Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Winter 2026, Vol. 15 (4): 126 - 144

Research Article

Investigation of deformation and kinematic characteristics of the shear zone in northwest Alvand

Leili Izadikian[1]*, Ashraf Torkian[1], Mohaddeseh Taheri[1]

1- Department of Geology, Faculty of Basic Science, Bu-Ali University, Hamedan, Iran.

Keywords: *Shear zone, temperature, vorticity, deformation, Alvand.*

1-Introduction

Orogenic belts are often associated with crustal-scale shear zones that control the tectono-metamorphic evolution of continents (Fossen & Cavalcante, 2017). Oblique convergence of continental plates gives rise to widespread transgressional systems that undergo general non-coaxial deformation, incorporating both shortening and lateral motion of the plates (Jones et al., 2004). Analysis of transpression in orogenic belts indicates that slip partitioning along convergent margins is influenced by the direction and angle of plate motion (Mohajjel & Fergusson, 2000; Zhang & Teyssier, 2013; Festa et al., 2015; McCaffrey, 1992; Liu et al., 1995; Teyssier et al., 1995). Exhumed mylonitic zones within transpressional belts provide key tools for investigating the structure and kinematics of rocks transported from depth to the Earth's surface (Sarkarinejad & Goftari, 2019). In such zones, non-coaxial deformation typically occurs with both simple shear and pure shear components (Passchier & Urai, 1988; Wallis, 1992; Wallis et al., 1993; Fossen & Tikoff, 1993; Simpson & De Paor, 1993). Kinematic vorticity numbers (Wk) are dimensionless parameters used to determine the relative proportions of simple shear and pure shear in high-strain regions, expressing the relationship between strain and internal rotation (Truesdell, 1953; Means et al., 1980; Xypolias, 2010). In recent decades, various indicators and methods have been proposed to quantify the proportion of the non-coaxial component of flow (Passchier, 1987; Wallis et al., 1993; Simpson & De Paor, 1997; Jessup et al., 2007; Das et al., 2016). Recent studies on the Zagros orogenic belt have reported significant advances in vorticity analysis (Sarkarinejad & Azizi, 2008; Sarkarinejad & Derikvand, 2017; Behyari & Kanabi, 2019a, b; Sheikholeslami et al., 2019). These works presented vorticity values for transpressive zones in the hinterland of the Zagros belt and demonstrated that many zones consist of a combination of simple shear and pure shear components, representing general shear. The Alvand intrusive body hosts multiple shear zones showing different mechanisms, which may have formed in relation to the emplacement of the intrusion. In this paper, one of the shear zones located in the northwest of Alvand is investigated.

2-Material and methods

For the study of microstructures at the microscopic scale, oriented samples were collected in the XZ plane (perpendicular to foliation and parallel to lineation). The prepared thin sections were examined under a polarizing microscope from mineralogical, Petro fabric, and microstructural perspectives to determine the shear sense. To analyze the vorticity of the shear zone, plagioclase porphyroclasts suitable for measurement in the two principal planes, XZ and ZY, were selected. The required angles and the degree of ellipticity of plagioclase crystals were then measured using EllipseFit software, and the necessary diagrams were subsequently plotted in Excel.

* Corresponding author: l.izadi@basu.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2026.50748.2537
Received: 2025-10-04
Accepted: 2026-02-17

ISSN: 2717-0764

3-Results and discussions

Microstructures of quartz and feldspar in shear zones are important tools for estimating deformation temperatures. Based on experimental and field studies, each type of dynamic recrystallization mechanism in quartz occurs within a specific temperature range (Passchier and Trouw, 2005) (Fig.1). In the studied samples, dynamic recrystallization of quartz and feldspar is widespread. Feldspar exhibits higher resistance to deformation compared to quartz, making its dynamic recrystallization more difficult; it generally activates at temperatures above 450–500 °C and commonly develops at temperatures exceeding 600 °C. At lower temperatures, feldspar mostly behaves in a brittle manner and only undergoes plastic deformation and recrystallization at higher temperatures (Stipp et al., 2002; Tullis and Yund, 1985).

