	3.4	Ku l
Fold 18	866.5	633.7	3	N151, 87SW	26.9	2.6	Ku l
Fold 19	669.2	402.5	23	N150, 67SW	39.9	19.0	Ku ssh
Fold 20	990	548.5	39	N152, 51NE	44.6	32.6	Ku ssh
Fold 21	725	445.5	24	N153, 77SW	38.6	19.8	Eo rs, Eo rc
Fold 22	656.3	493.2	20	N158, 66SW	24.9	16.6	Eo rs, Eo rc, Eo ssh
Fold 23	452.7	303.9	13	N154, 77SW	32.9	10.9	Eo rc
Fold 24	765.7	643.3	14	N152, 76SW	16.0	11.7	Eo rc
Fold 25	1248.6	1047	14	N153, 76SW	16.1	11.7	Eo rs
Fold 26	1296.5	941.9	8	N154, 82SW	27.4	6.8	Eo rs
					27.3		Average

2-3-Calculation of shortening in faults

For irrotational strain conditions, the principal stress axes are parallel with principal strain axes (PSA), so, with determination of PSA and equation 4 (Krantz, 1988,1989), we can estimate the amounts of shortening in the onset of faulting.

$$\cos^2 \alpha = \frac{Z}{X} = \frac{1}{R} \quad \text{Equation 4}$$

The angle α is measured between the Y-axis and the intersection of the fault plane with the YZ plane (the strike of the fault with the Z-axis vertical).

When fault slip data are too complex to be interpreted by a single stress tensor, because of a mechanical incompatibility, generally due to superimposed tectonic events, we separated homogeneous fault subsets

based on both fault orientation and striation. So, for separation of fault subsets, we use Wintensor software (Delvaux, 2018). Based on the collection of fault slip data, the stress regime has been determined by using an inversion method (e.g., Angelier, 1984).

The central aspect of this approach is to solve an inverse problem, according to Wallace - Bott's principle (Yamaji, 2005). This inverse problem is to determine the stress tensor knowing the direction and the sense of slip on a statistically relevant number of faults.

Here we used TectonicFP (Ortner et al., 2002) software in direct inversion mode. This method assumes that the striation occurs in the direction of the resolved shear stress (the tangential stress, i.e., the projection of the applied stress on the fault plane) on each fault plane, the fault plane being the preexisting fracture.

60 striated fault planes were examined and measured along the section, and results show three various stress regime in the studied region :

First phase in ophiolite domain:	Z = 61 ,192	Y = 29 , 9	X = 1 , 100
Second phase in ophiolite domain:	Z = 3 , 115	Y = 84 , 241	X = 5 , 24
Sedimentary domain:	Z = 4 , 268	Y = 84 , 108	X = 1 , 358

2-4-Measurement of net slip on faults

In collisional zones, lots of shortening involved with faulting and through specific markers (like bedding, dykes, ...) net slip on faults can be measured (Ghosh, 1993). Net slip on faults for many of them which cross the section measured but for some of them (because of lacking any markers) no measurements had measured, therefore, with using artificial neural network (ANN) net slip for faults without any markers have been predicted. The amounts of net slip on all faults show in Table 2.

3- Result and discussion

In indentation tectonics like Himalaya belt, we can see transferring mass rocks for the hinterland to foreland (Kearey and Vine, 2006), but in two mobile convergence plates how the orientations of KCV changed. For instance, two mobile Lut and Afghan blocks after separating from Gondwana, how variations on KCV had occurred during its evolutions. Whether collision of two blocks with pure shear state and equal CR or simple shear state and unequal CR had occurred. So, by analysis of the vergence of structures, we can recognize which plates have more CR respect to the other plate.

Expected during the collision of two mobile blocks, the block with more CR causes transferring mass rocks from active margin to passive margin and show tectonic transfer direction. Based on previously studied in the SSZ, the vergence direction has to trend toward southwest (e.g., Tirrul et al., 1983) and direction of subduction has to trend toward northeast (e.g. Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983; Babazadeh and De Wever, 2004; Fotoohi Rad et al., 2005; Saccani et al., 2010 ; Brocker et al., 2013).

4- Conclusion

Our results show that the amounts of shortening involved, for folds and faults, are 27.3 and 13.6 percent respectively. The amounts of vergence for folds and faults in the direction of SW are 11.6 and 22.82 percent respectively. Likewise, the amounts of vergence for folds and faults in the direction of NE are 7.4 and 19.38 percent respectively.

As a result, at least 7.7 percent the amount of CR of Afghan block is more than CR of Lut block, which confirming the studies mentioned in the discussion.

Table 2. Specifications of faults and its measurements.

No.	Strike	Dip	Shortening %	Length (m)	Net Slip(m)	Calculation	Vergence (m)	Direction of Vergence
Fault 1	N 01	88 E	1.7	26500	6800	Measured	2874	SW
Fault 2	N 145	85 NE	2.7	5100	169	Predicted	29	SW
Fault 3	N 05	75 W	1.7	18000	1340	Measured	650	NE
Fault 4	N 175	80 W	2.3	14000	1755	Measured	543	NE
Fault 5	N 01	60 W	9.3	3650	2066	Predicted	1126	NE
Fault 6	N 110	75 NE	5.8	800	86	Measured	86	NE
Fault 7	N 115	70 NE	6.2	550	117	Measured	100	NE
Fault 8	N 165	75 SW	4.6	3500	2053	Predicted	462	NE
Fault 9	N 170	75 NE	7.8	3500	1049	Predicted	248	SW
Fault 10	N 170	75 NE	7.8	11000	799	Predicted	258	SW
Fault 11	N 170	75 NE	7.8	11500	1100	Measured	321	SW
Fault 12	N 160	80 NE	2	2900	473	Predicted	175	SW
Fault 13	N 120	80 NE	0.5	3600	421	Predicted	26	SW
Fault 14	N 140	75 NE	1.7	2600	406	Predicted	9	SW
Fault 15	N 155	88 SW	7	19500	2642	Predicted	639	SW
Fault 16	N 155	70 SW	11.3	4100	3002	Predicted	777	NE
Fault 17	N 145	70 SW	10.8	11500	1100	Measured	292	NE
Fault 18	N 145	55 SW	15.2	9300	3136	Predicted	2402	NE
Fault 19	N 135	60 SW	9.5	3500	3372	Predicted	873	NE
Fault 20	N 135	88 NE	3	3000	1694	Predicted	10	SW
Fault 21	N 160	70 NE	12.6	25000	2235	Measured	491	SW
Fault 22	N 20	70 NW	1.5	3600	440	Measured	342	NE
Fault 23	N 130	70 SW	15.2	11900	2815	Predicted	2260	SW
Fault 24	N 145	30 NE	Inferred					
Fault 25	N 155	80 NE	9.8	2700	1637	Predicted	1164	SW
Fault 26	N 10	60 NW	6.5	1500	88	Measured	53	NE
Fault 27	N 110	65 NE	3.6	3300	479	Measured	348	SW
Fault 28	N 130	75 NE	8.8	13000	365	Measured	74	SW
Fault 29	N 110	60 NE	5.7	2100	1981	Predicted	232	NE
Fault 30	N 100	88 SW	2.2	7100	1780	Measured	930	SW
Fault 31	N 110	80 NE	2	3600	500	Measured	289	SW
Fault 32	N 110	70 NE	4.9	1750	14	Measured	9	SW
Fault 33	N 150	70 SW	5	4600	3901	Predicted	524	SW
Fault 34	N 20	55 NW	12.3	2000	39	Measured	32	NE
Fault 35	N 165	70 NE	15.3	8000	2527	Predicted	988	NE
Fault 36	N 145	60 NE	14.3	2200	150	Measured	65	SW
Fault 37	N 150	65 SW	11	10000	1045	Measured	141	NE

References

- Angelier, J., 1979. Determination of mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics* 56,17-26.
- Angelier, J.,1984. Tectonic analyses of fault slip data sets. *Journal of Geophysics Research* 89 (B7), 5835–5848.

- Babazadeh, S.A., 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.
- Bell, A.M., 1981. Vergence: an evaluation. *Journal of Structural Geology* 3 (3), 197-202.
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, Gh., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov N., Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos* 170-171, 17-34.
- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone. eastern Iran, *Lithos* 15, 221-239.
- Delvaux, D., 2018. WINTENSOR, Version 5.8.5, Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium Department. *Geology Mineralogy*.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6, 743-757.
- Dixon, J.M., Liu, S., 1992. Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, pp. 53-69.
- Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R., Amini, S., 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), 1-24.
- Ghassemi, M.R., Schmalholz, S.M., Ghassemi, A.R., 2010. Kinematics of constant arc length folding for different fold shapes. *Journal of Structural Geology* 32, 755-765.
- Ghosh, S.K., 1993. *Structural Geology. Fundamental modern developments*. Newyork. Pergamon Press Ltd. 615p.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D., De la Villeon, H., 1983. Geological Map of Gezik, No. L8, scales 1:250000., Geological Survey of Iran.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, Ph., Omrani, J., Khatib, M.M., Whitechurch, H., 2017. Neogene to present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics* 36 (2), 321-339.
- Kearey, Ph., Klepeis, K.A., Vine, F.J., 2009. *Global tectonics*. 3rd ed. Published Wiley-Blackwell. A John Wiley&Sons, Ltd., Publication. The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, UK
- Krantz, R.W., 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology* 10, 225- 237.
- Krantz, R.W., 1989. Orthorhombic Fault Patterns: The odd axis model and Slip vector orientaions. *Tectonics* 8, 483-495.
- Midland Valley 2017. Move, 2D software, Midland Valley Exploration Ltd, Glasgow, UK.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castellort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics* 33, 2283-2314.
- Ortner, H., Retter, F., Acs, P., 2002. Easy Handling of tectonic data: the programs Tectonics VP for Mac and Windows, *Computer and Geoscience* 28, 1193-11200.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. I; Strain Analysis*. London Academic Press, 258 p.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., 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), 209-228.
- Stereonet 8 software. Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., and Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *G.S.A* 94, p.134-150.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Journal of Geophysics International* 157, 381-398.
- Waldron J.W.F., 2004. Anatomy and evolution of a pull-apart basin, Stellarton, Nova Scotia. *GSA Bulletin*; 116 (1/2), p. 109-127. DOI 10.1130/B25312.1.
- Yamaji, A., Tomita, S., Otsubo, M., 2005. Bedding tilt test for paleostress analysis. *Journal of Structural Geology* 27, 161-170.

محاسبه مقدار کوتاه شدگی و رانش در بخش شمالی پهنه زمین درز

سیستان جهت تعیین بردارهای جنبشی همگرایی

ناصر احمدی کمیجانی

دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

محمد مهدی خطیب*

استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

ابراهیم غلامی

دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

غلامرضا میراب شبستری

دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

محمد حسین زرین کوب

استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۰/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۱۹

*mkhatib@birjand.ac.ir

چکیده

در طی فرگشت کمربندهای کوهزادی، شاهد دگرریختی در واحدهای سنگی می‌باشیم. برای پی‌بردن به میزان و نحوه دگرریختی، می‌بایست توزیع کرنش، در فازهای مختلف محاسبه گردد. با استفاده از ساختارهای سطحی، کرنش صورت گرفته را می‌توان در مقیاس‌های مختلف، از ریزساختاری تا ناحیه‌ای محاسبه نمود. در این پژوهش، به کمک باز نمودن چین‌ها و کرنش ایجاد شده در زمان تشکیل گسل‌ها، میزان کوتاه‌شدگی محاسبه گردید. همچنین برآوردی از میزان رانش صورت گرفته به منظور تعیین بردارهای جنبشی همگرا انجام گردید. این امر در پهنه شمالی زمین‌درز سیستان در خاور ایران، بر روی مقطع عرضی با روند $N 60^{\circ}$ از روستای نازدشت در باختر تا خاور روستای خوشاب، انجام شده است.

براساس محاسبات میزان کوتاه‌شدگی بر روی چین‌ها، ۲۷/۳ درصد و میزان کوتاه‌شدگی بر روی گسل‌ها، ۱۳/۶ درصد می‌باشد. میزان بردارهای رانشی در چین‌ها، بسوی شمال خاور و جنوب باختر به ترتیب ۷/۴ و ۱۱/۶ درصد می‌باشد. همچنین میزان بردارهای رانشی که به واسطه عملکرد گسل‌ها صورت گرفته، بسوی شمال خاور و جنوب باختر بترتیب ۱۹/۳۵ و ۲۲/۸۲ درصد است. بنابراین از زمان شروع همگرایی دو صفحه افغان و لوت، میزان بردارهای جنبشی صفحه افغان نسبت به صفحه لوت، ۷/۷ درصد بیشتر می‌باشد و جهت انتقال زمین‌ساختی و فرورانش به ترتیب بسوی جنوب باختر و شمال خاور می‌باشد.

