

## Petrofabric analysis of the Chaharsoton-Deshwan fault area, northwest Salmas

Hassan Haji Hosseinlou<sup>1\*</sup>

1- Department of Geology, Khoy Branch, Islamic Azad University, Khoy, Iran

**Keywords:** Petrofabric analysis, Dextral transpression tectonic regime, Chaharsoton-Deshwan fault, Deformation phases, Shear sense indicators

### 1-Introduction

The Chaharsoton-Deshwan fault (CDF) is located in the northwest Salmas of northwest Iran. The rock types of the CDF are consist predominantly of micaceous schist and lesser amounts of quartzite, mylonitic amphibolite and gabbro, metabasalt and basaltic flows. This area is part of the shear zone—a structural map showing different mylonitic rocks in the CDF area. Mylonites form in response to high strain rates within deep ductile shear zones, extensions at a depth of surface faults, thrusts and fault breccias (Trouw et al., 2010).

The unit is entirely within the amphibolite zone of metamorphism. Hand specimens show reaction rims of staurolite and muscovite around andalusite crystals, suggesting localized secondary metamorphism. This work focuses on structural and metamorphic evidence within the CDF area to support a detailed analysis in an area where potentially significant contributions to understanding regional deformation and metamorphic history can be made.

### 2- Material and methods

Deformed rocks are a few direct sources of information available to reconstruct tectonic evolution (Haji Hosseinlou, 2016). Observations on the microstructure or fabric of rock, specifically in the thin section, can be used in two major fields. In this region, retro fabric studies help understand the deformation mechanisms, stresses direction, and deformation history reconstruction. Hand specimens for structural studies should be oriented in the fields by marking the dip and strike of a specimen's planar surface on that surface. A thin section was cut parallel to stretching lineation and normal to the foliation (Passchier and Trouw, 2005). The aim of structural and retro fabric analysis of the Chaharsoton-Dishwan fault area is a complete description of the rock mass to elucidate its kinematic history.

### 3- Results and discussion

Field observations and microstructural analysis have both confirmed and provided insight into the deformation and metamorphic history of the CDF area. Kinematic indicators, contrary to regional deformation, suggest the presence of larger-scale structures. The structures and microstructures formed in this area are: Z-shaped and S-shaped asymmetrical folds, shear fractures, S-C shear band, mica fish, mantled porphyroclasts, microboudinage, stretching lineation, mylonitic foliation, crenulation cleavage, refolded folding, en-echelon veins, sheath fold, isoclinal fold. In the CDF area, microscopic and mesoscopic structures are found in various rocks: mylonitic schist with a  $\delta$  type mantled porphyroclast of K-feldspar, rhomboidal shaped pyroxene fish, and sigmoidal shaped mica fish, crenulation cleavage in talc schist, microboudinage of quartz in mylonitic granite, and microboudinage of feldspar in mylonitic schist, folding of badinage feldspar layers, sheath fold in mylonitic amphibolite rocks, isoclinal fold in mylonitic gabbro and gneiss amphibolite rocks, Z-shaped drag folding in gneiss amphibolite rocks. F2 upright folding of S1 schistosity is well documented, indicating later shortening deformation (D2). Another structure commonly observed in this area is minor folds and some refolded by F3 folding. F3 folding was observed at the mesoscopic scale as variations in foliation direction and F2 axis lineations. Evidence that F2, crenulation cleavage, and quartz vein folding developed during the same deformation event is supported by the substantial similarity of the trend and plunge of F2 hinges towards the

\*Corresponding author: hajihosseinlou@iaukhoy.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2020.33165.2112

Received 2020-04-05

Accepted 2020-09-22

northwest. The sense of shear appears to be a strike-slip instead of a present foliation dip. Samples collected for kinematic indicators were collected where foliation dip was sub-vertical. Microscopic and outcrop scale shear sense indicators, in the Gobeh, Diralisu, Chaharsoton-dishware, and Golan areas show good evidence for a dextral sense of shear. In this area, reliable shear sense markers in high-grade shear zones are shear bands, mineral fish, mantled porphyroclasts, sigmoids, and asymmetric boudins (Passchier and Coelho, 2006). The sense of shear in each of the shear zones was determined using mesoscopic and microstructural criteria.

In the CDF area, structural and microstructural features are evidence of both ductile and brittle deformation. Outcrops of ductile shear zones and brittle structures show strike NW– SE similar to ophiolite outcrops. In the CDF area, mesoscopic and microscopic scale analysis was carried out to determine the area's deformation history. According to this, foliation and lineation structures are measured based on field studies and statistical methods. Then fitting structural models were offered for each of them. According to the results, it can be concluded that four different deformation phases (D1-D4) were efficacious in the formation of the analyzed structures. The CDF area contains both dextral strikes - slip fabric and ductile reverse shear fabric. The CDF area was deformed during dextral transpression.

#### 4- Conclusion

1- In the study area, the extreme mobility of thrust faults caused intense crushing of the rocks and the formation of various shear cataclastic fabrics and joints. In addition, microscopic and mesoscopic evidence shows that the faults cut off the ductile shear fabrics.

2- The orientation of stretching lineations (NW) correlates with mylonitic foliation strike direction (NW-SE). These directions showed the extensive strike-slip shear movement on the Chaharsoton-Dishwan fault.

3- Kinematic indicators such as asymmetric and rotated porphyroclasts and S-C fabric throughout the field area indicate that dextral deformation occurred within the CDF area contrary to regional deformation displacement along with the CDF system support evidence for the CDF system as a dextral transpression tectonic regime.

#### References

- Haji Hosseinlou, H., 2016. Petrofabric, Islamic Azad University Khoy Branch, pp 334.
- Haji Hosseinlou, H., Padidar, R., 2015. Shear structures and microstructures analysis in along Aboulfazl thrust, NE Khoy. *Advanced Applied Geology* 5, 60-76.
- Passchier, C.W., Coelho, S., 2006. An outline of shear-sense analysis in high-grade rocks. *Gondwana Research* 10, 66–76.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Springer, Berlin Heidelberg, pp. 366.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures*. London Academic Press, p. 391.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X-H, Santos, J.F, R.J., Griffin, W.L., Ghorbani, G., Sarebani, N., 2017. Neoproterozoic Magmatic Flare-up along the N. Margin of Gondwana: The Taknar Complex, NE Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 474, 83-93.
- Trouw, T.R.A., Rudolph, A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*, Springer, pp.322.

#### HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Haji Hosseinlou, H., 2021. Petrofabric analysis of the Chaharsoton-Deshwan fault area, northwest Salmas. *Adv. Appl. Geol.* 11(3), 514-535.

DOI: 10.22055/AAG.2020.33165.2112

url: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_15916.html?lang=en](https://aag.scu.ac.ir/article_15916.html?lang=en)

## بررسی بافت ساختاری محدوده گسل چهارستون - دشوان، شمال غرب سلماس

حسن حاجی حسینلو\*

گروه زمین شناسی، واحد خوی، دانشگاه آزاد اسلامی، خوی، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۱/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۰۱

\*hajihosseiniou@iaukhoy.ac.ir

### چکیده

منطقه گسل چهارستون - دشوان در شمال غرب شهرستان سلماس در زون سنندج - سیرجان واقع شده است. این منطقه شامل سنگ‌های به شدت دگرشکل شده‌ای می‌باشد که آشکارا در یک پهنه‌ی برشی راستگرد تکوین یافته‌اند. بررسی‌ها در این منطقه در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی برای تعیین تاریخچه‌ی تغییرشکل صورت پذیرفته است. سپس ساختارهای و ریزساختارهای تکتونیکی بر پایه‌ی مطالعات میدانی و روش‌های آماری مورد بررسی و اندازه‌گیری قرار گرفت و مدل مناسب در شکل‌گیری هر یک از ساختارها پیشنهاد گردید. با استفاده از نتایج به دست آمده، چهار فاز دگرشکلی در تکوین ساختارهای این منطقه مؤثر بوده است. در این منطقه مهم‌ترین مکانیسم دگرشکلی نظیر: فابریک - های C - S، بلور ماهی‌گون، چین‌های Z شکل، پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای، سرتاسر منطقه را دگرشکلی راست‌گرد نشان می‌دهد. نشانگرهای سوی برش مناطق برشی با درجه بالا در این منطقه نظیر باندهای برشی، بلورهای ماهی‌گون، پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای و بودیناژ نامتقارن و سیگموئید شکل می‌باشند. این نشانگرهای برشی، منطقه چهارستون - دشوان را در رژیم تکتونیکی امتدادلغز - فشارشی مایل راست‌گرد نشان می‌دهد.

**کلمات کلیدی:** بررسی بافت‌ساختاری، رژیم تکتونیکی امتدادلغز - فشارشی مایل راست‌گرد، گسل چهارستون - دشوان، فازهای دگرشکلی، نشانگرهای سوی برش

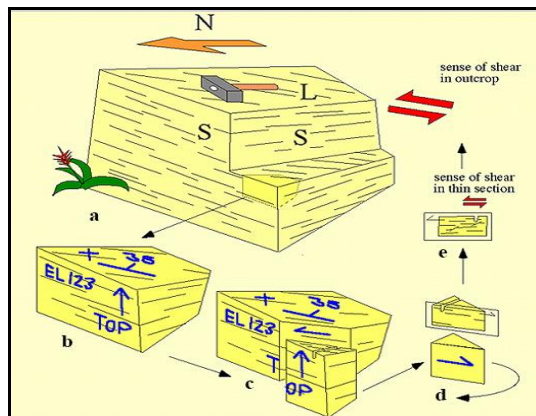
### مقدمه

منطقه نشانه عملکرد مراحل مختلف دگرگونی و دگرشکلی می‌باشد. به طور کلی مطالعه سیستماتیک بافتار سنگ سنگ - ها شامل مطالعه آماری، جهت‌یافتگی‌ها، توزیع تعداد عنصر بافتار سنگی می‌باشد. مطالعه بافتار سنگ‌های یک منطقه تمام خصوصیات ساختاری و فضایی یک توده سنگ را نشان می‌دهد. مطالعه عناصر بافتار سنگی در منطقه از دو جنبه صورت می‌گیرد: ۱- مطالعه ویژگی‌های مزوسکوپی منطقه، که شامل: لایه‌بندی، شیستوزیته، برگوارگی، کلیواژ، گسل‌ها، درزه‌ها، چین‌ها و خطوطاری میلیونی، ۲- مطالعه ویژگی‌های میکروسکوپی که شامل: شکل‌ها، جهت‌یافتگی‌ها، بافت‌ها و ساختارهای داخلی (نوارهای دگرشکلی، تیغه ماکل‌شدگی و غیره) درون بلورها (Haji Hosseinlou, 2016). هدف از تحلیل فابریک‌های منطقه به دست آوردن توضیحات دقیق از ساختارهای منطقه و تعیین تاریخچه جنبشی آن می‌باشد. با استفاده از بررسی‌های پتروفابریکی، فابریک‌های سنگ‌های دگرگونی دگرریخت شده (تکتونایت‌ها) با هدف تعیین جزئیات تاریخچه‌ی دگرشکلی و تبلور مجدد صورت می‌گیرد. برای مطالعات و بررسی‌های ساختاری نیاز به یک سری تحلیل‌های

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب شهرستان سلماس بین طول‌های جغرافیایی "۰۰، ۳۰، ۴۴" تا "۴۱، ۴۳، ۴۴" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۰۰، ۱۷، ۳۸" تا "۲۲، ۲۴، ۳۸" شمالی قرار گرفته است و طبق تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران (Ghasemi and Talbot, 2005) بخشی از زون سنندج - سیرجان می‌باشد. موضوعی که بسیاری از زمین‌شناسان را در دهه‌های اخیر مجذوب کرده زون‌های برشی است. تمرکز دگرشکلی در امتداد زون‌های برشی، باعث تشکیل میلیونیت‌ها و یا سنگ‌های گسله شکنا می‌شود. مطالعه بافتار سنگ می‌تواند برای روشنی داستان دگرگونی و ساختار و نیز فهم فرآیندهای دگرشکلی و دگرگونی استفاده شود. مراحل متوالی در تکوین دگرشکلی و دگرگونی یک سنگ معمولاً به صورت بخشی از بافتار سنگ حفظ شده و شناخت و تفسیر درشت برای فهم تکوین آن‌ها بسیار ضروری است. بررسی‌های بافت ساختاری کمک زیادی در شناخت مکانیسم - های ایجاد آن‌ها، جهت تنش‌های وارده، بازسازی تاریخچه دگرشکلی در این منطقه می‌کند و تنوع ساختاری در این

نمونه‌ی جهت یافته مهم است. در حالت برش ساده این مقطع موازی با صفحه‌ی X بیضوی واتنش محدود (که معمولاً با سازه‌ی خطی کشیدگی / گسترش سنگ تعریف می‌شود) و عمود بر صفحه‌ی XY که معمولاً با کلیواژ / شیستوزیته تعریف می‌شود (بامحورهای واتنش اندازه‌گیری پذیر XY) است. در واقع این صفحه موازی با خطوارگی و عمود بر برگوارگی در زون برشی است (شکل ۱).