Among the microstructural features of quartz, grain boundary area reduction and grain boundary migration are commonly observed in thin sections. Grain boundary migration in quartz typically becomes active at temperatures above approximately 500–550 °C, while grain boundary area reduction indicates a tendency of the system to minimize surface energy, which is enhanced under higher temperatures and prolonged strain.

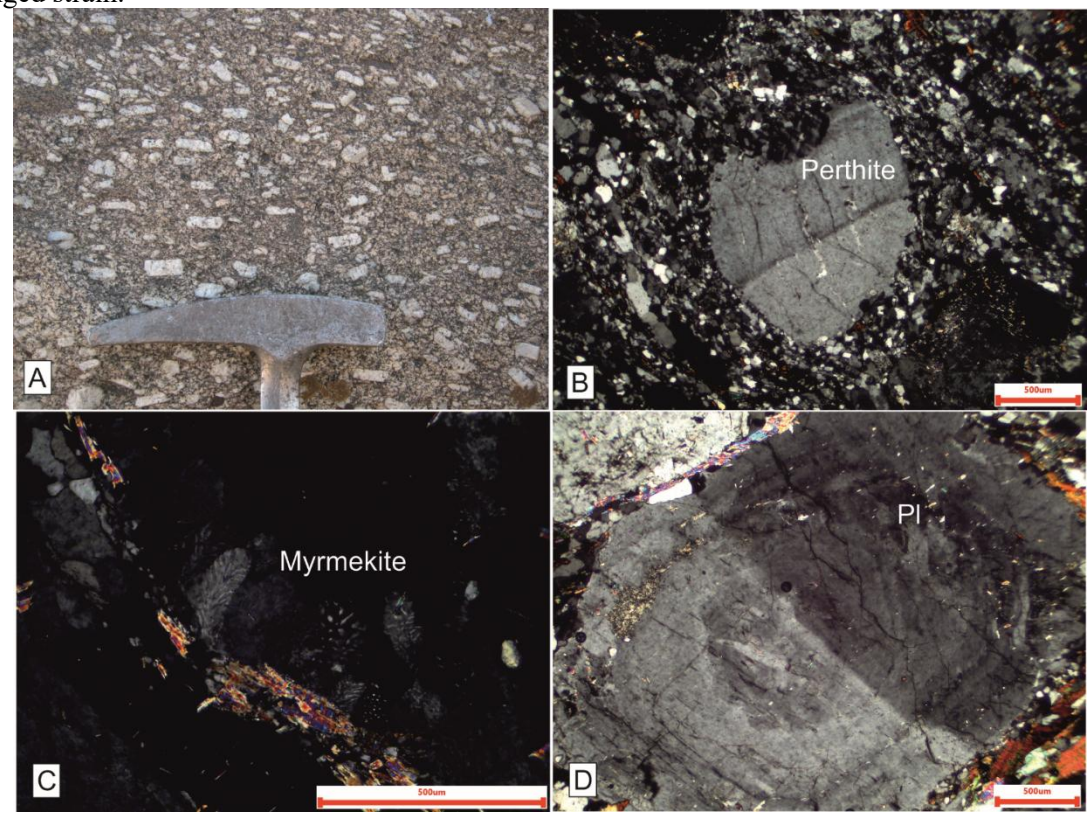


Fig1.

Vorticity values obtained from the studied shear zone (0.7–0.8) indicate that the zone experienced general shear deformation. Such values suggest that deformation was neither entirely simple shear nor purely pure shear but a combination of both components (Wallis et al., 1993; Xypolias, 2010). The simultaneous presence of simple shear and pure shear components implies that, in addition to shear displacement, flattening also played a significant role in deformation. This pattern is consistent with thrust-related shear zones in compressional regimes, where convergent forces enhance the contribution of pure shear in addition to shear displacement (Fossen, 2010).