کلمات کلیدی: کوتاه شدگی، چین خوردگی، گسلش امتدادلغز، راندگی، پهنه زمین‌درز سیستان

مقدمه

در طی فرگشت پهنه‌های کوهزاد برخوردی در مناطق فعال زمین-ساختی، شاهد چهار پدیده انتقال (Translation)، چرخش (Rotation)، تغییر شکل (Distortion) و تغییر حجم (Dilation) در واحدهای سنگی هستیم (Ramsay and Huber, 1983) که بصورت کوتاه‌شدگی همگن به موازات لایه‌بندی (Layer-parallel homogeneous shortening)، گسل خوردگی و چین خوردگی رخ می‌دهند (Dixon and Liu, 1992). برای بازسازی بردارهای حرکتی صفحات زمین‌ساختی، برآورد میزان رانش و کوتاه‌شدگی صورت گرفته امری ضروری می‌باشد (Mouthereau et al., 2014).

محاسبه کوتاه‌شدگی در مقیاس‌های مختلف از ریزساختاری تا ناحیه-ای قابل اندازه‌گیری می‌باشد. در مقیاس ریزساختاری با استفاده فراسنج های کرنش می‌توان میزان کوتاه‌شدگی را اندازه‌گیری نمود. در مقیاس ناحیه‌ای نیز به کمک مقاطع متعادل شده (Cross Section Balancing) که چین‌ها باز و گسل‌ها بازسازی می‌شوند، می‌توان به

میزان کوتاه‌شدگی دست یافت.

از مطالعه چین‌ها اطلاعاتی در مورد شدت و جهت‌یابی کرنش در آنها به دست می‌آید که می‌توان از این موارد برای تفسیر دگرشکلی نهایی و تاریخچه دگرشکلی یک منطقه استفاده نمود (Pluijm and Marshak, 2004). برای پی‌بردن به میزان و نحوه دگرریختی، می‌بایست توزیع کرنش صورت گرفته، در فازهای مختلف دگرشکلی محاسبه گردد. اختصاص دادن یک تجمع سنگی به کوهزاد برخوردی مشکل می‌باشد، زیرا با تکامل همگرایی، تجمعات سنگی طی زمان و مکان تغییر می‌کنند. در طی همگرایی صفحات، در شرایطی که شاهد فرایش (مانند چین خوردگی و راندگی) در حوضه می‌باشیم، همزمان نیز می‌توان شاهد ایجاد حوضه‌های رسوبی (کم عمق تا عمیق) نیز بود. تحت شرایطی که دگرشکلی‌های متعدد در حین رسوبگذاری در پهنه برخوردی صورت گرفته باشد، بازسازی و برگرداندن مقاطع عرضی دچار چالش شده و دارای خطای محاسباتی زیادی می‌گردد. بنابراین می‌توان با استفاده از ساختارهای سطحی دگرریخت شده، می‌توان به آخرین موقعیت بردارهای

جنبشی و میزان کوتاه شدگی تجمعی دست یافت (هر چند دگربرختی ساختارهای سطحی را نمی‌توان به طور دقیق به ساختارهای زیرسطحی تعمیم داد).

چنانچه دو صفحه زمین‌ساختی با نرخ همگرایی برابر و تحت شرایط رژیم زمین ساختی برش محض با یکدیگر برخورد نمایند، انتظار می‌رود در طی فرآیند چین‌خوردگی فعال (Active Folding) (Fossen, 2010)، چین‌های ایجاد شده به صورت متقارن شکل گیرند. اما در حالتی که نرخ همگرایی یک صفحه، نسبت به صفحه دیگر بیشتر باشد:

آیا چین‌ها به صورت نامتقارن ایجاد می‌شوند و گسل‌ها باعث انتقال زمین‌ساختی بسوی پیش بوم می‌گردند؟
آیا رانش صورت گرفته در صفحه‌ای که نرخ همگرایی کمتری دارد، بیشتر خواهد بود؟

برای محاسبه کوتاه‌شدگی و میزان نرخ همگرایی مطالعات متعددی در پهنه‌های برخوردی صورت گرفته که از آن جمله در مرکز استرالیا، یک کمربند راندگی بین کراتونی دگربرخت شده، میزان کوتاه‌شدگی ۵۰ تا ۷۰ درصد برآورد شده است (Teyssier, 1985). در کمربند راندگی موین (Moine) که در شمال آسینت (شمال غرب اسکاتلند)، قرار دارد، در شمال ناحیه میزان ۴۰ درصد و به سمت جنوب، تا ۸۰ درصد کوتاه‌شدگی مشاهده می‌شود (Hernaiz, 1990). مقطع عرضی موازنه شده‌ای از ارتفاعات سیوالیک (Siwalik) در هیمالیا (مرکز نپال)، میزان کوتاه‌شدگی ۴۰ درصد را نشان می‌دهد (Schelling et al., 1991). در کمربند چین - راندگی پیش‌بوم جنوب اورال کوتاه‌شدگی محاسبه شده به ۱۷ درصد می‌رسد (Brown et al., 1997). در کوهزاد کمربند پیش بوم جنوب باختری تایوان از ۵ میلیون سال قبل تاکنون، نرخ همگرایی در بخش شمالی منطقه بین ۳/۶ تا ۴/۸ میلی‌متر در سال و ۲/۲ میلی‌متر در سال در بخش جنوبی ناحیه برآورد شده است (Mouthereau et al., 2001). در ناحیه خارجی پیش بوم کوهزاد پیرنه میزان کوتاه‌شدگی، برای حوضه خاوری و باختری بترتیب ۳۴ و ۲۵ درصد برآورد شده است (Espurt et al., 2012). در ناحیه زاگرس کردستان عراق، میزان کوتاه‌شدگی ۲۰ درصد برآورد شده است (Omar et al., 2015). در پهنه زاگرس مرتفع و کمربند چین‌خورده - گسلی کردستان عراق، کوتاه‌شدگی ۱۱ تا ۱۵ درصد برآورد شده است (Frehner and Grasemann, 2012). در کمربند چین‌خورده - گسلی عراق بر روی دو تاقدیس بخیر و قره چوق کوتاه‌شدگی بترتیب ۲۶/۱ و ۱۸/۷ درصد برآورد شده است (Al-Azzawi, 2008). در کمربند چین‌خورده ساده عراق بر روی چهار مقطع میزان کوتاه‌شدگی بترتیب ۵، ۷، ۸ و ۱۲ درصد محاسبه شده است (Al-Shali, 1992). در ناحیه زاگرس لرستان، میزان کوتاه‌شدگی در حدود ۲۵ درصد برآورد شده است (Blanc et al., 2003). در ناحیه فروافتادگی دزفول و پهنه ایزه میزان کوتاه‌شدگی ۱۳ درصد برآورد گردید (Sherkati et al., 2005). در ناحیه کمربند زاگرس چین‌خورده ساده (در شمال بندرعباس) میزان کوتاه‌شدگی ۲۲ درصد برآورد گردید (Molinari et al., 2005). در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس کمینه کوتاه‌شدگی بین ۱۶ تا ۳۰ درصد محاسبه شده است (Alavi, 2007).

2007). در ناحیه کمربند زاگرس چین‌خورده ساده زاگرس میزان کوتاه‌شدگی ۱۱ درصد برآورد گردید (Vergés et al., 2011). در کوه‌های تالش البرز، در بخش جنوبی، کوتاه‌شدگی بین ۲۵ تا ۳۰ درصد، در بخش میانی ۱۳ تا ۱۶ درصد و در بخش شمالی ۲۲ درصد برآورد شده است (Madanipour, 2013). در ناحیه ساوه در پهنه ایران مرکزی میزان کوتاه‌شدگی، ۳۰ درصد در طی ۳ فاز برآورد شده است (Rungsai et al., 2006). میزان کوتاه‌شدگی در ناحیه چلونک (شمال بیرجند) در شمال پهنه زمین‌درز سیستان برای روندهای مختلف چین‌خوردگی محاسبه گردید. درصد کوتاه‌شدگی در چین‌های با روند NW-SE بین ۲۰ تا ۷۷ درصد، چین‌های با روند NE-SW بین ۲۵ تا ۴۱ درصد و چین‌های با روند N-S، ۲۵ درصد محاسبه شده است (Jalili 2010). در کوه کمراچی (شمال باختر بیرجند) در شمال پهنه زمین‌درز سیستان دو فاز دگربرختی شناسایی شده است که در فاز اول میزان کوتاه‌شدگی ۴۱/۴۶ درصد و در فاز دوم ۲۰/۳ درصد برآورد گردید (Rashidi, 2010).

روش انجام کار

برای تعیین موقعیت و میزان بردارهای جنبشی همگرایی براساس ساختارهای سطحی، تاکنون مطالعاتی در پهنه برخوردی زمین‌درز سیستان صورت نگرفته است. لذا در این پژوهش با استفاده از تحلیل چین‌ها و گسل‌ها، میزان کوتاه‌شدگی و موقعیت بردارهای جنبشی همگرا در ناحیه مورد مطالعه تعیین گردید.

میزان کوتاه‌شدگی در چین‌ها، با باز نمودن آنها و بازسازی گسل‌ها، محاسبه گردید. برای تعیین میزان و سوی رانش (Vergence) صورت گرفته در چین‌ها، با استفاده از زاویه برش ایجاد شده بر اثر انحراف سطوح محوری چین‌ها، و ضریب برشی به صورت درصد محاسبه گردید.

برای تعیین میزان کوتاه‌شدگی گسل‌ها، با استفاده از بیضوی کرنش ایجاد شده در زمان تشکیل گسل، محاسبات صورت گرفت. همچنین برای رسیدن به میزان رانش صورت گرفته به واسطه عملکرد گسل‌ها، از تصویر کردن میزان و سوی جابجایی محض (Net Slip) گسل‌ها بر روی مقطع عرضی مورد مطالعه استفاده شد.

خاستگاه زمین ساخت ناحیه مورد مطالعه

کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا حاصل برخورد دو قاره گندوانا در جنوب و لوراسیا - اوراسیا در شمال می‌باشد که از کوه‌های آلپ در اروپای خاوری شروع و تا خاور آسیا کشیده شده است و در طی مراحل مختلف کوهزایی و از اوایل مزوزوئیک و تاکنون ایجاد شده و در محل برخورد باعث ایجاد چین‌خوردگی‌ها، گسل‌ها و روراندگی‌های گردیده است (Berberian and King, 1981). بدین ترتیب پوسته فلات ایران نیز شدیداً متأثر شده است، بطور کلی ایران بصورت یک پهنه گرفتار شده در بین صفحات مختلف سنگ‌کره قرار داشته و در اثر ادامه فرآیند همگرایی قطعات عربی و اوراسیا از چند جهت تحت تأثیر یک رژیم تکنونیک فشاری قرار گرفته است (Berberian and King, 1981) و تغییر شکل فعال در ایران در نتیجه این همگرایی می‌باشد (شکل ۱). با وجود تاریخ تکنونیک پیچیده از پرمین تا کواترنری، اغلب نواحی ایران بر روی لایه‌های پلاتفرمی پالئوزوئیک مشابه آنهایی که در پلاتفرم عربی دیده می‌شود قرار دارد (Stocklin, 1968). ایران شامل بلوک‌های ریزقاره‌ای

قاره‌ای نمی‌باشد و کمربند دگرگونی نوع باروین که دلالت بر تشکیل آنها همراه با ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای است، نیز ندارد (Fotoohi Rad et al., 2005). اما در عوض سنگ‌های فشار بالا در ناحیه به خوبی برنزد دارد که نشان از فرآیندهای مربوط به فرورانش و سربرآوردن در ناحیه دارد. این نواحی بصورت غیرلرزه‌ای همراه با تغییر شکل با نرخ‌های کرنش بسیار پایین‌تر می‌باشند (e.g., Vernant et al., 2004; Walker and Khatib, 2006). فاز نهایی بسته‌شدن اقیانوس و تشکیل زمین‌درز شامل حجم زیادی از سنگ‌های آتشفشانی آلکان- کالک آلکان مربوط به کرتاسه پایانی - نئوژن است. این واحدهای نفوذی آذرین همزمان و پس از تکتونیک، نشان از بسته شدن پهنه برخوردی سیستان می‌باشد (Camp and Griffis, 1982; Sadeghian et al., 2005; Pang et al., 2012; Walker et al., 2009).