ریز ساختاری می‌باشد در این راستا بافتار سنگ‌های ریز ساختاری کمک شایانی در بازسازی تاریخچه‌ی دگرشکلی منطقه دارد. از بافتار سنگ‌های ریزساختاری در پهنه‌های برشی می‌توان در تشخیص پهنه، نوع دگر شکلی، فازهای دگر شکلی و غیره استفاده کرد. در این بخش، تجزیه و تحلیل‌های ریز ساختاری در منطقه صورت گرفته است که تحلیل‌های ساختاری را تقویت می‌بخشد. در تعیین اثر برش، داشتن



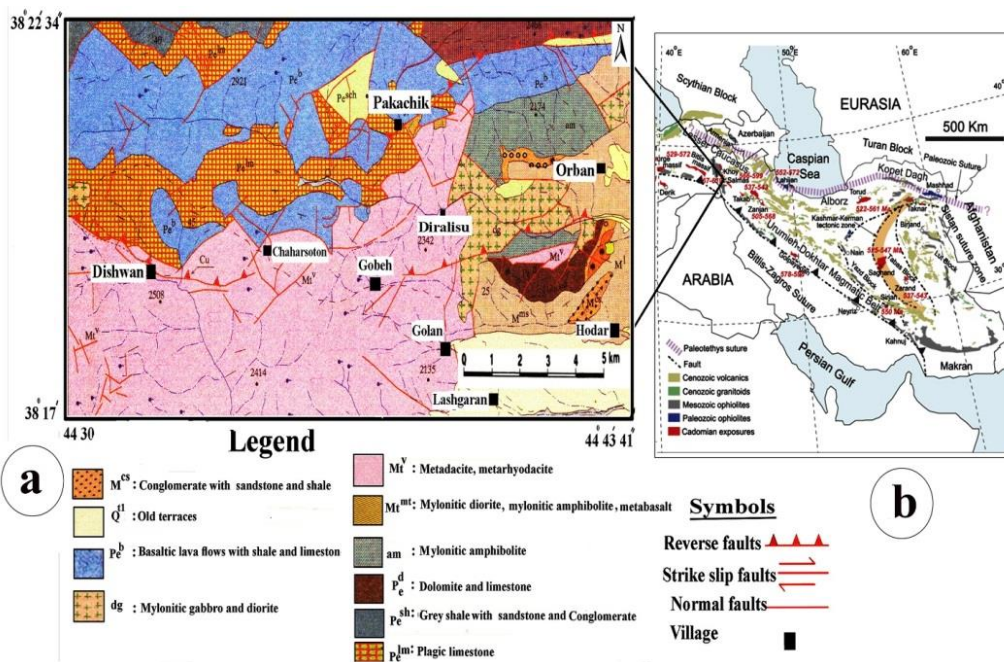
شکل ۱- (a-e) روش تهیه نمونه جهت‌دار از رخنمون و تهیه برش از آن نمونه. نمونه برای مطالعات ساختار بایستی جهت‌دار باشد (Passchier and Trouw, 2005)

Fig. 1. (a-e) Method to obtain an oriented sample from an outcrop and an oriented thin section from a sample. A sample for structural studies must be oriented (Passchier and Trouw, 2005).

نقشه‌های زمین‌شناسی و داده‌های میکروسکوپی این مطالعه به شناسایی واحدهای چینه‌شناسی زیر منجر شد (شکل ۲):

### چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

مطالعات و بررسی ما از منطقه و همچنین اطلاعات حاصل از



شکل ۲- (a) نقشه زمین‌شناسی مورد مطالعه و (b): نقشه زمین‌شناسی ساده از ایران (Shafaii Moghadam et al., 2017).

Fig. 2. (a) Geological map of the study area and (b) Simplified-geological map of Iran (Shafaii Moghadam et al., 2017).

### سنگ‌های پرکامبرین - پالئوزوئیک

سنگ‌های با سن پرکامبرین - پالئوزوئیک بیشترین گسترش را در منطقه دارا می‌باشند. این سنگ‌ها بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی، رسوبی و سنگ‌های دگرگونی می‌باشند.

#### واحدهای $mt^v$

شامل یک سری سنگ‌های آتشفشانی همراه مقداری شیست است که به شدت دگرسان شده‌اند. رنگ متن این سنگ‌ها خاکستری متمایل به سبز است ولی به علت دگرسانی رنگ عمومی

این واحد به رنگ قهوه‌ای سوخته و گاه سفید می‌باشد. بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی سنگ‌شناسی این مجموعه به نام متاولکانیک، متاداسیت تا ریوداسیت معرفی می‌شود که کانی‌های عمده شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات، کوارتز و کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، کانی‌های رسی، اکسید آهن و کلریت می‌باشد که در منطقه چهارستون قرار گرفته است (شکل ۳).



شکل ۳- نمای از سنگ‌های متاولکانیک‌های منطقه چهارستون- دشوان، جهت دید عکس  $N330^\circ$ .

Fig. 3. View of the metavolcanic rocks of the Chaharsoton-Deshwan area, photo view  $N330^\circ$ .

### سنگ‌های پالئوسن

سنگ‌های با سن پالئوسن در منطقه گسترش دارند. این سنگ‌ها بیشتر شامل سنگ‌های رسوبی مانند سنگ‌آهک، شیل خاکستری، ماسه سنگ، کنگلومرا، شیست سبز، دولومیت و سنگ آذرین بازالت و سنگ دگرگونی متادیا باز می‌باشد.

#### واحدهای $pe^b$

این واحد در شمال گسترش زیادی دارد. در برگیرنده بازالت‌های اسپیلیتی دگرسان شده به همراه کمی از لایه‌های آهکی پلاژیک و کم‌تر شیست هستند. این واحدها با ضخامتی چند صد متر به رنگ عمومی سبز می‌باشد که رنگ سبز این واحد دگرگونی در حد شیست سبز است. بررسی سنگ‌نگاری نام این واحد را متابازالت، متادیا باز، متاندزیت، متادیا باز کوارتزار و گاه به علت دگرسانی شدید سنگ‌ها با نام سنگ آذرین به شدت دگرسان شده معرفی می‌کند. بافت به طور عمده بافت پورفیری و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و دیگر کانی‌های مافیک که اغلب به کانی‌های ثانویه تجزیه شده‌اند. نمونه‌هایی از این واحدهای سنگی در منطقه پکاچیک وجود دارد، اهالی از شیست‌های منطقه در عایق کاری ساختمان‌ها استفاده می‌کنند (شکل ۴).

### واحدهای $pe^{sch}$

این واحد در برگیرنده مجموعه‌ای از کلریت، موسکویت و کالک‌شیست به همراه لایه‌هایی از سنگ‌آهک و دولومیت است. سنگ‌آهک‌های توده‌ای واحد  $pe^1$  به حالت عدسی و یا با همبندی گسل‌ها درون این واحد نیز دیده می‌شوند و بخش کوچکی را در منطقه شمال شرق چهارستون - دشوان به خود اختصاص داده است.

### واحدهای $pe^{lm}$

شامل سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای، خاکستری و بنفش رنگ پلاژیک است که به مقدار کم دارای گدازه‌های بازالتی و در مناطقی همراه با مقداری شیل است. این واحد ضخامت متغییری دارد و لایه‌بندی آن نازک تا متوسط است.

سنگ آهک‌ها در بردارنده میکروچین‌های فراوانی بوده و در بعضی مناطق لکه‌های چرت به اشکال گوناگون در سطح سنگ‌ها دیده می‌شوند. این آهک‌ها به حالت عادی بر روی واحدهای  $pe^c$  و  $pe^{sh}$  یا در همبندی گسل‌ها بر روی واحدهای قدیمی‌تر جای گرفته‌اند. این واحدها به صورت نواری کشیده از شمال دشوان تا شمال دیرعلی کشیده شده است.



شکل ۴- شیست‌های دگرسان شده منطقه پاک‌چیک.

Fig. 4. Altered schistes in the Pakachik area.

و خاکستری رنگ پلاژیک است. گدازه‌های این واحد بیشتر دارای ساخت بالشی هستند و به همراه آن‌ها سنگ‌هایی از رادیولاریت قرمز رنگ و شیست سبز دیده می‌شوند (شکل ۵).

### واحدهای $p_e^{lb}$

این واحد در بخش مرکزی منطقه هودر و بخشی از دیرعلی قرار گرفته است و شامل تناوبی از سنگ‌های متابازالت و متادیاباز به همراه سنگ‌های بازیگ و سنگ‌آهک‌های نازک تا ضخیم لایه بنفش



شکل ۵- ساخت‌های بالشی در منطقه مورد مطالعه.

Fig. 5. Pillow structures in the study area.

کنگومرا، عدسی‌هایی از گچ است. این واحد به علت رخساره نرم، مورفولوژی‌هایی به نسبت ملایم را در منطقه هودر ساخته است.

### واحدهای $M^{cs}$

این واحد که بیشترین گستره‌ی نهشته‌های میوسن را می‌سازد. ضخامت بیش از چندین صد متر، در برگیرنده‌ی کنگومرای ضخیم لایه با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و شیل در منطقه هودر قرار گرفته است.

### واحدهای $Q^{t1}$

این واحد در برگیرنده پادگانه‌های قدیمی است که سطح به نسبت گسترده‌ای را پوشانده و از نظر سنگ‌شناسی از کنگومرای نیمه‌سخت تشکیل شده، این پادگانه‌ها به گونه افقی و دگرشیبی زاویه‌دار روی سازندهای کهنه‌تر را می‌پوشانند.

### واحدهای سنوزوئیک (ترشیاری)

سنگ‌های این واحد شامل دوره میوسن و کواترنری در شرق منطقه به طور چشم‌گیری در منطقه مورد پژوهش گسترده شده است.

### واحدهای $m^1$

شامل ضخامت متغییر از ۵ تا ۲۰ متر سنگ‌آهک کرم تا شیرری رنگ فسیلی، ریفی است که به طور هم شیب بر روی واحد  $M^c$  جای گرفته و گاه خود بدون قاعده کنگومرای به-طور دگرشیب روی نهشته‌های کهنه‌تر را می‌پوشاند. این واحدهای سنگی در منطقه هودر دیده می‌شود.

### واحدهای $M^{ms}$

این واحد در برگیرنده تناوبی از مارن و ماسه‌سنگ و شیل-های خاکستری متوسط تا نازک لایه با میان لایه‌هایی از

### سنگ‌های کمپلکس افیولیتی

سنگ‌های کمپلکس افیولیتی زون برشی در منطقه گوبه به چهارستون بخشی از سنگ‌های منطقه را می‌سازد که هر کدام از سنگ‌های تشکیل دهنده این زون سرگذشتی جداگانه دارند و در طی فرآیندهای ویژه تکتونیکی و رسوبی در کنار یکدیگر جای گرفته‌اند که شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز است. در بررسی‌های گذشته زمان درهم آمیختگی آن‌ها را همانند سایر

نقاط ایران به کرتاسه پسین نسبت داده‌اند ولی در منطقه بررسی شده، زمان درهم آمیختگی آن‌ها تا پالئوسن ادامه دارد. مجموعه کمپلکسی افیولیتی تشکیل دهنده این بخش متشکل از سنگ‌های اولترابازیک سرپانتینیت، بازیک (بازالت، دباباز و گابرو) متوسط (دیوریت و آندزیت) و سنگ‌های دگرگونی (شیست سبز، آمفیبولیت و گابرو) به همراه سنگ‌های رسوبی مانند آهک پلاژیک می‌باشد (شکل ۶).



شکل ۶- افیولیت ملانژ در منطقه گوبه، جهت دید عکس  $N320^{\circ}$ .

Fig. 6. Ophiolitic mélangé in Gobeh area, Photo view  $N320^{\circ}$ .

های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی - برشی متنوع و ایجاد درزه - شکستگی شده است که شواهد ساختاری و ریزساختاری نشان می‌دهد گسل‌ها فابریک‌های برشی شکل‌پذیر را قطع کرده است. روند کلی ساختارها از قبیل محور چین‌ها، امتداد گسل‌های راندگی شمال شرق - جنوب غرب است که نشان‌دهنده حداکثر کوتاه‌شدگی شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد. با توجه به نقشه گسل‌ها (شکل ۷) در منطقه مورد مطالعه گسل‌های فراوانی مشاهده شده است. شواهد بسیاری که حاکی از گسل‌خوردگی در ابعاد وسیع می‌باشد که این شواهد اعم از برش گسلی و گوژگسلی (شکل ۸)، سطوح برشی دارای خش لغزش و صفحات گسلی اندازه‌گیری شده (شکل ۹ جدول ۱)، خرد شدگی عمومی سازندهای سنگی، قطع شدگی ناگهانی لایه‌ها و غیره همگی از جمله دلایلی است که در ثبت محل گسل‌خوردگی به کار گرفته شده است. همچنین عملکرد گسل‌ها، به خصوص انواع راندگی با مؤلفه راست‌الغز راست‌گرد و فشارهای تکتونیکی ناشی از آن سبب ایجاد درز و شکاف‌های زیاد در این منطقه شده است.

جنبش‌های فرادیواره پی‌درپی گسل‌ها نسبت به هم باعث ایجاد درزه‌ها و گسل‌های مزدوج بسیاری شده است که به‌طور عمومی دارای مؤلفه  $\sigma_3$  نزدیک به قائم می‌باشند. انحراف  $\sigma_3$  از وضع قائم ناشی از وجود مؤلفه‌های جنبشی دیگری همانند مؤلفه‌های راست‌الغز گسل‌های شیب‌لغز معکوس است. بر روی فرادیواره گسل‌های راندگی منطقه، گسل‌هایی در خلاف جهت گسل‌های راندگی حرکت

### واحدهای dg

سنگی است به رنگ خاکستری متمایل به سبز با کانی‌های جهت یافته و با ترکیبی، به طور عمده دیوریت و کم‌تر گابرویی است. بافت آن از نگاه ماکروسکوپی، میکروگرانولار با کانی‌های بیشتر بیوتیت و فلدسپات است. در جاهایی حالت نیمه عمیق را دارد ولی در کل دارای دو نوع بافت ریز و درشت است که واحدهای درشت بلور در فاز بعدی به درون بخش‌های قدیمی‌تر نفوذ کرده است. در مطالعات پتروگرافی این سنگ‌ها دارای بافت بلاستیک و حاوی فنوکریست‌های عمده کوارتز - فلدسپات می‌باشد.

### ویژگی‌های ساختاری و ریزساختاری منطقه مورد

#### مطالعه

#### بررسی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه

عناصر و ابزارهای مهم ساختاری شناخت دگرشکلی و دست‌یابی به الگوی دگرشکلی ناحیه‌ای هستند. برای دست‌یابی به موقعیت ساختاری و تکتونیکی منطقه، تجزیه و تحلیل دقیق ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارها و ریزساختارهای باید صورت گیرد. بر مبنای برداشت‌ها و بررسی‌های صحرائی انجام گرفته در محدوده مورد مطالعه مشخص شد که چین‌خوردگی‌ها و گسل‌ها از ساختارهای اصلی کنترل کننده دگرشکلی در منطقه چهارستون - دشوان هستند. در محدوده مورد مطالعه، تحرک شدید گسل‌های معکوس، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک-

ها، شیست‌های سبز بر روی آمفیبولیت‌ها و متاریولیت‌های منطقه شده است.