From a tectonic perspective, these observations indicate that the studied shear zone was active under high-pressure, crustal-convergent conditions. Microscopic evidence, including dynamic recrystallization of quartz and feldspar, grain boundary migration, and reduction of surface energy, confirms that deformation occurred in a ductile regime at relatively high temperatures. Therefore, integrating microstructural data with vorticity analysis clearly shows that the studied shear zone is a thrust-related zone with general shear deformation formed under crustal-convergent conditions.

ISSN: 2717-0764
CC BY

Similar studies in Iran have reported consistent results. For instance, Sarkarinejad et al (2015) reported vorticity values of 0.7–0.8 for the Dezvir shear zone, indicating a combination of simple shear and pure shear components. In the Zagros, for example, Sarkarinejad and Derikvand (2017) reported vorticity values ranging from 0.7 to 0.89, consistent with general shear patterns. Moreover, investigations in mylonitic zones of northwest Iran and various parts of the Zagros (Sarkarinejad & Azizi, 2008) show that deformation in many Iranian shear zones can only be explained by a combination of simple shear and pure shear. Therefore, the results of this study are fully consistent not only with global models but also with previously reported patterns of shear zones in Iran.

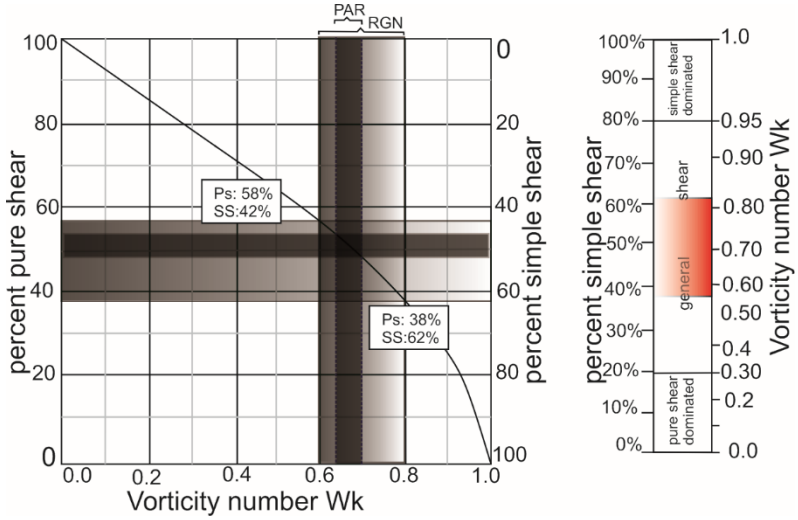


Fig 2. Diagram of the percentage of simple shear and pure shear in the shear zone using the PAR and RGN methods

4-Conclusion

Microstructural observations and vorticity analysis in the studied thrust-related shear zone within the granite indicate that this zone operated under general shear conditions. The vorticity values calculated using the PAR and RGN methods (0.6–0.8) reflect a combined contribution of simple shear and pure shear. This pattern is consistent with thrust shear zones in convergent settings and suggests that deformation was not limited to shear displacement but also involved a significant component of crustal shortening. The presence of grain boundary migration recrystallization in quartz and recrystallization in feldspar provides strong evidence that the studied shear zone was active under relatively high-temperature conditions (approximately 500 to over 600 °C). The integration of vorticity and temperature data clearly indicates that the thrust shear zone developed under high-pressure, crustal-convergent conditions and acted as a pathway for the displacement and emplacement of granitic bodies. Such evidence not only confirms the general shear nature of the zone but also demonstrates that deformation within this shear zone was contemporaneous with tectonic and magmatic processes at elevated temperatures.