در ناحیه مورد مطالعه، نهشته‌های کهن‌تر از کرتاسه زیرین دیده نشده است و سنگ آهک‌های اربیتولین دار مربوط به زمان کرتاسه زیرین آن در نقاط محدودی (شمال منطقه) دیده شده است (Guillou et al., 1983). نامبردگان این منطقه را به سه پهنه به شرح زیر بخش نموده‌اند (شکل ۱ب):

I - پهنه رشته کوه‌های خاوری، II - پهنه کوه کم‌زری - باغ سنگی و III - پهنه افیولیتی

پهنه رشته کوه‌های خاوری بر پایه نوشتار یاد شده میان رشته کوه های خاوری و مجموعه افیولیتی یک پهنه گسل جدا کننده که به نام پهنه ماخونیک - باغ سنگی نامیده شده است، وجود دارد که از نهشته سنگ-های فلیشی همراه با سنگ‌های آتش فشانی تشکیل شده و بخش اعظم آن در فرونشست ماخونیک - دورح زیر پوشش آبرفت قرار دارد. در پهنه افیولیتی، باختر گسل ماخونیک - درح، مجموعه‌ای به نسبت کامل از سنگ‌های افیولیتی شامل سنگ‌های اولترامافیک، مافیک آمیخته با نهشته‌های فلیشی و توربیدایت و بعضی دیگر سنگ‌های رسوبی، رخساره آمیزه رنگین را به نمایش گذاشته‌اند. رخساره فلیشی و افیولیت‌های همراه آن تحت اثر دگرگونی‌های شدیدی در رخساره شیست آبی که از ویژگی-های آن فشار بالا، حرارت متوسط است قرار گرفته‌اند و سنگ‌هایی چون گلوکوفان شیست - آلبیت دار در آن تشکیل شده است.

در این مطالعات مقطع عرضی با روند $N 60^{\circ}$ (عمود بر ساختارهای زمین‌ساختی) در ناحیه شمالی پهنه زمین‌درز سیستان تهیه شد. طول مقطع از روستای نازدشت در باختر تا خاور روستای خوشاب، در خاور می باشد (شکل ۲).

اندازه‌گیری کوتاه‌شدگی و رانش در چین‌ها

کوتاه‌شدگی در چین‌ها

کرنش جزئی (Infinitesimal Strain) در توده‌ای از سنگ‌ها، بطور آرماتی می‌تواند کرنش همگن را نشان دهد (Waldron, 2004). در چین‌های نامتقارن اگر یال کوتاه نسبت به یال بزرگتر، در جهت حرکت عقربه‌های ساعت چرخش پیدا کرده باشد چین Z شکل و اگر در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت چرخش پیدا کرده باشد، چین S شکل ایجاد می‌شود. چین‌های Z شکل راستگرد و چین‌های S شکل چپگرد می‌باشند (Bell, 1981).

متنوعی می‌باشد که در محل خط درز، این بلوک‌ها به وسیله کمربندهای باریک از سنگ‌های افیولیتی مزوزوئیک و کمربندهای ماگمایی جدا می‌شوند (e.g. Sengor et al., 1988; Pang et al., 2012). از پهنه‌های برخوردی می‌توان به پهنه برخوردی سیستان که در خاور ایران واقع شده است، اشاره نمود. این پهنه که دارای روند شمالی- جنوبی است، آن را مربوط به بسته‌شدن اقیانوس سیستان، شاخه‌ای از نئوتتیس می‌دانند (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983).

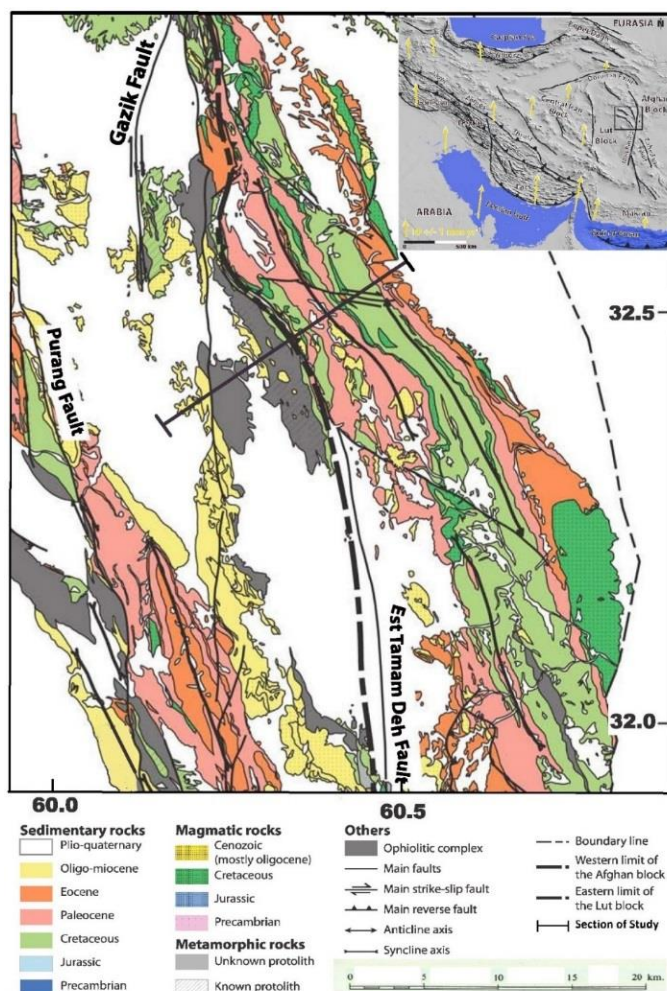
گستره مورد مطالعه در میان بلوک لوت در باختر و هلمند (در افغانستان) در خاور قرار دارد. محدوده‌ای در حدود ۸۰۰ کیلومتر طول و پهنای آن حدود ۲۰۰ کیلومتر به صورت شمالی- جنوبی می‌باشد. مرز خاوری پهنه سیستان با گسل هریرود مشخص می‌شود که تقریباً بر مرز جغرافیایی کشورهای همسایه (افغانستان و پاکستان) منطبق است و مرز باختری توسط گسل نهبدان متمایز می‌گردد که این پهنه را از پهنه لوت جدا می‌کند. مرز جنوبی آن با زون مکران در تماس بوده و با گسل بشاگرد از همدیگر جدا می‌گردند. بخش انتهایی آن در شمال باختر بصورت بین انگشتی وارد پهنه لوت می‌گردد، در این بخش توسط گسل بزرگ کویر یا درونه از ایران مرکزی نیز جدا می‌شود.

بررسی‌های جامع مربوط به جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ... در پهنه برخوردی سیستان توسط محققین بسیاری انجام گرفته است (e.g. Angiboust et al., 2013; Brocker et al., 2013; Camp and Griffis, 1982; Fotoohi Rad et al., 2005; Saccani et al., 2010; Babazadeh et al., 2013; Tirrul et al., 1983). این پهنه شامل سنگ‌های کرتاسه پایانی و ترشیری بصورت آمیزه‌هایی از سنگ‌های متافیولیتی درهم‌ریخته در یک زمینه‌ای با درجه دگرگونی پایین از سنگ‌های شیستی تشکیل شده است (e.g. Brocker et al., 2013; Fotoohi Rad et al., 2005; Tirrul et al., 1983; Delaloye and Desmons, 1980). این افیولیت‌ها بصورت باقیمانده‌های سنگ‌کره اقیانوسی (اقیانوس سیستان) می‌باشند که فرارانش آنها باعث قرارگیری در یک روند شمالی - جنوبی، در حاشیه بلوک لوت در زمان برخورد قاره‌ای ائوسن میان بلوک افغان و بلوک لوت می‌شود (e.g., Tirrul et al., 1983; Saccani et al., 2010).

مطالعات قبلی پیشنهاد می‌کنند که بازشدن حوضه اقیانوسی سیستان در کرتاسه بالایی می‌باشد، این نتایج به کمک چندین بلوک ملانژی از آهک‌های ماستریشتین- تورونین بدست آمده است (Tirrul et al., 1983)، با این حال داده‌های مربوط به سن‌سنجی آرگن - آرگن از سنگ‌های فشار بالا مربوط به فرورانش پوسته اقیانوس سیستان به زیر بلوک افغان را محدوده ۱۱۲/۵ تا ۱۴۰/۶ میلیون سال می‌دانند (Footohi Rad, 2004)، همچنین رادیولاریت‌های کرتاسه زیرین (آپتین - آلبین) نشان از بازشدگی اقیانوس سیستان در این زمان می‌باشد (Babazadeh and De Wever, 2004). این نتایج نشان می‌دهند که بازشدگی اقیانوس سیستان می‌بایست قبل از کرتاسه بالایی رخ داده باشد. بسته‌شدن این اقیانوس همراه با برخورد دو بلوک افغان در خاور و لوت در باختر، احتمالاً در اواخر کرتاسه (Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012) می‌باشد. برخلاف آلپ - هیمالیا، پهنه برخوردی سیستان دارای کمپلکس‌های راندگی بزرگ مقیاس از نواحی

افیولیتی و آذرین، نشانگر مناسب برای تعیین میزان کوتاه‌شدگی در مقیاس ناحیه‌ای وجود نداشت، بنابراین تنها در بخش‌هایی از منطقه که سنگ‌های رسوبی رخنمون دارند (بصورت چین‌خوردگی) کوتاه‌شدگی محاسبه گردید. در شکل ۳a مقطع عرضی زمین‌شناسی از کل مسیر مورد مطالعه که شامل واحدهای اوفیولیتی و رسوبی می‌باشد به کمک نرم افزار Move بازسازی شده است. در شکل ۳b مقطع عرضی از واحدهای رسوبی را نشان می‌دهد که جهت محاسبه کوتاه‌شدگی استفاده گردید و در بردارنده ۲۶ تاقدیس و ناودیس می‌باشد. در جدول ۱ مشخصات هندسی چین‌ها ارائه شده است. در شکل ۴ ناحیه لولای چین‌های ۳، ۴، ۵، ۶، ۸ و ۱۱ که در سطح زمین قابل مشاهده می‌باشند، نشان داده شده است. بعد از باز نمودن چین‌های سطحی، میزان کوتاه‌شدگی میانگین، ۲۷/۳ درصد برآورد گردید (جدول ۱).