### گسل باباعمر

این گسل نرمال بوده با امتداد شمال‌غربی - جنوب‌شرقی (N40°W) و شیب 50°NE در فاصله ۴/۵ کیلومتری چهارستون قرار دارد، طول این گسل در کوه بابانور تأثیر زیادی در رخنمون‌های منطقه قرار داده است.

### گسل اوربان

گسل اوربان امتداد لغز راست‌گرد با امتداد شرقی - غربی و با طول ۳ کیلومتر در محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود این گسل به علت مشخص نشدن صفحه گسل مقدار و جهت شیب آن مشخص نیست.

### گسل بابا ارزان

گسل بابا ارزان یک نوع گسل امتدادلغز راست‌گرد با راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی (N60°E) و طول ۲/۵ کیلومتر می‌باشد، این گسل باعث جابه‌جایی گسل راندگی گوبه در منطقه شده است. با توجه به شکل ۷ و جدول ۲ اکثر گسل‌های منطقه از نوع گسل‌های رانده می‌باشند. گسل‌های چهارستون - دشوان، گوبه، گولان، دیرعلی و پکاچیک از نوع رانده مؤلفه راستالغز راست‌گرد می‌باشند (شکل ۱۰).

### بررسی درزه‌ها در منطقه مورد مطالعه

درزه‌های یک منطقه شواهد خوبی برای پی بردن به میدان تنش و واتنش یک ناحیه و در کل ارائه یک مدل ساختاری مناسب می‌باشند. برای تجزیه و تحلیل دقیق درزه‌ها و تحلیل تنش‌ها در منطقه مورد مطالعه سه ایستگاه درزه‌خوردگی تعیین شد. این سه ایستگاه عبارتند از: ایستگاه اول (گوبه)، ایستگاه دوم (پکاچیک - دیرعلی سو) و ایستگاه سوم (چهارستون - دشوان) از منطقه مورد مطالعه در کل ۲۶۵ عدد درزه به صورت تصادفی اندازه‌گیری شده و نمودار گل‌سرخ‌ی امتداد درزه‌ها و تصویر استریوگرافی قطب درزه‌ها به صورت مجزا برای ایستگاه‌های اول، دوم و سوم رسم شده است و مشخص گردید که عمدتاً امتداد درزه‌های منطقه در جهت شمال‌شرق - جنوب‌غرب به موازات گسل‌های منطقه قرار دارند. در ایستگاه‌های دوم و سوم جهات فرعی شمال‌غرب - جنوب شرق برای درزه‌های منطقه نیز وجود دارد. در این منطقه درزه‌های پوست‌پیزی ناشی از برداشت بار در بازالت‌های دگرگون شده مشاهده می‌شود که در برخی از توده‌های سنگی که در هنگام تشکیل در زیر فشار لایه‌های روئین قرار گرفته‌اند مقداری انرژی ذخیره می‌شود پس از برداشت بار این انرژی به صورت تشکیل درزه‌های افقی بروز می‌یابد. درزه‌های پوست

کرده و گسل‌های قاشقی شکل نرمال را به وجود آورده است. میانگین موقعیت هندسی گسل چهارستون - دشوان N60°E/25°NW (شیب/امتداد) است. در سطوح برشی چهارستون - دشوان خش‌لغزهایی با موقعیت میانگین 14°، 294° (میل - روند) دیده می‌شود که یک جهت لغزش راستالغز راست‌گرد با مؤلفه‌ی راندگی را نشان می‌دهد (شکل ۹). گسل‌های اصلی منطقه مورد پژوهش عبارتند از (جدول ۱ و ۲ و شکل ۷):

### گسل راندگی چهارستون - دشوان

این گسل با راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب (N60°E) و شیب 25°NW به طول ۴۰ کیلومتر بوده (Fereidooni and Abasfam, 2014)، این گسل باعث رانده شدن بازالت‌ها و آهک‌های پلاژیک متعلق به پالئوسن بر روی واحدهای قدیمی و جوان منطقه شده است در فاصله ۴۷ کیلومتری شهرستان خوی قرار دارد. گسل‌های فرعی و منشعب نیز در این محدوده دارای جهت NE-SW هستند. این گسل‌ها باعث دگرشکلی سنگ‌ها و میلیونیتی شدن آن‌ها شده است. بیشتر سنگ‌های میلیونیتی منطقه در ارتباط با گسل چهارستون - دشوان می‌باشد (شکل ۹ - تصویر استریوگرافیکی سطح گسل).

### گسل راندگی گوبه

این گسل خوردگی با امتداد شمال‌شرق - جنوب‌غرب (N80°E) و شیب 18°N در حدفاصل دو روستای گوبه و گولان به خوبی نمایان شده است این گسل باعث رانده شدن بازالت‌ها، آهک‌های پلاژیک متعلق به پالئوسن و شیست‌های سبز و سنگ‌های آتشفشانی بر روی واحدهای دگرگونی منطقه از قبیل متاریولیت، متابازالت، آمفیبولیت، گنیس و مرمر منطقه شده است. طول این گسل در منطقه مورد مطالعه ۹ کیلومتر است.

### گسل گولان

این گسل با امتداد شمال‌شرق - جنوب‌غرب (N40°E) و شیب 75°SE به طول ۴ کیلومتر می‌باشد. این گسل در منطقه به صورت گسل امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه شیب لغز معکوس، باعث جابه‌جایی گسل گوبه در منطقه شده است.

### گسل راندگی دیرعلی

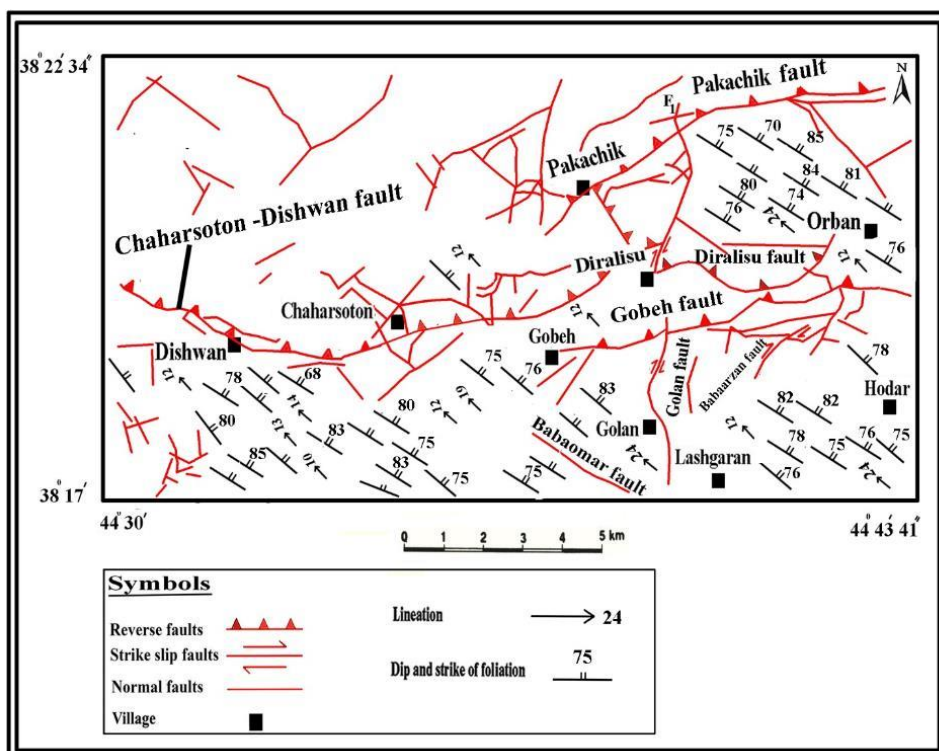
این گسل با راستای شمال‌شرق - جنوب‌شرق (N40°E) با شیب 40° به سمت شمال‌غرب می‌باشد. این گسل در حقیقت ادامه گسل چهارستون - دشوان و شاخه‌ای از گسل پکاچیک می‌باشد. طول این گسل در منطقه ۷/۸۹ کیلومتر می‌باشد.

### گسل راندگی پکاچیک

این گسل از ۳/۸ کیلومتری منطقه چهارستون - دشوان گذر می‌کند، امتداد این گسل شمال‌شرق - جنوب‌شرق (N55°E) و با شیب شمال‌غرب (45°NW) و طول آن ۸ کیلومتر است. عملکرد این گسل در منطقه باعث رانده شدن آهک‌های پلاژیک، متابازالت-

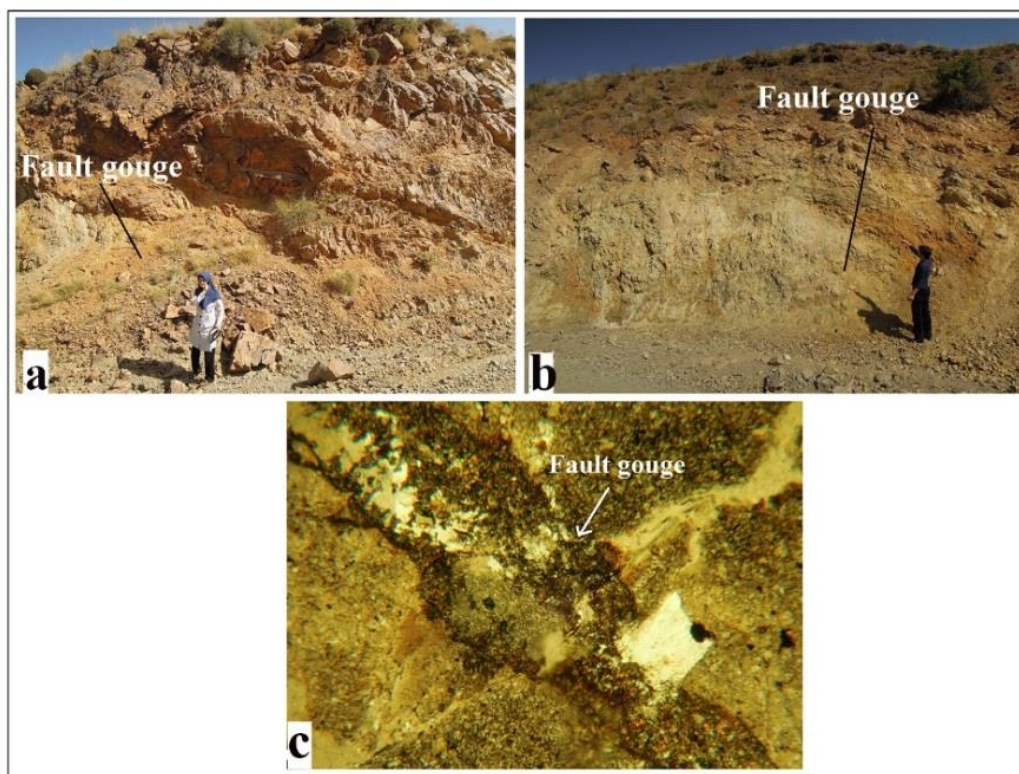


پیازی معمولاً در مناطقی که تنش فشارشی موازی سطح است یافت می‌شود (Holzhausen, 1989) (شکل ۱۱).

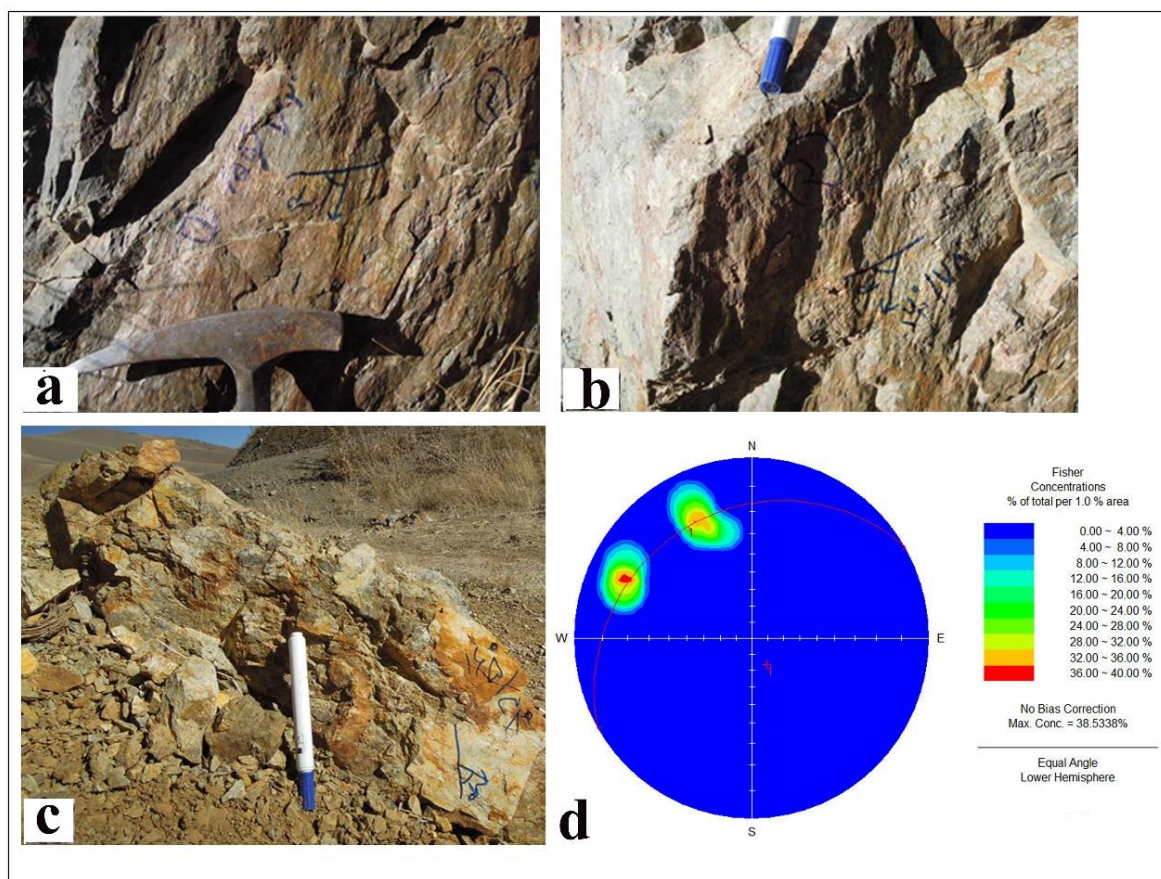


شکل ۷- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه.