5-References

Azizi, H., Daneshvar, N., Rafat, Gh., Asahara, Y., Horie, K., Takehara, M., Kon, Y., Minami, M., Anma, R., 2024. O–Hf isotope ratios of Alvand S-type granite, western Iran, reveal crustal melting in an extensional regime. Lithos 464–465, 107437. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107437

Behyari, M., Kanabi, A., 2019a. Constraining of strain ellipsoid shape from sectional data in the au bearing shear zone west of Iran. Acta Geodyn Geromater 16, 131–143. https://doi.org/10.13168/AGG.2019.0010

Behyari, M., Shahbazi, M., 2019b. Strain and vorticity analysis in the Zagros suture zone (W Iran): implications for Neo-Tethys postcollision events. Journal of Structural Geology 126, 198–209. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.06.002

Das, J.P., Bhattacharyya, K., Mookerjee, M., Ghosh, P., 2016. Kinematic analyses of orogen-parallel L-tectonites from Pelling-Munsiari thrust of Sikkim Himalayan fold thrust belt: Insights from multiple,

ISSN: 2717-0764

incremental strain markers. Journal of Structural Geolology 90, 61–75. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.07.005

Derikvand, S., 2021. Quantitative kinematic analyses of the Darizhun shear zone within the hinterland of the Zagros orogenic belt, Iran. International Journal of Earth Sciences 110(2), 609-626. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01976-9.

Festa, V., Prosser, G., Caggianelli, A., Grande, A., Langone, A., Mele, D., 2015. Vorticity analysis of the Palmi shear zone mylonites: new insights for the Alpine tectonic evolution of the Calabria-Peloritani terrane (southern Italy). Geological Journal 51, 670–681. https://doi.org/10.1002/gj.2673

Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones – a review. Earth Science Review 171, 434–455. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002

Fossen, H., Tikoff, B., 1993.The deformation matrix for simultaneous simple-shearing, pure-shearing and volume change, and its application to transpression–transtension tectonics. Journal of Structural geology 15, 413–422. https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90137-Y

Ghosh, S.K., Ramberg, H., 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure-shear and simple-shear. Tectonophysics 34, 1–70. https://doi.org/10.1016/0040-1951(76)90176-1

Jessup, M.J., Law, R.D., Frassi, C., 2007. The Shear-Rigid Grain Net (RGN): an alternative method for estimating mean kinematic vorticity number (Wm). Journal of Structural Geology 29, 411-421. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.11.003

Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K.J.W., Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. Journal of Structural Geology 26, 1531–1548. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.01.004

Liu, L., Zhou, D.W., Dong, Y.P., Zhang H.F., Liu, Y.J., Zhang, Z.J., 1995. High pressure metabasites and their retrograde metamorphic P-T–t path from Songshugou area, eastern Qinling Mountain. Acta Petrol Sin 11,127–136. https://doi.org/10.1111/jmg.12527

McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and fore arc deformation. Journal of Geophysics Research 97, 8905–8915. https://doi.org/10.1029/92JB00483

Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S., Williams, P.F., 1980. Vorticity and non-coaxially in progressive deformations. Journal of Structural Geology 2, 371–378. https://doi.org/10.1016/0191-814 (80)90024-3

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Structural Geology 22, 1125–1139. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7

Passchier, C.W., 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow-a study in vorticity analysis. Journal of Structural Geology 9, 679–690. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90152-0

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. 2st edition, Microtectonics. Springer, p. 366.