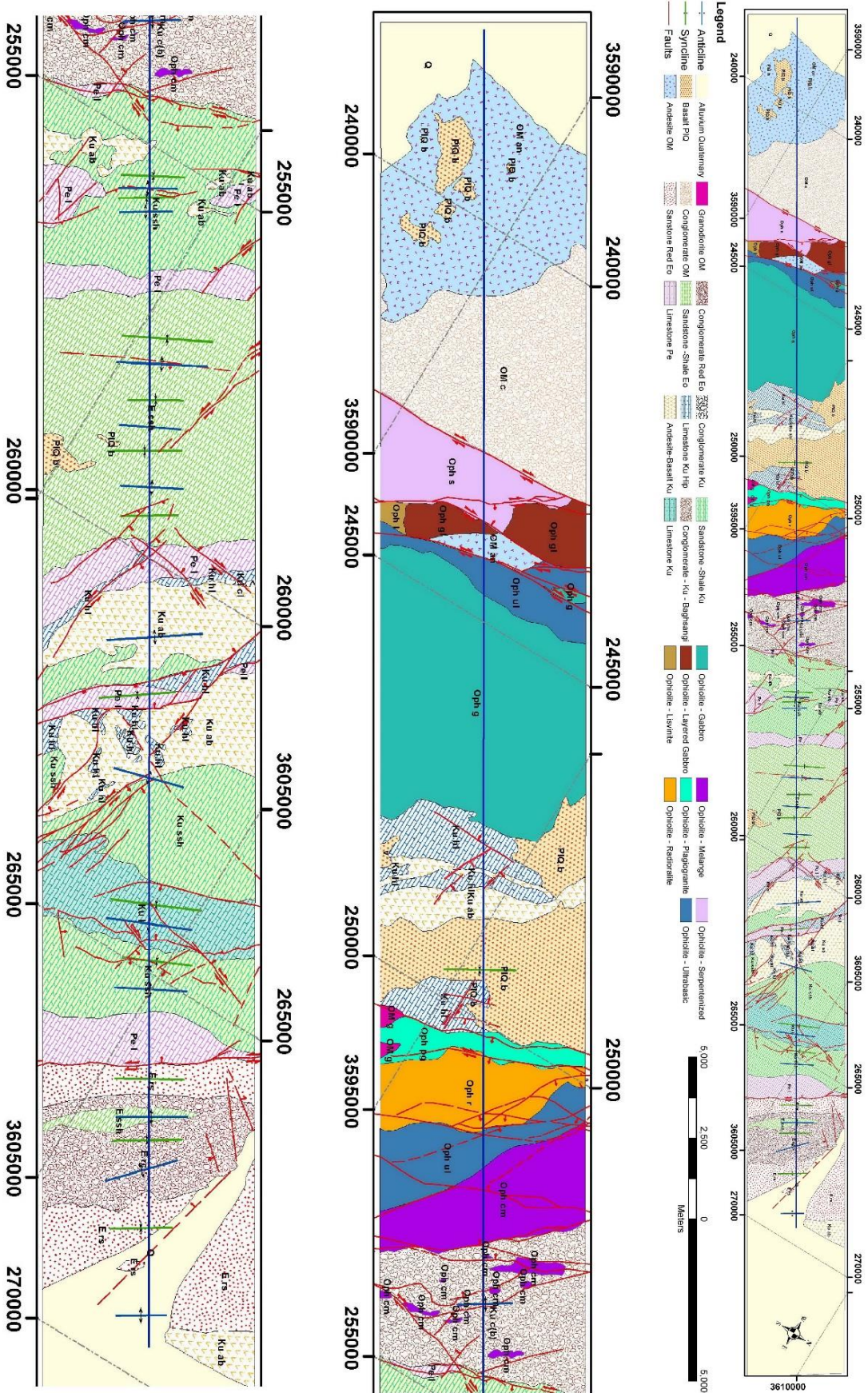
با توجه به برداشت‌های دقیق ساختاری در طول مسیر مقطع، سعی بر آن شده تا با بازسازی مقطع ترازمند، تغییرات میزان کوتاه‌شدگی در چین‌ها (هر تاقدیس و ناودیس) محاسبه شود. ضخامت واحدهای رسوبی و محتوای سنگ‌شناختی آنها بر مبنای نقشه‌ها و گزارش‌های از قبل تهیه شده و با داده‌های برداشت میدانی و بصورت نقشه پایه برای این مقطع، تدقیق شده است (شکل ۲). رسم مقطع ساختاری بر مبنای روش لایه سینوسی (Sinus bed method) انجام شده است که در آن طول خط لایه و مساحت آن ثابت باقی می‌ماند (Dahlstrom, 1969). رسم مقطع ساختاری متعادل شده با توجه به تغییرات هندسه و جنبشی ساختارهای سطحی در منطقه با روند $N60^{\circ}$ و بصورت طول خط (Length) بازسازی شده است. ناحیه مورد مطالعه از دیدگاه سنگ‌شناسی از واحدهای سنگی رسوبی، افیولیتی، آذرین خروجی و نیمه خروجی تشکیل شده است (شکل‌های ۲ و ۳). با توجه به اینکه در واحدهای سنگی



شکل ۱ - (a) پیکان‌ها، بردارهای حرکتی GPS نسبت به صفحه ثابت اوراسیا را نشان می‌دهد (Vernant et al., 2004).

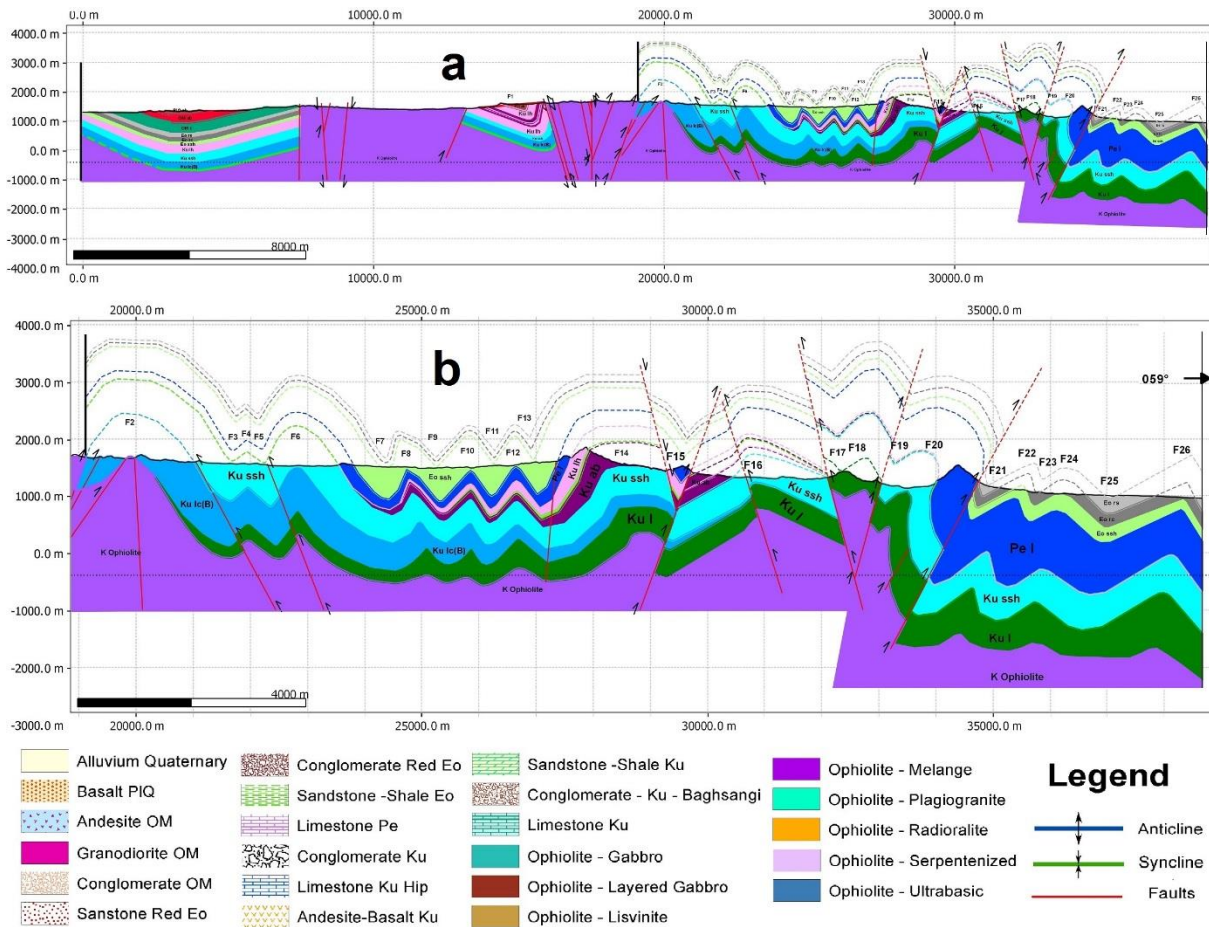
(b) نقشه ساده شده زمین شناسی ناحیه شمالی زیر پهنه سه گانه زمین‌درز سیستان (Jentzer et al., 2017)

Fig.1. (a) Arrows show GPS motions relative to stable Eurasia (Vernant et al., 2004). (b) Simplified Geological map of northern part of Sistan suture zone with 3 sub-domains (Jentzer et al., 2017).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی بازنگری شده از مقطع مورد بررسی در شکل (۱) (در راهنمای نقشه، چیدمان واحدهای سنگی بر اساس سن می باشد).

Fig. 2. Revised geological map of studied area in Fig. 1b. (In legend, the classification is based on age).



شکل ۳- (a) مقطع عرضی از واحدهای سنگی شامل افیولیتی، آذرین و رسوبی مسیر مورد بررسی (شکل ۲). (b) مقطع عرضی از واحدهای سنگی رسوبی در نیمه شمال خاوری مقطع تاقدیس و ناودیس‌های موجود (از F2 تا F26) در طول مقطع را نشان می‌دهد.

Fig. 3. (a) Cross section of studied area, including ophiolite, igneous and sedimentary units, (b) The cross section in north eastern part of studied area in sedimentary units, show anticlines and synclines (F2to F26).

رانش در چین‌ها

مفهوم رانش (Vergence) اولین بار برای جهت‌ی که سطح محوری یک چین به آن سمت چرخش می‌نماید به کار برده شد (Bell, 1981). امروزه مفهوم رانش را برای بیان حرکت ساختارهای زمین‌ساختی که طی فرگشت خود جهت حرکت را نشان می‌دهند به کار می‌برند. براساس عدم تقارن سطح محوری (برش زاویه‌ای) و کرنش برشی ایجاد شده بر روی چین‌ها، می‌توان میزان رانش را محاسبه نمود. زاویه برش (Ψ) عبارتست از تغییر زاویه بین دو خط که پیش از کرنش بر هم عمود بوده‌اند. ضریب برش (γ) نیز رابطه‌ای ساده با زاویه برش دارد: $\tan \Psi = \gamma$. برای رسیدن به میزان رانش صورت گرفته در چین‌های موجود در مسیر مورد مطالعه، در ابتدا صفحه محوری هر کدام از ناودیس‌ها و تاقدیس‌ها را ترسیم و در

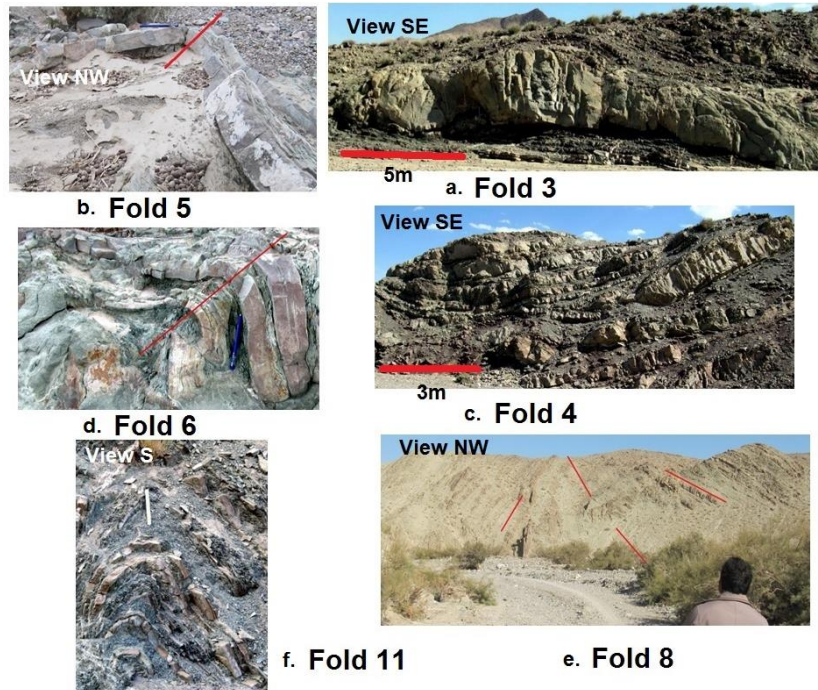
ادامه میزان انحراف سطوح محوری از حالت قائم (برش زاویه‌ای) اندازه‌گیری گردید. با استفاده از رابطه ۱ و ۲، Ramsay and Huber (1983) می‌توان میزان نسبت بیضیت کرنش را برای هر چین محاسبه نمود و با استفاده از رابطه ۳ (Ghassemi et al., 2010) نیز به میزان درصد کشیدگی (رانش) دست یافت.

$$\lambda_1 \text{ or } \lambda_3 = \frac{\gamma^2 + 2 \pm \gamma \sqrt{\gamma^2 + 4}}{2} \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$R^2 = \frac{\lambda_1}{\lambda_3} \quad \text{رابطه (۲)}$$

$$e = \left(\frac{1}{\sqrt{R}} - 1 \right) \times 100 \quad \text{رابطه (۳)}$$

براساس محاسبات صورت گرفته میزان رانش چین‌های Z شکل ۷/۴ درصد و چین‌های S شکل ۱۱/۶ درصد برآورد شده است (جدول ۱).