Fig. 7. Structural map of the study area.



شکل ۸- (a-b) گوژ گسلی در منطقه گوبه و (c) گوژ گسلی در منطقه گوبه- گولان، پهنای دید عکس ۱ میلی‌متر، در نور پلاریزه  
Fig. 8. (a-b) Fault gouge in Gobeh area, and (c) Fault gouge in Gobeh- Golan area, width of view 1 mm, (XPL light).



شکل ۹- (a-c) خش لغزش‌ها روی سطح برشی گسل چهارستون - دشوان، جهت دید عکس در a:  $N330^{\circ}$ ; b:  $N306^{\circ}$ ; c:  $N304^{\circ}$  و (d) تصویر استریوگرافیکی از میل و روند خش لغزش‌ها بر روی سطح گسل چهارستون - دشوان.

Fig. 9. (a-c) Slickenlines on Chaharsoton-Dishwan fault shear surface, photo view (a):  $N330^{\circ}$ ; (b):  $N306^{\circ}$ , (c):  $N304^{\circ}$ , and (d) Stereographic projection of slickenlines plunge and trend on Chaharsoton-Dishwan fault surface.

جدول ۱- میل و روند خش لغزش‌ها بر روی سطح گسل چهارستون - دشوان.

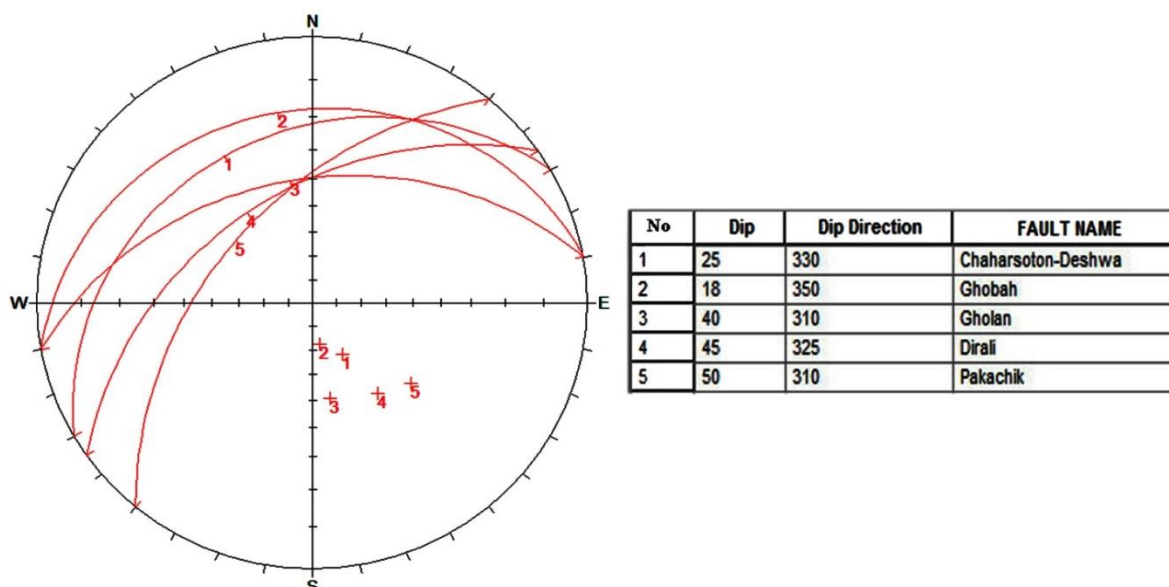
Table 1. Slickenlines plunge and trend on Chaharsoton-Dishwan fault surface.

No	Trend (degree)	Plunge (degree)
1	335	18
2	300	12
3	335	12
4	292	14
5	290	16
6	345	28
8	335	24

جدول ۲- مختصات گسل‌های منطقه مورد مطالعه.

Table 2. Faults coordinates of the study area.

No	Fault name	Faulting mechanism	Strike	Fault dip
1	Chaharsoton - Dishwan	Thrust	N60°E	25°NW
2	Gobeh	Thrust	N80°E	18°N
3	Golan	Thrust	N40°E	75°SE
4	Diralisu	Thrust	N40°E	40°NW
5	Pakachik	Thrust	N55°E	45°NW
6	Babaomar	Thrust	N40°W	50°NE
7	Orban	Dextral strike slip	E-S	—
8	Babaarzan	Dextral strike slip	N60°E	—

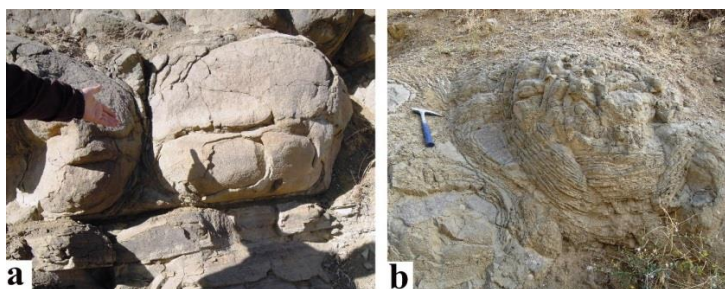


شکل ۱۰- ترسیم صفحات و قطب گسل‌های رانده در منطقه مورد مطالعه.

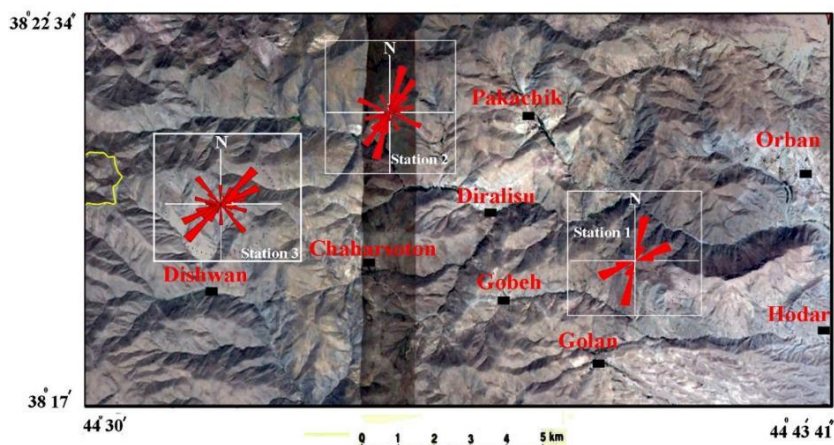
Fig. 10. Draw planes and poles of thrust faults in the study area.

گروه به ویژه در اطراف گسل‌های چهارستون - دشوان برای تعیین سازکار گسل‌ها استفاده شده است. علاوه بر این درزه‌ها که با گسل‌ها زاویه می‌سازند، دسته‌ای دیگر نیز موازی با گسل‌ها هستند و در راستای شمال غرب - جنوب شرق ناحیه تأثیر به‌سزایی داشته است (شکل ۱۲).

با توجه به نمودارهای مربوط به گل‌سرخ‌ی نشان داده شده بر روی نقشه منطقه، تشابه زیاد این سه ایستگاه با هم دیگر وجود دارد و ارتباط هرچه بیشتر درزه‌ها با گسل‌های منطقه را به اثبات می‌رساند. پس درزه‌های ناحیه مربوط به گسل‌ها می‌باشد که معمولاً در اطراف گسل‌ها متمرکز هستند و با کلسیت و کوارتز پرشده‌اند. این



شکل ۱۱- (b-a) درزه‌های پوست پیازی در منطقه لشگران، جهت دید عکس  $N275^{\circ}$ .  
 Fig. 11. (a-b) Exfoliation joints in Gobe Lashgaran, photo view  $N275^{\circ}$ .



شکل ۱۲- نمودار گل‌سرخ‌ی امتداد درزه‌ها در منطقه مورد مطالعه.  
 Fig. 12. Rose diagrams of joint strikes in the study area.

در منطقه چهارستون - دشوان اغلب سطح محوری چین‌های نامتقارن شیب‌دار می‌باشند. در این منطقه تمایل این چین‌ها به طرف شمال شرق است و فروانی آنها از شمال غرب به طرف شمال شرق بیشتر می‌شود. در صورتی که چین‌ها هم زمان با برش ایجاد شده باشند یک حالت چین برگشته را از خود نشان می‌دهند و این چین‌های نامتقارن می‌توانند سمت حرکت را در زون‌های برشی را نشان دهند. زیرا لولای چین تحت تأثیر پیشرفت تغییرشکل دچار چرخش می‌شود و در صورتی که سطح این چین‌های برگشته ترسیم شود با دیواره زون برشی زاویه حاده‌ای می‌سازد که جهت زاویه حاده نشان دهنده جهت حرکت در زون برشی است. در برخی از مناطق مورد مطالعه به علت واتنش بالا برگواری منطقه به صورت چین نامتقارن از نوع S شکل چین خورده‌اند. در منطقه مورد مطالعه، چین‌های برشی از نوع Z سوی حرکت راست‌گرد را نشان می‌دهد. هر چقدر به گسل چهارستون - دشوان نزدیک‌تر می‌شویم نامتقارنی چین‌ها شدیدتر می‌شود به طوری که برگ‌وارگی‌های موجود در سنگ‌های منطقه اکثراً چین‌خورده‌گی برشی از نوع S را گرفته‌اند (شکل ۱۳). در منطقه مورد مطالعه، چین‌های کششی S شکل در زون‌های برشی معکوس و چین‌های کششی Z شکل در زون‌های برشی امتدادلغز تشکیل شده‌اند. در این منطقه، چین‌های نامتقارن برشی از نوع S شکل و Z شکل در محل لولای چین و خطواره‌هایی با زاویه نسبت به خط لولا، در یال چین‌ها نشان دهنده

### چین‌خوردگی در منطقه مورد مطالعه

چین‌خوردگی‌های منطقه در واتنش زیاد مناطق برشی شکل-پذیر در اثر تحمیل یک برش ساده ناهمگن پدید می‌آیند و در طول برش ساده به تدریج ممکن است محور چین‌ها به طور انفعالی رفتار کند و به سوی برش چرخش نماید و در تغییر شکل‌های زیاد با جهت برش موازی شود. چین‌خوردگی‌های منطقه چهارستون - دشوان به خاطر شرایط فیزیکی و شیمیایی بیشتر در سنگ‌های دگرگونی منطقه ایجاد شده‌اند و با بررسی برگواری‌ها و خطوارگی‌های منطقه مشخص شد که وضعیت هندسی این عناصر در نقاط مختلف، متفاوت است که ناشی از چین‌خوردگی می‌باشد. چین‌خوردگی‌های منطقه مورد مطالعه عبارتند از: ۱- چین‌های برشی از نوع S و Z شکل، ۲- چین هم‌شیب، ۳- چین غلافی و ۴- چین‌خوردگی مکرر.

### چین‌های کشیدگی از نوع S و Z شکل

از ویژگی‌های بارز منطقه برشی وجود چین‌های کشیدگی (Drag folds) می‌باشد. از مهم‌ترین چین‌های کشیدگی که جهت سوی برش را در یک منطقه می‌تواند نشان دهد چین‌های نامتقارن برشی از نوع S و Z شکل می‌باشد. جهت‌یافتگی محور آنها شمال-غرب - جنوب‌شرق موازی با خطوارگی کشیدگی منطقه می‌باشد که خمیده بودن آنها از ویژگی‌های چین‌ها در زون‌های برشی می‌باشد.

ایجاد می‌گردند. چنین چین‌هایی می‌توانند در هر زمانی از گسترش دگرشکلی پیشرونده غیرهم‌محور ساخته شوند. این نوع چین‌ها در آمفیبولیت‌های گنیسی میلونیتی در روستای دیرعلی قابل مشاهده است. در سطوح رخنمون‌های سطحی، چین‌های غلافی در زون برشی چهارستون - دشوان به صورت چشم‌های بیضوی شکل که توسط حلقه‌های سنگی احاطه شده‌اند ظاهر می‌شوند (شکل ۱۵). محور طویل این چین‌ها موازی با خطواره میلونیتی منطقه می‌باشد و شکل‌شان منعکس کننده‌ی نوع برش هستند. چین‌های غلافی منطقه در طول زون برشی شمال شرق - جنوب غرب در جهت راست‌گرد تشکیل شده‌اند. در این منطقه معمولاً خطواره‌های با جهت میل شمال غرب توسط چین‌های کشیده، چین‌خورده و تشکیل چین‌های غیراستوانه‌ای داده‌اند راستای و میل محور چین مذکور  $32^{\circ} W / 13^{\circ} N$  و  $25^{\circ} W / 20^{\circ} N$  است (شکل ۱۵).

### چین خوردگی مکرر

از چین‌هایی که در منطقه مورد مطالعه گسترش فراوانی دارند چین‌های مکرر است. Moores و Twiss (۲۰۱۷) معتقدند در مناطقی که به صورت پیچیده دگرریخت شده‌اند مانند بخش‌های مرکزی کمربندهای کوهزایی، لایه‌های چین‌خورده الگوهایی از خود نشان می‌دهند که در آن چین‌های قدیمی توسط یک سری یا بیشتر از چین‌های جوان‌تر متأثر گردیده‌اند، این چین‌خوردگی را چین‌خوردگی مکرر و هر سری از چین‌ها را یک مرحله چین می‌نامند. در منطقه چهارستون - دشوان چین‌های فرعی مکرر مشاهده می‌شود. در این منطقه چین‌های مکرر در سنگ‌های دگرگون شده الگوی تداخلی نوع III (Ramsay and Huber, 1987) را نشان می‌دهند.