Passchier, C.W., Urai, J.L., 1988. Vorticity and strain analysis using Mohr diagrams. Journal of Structural Geology 10:755–763. https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90082-X

Sarkarinejad, K., Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. Journal of Structural Geology 30, 116–136. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.10.001

Sarkarinejad, K., Derikvand, S., 2017 Structural and kinematic analyses of the basement window within the hinterland fold-and-thrust belt of the Zagros orogeny, Iran. Geological Magazine 154, 983–1000. https://doi.org/10.1017/S0016756816000558

Sarkarinejad, K., Goftari, F., 2019. Thick-skinned and thin-skinned tectonics of the Zagros orogeny, Iran: constraints from Structural, microstructural and kinematics analyses. Journal Asian Earth Science 170, 249–273. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.10.021

Sepahi, A.A., 2008. Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 247(3), 295-312. https://doi.org/10.1127/0077-7749/2008/0247-0295

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., Abedini, M.V., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences 39 (6), 668–683. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014

ISSN: 2717-0764

Sheikholeslami, M.R., Ghassemi, M.R., Hassanzadeh, J., 2019. Tectonic evolution of the hinterland of the Zagros Orogen revealed from the deformation of the Golpaygan Metamorphic Complex, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 182, 103929. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103929

Simpson, C., De Paor, D.G., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. Journal of Structural geology 15, 1–20. https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90075-L

Simpson, C., De Paor, D.G., 1997. Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from Scandinavian Caledonides. In: Sengupta S (ed) Evolution of geological structures in micro to macro scales. Springer, Netherlands, 169–184.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. Journal of Structural geology 24(12), 1861–1884. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4

Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. Geology 23, 447–450. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0447: OPMACT>2.3.CO;2

Truesdell, C., 1953. Two measures of vorticity. Journal of Rational Mechanics and Analysis 2,173–217.

Tullis, J., Yund, R.A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. Geology 13(4), 238-241. https://doi.org/10.1130/0091-613(1985)13<238:DROFAM>2.0.CO;2

Wallis, S.R., 1992. Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagawa Belt, SW Japan. Journal of Structural Geology 14, 271–280. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90085-B

Wallis, S.R., Platt, J.P., Knott, S.D., 1993. Recognition of syn-convergence extension in accretionary wedges with examples from the Calabrian Arc and the Eastern Alps. American Journal of Science 293, 463–494. https://doi.org/10.2475/ajs.293.5.463https://doi.org/10.2475/ajs.293.5.463

Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. Journal of Structural Geology 32, 2072–2092. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.009

Zhang, Q., Teyssier, C., 2013. Flow vorticity in Zhangbaling transpressional attachment zone, SE China. Journal of Structural Geology 48, 72–84. https://doi.org/ 10.1016/j.jsg.2012.12.006

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Izadikian, L., Torkian, A., Taheri, M., 2026. Investigation of deformation and kinematic characteristics of the shear zone in northwest Alvand. Adv. Appl. Geol. 15(4), 126-144.
DOI: 10.22055/aag.2026.50748.2537
https://aag.scu.ac.ir/article_20555.html

©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

بررسی دمای دگرشکلی و ویژگی‌های جنبش شناختی پهنه برشی شمال غرب الوند

محدثه طاهری
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
لیلی ایزدی کیان
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
اشرف ترکیان
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
l.izadi@basu.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۷/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۲۸

چکیده
پهنه برشی مورد مطالعه در شمال‌غرب همدان بخش‌هایی از توده گرانیتی الوند را درگیر کرده و شیبی به سمت شمال‌شرق و حرکت معکوس به سمت جنوب‌غرب را نشان می دهد. توده نفوذی الوند یکی از بزرگترین توده‌ها در بخش مرکزی پهنه سنندج- سیرجان است که سنگ‌های دگرگونی با سن تریاس- ژوراسیک را قطع کرده است. پهنه برشی مورد مطالعه شواهد روشنی از تغییر شکل شامل بازبلورش کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین و تشکیل پرتیت و میرمکیت را نشان می‌دهد که بیانگر شرایط دمایی حدود ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۵ کیلوبار است. در این نوشتار برای بدست آوردن مقدار تاوایی پهنه برشی از دو روش نسبت ظاهری پورفیروکلاست (porphyroclast Aspect Ratio) و شبکه دانه صلب (Rigid Grain Net) استفاده شده است. در هر دو روش فنوکریست‌های فلدسپار که بعنوان پورفیروکلاست در این پهنه برشی رفتار کرده‌اند مورد استفاده قرار گرفته‌اند. تحلیل تاوایی با استفاده دو روش یاد شده، مقدار ۰.۶ تا ۰.۸را نشان می‌دهد که بیانگر جریان عمومی با غالب بودن برش ساده همراه با مؤلفه قابل توجهی از برش محض است. این نتایج حاکی از آن است که پهنه برشی معکوس در شمال‌غرب الوند علاوه بر جابه‌جایی برشی، موجب کوتاه‌شدگی و در نهایت ضخیم‌شدگی پوسته در پهنه مورد مطالعه شده است.