شکل ۴- نمایی تعدادی از ناحیه محور تاقدیس و ناودیس‌های موجود در طول مقطع مورد مطالعه. (a) چین ۳ در واحد کرتاسه فوقانی نگاه سوی جنوب خاور، (b) چین ۵ در واحد کرتاسه فوقانی نگاه سوی شمال باختر، (c) چین ۴ در واحد کرتاسه فوقانی نگاه سوی جنوب خاور، (d) چین ۶ در واحد کرتاسه فوقانی نگاه سوی جنوب خاور، (e) چین ۸ در واحد ائوسن میانی نگاه سوی شمال باختر، (f) چین ۱۱ در واحد ائوسن میانی نگاه سوی جنوب (تمامی واحدها ماسه‌سنگی و شیلی هستند).

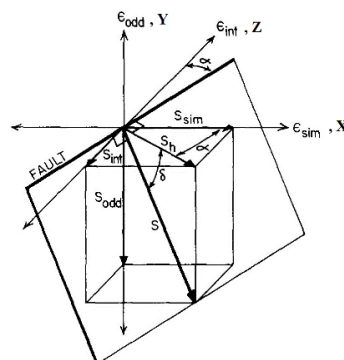
Fig. 4. View of hinge area from several anticlines and synclines along the section of studied area. (a) Fold 3 in upper cretaceous units, view SE, (b) Fold 5 in upper cretaceous units, view NW, (c) Fold 4 in upper cretaceous units, view SE, (d) Fold 6 in upper cretaceous units, view SE, (e) Fold 8 in middle Eocene units, view NW, (f) Fold 11 in middle Eocene units, view S. all units are sandstone and shale.

اندازه‌گیری کوتاه‌شدگی در گسل‌ها

رابطه (۴) $\cos^2 \alpha = \frac{Z}{X} = \frac{1}{R}$

بنابراین در ابتدا محورهای تنش‌های اصلی را در طی فرگشت ناحیه محاسبه و مقادیر کرنش هر گسل در طول مقطع محاسبه می‌گردد. گسلش و فعالیت گسل‌های موجود در هر منطقه متأثر از آرایه تنش‌های اصلی و نسبت مقادیر تنش‌های یاد شده است. تغییر آرایه و میزان تنش‌های اصلی می‌تواند سبب تغییر نوع دگرریختی شود. بنابراین شناسایی فرآیندهای دگرشکلی مختلف و تعیین سن آنها ابزار ارزشمندی برای بازسازی وقایع زمین‌ساختی شکننا می‌باشد.

در شرایطی که مقادیر کرنش بدون چرخش باشد، آنگاه محورهای اصلی کرنش با محورهای اصلی تنش موازی خواهد بود، لذا با تعیین موقعیت محورهای تنش می‌توان به کرنش صورت گرفته در زمان تشکیل گسل‌ها پی برد (Krantz, 1988, 1989). تحت چنین شرایطی با دانستن مقدار زاویه (زاویه α) بین راستای صفحه گسل با صفحه کرنش بیشینه - متوسط (YZ) و یا زاویه بین قطب گسل با محور کرنش کمینه (X) (شکل ۵)، می‌توان میزان کرنش بیشینه به کمینه (که عکس R است) را با استفاده از رابطه ۴ بدست آورد (Krantz, 1988).



شکل ۵- محورهای کرنش سه بعدی و زاویه α بین امتداد گسل با صفحه YZ. δ شیب و S بردار لغزش گسل است (Krantz, 1988)

Fig. 5. 3Dimension axes of strain, α the angle between fault and YZ Plane, δ and S are dip and striation of fault respectively (Krantz, 1988).

جدول ۱- مشخصات تاقدیس و ناودیس‌های موجود در طول مقطع مورد بررسی شامل: امتداد و شیب سطح محوری، طول اولیه و طول ثانویه، میزان کوتاه‌شدگی، رانش و سوی رانش، واحدهای سنگی متأثر شده.

Table 1. Specifications of anticlines and synclines along the cross section, including strike and dip of axial plane, Initial length, Final length, shortening, affected rock units, amount and sense of vergence.

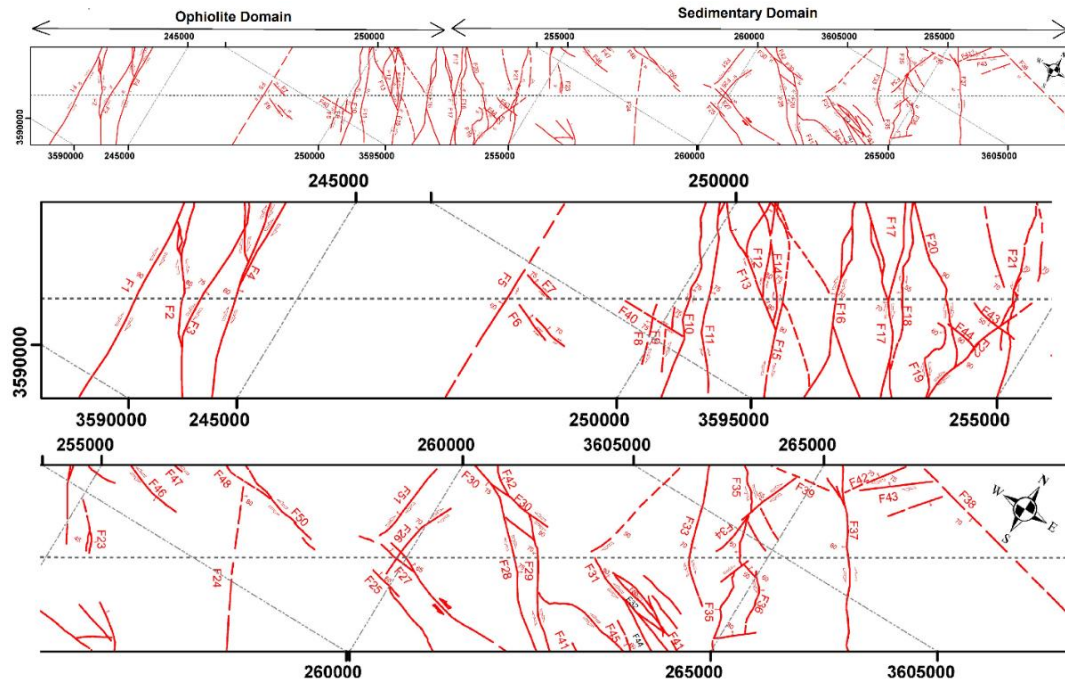
Fold	Initial Length(m)	Final Length(m)	ψ °	Strike and Dip of Axial Plane	Shortening (%)	S Shape %	Z Shape %	Affected Rock Units
F1	2960	2254	16	N158, 74NE	23.9	13.3		Ku lh, Ku ab
F2	2647	1900	1	N148, 89SW	28.2		0.9	Ku lc
F3	1184	1037	4	N150, 86SW	12.4		3.4	Ku ssh
F4	353	290	1	N149, 89SW	17.9		0.9	Ku ssh
F5	585	451	7	N145, 83NE	22.9	6		Ku ssh
F6	1523	1172	5	N147, 85SW	23		4.3	Ku ssh
F7	1373	934	15	N153, 75NE	32	12.5		Eo ssh
F8	587	408	17	N151, 73NE	30.5	14.1		Eo ssh
F9	861	607	7	N150, 83NE	29.5	6		Eo ssh
F10	719	508	1	N147, 89SW	29.3		0.9	Eo ssh
F11	671	389	0	N150, 90	42	-	-	Eo ssh
F12	571	354	4	N149, 86SW	37.9		3.4	Eo ssh
F13	919	579	5	N154, 85NE	37		4.3	Eo ssh
F14	2632	2109	2	N149, 88SW	19.9		1.7	Ku ssh, Ku ab, Ku c
F15	920	682	10	N148, 80NE	25.2	8.4		Pe l
F16	2140	1835	10	N160, 80NE	14.2	8.4		Ku ssh
F17	1190	1002	4	N153, 86NE	15.8	3.4		Ku l
F18	867	634	3	N151, 87SW	26.9		2.6	Ku l
F19	670	403	23	N150, 67SW	39.9		19	Ku ssh
F20	990	549	39	N152, 51NE	44.6	32.6		Ku ssh
F21	725	446	24	N153, 77SW	38.6		19.8	Eo rs, Eo rc
F22	656	493	20	N158, 66SW	24.9		16.6	Eo rs, Eo rc, Eo ssh
F23	453	304	13	N154, 77SW	32.9		10.9	Eo rc
F24	766	643	14	N152, 76SW	16		11.7	Eo rc
F25	1249	1047	14	N153, 76SW	16.1		11.7	Eo rs
F26	1297	942	8	N154, 82SW	27.4		6.8	Eo rs
				Average	27.3 %	11.6 %	7.4 %	

های یاد شده (Φ) هستند (Angelier, 1979) بنابراین تنسور تنش کاهش یافته گروه‌های گسلی با استفاده از نرم افزار 1.7.8 Tectonic FP (Ortner et al., 2002) و به کارگیری روش وارون‌سازی تعیین شد (Angelier, 1984). در محدوده مورد مطالعه در برداشت‌های صحرایی، سطوح گسلی، موقعیت خشلغزها، سوی لغزش به همراه موقعیت لایه-بندی‌ها در طول مقطع مورد بررسی برداشت شده است. در مجموع ۶۰ گسل برداشت شده است که ۳۸ عدد (۲ گسل احتمالی که در محاسبات در نظر گرفته نشده است) از آنها مقطع مورد مطالعه را قطع می‌نمایند (شکل ۶). در نهایت با تحلیل داده‌ها، ۳ میدان تنش که با سطوح گسلی قابل قبول باشند، شناسایی گردید (شکل ۷). در شکل ۸ تعدادی از سطوح گسلی متقاطع با مسیر مقطع مورد مطالعه ارائه شده است که شامل گسل-های ۱، ۴، ۶، ۱۱، ۱۳، ۱۵، ۲۰، ۳۰ و ۳۶ می‌باشد. با استفاده از رابطه ۳ و ۴ میزان کوتاه‌شدگی ناشی از عملکرد گسل‌های متقاطع با مقطع محاسبه و در جدول ۲ ارائه گردید. براساس جدول ۲ مقدار کوتاه‌شدگی میانگین برای اثر عملکرد گسل‌ها ۱۳/۶ درصد می‌باشد که با میزان کوتاه‌شدگی بر اثر چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی کلی به ۴۱ درصد می‌رسد.

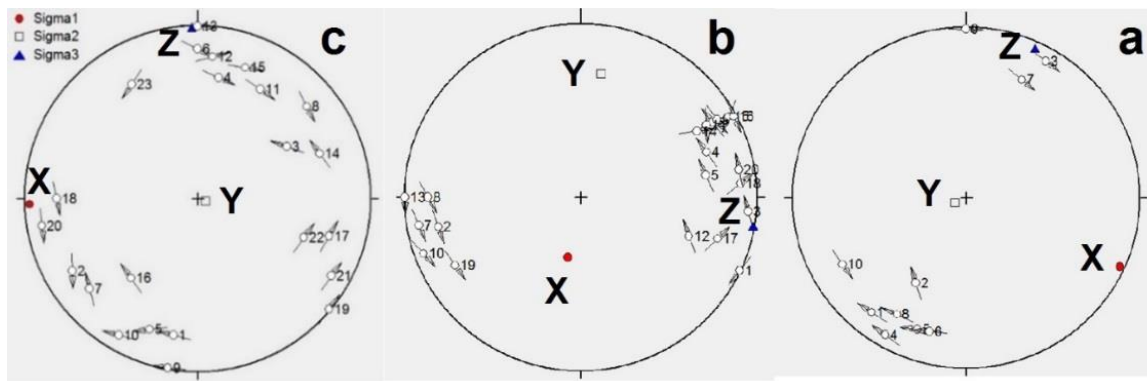
اندازه‌گیری صفحه‌های گسلی و خشلغزها، تفکیک داده‌ها و روش وارون‌سازی

یکی از مهم‌ترین فرضیات روش وارون‌سازی، رخداد لغزش در جهت تنش برشی بیشینه در سطح گسل است. بنابراین هر میدان تنشی تنها توانایی ایجاد یک خشلغز را در سطح گسل خواهد داشت و گسل‌ها با موقعیت و خشلغزهای مشابه در یک فرآیند تشکیل و یا فعال می‌شوند (Delvaux, 2014). از اینرو، گسل‌ها با نرم‌افزار Win-Tensor 5.8.8 دست‌بندی و با توجه به تقدم و تأخر مشاهده‌ای دسته‌های حاصل، گروه‌بندی شدند. تعیین متغیرهای تنسور تنش کاهش یافته و تفکیک فرآیندهای زمین‌ساخت شکنا با استفاده از تحلیل گسل‌های خشلدار با فراوانی مناسب و موقعیت‌های مختلف با روش وارون‌سازی امکان‌پذیر است (Yamaji et al., 2005). در روش وارون‌سازی بهترین تنسور تنش کاهش یافته با به کمترین میزان رساندن زاویه عدم برآزش (زاویه میان خشلغز مشاهده‌ای و بدست آمده) به دست می‌آید. متغیرهای به دست آمده از این روش، موقعیت تنش‌های اصلی و نسبت مقادیر تنش

با توجه به زمان فرگشت صورت گرفته در منطقه که از کرتاسه فوقانی تا اتوسن میانی می‌باشد، این میزان کوتاه شدگی نسبت به میزان کوتاه‌شدگی در دیگر کوهزادها، از مقدار بالایی برخوردار است.