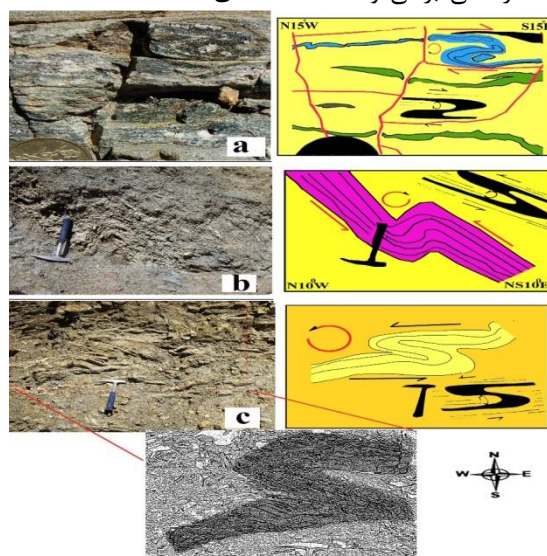
حرکات خمشی - لغزشی در آنها است (Haji Hosseinlou, 2015).

### چین هم‌شیب در منطقه مورد مطالعه

از جالب‌ترین و مهمترین چین‌خوردگی‌ها، چین‌های هم‌شیب در پهنه‌های میلونیتی است از ویژگی‌های شاخص این نوع چین - خوردگی این است که در تمام این نوع چین‌خوردگی امتداد یال‌ها با هم موازی و موازی با زون برشی می‌باشد، راستای این یال‌ها راستای کشیدگی در پهنه‌های میلونیتی را نشان می‌دهد و به موازات خطوارگی کشیدگی می‌باشد (Haji Hosseinlou and Padidar, 2015). از دیگر چین‌های منطقه مورد مطالعه چین‌های هم‌شیب می‌باشد که در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر دیرعلی دیده می‌شود. این چین‌ها در سنگ‌های گابرو میلونیتی منطقه شرق دیرعلی سو مشاهده می‌شود و زاویه بین دو یال در آن‌ها کم‌تر از  $10^{\circ}$  درجه است. جهت‌یافتگی محور چین‌های هم‌شیب اغلب روند شمال شرق - جنوب غرب را نشان می‌دهد (شکل ۱۴).

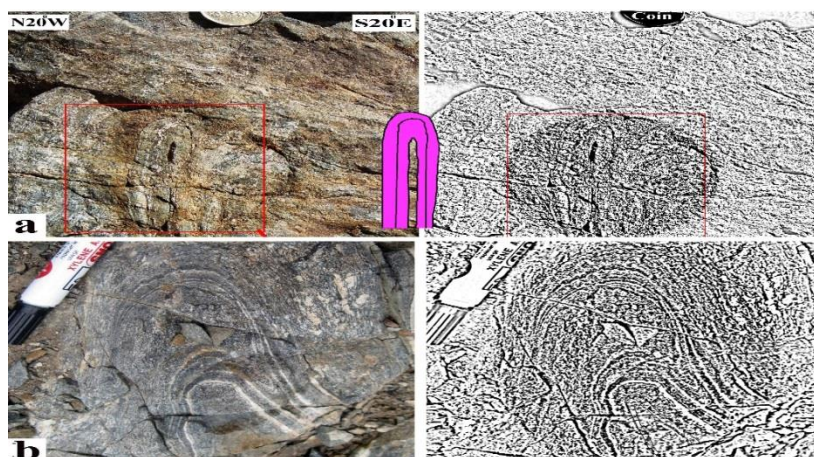
### چین غلافی

در پیرامون منطقه مورد مطالعه چین‌های شکل‌پذیر از نوع غلافی (Sheath folds) به چشم می‌خورد که به وضوح در شمال شرق روستای دیرعلی در اثر اختلاف مقاومت توده سنگ و در شرایط برش شکل‌پذیر دیده می‌شود. چین‌های غلافی عبارتند از چین‌های غیراستوانه‌ای که در زون‌های برشی گسترش زیادی دارند (Haji Hosseinlou et al., 2015). به خصوص در سنگ‌های میلونیتی که در زون‌های برشی گسترش می‌یابد وجود چین‌ها از جمله چین‌های از نوع غلافی معمول می‌باشد که از چین‌خوردن برگوارگی میلونیتی واقع در زون برشی در طول یک دگرشکلی برشی واحد



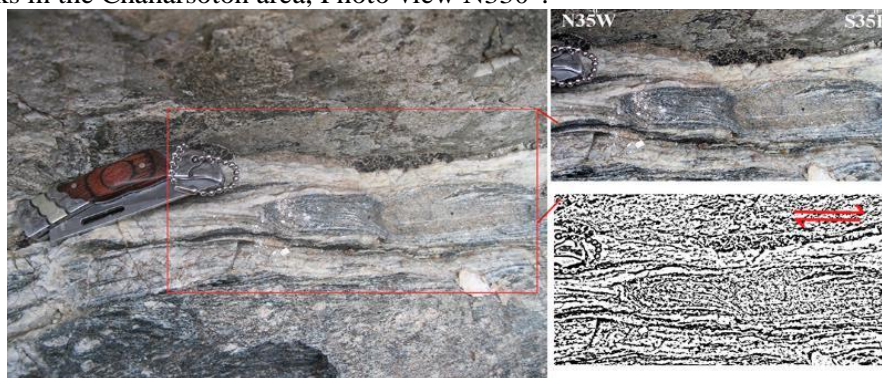
شکل ۱۳- (a) چین‌خوردگی کشیدگی از نوع Z شکل در سنگ‌های آمفیبولیت گنیسی در نزدیکی زون گسل چهارستون - دشوان، نوع برش راست‌گرد می‌باشد، (b) برگ‌وارگی‌های چین‌خورده از نوع S شکل در شرق منطقه پاکچیک، نوع برش چپ‌گرد می‌باشد و (c) برگ‌واره‌های چین‌خورده از نوع S شکل در منطقه دیرعلی سو، نوع برش چپ‌گرد می‌باشد.

Fig. 13. (a) Z-shaped drag folding in gneiss amphibolite rocks in near of the Chaharsoton- Dishwan fault zone, dextral shear sense, (b) S-shaped folding foliations in east of the Pakachik area, dextral shear sense, and (c) S-shaped folding foliations in the Diralisu area, dextral shear sense.



شکل ۱۴- (a) چین هم شیب در گابرو میلونیتی منطقه شرق دیرعلی و (b) چین هم شیب در آمفیبولیت گنیسی منطقه چهارستون، جهت دید عکس  $330^{\circ}N$ .

Fig. 14. (a) Isoclinal fold in mylonitic gabbro rocks in the Diralisu area and (b) Isoclinal fold in gneiss amphibolite rocks in the Chaharsoton area, Photo view  $330^{\circ}N$ .



شکل ۱۵- چین غلافی در آمفیبولیت های میلونیتی در شمال شرق منطقه دیرعلی سو، نوع برش راست گرد می باشد.

Fig. 15. Sheath fold in mylonitic amphibolite rocks in northeast Diralisu area, dextral shear sense.

و بررسی های صحرایی در مورد چین های منطقه سه گروه اصلی چین در منطقه چهارستون - دشوان مورد بحث می باشد. چین های با راستای محوری  $N35^{\circ}E$  و سوی پلانژ شمال شرقی، چین های با راستای محوری  $N85^{\circ}E$  و سوی پلانژ شمال شرقی، چین های با امتداد محوری  $N80^{\circ}W$  و سوی پلانژ شمال غربی مشاهده می شود. به طور کلی چین های مکرر قدیمی در این منطقه نامتقارن و صفحه محوری آن ها دارای امتداد شمال غرب و شیب جنوب غرب  $N42^{\circ}W, 75^{\circ}SW$  (شیب - امتداد) هستند (شکل ۱۶).

#### پورفیروکلاست گوشته ای (Mantled porphyroclast)

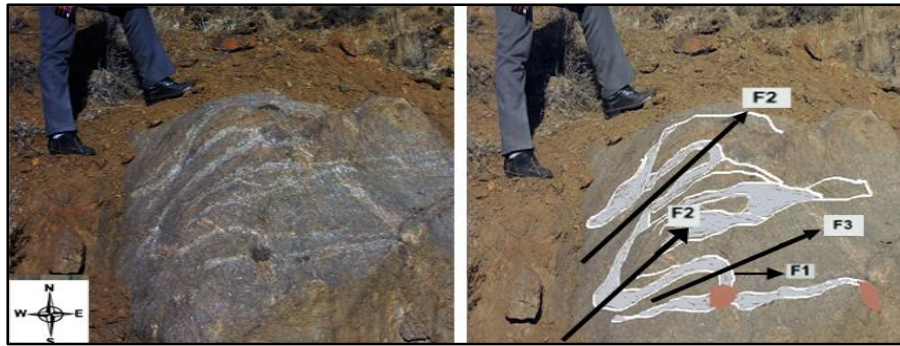
پورفیروکلاست (پورفیری آواری) به قطعات گرد شده چند بلوری که در داخل خمیره ای که نسبت به آن ها دانه ریز می باشد گفته می شود. این ساختار بیشتر در گابروهای میلونیتی و شیبست های میلونیتی منطقه مورد مطالعه دیده می شود. پورفیروکلاست های گوشته ای از بلور منفرد مرکزی و پوشش دانه ریز از بلور هم جنس تشکیل شده اند. پوشش دارای بلورهای ریز ممکن است به صورت دنباله دگرریخت شده باشند که در دو طرف از پورفیروکلاست به موازات اجزای کشیده شده در میلونیت ادامه دارند (Haji Hosseinlou et al., 2015). شکل a و b

در منطقه مورد مطالعه سه مرحله چین خوردگی قابل مشاهده است که با مرحله های مختلف برگوارگی گسترش یافته با آن ها قابل شناسایی هستند. مرحله اول چین خوردگی (F1) و مرحله دوم چین خوردگی (F2)، چین هایی که داری سطح محوری تقریباً موازی یکدیگر هستند و مرحله سوم چین خوردگی (F3) که به صورت الگوی تداخلی نوع اول (گنبد و حوضه) مشاهده می گردد. ایجاد این سه مرحله چین خوردگی را تحت تأثیر مرحله دگرشکلی متفاوت می توان در نظر گرفت: مرحله اول (F1): صفحه محوری اولین مرحله های (F1) از چین های نامتقارن دارای جهت یافتگی  $N80^{\circ}W, 65^{\circ}NE$  (شیب - امتداد) است که عمود با راندگی چهارستون - دشوان می باشد. جهت راستای تنش در مرحله اول شمال شرقی - جنوب غربی که عمود بر راستای صفحه محوری است. مرحله دوم (F2): صفحه محوری دارای راستای شمال شرقی - جنوب غربی می باشد و شیب صفحه محوری در این مرحله حدود  $35^{\circ}$  درجه است. مرحله سوم (F3): دارای روند شمال شرقی - جنوب غربی می باشد و شیب صفحه محوری در این مرحله حدود  $60^{\circ}$  درجه است. گسل های معکوس با جهت شیب به سمت جنوب، جنوب شرق در طول یال های چین خوردگی F3 دیده می شود. با مطالعات

(۳) به شکل متوازی‌الاضلاع هستند. در انواع بلورهای ماهی‌گون، زاویه بین محور طولی بلورهای ماهی‌گون با صفحه برش شکل‌پذیر در این زون حدود  $24^{\circ}$  -  $0^{\circ}$  می‌باشد. در داخل شیست‌های میلونیتی در منطقه گولان در جنوب‌شرقی منطقه مورد مطالعه، بلور پیروکسن ماهی به شکل متوازی‌الاضلاع لوزی شکل و موازی با برگواگی مشاهده می‌شود. بلورهای درشت کوارتز در زمینه ریز میلونیت دیده می‌شود (شکل ۱۸a). میکاماهی در داخل گابرو میلونیتی در این منطقه طبق تقسیم‌بندی Ten Grotenhuis و همکاران (۲۰۰۳) در گروه ۵ قرار می‌گیرد (شکل ۱۸b). در این حالت پله‌شدگی در میکا و بال‌هایشان گسترش پیدا می‌کنند. کوارتزها در زمینه تجدید تبلور دینامیکی یافته‌اند و برگواگی مایلی را ایجاد کرده‌اند. میکاماهی به شکل سیگموئید در منطقه در داخل کابروهای میلونیتی بیشتر گسترش دارند.

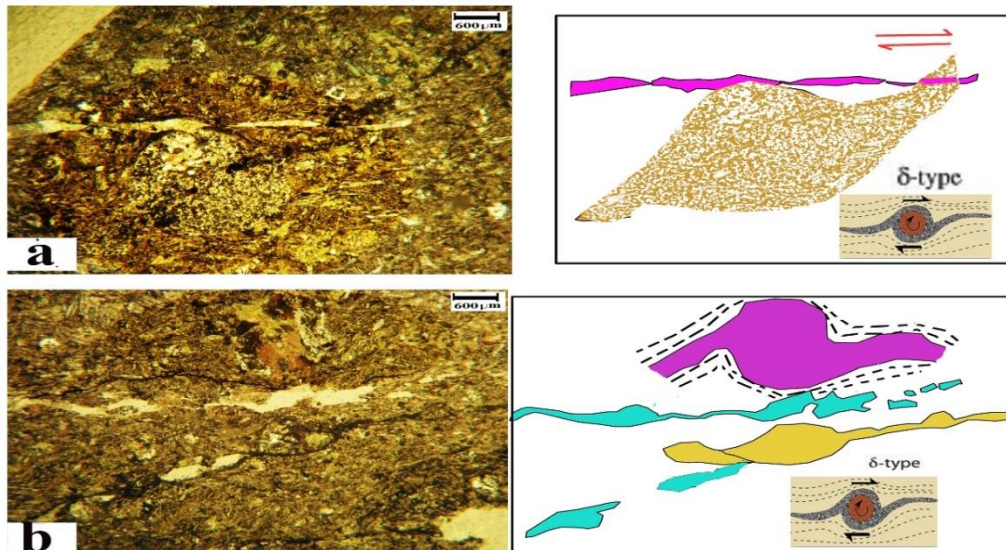
پورفیروکلاست پوششی نوع  $\delta$  در فلدسپار پتاسیم‌دار در شیست میلونیتی در منطقه گولان را نشان می‌دهد. در میلونیت‌های با واتنش بالا پورفیروکلاست‌های نوع  $\delta$  تشکیل می‌شود. با توجه به این که اکثر پورفیروکلاست‌های پوششی در منطقه مورد مطالعه از نوع  $\delta$  می‌باشند می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که در این منطقه نرخ واتنش بالا است.