شکل ۶- (a) گسل‌های متقاطع با مسیر مقطع مورد بررسی، (b) گسل‌های موجود در پهنه افیولیتی، (c) گسل‌های موجود در پهنه رسوبی
Fig. 6. (a) Faults intersect with cross section, (b) faults in Ophiolite domain, (c) faults in Sedimentary domain



شکل ۷- تفکیک گسل‌های مربوط به فازهای مختلف دگرشکلی بر پایه مشاهده و تحلیل وارونگی پیرامون مسیر مقطع مورد مطالعه.

Z = 3 , 115	Y = 84 , 241	X = 5 , 24	(a) اولین فاز تنش در واحد سنگی افیولیتی
Z = 61 , 192	Y = 29 , 3	X = 1 , 100	(b) دومین فاز تنش در واحد سنگی افیولیتی
Z = 4 , 268	Y = 84 , 108	X = 1 , 358	(c) میدان تنش در واحد سنگی رسوبی

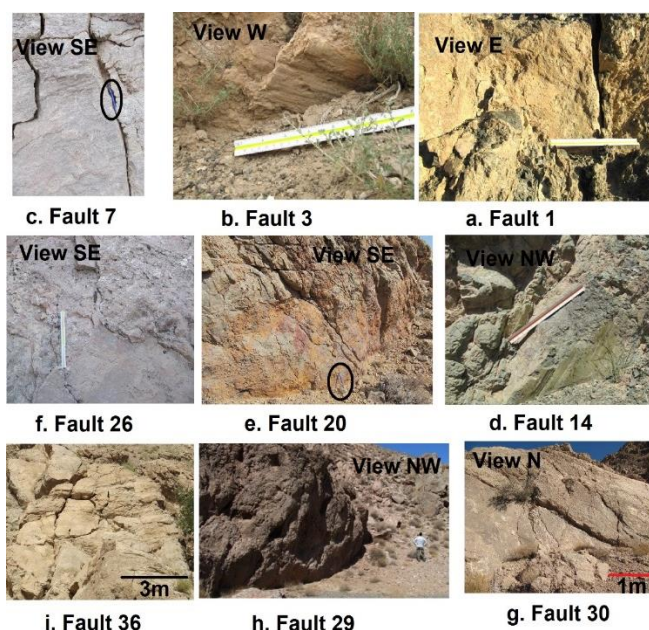
Fig. 7. Separated faults related to defferent deforming phases, based on observation and inversion analysis along the studied area,

(a) First phase of stress field in Ophiolite units	Z = 3 , 115	Y = 84 , 241	X = 5 , 24
(b) Second phase of stress field in Ophiolite units	Z = 61 , 192	Y = 29 , 3	X = 1 , 100
(c) stress field in Sedimentary units	Z = 4 , 268	Y = 84 , 108	X = 1 , 358

جدول ۲ - میزان کوتاه‌شدگی، سوی رانش، واحدهای متاثر شده از ۳۶ گسل متقاطع با مسیر مقطع مورد بررسی.

Table 2. The amount of shortening, sense of vergence and affected rock units of 38 faults which intersect the cross section.

Fault	Shortening(%)	Vergence	Rock Units	Fault	Shortening(%)	Vergence	Rock Units
F1	1.7	SW	Ophiolite	F20	3	SW	Sedimentary
F2	2.7	SW	Ophiolite	F21	12.6	NE	Sedimentary
F3	1.7	NE	Ophiolite	F22	1.5	SW	Sedimentary
F4	2.3	NE	Ophiolite	F23	15.2	NE	Sedimentary
F5	9.3	NE	Sedimentary	F24	Inferred	?	Sedimentary
F6	5.8	SW	Sedimentary	F25	9.8	SW	Sedimentary
F7	6.2	SW	Sedimentary	F26	6.3	SW	Sedimentary
F8	4.6	NE	Sedimentary	F27	3.6	SW	Sedimentary
F9	7.8	NE	Sedimentary	F28	8.8	NE	Sedimentary
F10	7.8	SW	Ophiolite	F29	5.7	SW	Sedimentary
F11	7.8	SW	Ophiolite	F30	2.2	NE	Sedimentary
F12	2	SW	Ophiolite	F31	2	NE	Sedimentary
F13	0.5	SW	Ophiolite	F32	4.9	NE	Sedimentary
F14	1.7	SW	Ophiolite	F33	5	NE	Sedimentary
F15	7	NE	Ophiolite	F34	12.3	SW	Sedimentary
F16	11.3	NE	Ophiolite	F35	15.3	NE	Sedimentary
F17	10.8	NE	Ophiolite	F36	14.3	NE	Sedimentary
F18	15.2	NE	Ophiolite	F37	11	SW	Sedimentary
F19	9.5	NE	Sedimentary	F38	Inferred	?	Sedimentary



شکل ۸ - سطوح گسلی به همراه خش لغز تعدادی از گسل‌های متقاطع با مسیر مقطع مورد بررسی. (a) گسل ۱ در واحد افیولیتی نگاه سوی شمال باختر، (b) گسل ۴ در واحد آهکی هیپوریتیکی کرتاسه فوقانی نگاه سوی جنوب باختر، (c) گسل ۷ در واحد آهکی هیپوریتیکی کرتاسه فوقانی نگاه سوی جنوب خاور، (d) گسل ۱۴ در واحد افیولیتی نگاه سوی شمال باختر، (e) گسل ۲۰ در واحد کنگلومرای کرتاسه فوقانی نگاه سوی جنوب باختر، (f) گسل ۲۶ در واحد آهکی پالئوسن-ائوسن نگاه سوی جنوب خاور، (g) گسل ۲۰ در واحد آهکی پالئوسن-ائوسن نگاه سوی شمال، (h) گسل ۲۹ در واحد آهکی پالئوسن-ائوسن نگاه سوی شمال باختر، (i) گسل ۳۶ در واحد آهکی پالئوسن-ائوسن نگاه سوی شمال خاور.

Fig 8. Fault planes with its striation which intersect the cross section. (a) fault 1 in Ophiolite unit, view NW, (b) fault 4 in upper cretaceous hippuritic limestone unit, view SW, (c) fault 7 in upper cretaceous hippuritic limestone unit, view SE, (d) fault 14 in Ophiolite unit, view NW, (e) fault 20 in upper cretaceous conglomerate unit, view SW, (f) fault 26 in Paleocene-Eocene limestone unit, view N, (g) fault 26 in Paleocene-Eocene limestone unit, view SW, (h) fault 29 in Paleocene-Eocene limestone unit, view NE, (i) fault 36 in Paleocene-Eocene limestone unit, view NW.

جدول ۳- امتداد، شیب، جهت شیب، طول، میزان جابجایی اندازه‌گیری شده و واحدهای متأثر ۱۷ گسل متقاطع با مسیر مقطع مورد بررسی
 Table 3. Specifications of 17 faults have intersection with cross section including: strike, dip, dip direction, length, strike separation and Affected Rock Units.

Fault	Strike	Dip	Affected Rock Units	Length(m)	Net Slip(m)
F1	N 0	88E	Ophiolite	26500	6800
F3	N 5	75W	Ophiolite	18000	1340
F4	N 175	80W	Ophiolite	14000	1755
F6	N 110	75NE	Ku hl	800	86
F7	N 115	70NE	Ku hl	550	117
F11	N 170	75NE	Ophiolite	11500	1100
F17	N 145	70SW	Ophiolite	11500	1100
F21	N 160	70NE	Ku cl	25000	2235
F22	N 20	70NW	Ku ssh	3600	440
F26	N 10	60NW	Pe l, Ku hl	1500	88
F27	N 110	65NE	Pe l, Ku hl, Ku ab, Ku ssh	3300	479
F28	N 130	75NE	Pe l, Ku hl	13000	365
F30	N 100	88 SW	Pe l, Ku hl, Ku ab, Ku ssh	7100	1780
F31	N 110	80 NE	Ku ssh	3600	500
F32	N 110	70 NE	Ku ssh	1750	14
F34	N 20	55 NW	Ku l, Ku ssh	2000	39
F36	N 145	60 NE	Ku l, Ku ssh	2200	150
F37	N 150	65 SW	Ku ssh, Pe l	10000	1045

شبکه در کمینه‌های محلی از داده‌های اعتبارسنجی استفاده شده است. هر زمان که خطا در پیش‌بینی‌های شبکه به حداقل برسد وزن‌ها و بایاس‌ها ثابت نگه داشته می‌شود. در این حالت تعداد تکرار بهینه به دست می‌آید. در مجموع شبکه مناسبی جهت مدل کردن گسل‌های موجود در منطقه ساخته شد. در جدول ۴ مقادیر خطاها و نمودار به دست آمده حاصل از تحلیل شبکه عصبی مصنوعی آموزش داده شده ارائه شده است. با توجه به نتایج شبکه آموزش دیده مقادیر میزان جابجایی محض برای گسل‌هایی که امکان اندازه‌گیری وجود نداشته، محاسبه گردید که در جدول ۵ ارائه شده است.

نتایج محاسبه میزان نهایی جابجایی افقی

در ادامه جهت بردار و میزان جابجایی‌های افقی (حاصل از تحلیل شبکه عصبی و همچنین برداشت‌های میدانی) بر روی مقطع، حدفصل بین گسل ۱ تا گسل ۳۷، تصویر (Project) گردید و مقادیر رانش (افقی) دو سویه صورت گرفته بر حسب متر بدست آمد و در جدول ۶ ارائه شده است. نتایج محاسبات نشان می‌دهد که میزان بردار رانشی که بسوی جنوب باختر و شمال خاور صورت گرفته، بترتیب (۱۰۷۴۳ متر) ۲۲/۸۲ درصد و (۹۱۰۹ متر)، ۱۹/۳۵ درصد است. همچنین میزان رانش قائم نیز ۴۳/۶۵ درصد برآورد گردید.

داده‌های آزمایش و اعتبارسنجی به صورت پراکنده (Random) از بین مجموعه اصلی داده‌ها انتخاب شده‌اند. ساختار شبکه عصبی طراحی شده در این مطالعات از یک لایه ورودی با ۸ نرون، یک لایه پنهان میانی با ۹ نرون و یک لایه خروجی با یک نرون تشکیل شده است. لایه ورودی در این شبکه شامل هشت پارامتر مربوط به گسل خوردگی است که شامل: ۱ - مختصات جغرافیایی نقطه میانی گسل، ۲ - طول گسل، ۳ - امتداد گسل، ۴ - شیب گسل، ۵ - جهت شیب گسل، ۶ - سن نسبی واحدهای متأثر از عملکرد گسل، ۷ - سختی نسبی واحدهای سنگی متأثر از گسل، ۸ - میزان جابجایی محض.

۳۰ داده میدانی برداشت شده با کمک روش شبکه عصبی مصنوعی در نرم‌افزار متلب (Matlab) مورد استفاده قرار گرفت. خروجی‌های تحلیل با مقادیر واقعی اعداد با متناظر با رفتارها مقایسه می‌شوند. خطا یا اختلاف محاسبه شده بین داده‌ها در مرحله برگشت پردازش شده و برای تطبیق وزن‌ها و بایاس‌های هر نرون به لایه‌های قبلی پس رانده می‌شوند (Back Propagation). این عمل تا زمانی که شبکه همگرا شود و میزان مجموع مربع‌ها (SSE) یا ریشه میانگین مربع‌ها خطا (MSE) در آن به حداقل ممکن برسد ادامه می‌یابد.

الگوریتم استفاده شده برای آموزش "Scaled conjugate gradient backpropagation" انتخاب شد. به منظور ارزیابی توانایی

جدول ۴- مقادیر میزان همگرایی و خطاهای به دست آمده حاصل از تحلیل شبکه عصبی مصنوعی برای داده‌های آموزش، آزمایش، اعتبارسنجی و تمامی داده‌ها.

Table 4. The amounts of correlation and errors for the result calculated from artificial neural network analysis for learning, test, validation and all data.

	R square	MAPE	RMSE	MSE	VARE	MEDAE	VAF	MAE
All	0.97	175	221	48942	17.17	-29.47	97	176
Train	0.98	187	201	40456	22.68	-55.7	98	165
Test	0.78	197	313	97856	7.68	-26.9	77	252
Valid	0.73	45	103	10517	0.11	71.5	65	96

جدول ۵- مشخصات گسل‌ها و مقادیر جابجایی برآورد شده با استفاده از تحلیل شبکه عصبی مصنوعی.

Table 5. Specifications of faults with its net slip which calculated with artificial neural network.

Fault	Strike	Dip	Affected Units	Length(m)	Net Slip(m)
F2	N 145	85 NE	Ophiolite	5100	169
F5	N 0	60 W	Ku hl	3650	2066
F8	N 165	75 SW	Ku hl	3500	2953
F9	N 170	75 NE	Ku hl	3500	1049
F10	N 170	75 NE	Ophiolite	110000	799
F12	N 160	80 NE	Ophiolite	2900	473
F13	N 120	80 NE	Ophiolite	3600	421
F14	N 140	75 NE	Ophiolite	2600	406
F15	N 155	75 SW	Ophiolite	19500	2642
F16	N 155	70 SW	Ophiolite	4100	3002
F18	N 145	55 SW	Ku cl	9300	3136
F19	N 135	60 SW	Ku cl	3500	3372
F20	N 135	88 NE	Ku cl	3000	1694
F21	N 130	77 SW	Ku cl	11900	2815
F24	N 145	30 NE	Ku ssh	3810	3014
F25	N 155	80 NE	Ku ssh	2700	1637
F26	N 110	60 NE	Ku ssh	2100	1981
F30	N 150	70 SW	Pe l, Ku hl	4600	3901
F34	N 165	70 NE	Ku l	8000	2527

تحلیل ساختاری منطقه

چین‌ها

بیشترین درصد چین‌های موجود در شمال ایالت ساختاری سیستان، در واحد فلیشی - آذرآوری بوجود آمده، اگرچه رسوبات نفوژن نیز متحمل چین‌خوردگی شده‌اند. چین‌ها دارای سازوکار خمشی - لغزشی، در رده بسته تا فشرده و کلاس 1B تا 1C (Ramsay and Huber, 1983) قرار دارند. روند اثر محوری $N135 \pm 15$ می‌باشد که گاهی بصورت پله‌ای یا نردبانی با توجه به خمیده بودن محور چین‌ها در یک سیستم برشی راست‌گرد دگرشکلی حاصل نموده‌اند. چین‌ها اکثرا دارای سطح محوری نامتقارن می‌باشند و رانش آنها به سوی شمال خاور و جنوب باختر صورت گرفته است، همچنین در جاهایی که چین‌ها در حاشیه گسل‌های رانده قرار گرفته‌اند، صفحه محوری از وضعیت هندسی صفحه گسل تبعیت می‌کند.

گسل‌ها

بیشتر دگرریختی بوجود آمده در این پهنه در ارتباط با گسل‌ها می‌باشد و ارتباط بین اکثر واحدهای سنگی گسل خورده بوده و حتی ریخت

این ایالت را نیز گسل‌ها کنترل می‌کنند. چهار روند عمده ساختاری قابل شناسایی است که می‌توان به شرح زیر تقسیم‌بندی نمود:

روند شمالی - جنوبی: بارزترین روند شناخته شده در این پهنه بوده که گسل‌های حاشیه‌ای آن نیز همین روند را دارند (بارزترین گسل، سامانه گسلی نه است که جدا کننده پهنه لوت از ایالت سیستان می‌باشد) شیب گسل‌ها به طور غالب قائم و دارای حرکت از نوع راست‌الغز راست‌گرد می‌باشد.

روند شمال باختر - جنوب خاور: این روند از گسل‌ها همسو با روند چین‌های موجود می‌باشد و از نظر فراوانی بعد از روند شمالی - جنوبی در درجه دوم اهمیت است. گسل‌های همسو با این روند اغلب رانده‌گی و شیب آنها بسمت شمال شرق و کمتر بسمت غرب می‌باشند.

روند خاوری - باختری: این روند در بخش‌های شمال باختر - جنوب خاور ایالت سیستان تظاهر بیشتری پیدا می‌کند ولی در بخش مرکزی از اهمیت چندانی برخوردار نیست. این روند گسل‌ها، چین‌های اصلی را

روند شمال خاور - جنوب باختر: این روند در مقایسه با روندهای فوق الذکر دارای اهمیت بسیار کمتری بوده و از نظر آماری فراوانی آنها کمتر است و بطور غالب از نوع عادی بوده که شیب آنها بسمت شمال باختر می‌باشد.

قطع کرده و موجب جابجایی در بخش‌های مختلف آنها شده است. گسل‌هایی که دارای این روند هستند اکثرا بصورت راستالغز چپ‌گرد عمل کرده‌اند و دارای شیب زیاد نزدیک به قائم بوده ولی جهت شیب در تمام طول گسل‌های بزرگ یکسان نبوده و به سمت شمال یا جنوب انحرافات جزئی دارند که احتمالا ناشی از ناهمسانی مقاومتی واحدهای سنگی مسیر برش می‌باشد.

جدول ۶- مقادیر رانش دوسویه صورت گرفته گسل‌ها در طول مقطع مورد بررسی.

Table 6. The amounts of double vergence for faults along the cross section.

Vergence to SW	Horizontal Vergence(m)	Vertical Vergence(m)	Vergence to NE	Horizontal Vergence(m)	Vertical Vergence(m)
F1	2874	1180	F3	650	647
F2	29	29	F4	543	580
F9	248	428	F5	1126	1370
F10	258	264	F6	86	34
F11	321	363	F7	100	39
F12	175	197	F8	462	344
F13	26	376	F16	777	965
F14	9	34	F17	292	353
F15	639	0	F18	2402	1968
F20	10	294	F19	873	2529
F21	491	1350	F22	342	0
F23	2260	1305	F24	Inferred	?
F25	1164	1103	F26	53	28
F27	348	198	F29	232	637
F28	74	227	F34	32	7
F30	930	1143	F35	988	1711
F31	289	199	F37	141	324
F32	9	1	F38	Inferred	?
F33	524	207	Total	9109	
F36	65	112			
Total	10743				

بحث

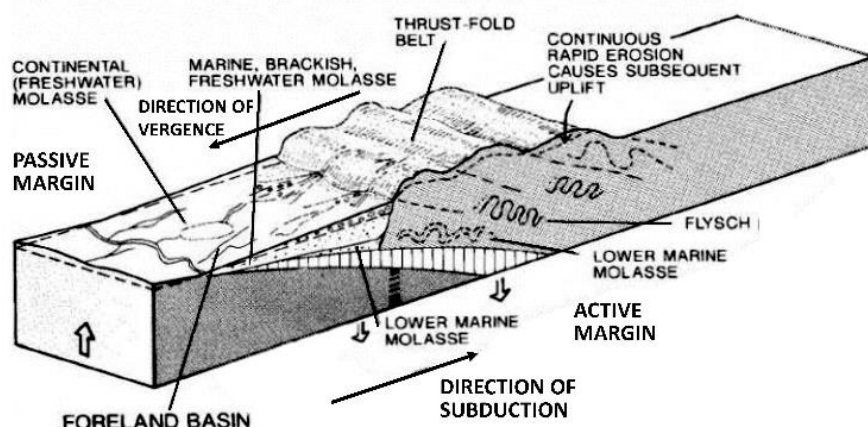
معایب، مطالعات ریزساختار می‌توانند روشی مکمل در اندازه‌گیری میزان کوتاه‌شدگی در کنار مطالعات تهیه مقاطع متعادل شده به کار گرفته شود. در کوهزادهای تورفتگی (Indentation) مانند هیمالیا، شاهد رانش مواد از پس‌بوم (Hinterland) بسوی پیش‌بوم (Forland) می‌باشیم. این امر به واسطه تورفتگی صفحه متحرک هند به صفحه ثابت اوراسیا صورت گرفته است (Kearey et al., 2009)، اما برای دو صفحه زمین-ساختی که هر دو متحرک هستند، بردارهای جنبشی همگرا به چه صورت می‌باشد. بطور موردی می‌توان به بلوک افغان و لوت اشاره نمود که بعد از جدایش از گندوانا، بردارهای جنبشی آنها در طی فرگشت نسبت به هم چه تغییراتی را متحمل شده‌اند. آیا از آغاز برخورد، دو بلوک با نرخ همگرایی برابر و تحت رژیم زمین‌ساختی برش محض با یکدیگر برخورد نموده‌اند و یا آنکه با نرخ همگرایی نابرابر و تحت رژیم زمین‌ساختی برش ساده برخورد صورت گرفته است. برای رسیدن به پاسخ، با استفاده از تحلیل ساختارها و میزان رانش صورت گرفته، می‌توان به میزان و سوی بردارهای جنبشی همگرا ناحیه برخورد دست یافت.

در مقیاس‌های مختلف زمین‌شناسی، کوتاه‌شدگی قابل اندازه‌گیری می‌باشد. در مطالعات ریزساختاری به کمک نشانگرهای کرنش می‌توان میزان کوتاه‌شدگی را اندازه‌گیری نمود. در مقیاس منطقه‌ای نیز به کمک مقاطع متعادل شده، میزان کوتاه‌شدگی قابل محاسبه می‌باشد. با این وجود مقادیر کوتاه‌شدگی حاصل از تحلیل ریزساختار نسبت به تهیه مقاطع متعادل شده بسیار قابل اطمینان‌تر می‌باشد، زیرا در مقاطع متعادل شده کوتاه‌شدگی پیش از چین‌خوردگی که در بدنه جسم به وجود می‌آید، قابل اندازه‌گیری نمی‌باشد. این کوتاه‌شدگی می‌تواند تا ۳۰ درصد از کوتاه‌شدگی کل را شامل شود. از دیگر محدودیت‌های اندازه‌گیری میزان کوتاه‌شدگی با استفاده از مقاطع متعادل شده تهیه نیمرخ‌های زمین‌شناسی دقیق زیرسطحی می‌باشد که مستلزم زمان زیاد است (Samani et al., 2012). حتی در شرایطی که نیمرخ‌های زمین‌شناسی دقیق زیرسطحی نیز تهیه شده باشد، وجود دگرشیبی‌های متعدد در حین رسوب‌گذاری، استفاده از روش مقاطع متعادل شده، دچار چالش گردیده و میزان کوتاه‌شدگی برآورد شده، دارای خطای زیادی خواهد بود. بنابراین برای رفع

است (e.g., Tirrul et al., 1983) همچنین جهت فرورانش بسوی شمال خاور تا خاور (سوی پس بوم) در نظر گرفته شده است (e.g. Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983; Babazadeh and De Wever, 2004; Fotoohi Rad et al., 2005; Saccani et al., 2010; Brocker et al., 2013, ...)

در نهایت، به کمک بردارهای جنبشی همگرا، می‌تواند جهت انتقال زمین‌ساختی (Tectonic Transfer Direction) را که از حاشیه فعال (Active Margin) به حاشیه غیرفعال (Passive Margin) می‌باشد را مشخص نمود (شکل ۹).

براساس مطالعات صورت گرفته در پهنه زمین‌درز سیستان، جهت انتقال زمین‌ساختی و سوی رانش بسوی جنوب باختر معرفی شده



شکل ۹- نمای طرح وار از پهنه فرورانش و عناصر ساختاری-رسوبی در دو ورقه زمین‌ساختی همگرا با اندکی تغییرات (Allen and Allen, 2005).