بلورهای ماهی‌گون معمول‌ترین نشان‌گر سوی برش شکل‌پذیر در منطقه مورد مطالعه در مقیاس میکرو هستند. بلورهای ماهی‌گون پورفیروکلاست منفرد لوزی و عدسی شکل کشیده هستند که در میلونیت‌ها معمول می‌باشند (Haji Hosseinlou, 2016). در مقاطع نازک مطالعه شده از منطقه مورد پژوهش، کوارتز، فلدسپار، موسکوویت، بیوتیت و گارنت شکل ماهی از خود نشان می‌دهند. بر اساس ریخت‌شناسی در این منطقه، بلورهای ماهی‌گون را به سه شکل تقسیم‌بندی شده‌اند که شامل: (۱) سیگموئید، (۲) کشیده و



شکل ۱۶- چین خوردگی مکرر (الگوی تداخلی نوع سوم Ramsay and Huber, 1987) در منطقه‌ی چهارستون - دشوان.

Fig. 16. Refolded folding [Type 3 interference pattern; Ramsay and Huber (1987)] in the Chaharsoton-Dishwan area.



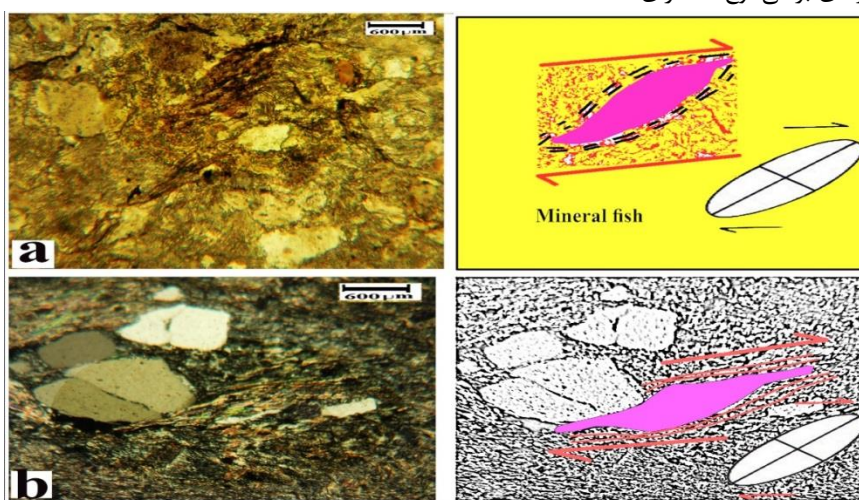
شکل ۱۷- (a-b) شیست میلونیتی با پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای نوع  $\delta$  (مرکز) با جنس فلدسپار پتاسیم‌دار از منطقه گولان، در این منطقه اغلب پورفیروکلاست‌ها گوشته‌ای حالت پله‌ای را نشان می‌دهند. روبان کوارتز بالای پورفیروکلاست (a) و زیر پورفیروکلاست (b) حالت بودین شده را از خود نشان می‌دهد. برش موازی با خطوارگی و عمود بر برگواگی است، نوع برش در تصاویر راست‌گرد است.

Fig. 17 (a-b) Mylonitic schist with a  $\delta$  type mantled porphyroblast of K-feldspar (centre) from Golan area, in this area, often mantled porphyroblasts show stair-step. Quartz ribbons above the porphyroblast (a) and bottom the porphyroblast (b) are boudinaged. Section parallel to the stretching lineation and normal to the foliation. Shear sense in all photographs is dextral (XPL light).

**باند‌های برشی C-S**

$N315^{\circ}$  و نوارهای برشی نوع C دارای امتداد  $N22^{\circ}E$  هستند. در سطح برگوارگی میلوئیتی این سنگ‌ها، پورفیروکلاست‌های گوشته-ای فلدسپات و بلورهای ماهی‌گون جهت برش به سمت شمال شرق را نشان می‌دهند که حرکت راست‌گرد را در منطقه مورد پژوهش تأیید می‌کند. در شکل ۱۹ باند برشی C-S بر روی گابروهای میلوئیتی چهارستون - دشوان، علاوه بر ساختار C-S، فلدسپات ماهی گروه ۱ و پورفیروکلاست‌ها با حاشیه‌های واکنشی مشاهده می‌شود، ساختار پورفیروکلاست گوشته‌ای از نوع  $\sigma$  از فلدسپار پتاسیم‌دار در این شکل در مقیاس سانتی‌متر را نشان می‌دهد. صفحات C افقی و S روندی از قسمت راست بالا به طرف چپ پایین دارند و بین صفحات C واقعند، نوع برش در منطقه راست‌گرد است.

این ساختارها در منطقه مورد مطالعه در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در گابروهای میلوئیتی چهارستون - دشوان، شیب‌ها و متابازیت‌ها، آمفیبولیت‌های میلوئیتی در پاره‌ای از مناطق نظیر منطقه گولان، دیرعلی‌سو، جنوب شرق پکاچیک، غرب لشگران و اوربان مشاهده می‌گردد. در گابرو میلوئیت‌های چهارستون - دشوان باند‌های برشی نوع C با فاصله خیلی کمی از هم قرار دارند. فاصله این نوارها با شدت واتنش بالا از یکدیگر ۱۰ تا ۳۰ سانتی‌متر بوده و شیب آن‌ها نزدیک به قائم است ( $90^{\circ}-73^{\circ}$ ). در این مناطق برگوارگی میلوئیتی و نوارهای برشی نوع C خیلی به هم نزدیک و حتی بر هم منطبق می‌شوند، اما در پاره‌ای مناطق باند‌های برشی نوع C وجود دارد که با زاویه  $22^{\circ}$  درجه نسبت به نوارهای برشی نوع C قرار می‌گیرند. نوارهای برشی نوع C دارای امتداد  $N335^{\circ}$  -



شکل ۱۸- (a) بلور پیروکسن ماهی به شکل متوازی‌الاضلاع لوزی شکل از منطقه گولان و (b) بلور میکاماهی به شکل سیگموئیدال از ناحیه چهارستون - دشوان، برش موازی با خطوارگی و عمود بر برگوارگی است، نوع برش در تصاویر راست‌گرد است.

Fig. 18. (a) Rhomboidal shaped pyroxene fish from Golan area and (b) Sigmoida shaped mica fish from Chaharsoton-Dishwan area, Section parallel to the stretching lineation and normal to the foliation. Shear sense in all photographs is dextral, (XPL light).

**برگوارگی و خطوارگی میلوئیتی**

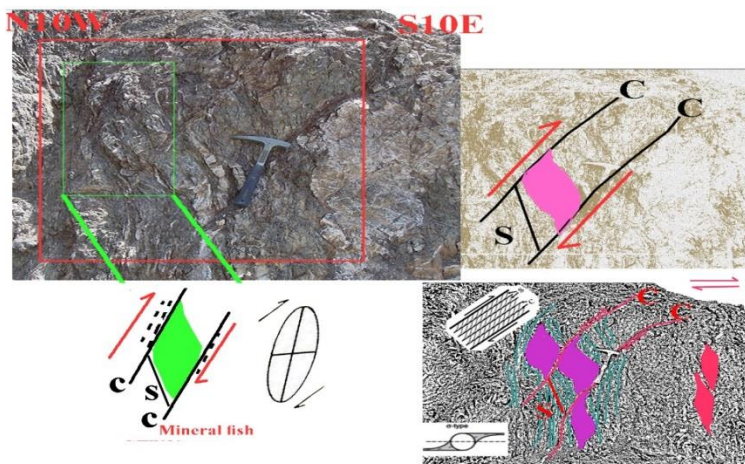
$N42^{\circ}W$  تا  $N34^{\circ}W$  و  $N58^{\circ}E$  تا  $N51^{\circ}E$  و روند خطوارگی - های میلوئیتی  $N57^{\circ}W$  تا  $N41^{\circ}W$  و  $N65^{\circ}E$  تا  $N40^{\circ}E$  و  $N09^{\circ}E$  است که مهم‌ترین آن‌ها همان  $N65^{\circ}W$  تا  $N40^{\circ}W$  می‌باشد. در زون‌های برشی اندازه پورفیروکلاست‌ها به ترتیب از مرکز زون برشی به اطراف زیادتر می‌شود آن چنان که در مرکز زون برشی بافت میلوئیت‌ها در عمل سری اولترامیلونیت میل می‌کند و میلوئیت روبانی پدید می‌آید. در میلوئیت‌های مرمری و پاره‌ای از آمفیبولیت‌ها (توده‌های گابرویی میلوئیتی شده) چین‌های غلافی و چین‌های هم شیب خوابیده دیده می‌شوند. در آمفیبولیت‌هایی که برگوارگی با فاصله کم به خوبی تشکیل شده و سنگ در عمل به یک میلوئیت با روبان‌بندی ریز تبدیل شده است ادامه دگرشکلی موجب بروز چین‌های کنگره‌ای زیادی شده است که خود باعث ایجاد یک برگوارگی  $S_2$  شده‌اند. در منطقه گولان، کلیواژ کنگره‌ای

میلوئیت‌ها، گسترده‌ترین نوع سنگ‌های دگرگونی در این منطقه می‌باشند که مطالعه روابط پورفیروکلاست‌ها و زمینه در این سنگ‌ها و نیز مطالعات صحرایی بزرگ مقیاس نشان داده می‌شود که میلوئیت‌های منطقه مورد مطالعه از دیدگاه سنگ اولیه دو گونه - اند: ۱- میلوئیت‌های حاصل از میلوئیتی‌شدن سنگ‌های گابرو و الترامافیک، ۲- میلوئیت‌های حاصل از دگرگونی و دگرشکلی میلوئیتی سنگ‌های گرانیتوئیدی، به طور کلی در این منطقه میلوئیت‌ها دارای دو راستای کلی هستند: الف) راستای شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی، راستای شمال شرقی - جنوب غربی در پهنه میلوئیتی چهارستون - دشوان، گولان و دیرعلی‌سو چیرگی دارد و دیگر راستا بر بخش‌های دیگر حاکم است. راستاهای برگوارگی در میلوئیت به ترتیب اهمیت عبارتند از:



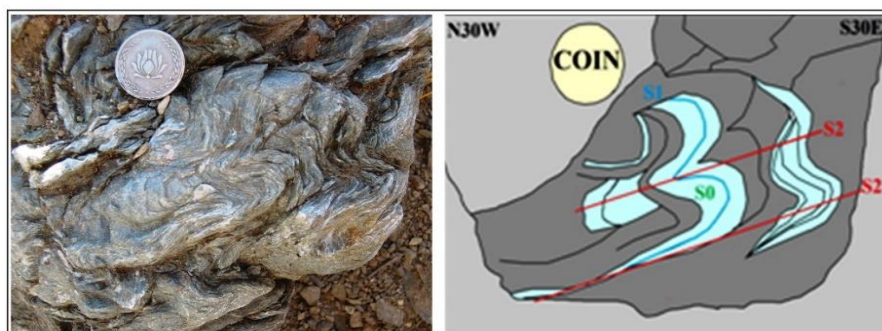
دیده می شود که به معنای دو فاز چین خوردگی نیست اینها نشان-گر دگرشکلی شکل پذیر هستند.

در تالک شیست ایجاد برگوارگی  $S_2$  کرده است ( $S_0$  خود لایه بندی،  $S_1$  موازی لایه بندی،  $S_2$  لایه بندی را قطع کرده است) (شکل ۲۰). بنابراین در میلونیت ها گاهی بر اثر ادامه دگرشکلی دو برگوارگی



شکل ۱۹- باند برشی C-S و گابرو میلونیتی با پورفیروکلاست از نوع  $\sigma$  از فلدسپار پتاسیم دار در چهارستون - دشوان.

Fig. 19. S-C shear band and mylonitic gabbro with a  $\sigma$  type mantled porphyroblast of K-feldspar in the Chaharsoton-Dishwan area.



شکل ۲۰- کلیواژ کنگره ای در تالک شیست منطقه گولان.

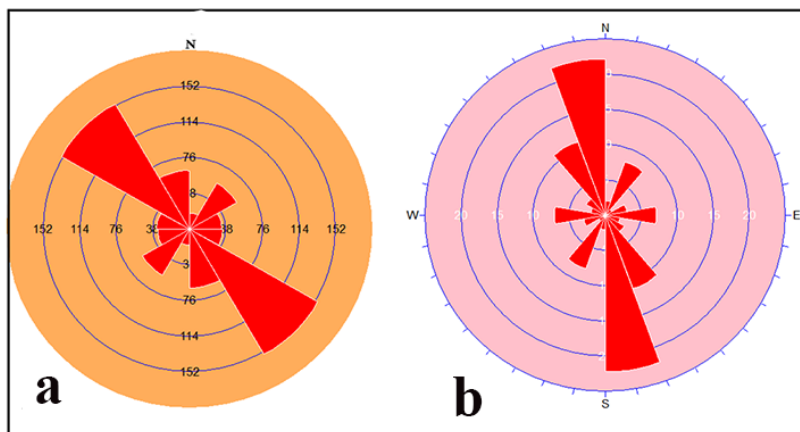
Fig. 20. Crenulation cleavage in talc schist from Golan area.