Fig 9. Schematic map of a subduction zone and tectono-sedimentary elements in two convergent plate tectonics. Modified after Allen and Allen (2005).

محاسبه بردارهای رانش صورت گرفته در ۲۶ چین موجود در طول مقطع، نشان می‌دهد که رانش بسوی شمال خاور ۷/۴ در صد و بسوی جنوب باختر ۱۱/۶ در صد می‌باشد. همچنین به واسطه عملکرد گسل‌ها، رانش صورت گرفته بسوی شمال خاور ۱۹/۳۵ درصد و بسوی جنوب باختر ۲۲/۸۲ درصد می‌باشد. مجموع رانش افقی ۴۲/۱۷ درصد و رانش قائم ۴۳/۶۵ درصد به واسطه عملکرد گسل‌ها در ناحیه مشاهده می‌شود. از زمان برخورد تاکنون میزان بردارهای جنبشی همگرای صفحه افغان نسبت به صفحه لوت، حداقل ۷/۷ در صد بیشتر بوده است. بنابراین در ناحیه مورد مطالعه، جهت انتقال زمین‌ساختی به سوی جنوب باختر می‌باشد و جهت فرورانش نیز به سوی شمال خاور صورت گرفته است.

نتیجه‌گیری

در این مطالعات مقطع عرضی، با روند $N 60^{\circ}$ (عمود بر ساختارهای زمین‌ساختی) در ناحیه شمالی پهنه زمین‌درز سیستان تهیه شد. طول مقطع از رو ستای نازد شت در باختر تا خاور رو ستای خوشاب، در خاور می‌باشد. براساس ۲۶ چین موجود در طول مقطع میزان کوتاه‌شدگی در ۲۷/۳ در صد برآورد گردید. همچنین میزان کوتاه‌شدگی در گسل‌ها در واحدهای افیولیتی که شامل ۱۳ گسل می‌باشد بطور میانگین ۵/۶ درصد و در واحدهای رسوبی که شامل ۲۶ گسل می‌باشد بطور میانگین ۸ درصد می‌باشد. مقدار کوتاه‌شدگی بیشتر در واحدهای رسوبی نشانه‌ای از مقاومت کمتر نسبت واحدهای افیولیتی به تنش‌های اعمالی می‌باشد.

منابع

- Abbasi, S., 2017. Strain Rate Changes in 3D Space in a Brittle – Ductile Shear Zones (Case Study in South of Birjand Province). Ph. D thesis. University of Birjand, Birjand.
- Alavi Naini, M., 1983. Geological map of the Gazik area, scale 1: 100,000. Geological Survey of Iran.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-and-thrust belt in Iran. American Journal of Science, Vol. 307, November, 2007, P. 1064–1095, DOI 10.2475/09.2007.02
- Al-Azzawi N. K. 2008. Local Shortening of Folds and Detachment Surface Depth with Examples from the Foreland Belt of Iraq. Iraqi Journal of Earth Sciences- Vol. 8. No. 1- May
- Allen. P.A., Allen J.R., 2005. Principles and Application Basin Analysis. Second edition. Blackwell Publishing, Ltd.
- Al-Shali, R.A., 1992. Balancing Cross sections from the Simple Folded Zone of Iraq, M.Sc. Thesis, Mosul University, Iraq.
- Angelier, J., 1979. Determination of mean principal directions of stresses for a given fault population. Journal of Tectonophysics: 56, 17- 26.

- Angelier, J., 1984. Tectonic analyses of fault slip data sets. *Journal of Geophysics. Research.* 89 (B7): 5835–5848.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J., Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic “mélange” (Eastern Iran). *Lithos*, 156, 139-158.
- Atapourfard, S. A., Yassaghi, A., Rezaian, M., Shabaniyan, E., 2017. An Study of stress field changes and its role on deformation of Faraghan Structure in Eastern Zagros. *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, Vol. 27, No.105, Autumn 2017. Geological Survey of Iran.
- Babazadeh, S. A., 2013. A Note on Stratigraphic Data and Geodynamic Evolution of Sistan Suture Zone (Neo-Tethyan Margin) in Eastern Iran. *Geodynamics Research International Bulletin (GRIB)*, Vol. (I)– No.01
- Babazadeh, S.A., 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.
- Bell, A. M., 1981. Vergence: an evaluation. *Journal of Structural Geology*, Vol. 3, No. 3, pp. 197 to 202.
- Berberian, M., & King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265
- Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S., Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran. *Journal of Geology*. 160, 401–412. doi:10.1144/0016-764902-110.
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, Gh., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov N., Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos* 170-171. 17–34
- Brown, D., Alvarez - Marron, J., Perez - Estafin, A., Gorozhanin, Y., Barysheva, V., Puchkov, V., 1997. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the southern Urals. *Journal of Tectonics*, VOL. 16, NO. 3, PAGES 551-562, JUNE 1997.
- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone. eastern Iran, *Lithos.*, ISSN 0024-4937;
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 743–757.
- Delaloye, M., Desmons, J., 1980, Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Journal of Tectonophysics*, 68(1-2), 83-111.
- Delvaux, D., 2018. WINTENSOR, Version 5.8.5, Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium Department. *Geology Mineralogy*.
- Dixon, J.M., Liu, S., 1992. Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, pp. 53e69.
- Espurt, N., Hippolyte, J.C., Saillard, M., Bellier, O., 2012. Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte - Victoire System, Provence, France. *Journal of Tectonics*, VOL. 31, TC4021, doi:10.1029/2011TC002988.
- Fotoohi Rad, G. R. 2004. Petrology and geochemistry of metamorphosed ophiolites of east of Birjand, Ph.D Thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran.
- Fotoohi Rad G.R., Droop G.T.R., Amini, S., 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), 1-24.
- Fotoohi Rad G.R., Droop G.T.R., Bergess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geological Journal Geology. J.* 44: 104–116.
- Frehner, M.D., Grasemann, B., 2012. Mechanical versus kinematic shortening reconstructions of the Zagros High Folded Zone (Kurdistan region of Iraq), *Journal of Tectonics*, 31, TC3002, doi:10.1029/2011TC003010.
- Ghassemi, M. R., Schmalholz, S. M., Ghassemi, A. R., 2010. Kinematics of constant arc length folding for different fold shapes. *Journal of Structural Geology* 32 (2010) 755e765.
- Ghassemi, M.R., 2014. Analysis and synthesis in Structural Geology. Faculty of Geoscience. Geological Survey of Iran.
- Ghosh, S.K. 1993. *Structural Geology. Fundamental modern developments*. New york. Pergamon Press Ltd. 615p.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and de la Villeon, H., 1983. Geological Map of Gezik, No. L8, scales 1:250000., Geological Survey of Iran.
- Heine, Ch., Muller, R.D., Steinberger, B., Torsvik, T.H., 2008. Subsidence in intracontinental basins due to dynamic topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 171 (2008) 252–264.
- Hernaiz, P.P., 1990. Structural Evolution or the Moine Thrust Belt in Northen Assynt (NW Scotland): Balanced Cross Sections and Fault Rocks. *Society of Geology. Espana*, 3, (1-2).
- Jalili Shahmansori, Y., 2010. Analysis of folding based on distribution of strain axes in Chelonak area (Northwest of Birjand). M.Sc thesis. University of Birjand, Birjand.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, Ph., Omrani, J., Khatib, M.M., Whitechurch, H., 2017. Neogene to present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Journal of Tectonics* DOI:10.1002/2016TC 004275.
- Kearey, Ph., Klepeis, K. A. Vine, F. J., 2009. *Global tectonics*. – 3rd ed. Published Wiley - Blackwell. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication. The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, UK

- Khatib, M.M., 1998. Structural Analysis of Mountain of Southern Birjand. Ph.D thesis. University of Shahid Beheshti. Tehran.
- Khatib, M.M., Geometry of Strike-Slip fault termination, (Case study on eastern faults of Iran). M.Sc thesis. Tarbiat Modares University. Tehran.
- Krantz, R.W., 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology*, Vol. 10, No. 3, pp. 225 to 237.
- Krantz, R.W., 1989. Orthorhombic Fault Patterns: The odd axis model and Slip vector orientations. *Journal of Tectonics*, Vol. 8, NO. 3, PAGES 483-495, June.
- Madanipour, S., 2013. Spatial and Temporal Pattern of Exhumation in the Talesh Mountains, NW Iran. Ph. D thesis. University of Tarbiat Modares. Tehran.
- Midland Valley 2017. Move, 2D software, Midland Valley Exploration Ltd, Glasgow, UK.
- Molinaro, M., Zeyen, H., Laurencin, X., 2005. Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: Recent slab break-off? *Terra Nova* 17, 1–6. doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00575. x.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., Castellort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence, *Journal of Tectonics*, 33, 2283–2314, doi:10.1002/2014TC003663
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Deffontaines, B., Angelier, J., Brusset, S., 2001. Deformation history of the southwestern Taiwan foreland thrust Belt: insights from tectono - sedimentary analyses and balanced cross - sections. *Journal of Tectonophysics* 333 (2001) 293-322.
- Nabavi. M. H., 2007. Geological map of the Purang area, scale 1: 100,000. Geological Survey of Iran.
- Omar, A.A., Lawa, F.A., Sulaiman, S.H., 2015. Tectonostratigraphic and structural imprints from balanced sections across the north-western Zagros fold-thrust belt, Kurdistan region, NE Iraq. *Arab. Journal of Geoscience*. 8, 8107–8129. DOI:10. 1007/s12517-014-16826.
- Ortner, H., Retter, F., Acs, P., 2002. Easy Handling of tectonic data: the programs Tectonics VP for Mac and Windows, *Computer and Geoscience* 28: 1193-n 11200.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., ... & Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, 306, 40-53.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. I; Strain Analysis*: London, Academic Press, 258 p.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. II: Folds and fractures*. Academic press, London.
- Rashidi, A., 2011. Geometric-kinematic analysis of structural elements in Kamar Haji mountain (Northwest of Birjand - east of Iran). M.Sc thesis. University of Birjand, Birjand.
- Rungsai. Kh., Charusiri. P., Morley, Ch.K., 2006. Restoration of geological structure using geologic and seismic data in the Saveh block, Iran. *Geology*, Faculty of Science, Chulalongkorn University, Thailand.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., & 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), 209-228.
- Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Nedelec, A., Siqueira, R., Valizadeh, M.V., 2005. The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(2), 301-327.
- Samani, B., Faghih, A., Charch, A., 2012. Investigation of deforming pattern by using of finite strain analysis and kinematic vorticity in deformed zone of Cheshmeh Sefid, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. *Advanced Applied Geology*. Volume 2. Issue 5. Shahid Chamran University of Ahvaz.
- Schelling, D., Cater, J., Seago, R.; Ojha, T.P., 1991. A Balanced Cross-Section Across the Central Nepal Siwalik Hills; Hitauda to Amlekhganj. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido Univ. Series 4, Geology and mineralogy*, 23(1).
- Schonborn G., 1999. Balancing cross sections with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy). *Journal of Tectonics*, Vol. 18, NO. 3, PAGES 527-545, June.
- Şengör, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T., Hsü, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society, London, Special Publications*, 37(1), 119-181.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*. 27,1680–1696.
- Stereonet 8 software. Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., and Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.

- Teyssier, C., 1985. A crustal thrust system in an intracratonic tectonic environment. *Journal of Structural Geology*. Vol 7. No 6, pp. 689 to 700.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *G.S.A B.*, v.94, p.134-150
- Vergés, J., Saura, E., Casciello, E., Fernández, M., Villaseñor, A., Jiménez-Munt, I., García- Castellanos, D., 2011. Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt: Implications for the Arabian margin reconstruction. *Geology Magazine*. 148, 739–761. doi:10.1017/S0016756811000331.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysics. Journal International*. 157: 381–398.
- Waldron J.W.F., 2004. Anatomy and evolution of a pull - apart basin, Stellarton, Nova Scotia. *GSA Bulletin*; January/February 2004; v. 116; no.1/2; p. 109–127; DOI 10.1130/B25312.1.
- Walker, R. Khatib, M. M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran: *Journal of Tectonics* v. 25, TC4016.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., Zarrinkoub, M.H., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783-805.
- Yamaji, A., Tomita, S. and Otsubo, M., 2005. Bedding tilt test for paleostress analysis. *Journal of Structural Geology* 27: 161-170.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., 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.