برگوارگی های کل منطقه شمال غرب - جنوب شرق می باشد (شکل ۲۱) و شیب آنها متغیر به سمت شمال شرق - جنوب غرب است جهت شیب شمال شرق بیشتر است. غالب خط وارگی های منطقه از نوع خطوارگی های میلونیتی می باشند ولی گاهی نیز خطوارگی های کانیاپی نیز مشاهده می گردند از ویژگی های بارز این خط وارگی ها این است که همیشه در ارتباط با برگوارگی ها هستند و بر روی آنها قرار می گیرند و توسعه برگوارگی و خط وارگی ها همزمان می باشد. از ویژگی های دیگر این خطوارگی ها، شیب کم آنها و به طور کلی غالب خطوارگی ها دارای بیشترین مقدار بین ۱۰ تا ۳۲ درجه می باشند. این خطوارگی ها دارای دو روند اصلی هستند که جهت روند اول شمال غرب است و بعدی شرق - جنوب شرق می باشد (شکل ۲۱) برخی نیز پراکندگی هایی به غیر از روندهای ذکر شده نشان می دهند. تحلیل کینماتیکی راستاها و جهت شیب در این گروه داده ها، از آنجایی که تمامی خطوارگی ها، خطوارگی های میلونیتی (کشیدگی) در ارتباط با برش می باشند در ارتباط با مکانیسم های دگرشکلی برش و عملکرد پهنه برش می باشد. بعضی از این تغییرات

از دیدگاه ساختاری و پتروفابریک، میلونیت های منطقه مورد مطالعه دارای همه ویژگی های فابریکی میلونیت های کلاسیک هستند. در واحدهای am و dg و  $Mt^{mt}$  یک برگوارگی میلونیتی هم سو با جهت کلی زون برشی و روی این برگوارگی یک خطوارگی کشیدگی به روشنی دیده می شود. چین های غلافی و چین های کنگره ای از ویژگی های ساختاری میلونیت های منطقه است. برای تعیین سوی برش از همه ویژگی های میلونیت های کلاسیک که در این منطقه نیز دیده شده مانند: انواع پرفیروکلاست ها، باندهای برشی، میکاماهی و فیبرهای کوارتزی، رگه های کششی، برگوارگی مایل و ریزگسل های هم سو استفاده شده است. کلیه بررسی های ساختاری در این میلونیت ها نشان از آن دارد که این سنگ ها در زون های برشی غیر هم محور و از نوع همگن تکوین یافته اند. از نظر تکتونیکی و کینماتیکی، مشخصه اصلی برگوارگی های این منطقه شیب متوسط تا زیاد آنها است بطوری که غالباً دارای شیب مساوی و یا بیش از ۵۰ درجه می باشند و بر روی سطح این برگوارگی ها، خطوارگی کششی قرار می گیرد. بیشینه راستای تقریبی غالب

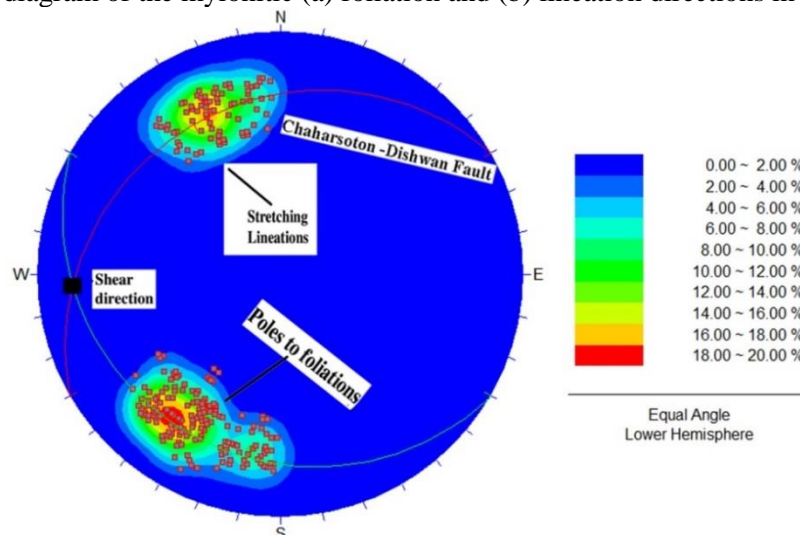
آمفیبولیت‌های میلونیتی موجود در این پهنه برشی که دارای مجموعه‌ای از فابریک‌های ساختاری باندهای برشی، میکا ماهی و پورفایروکلاست‌های گوشته‌ای هستند) هندسه پهنه‌ی برشی امتدادلغز راست‌گرد را در این زون برشی (چهارستون - دشوان) نشان می‌دهد (شکل ۲۲).

را شاید بتوان با چرخش برگوارگی‌هایی با جهات شیب متفاوت توجیه کرد ولی به نظر می‌رسد این ویژگی بیشتر به دلیل مکانیسم عملکرد زون های دگرشکلی منطقه است. حضور شیب زیاد برگوارگی میلونیتی با امتداد شمال غرب - جنوب شرق و هم راستا بودن خطوارگی کششی (میلونیتی) با امتداد برگوارگی میلونیتی و میل بسیار کم آن (اغلب در گابروها و شیست‌های میلونیتی و



شکل ۲۱- دیاگرام گل‌سرخ‌ی از جهات برگوارگی (a) و خطوارگی (b) میلونیتی در منطقه مورد مطالعه.

Fig. 21. Rose diagram of the mylonitic (a) foliation and (b) lineation directions in the study area.



شکل ۲۲- جهت‌یافتگی برگوارگی و خطوارگی کششی در منطقه مورد مطالعه.

Fig. 22. Orientation of the foliation and of the stretching lineation in the study area.

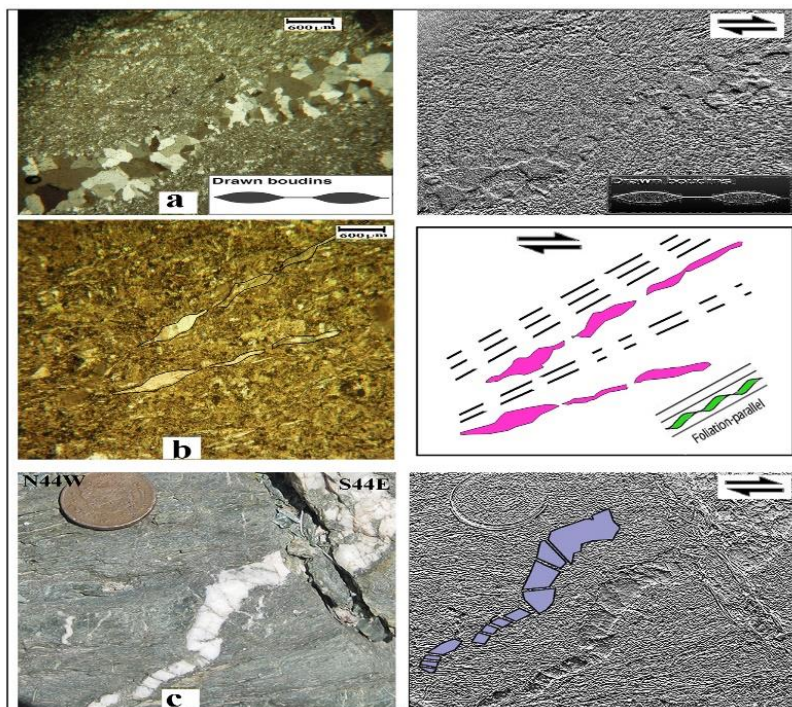
شود. مطالعه این نواحی نیز می‌تواند در تعیین تغییرات شرایط دگرگونی هنگام دگرریختی پیشرونده بسیار مؤثر باشند. از میکروبودیناها می‌توان به عنوان مقیاسی برای اندازه‌گیری مقدار واتنش استفاده کرد (Haji Hosseinlou, 2016). برگواره‌ی آناستوموزینگ برگواره‌ی غالب در این منطقه می‌باشد. پهنه‌های برگوارگی از اجتماع بیوتیت و مسکوویت (M-domain) تشکیل شده‌اند و پهنه‌های میکروولیتونی اجتماعی از کوارتز مونوکریستالین، کوارتز پلی کریستالین، فلدسپات‌ها و خرده‌سنگ (گرانیتی) می‌باشد. در بعضی قسمت‌ها برگواره دچار کشیدگی شده و بودینه شده است. این ساختار نشان‌دهنده‌ی کششی است که در امتداد برگوارگی

### ساخت بودین و میکروبودینا

از ساخت‌های جالبی که در این منطقه مشاهده می‌شود ساخت بودین و میکروبودینا است. بودینا‌هایی که در اثر کشش در کانی-های کشیده و در مقیاس میکروسکوپی به وجود می‌آیند به میکروبودینا موسومند. ساخت‌های به وجود آمده در بخش‌های گردن این بودیناها بسیار شبیه سایه‌های واتنشی و رگه‌های کششی است. میکروبودیناها به وسیله مجموعه کانی‌هایی که در گردن آن‌ها رشد می‌کنند می‌توانند نشان دهنده شرایط دگرگونی، هنگام دگرریختی باشند. در برخی مواقع، رشد دانه‌ها هنگام تشکیل میکروبودینا، باعث به وجود آمدن حالت ناحیه‌بندی در بلورها می-

های فلدسپات رخ داده است. در این منطقه حضور بودین‌های چین-خورده و برهم سوار شده را می‌توان به وسیله دگرشکلی‌های با برش ساده و محض توجیه نمود. وجود بودین‌های چین‌خورده نشان‌گر عملکرد متوالی یک فاز کششی و به دنبال آن یک فاز فشارشی است. کشیدگی در سنگ منجر به تشکیل بودین‌ها و فشار بعدی در آن منجر به چین‌خوردن بودین‌های اولیه و لغزش آن‌ها بر روی یکدیگر می‌شود. با آن که این ساختار می‌تواند حاصل از تغییر سیستم اصلی تنش باشد، در عین حال می‌تواند نتیجه یک دگرشکلی پیشرونده برش ساده نیز باشد. در پیشروی یک دگرشکلی با برش ساده بسیاری از ساختارهایی که قبلاً در حال کشش بوده‌اند در مراحل نهایی تحت تأثیر فشارش قرار می‌گیرند (شکل ۲۳c).

عمل کرده است (شکل ۲۳a). در شکل ۲۳a کشیدگی در طول برگوارگی و ایجاد میکروبودیناژ نامتقارن در پورفایروکلاست‌های کوارتز در گرانیت میلونیتی در شمال اوربان را نشان می‌دهد. بودیناژ موازی برگوارگی منطقه از نوع بودین کششی است که در گروه بودین‌های لغزشی ناهم‌سو و نامتقارن قرار گرفته و دارای شکل زاویه‌دار با شیب زیاد به سمت بخش بیرونی و جابه‌جایی نسبی کم می‌باشد. این بودین‌ها به علت شکل نامتقارن (مونوکلینیک) برای تعیین نوع برش و دگرشکلی‌های برشی ساده پیش‌رونده مورد استفاده قرار می‌گیرند. این نوع بودین، در شیست‌های میلونیتی گولان در مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شوند (شکل ۲۳b). ساختار بودیناژ و چین در آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه بر روی رگه-



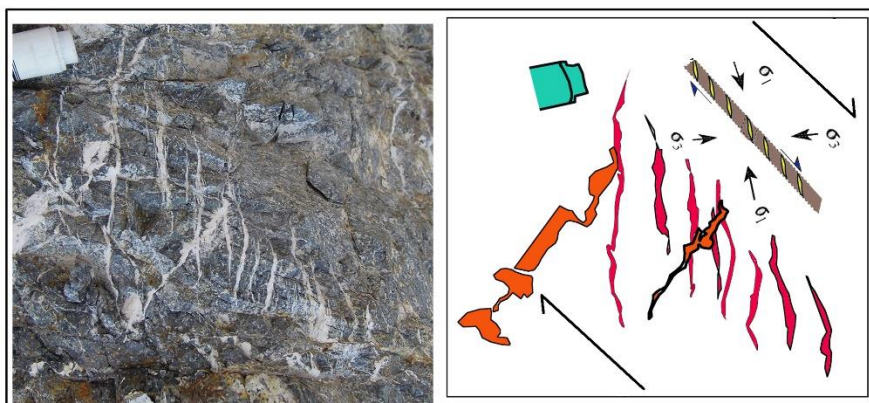
شکل ۲۳- (a) میکروبودیناژ کوارتز در گرانیت میلونیتی، شمال اوربان، نور پلاریزه، (b) میکروبودیناژ در شیست میلونیتی، منطقه گولان، نور پلاریزه و (c) چین‌خوردگی لایه فلدسپات در آمفیبولیت، شمال غرب منطقه اوربان.

Fig. 23. (a) Microboudinage of quartz in mylonitic granite, north Orban, (XPL light), (b) Microboudinage of feldspar in mylonitic schist, Golan, (XPL light), and (c) Folding of boudinaged feldspar layers in amphibolite, northwest Orban.

این رگه‌ها در ابتدا باز شده و جهت‌گیری می‌نمایند. Haji Hosseini (۲۰۱۶) اعتقاد دارد که رگه‌های پوششی در زون-های برشی شکنا - شکل‌پذیر تشکیل می‌شوند و همیشه زون‌های برشی شکل‌پذیر را قطع می‌کنند و ایجاد این رگه‌ها در ارتباط با حرکات برشی شکل‌پذیر تشکیل می‌شوند. شکل ۲۴ رگه‌های پوششی (از جنس فلدسپار-کوارتز) را که تحت شرایط شکنا - شکل‌پذیر ایجاد شده است نشان می‌دهند. این رگه‌ها تحت تأثیر برش ساده راست‌گرد تشکیل می‌گردند. که روند کلی رگه‌های پوششی را در منطقه مورد مطالعه در جهت شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد.

### رگه‌های پوششی در منطقه‌ی مورد مطالعه

رگه‌های پوششی در مقیاس مزوسکوپی از ساختارهای دیگر منطقه می‌باشند. رگه‌های پوششی سوی حرکت و تنش‌های وارده را نشان می‌دهند. وجود این ساختارها در منطقه مورد مطالعه دلیل بر جابه‌جایی‌های جوان‌تر می‌باشند که دیگر ساختارهای منطقه را قطع می‌کنند. در منطقه چهارستون - دشوان رگه‌های پوششی توسعه فراوانی یافته‌اند و در قسمت‌های مختلف مشاهده می‌گردند ولی بهترین توسعه‌یافتگی را در نزدیکی پاسگاه مرزی دشوان از خود نشان می‌دهند. در یک زون برشی ساده عمود بر محور کوچک‌ترین تنش تراکمی ( $\sigma_3$ ) و موازی با محور بزرگ‌ترین تنش تراکمی ( $\sigma_1$ )



شکل ۲۴- رگه‌های پوششی در منطقه چهارستون- دشوان، سوی برش راست‌گرد.

Fig. 24. En-echelon veins in the Chaharsoton-Dishwan area, dextral shear sense.

### بحث

مطالعات ژئوتومتری و ژئوبارومتری منطقه نشان می‌دهد که میلیونیتی شدن در شرایط رخساره شسیت سبز (حرارت بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه و فشار بین ۳ تا ۶ کیلوبار) و در حد عبور از این رخساره به رخساره آمفیبولیت (شرایط زیررخساره‌ی اپیدوت آمفیبولیت) روی داده است (Khodabandeh et al., 2002). با توجه به اطلاعات حاصله از مطالعات ساختاری و ریزساختاری منطقه مورد پژوهش مشخص می‌گردد که ساختارهای حاصله هم از نوع دمای بالا و هم از نوع دمای پایین می‌باشند. به طوری که از مهم‌ترین ساختارهای دمای بالا می‌توان به خمش ماکل در پلاژیوکلازها، چین‌خوردگی باندهای کوارتز و فلدسپاری، کشیدگی و نواری شدن فلدسپارها، ساختارهای پورفیروکلاستی نامتقارن  $\delta$  در بسیاری از آکالی فلدسپارها، بدون چین‌خوردگی سنگ‌های درون‌گیر اشاره‌گیر کرد. از مهم‌ترین ساختارهای دمای پایین در این منطقه می‌توان پورفیروکلاست‌های قطعه - قطعه شده فلدسپات در میلیونیت‌های منطقه (Trouw et al., 2010)، خرد شدن دینامیکی فلدسپار و کوارتز، خاموشی موجی در کوارتز و غیره اشاره کرد.

بر اساس مقاطع نازک مطالعه شده و بررسی‌های صحرایی و تحلیل داده‌های صحرایی و دستگاهی، حوادث منطقه مورد مطالعه را می‌توان نتیجه چهار فاز دگرشکلی در نظر گرفت که در زیر به تشریح هر یک از این فازها پرداخته می‌شود:

فاز دگرشکلی  $D_1$ : اولین فاز اعمالی در منطقه است. به دلیل تأثیر فازهای دگرشکلی بعدی بر روی اولین فاز دگرشکلی، آثار و شواهد این فاز دگرشکلی نسبتاً مبهم می‌باشد. برگوارگی‌های سطح محوری  $S_1$  که با ادامه‌ی دگرشکلی به حالت موازی با لایه بندی در آمده‌اند را می‌توان از آثار این دگرشکلی دانست. این فاز باعث چین‌خوردگی سنگ‌ها در اعماق شده و برگواره غالب ( $S_1$ ) در منطقه شکل گرفته است این برگواره هم زمان با دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه توسعه یافته است. در این فاز تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال غربی- جنوب شرقی قرار دارد و نوع دگرشکلی شکل‌پذیر که نشانگر برش راست‌گرد می‌باشد.

فاز دگرشکلی  $D_2$ : دومین فاز دگرشکلی به وقوع پیوسته در این ناحیه، فاز دگرشکلی شکل‌پذیر  $D_2$  است این فاز تحت تأثیر مؤلفه‌های کوتاه شدگی عمود بر زون‌های برشی حاصل گردیده است.

نشانگر اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. شاخص‌هایی نظیر پورفیروکلاست‌های نوع  $\delta$  و  $\delta$  که در منطقه مورد مطالعه در سنگ‌های گابرو و شسیت میلیونیتی منطقه به وفور دیده می‌شود که می‌توان حاصل کوتاه شدگی در راستای مذکور دانست. این فاز متأثر از ادامه کوتاه شدگی در راستای عمود بر زون برشی و در راستای شمال غربی - جنوب شرقی بوده و از ساختارهای تشکیل شده از این نسل دگرشکلی می‌توان برگوارگی‌های کنگره‌ای ایجاد شده در اثر چین خوردگی صفحات برگواره  $S_1$  را در اکثر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه برشمرد. رگه‌ها و چین‌های غلافی در طی این دگرشکلی پیشرونده، تولید شده‌اند. تشکیل چین‌های غلافی بیان‌گر وجود برش شدید در این مرحله از دگرشکلی می‌باشد. بودن‌ها نیز در طی این دگرشکلی پیشرونده و از دگرشکلی رگه‌ها (کشیدگی رگه‌ها) حاصل شده‌اند. برگوارگی  $S_2$  برگوارگی چیره در منطقه می‌باشد. خطوارگی کانی و خطوارگی میلیونیتی در طی این مرحله دگرشکلی پیشرونده تشکیل شده‌اند. براساس شواهد ساختاری مشخص می‌گردد که عامل این دگرشکلی نیروهای ناشی از حرکت امتداد لغز گسل‌ها در راستای NNW بوده است که به توسعه فابریک میلیونیتی در گابروها و شسیت‌ها نیز منجر شده است.

فاز دگرشکلی  $D_3$ : سومین دگرشکلی با زون برشی شکنا - شکل‌پذیر در زون برشی همراه است. فشارش با راستای شمال غربی - جنوب شرقی را می‌توان از جمله عوامل ایجاد این دگرشکلی محسوب نمود و نشانگر اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. حضور بودیناژ چین‌خورده و میکروبودیناژ در رخنمون‌های آمفیبولیت‌های میلیونیتی منطقه اوربان نشان دهنده‌ی تشکیل این ساختارها در زون‌های برشی معکوس در نواحی مورد نظر می‌باشد. از دیگر فازهای این مرحله از دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه چین‌خوردگی‌های نوع  $S$  می‌باشد در این گونه چین‌ها هیچ آثاری از ایجاد برگوارگی سطح محوری مشاهده نمی‌گردد.

فاز دگرشکلی  $D_4$ : فاز دگرشکلی چهارم  $D_4$  آخرین فاز دگرشکلی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه می‌باشد که باعث ایجاد رگه‌های پوششی در رخنمون‌های گابرو منطقه مورد مطالعه رخ می‌دهد. که نمی‌توان سن دقیقی برای این فاز دگرشکلی تعیین نمود. وقوع این فاز در طی دوران سنوزوئیک بوده و موجب گسترش

۴- در منطقه مورد مطالعه ریزساختارهای دگرشکلی و مجموعه کانی‌های دگرگونی، شرایط درجه حرارت بالا در طول میلونیتی شدن (منطقه چهارستون - دشوان، گولان و دیرعلی) نشان می‌دهد. مهم‌ترین مکانیسم‌های دگرشکلی شامل برگوارگی میلونیتی، کلیواژهای نواری برشی از نوع S-C، بلور ماهی‌گون و پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای مشاهده شده است. بیشتر نشان-گرهای سوی برش در زون‌های برش درجه بالا هستند همانند: باندهای برشی، بلور ماهی‌گون و پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای.

۵- چهار فاز دگرشکلی در منطقه تشخیص داده شده است (D<sub>1</sub>-D<sub>4</sub>). اولین فاز اعمالی در منطقه D<sub>1</sub> و D<sub>2</sub> است. این فازها به وسیله برگوارگی سطح محوری S<sub>1</sub> و S<sub>2</sub> تشخیص داده شده‌اند. در این فاز تنش  $\sigma_1$  راستای شمال غربی- جنوب شرقی دارد که نوع دگرشکل شکل‌پذیر و راست‌گرد را دارد. سومین فاز اعمالی در منطقه D<sub>3</sub> است. پورفیروکلاست‌های موجود در سنگ‌های شیست و گابرو میلونیتی بیانگر دگرشکلی شکنا - شکل‌پذیر در منطقه می‌باشد، که در این فاز راستای تنش  $\sigma_1$  شمال غربی - جنوب شرقی و جهت برش راست‌گرد می‌باشد. فاز D<sub>4</sub> توسط رگه‌های پوششی در سنگ‌های آمفیبولیتی رخ می‌دهد که دگرشکلی در این فاز شکل-پذیر می‌باشد.

۶- شیب زیاد برگوارگی میلونیتی با امتداد شمال غرب - جنوب شرق و موازی بودن روند خطوارگی کشیدگی با امتداد برگوارگی میلونیتی و میل بسیار کم آن، هندسه زون برشی امتداد لغز را نشان می‌دهد. مطالعه فابریک‌های این زون در برش‌های موازی با خط-وارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی تعیین کننده نوع برش در آن می‌باشد. فابریک S/C یکی از تعیین کننده‌های مهم نوع حرکت در این منطقه می‌باشد که جابه‌جایی برشی امتدادلغز راست-گرد را در این زون برشی مشخص می‌سازد. پس ساختارهای نشان-گر سوی برش مانند فابریک‌های S/C، باندهای برشی، چین‌های برشی، بلورهای ماهی‌گون و پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای نشان می‌دهد که دگرشکلی منطقه رژیم تکتونیکی امتدادلغز - فشارشی مایل راست‌گرد را نشان می‌دهد. در نهایت مدل ساختاری امتدادلغز - فشارشی مایل راست‌گرد جهت تکامل ساختاری منطقه چهارستون- دشوان ارائه گردید.

ساختارهای مرتبط با حرکات برشی در منطقه گردیده و بعضی ساختارهای جوان را ایجاد کرده‌اند. مدل پیشنهادی منطقه مورد مطالعه از نوع امتداد لغز - فشارشی راست‌گرد است. وجود ساختارهای پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای  $\delta$  و باندهای برشی C-S حرکات امتداد لغز شدیدی را در منطقه نمایان می‌کنند و همچنین مشاهده گسل‌های معکوس فراوان بیان‌گر راندگی در این منطقه می‌باشد. بنابراین می‌توان این ناحیه را با مدل امتدادلغز - فشارشی راست‌گرد توجیه کرد.

### نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد نمایش داده شده در منطقه مورد مطالعه و بحث‌های انجام شده در ارتباط با آن‌ها، نتایج زیر حاصل شده است:

۱- نشان‌گرهای جنبشی منطقه مورد مطالعه عبارتند از: پورفیروکلاست‌هایی با تقارن مونوکلینیک، توسعه برگوارگی میلونیتی (فابریک C-S)، خطوارگی ناشی از کشیده شدن کانی‌های مقاوم، چین‌های نامتقارن برشی از نوع Z شکل، ساختارهای هم سو با جهت برش، وجود میکاهای ماهی شکل که در سرتاسر منطقه دگرشکل راست‌گرد را نشان می‌دهند که سوی برش هر یک از زون-های برشی عمدتاً با استفاده از ریزساختارها و ساختارها تعیین شده است. این شواهد دگرشکلی نشان دهنده‌ی این است که این ساختارها در یک زون برشی ناهم محور تشکیل شده‌اند.

۲- در رخنمون‌های منطقه، دگرشکلی شکنا با وجود دو دسته گسل که در طی یک مرحله‌ی دگرشکلی به وجود آمده‌اند، نمود دارد. این گسل‌ها راستای شمال غرب - جنوب شرق تا راستای شمال شرق - جنوب غرب دارند دارای مکانیسم معکوس و امتدادلغز می‌باشند که نشان‌دهنده‌ی تقسیم‌شدگی واتنش در طی دگرشکلی شکنا می‌باشد.

۳- در محدوده مورد مطالعه، تحرک شدید گسل‌های معکوس از نوع راندگی، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی - برشی متنوع و ایجاد درزه - شکستگی شده است که شواهد میکروسکوپی، مزوسکوپی و در مقیاس نقشه نشان می‌دهد گسل‌ها فابریک‌های برشی شکل‌پذیر را قطع کرده است.

### منابع

- Fereidooni, D., Abasfam, A., 2014. Seismic hazard assessment of the city of Khoy using deterministic and probabilistic seismic hazard analysis approaches. Quarterly Iranian Journal of Geology 30, 11-12.
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26, 683-693.
- Haji Hosseinlou, H., 2015. Kinematics of Transpressional Deformation Zones in the Urmia Fault Zone, Northwest Iran. Iranian Journal of Earth Sciences 7, 59-67.
- Haji Hosseinlou, H., 2016. Petrofabric. Islamic Azad University Khoy Branch, pp. 334.
- Haji Hosseinlou, H., Padidar, R., 2015. Shear structures and microstructures analysis in along Aboulfazl thrust, NE Khoy. Advanced Applied Geology 5, 60-76.
- Haji Hosseinlou, H., Solgi, A., Mohajjel, M., Pourkermani, 2015. Deformation partitioning in response to inclined transpression collision of Arabian plate with west Alborz-to azarbayjan block, the Khoy shear zone. Scientific Quarterly Journal, Geoscience 24, 181-196.
- Holzhausen, G.R., 1989. Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions, Engineering. Geology 27, 225 -278.
- Khodabandeh, A.A., Soltanni, G.A., Sartipi, A.H., Emami, M.H., 2002. Geological map of Iran, 1:100,000 series sheet Salmas, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 366.

- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Volume I: Strain Analysis. London Academic Press, p.307.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X-H, Santos, J.F, R.J., Griffin, W.L., Ghorbani, G., Sarebani, N., 2017. Neoproterozoic Magmatic Flare-up along the N. Margin of Gondwana: The Taknar Complex, NE Iran. Earth and Planetary Science Letters 474, 83-93.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R. A.J., Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. Tectonophysics 372, 1-21.
- Trouw, T.R.A., Rudolph, A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. Atlas of Mylonites- and related microstructures, Springer, pp.322.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. Structural Geology, New York: Freeman, W.H. Freeman, p.736.