کلمات کلیدی: *پهنه برشی ،دما ، تاوایی، دگرشکلی، الوند.*

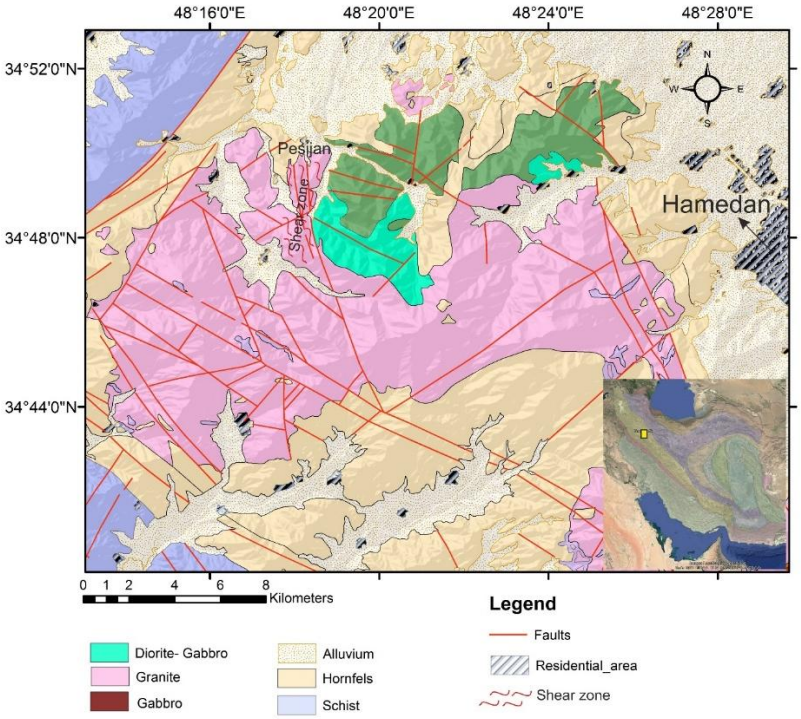
۱-مقدمه
کمربندهای کوهزایی اغلب با حضور پهنه‌های برشی در مقیاس پوسته‌ای همراه هستند (Fossen and Cavalcante, 2017). همگرایی مایل صفحات قاره‌ای باعث ایجاد سیستم‌های ترافشارش گسترده می‌شود که تحت دگرشکلی غیرهم‌محور عمومی (non-coaxial general deformation) قرار دارند و شامل مؤلفه‌های کوتاه‌شدگی و حرکت برشی صفحات هستند (Jones et al., 2004). تحلیل ترافشارش کمربندهای کوهزایی نشان می‌دهد که توزیع لغزش (slip partitioning) در مرزهای همگرایی تحت تأثیر جهت و زاویه صفحات است (Mohajjel and Fergusson, 2000; Zhang and Teyssier, 2013; Festa et al., 2015; McCaffrey, 1992; Liu et al., 1995; Teyssier et al., 1995). پهنه‌های میلونیتی رخنمون یافته در طول کمربندهای ترافشارش، ابزار مهمی برای بررسی ساختار و سینماتیک سنگ‌هایی هستند که از اعماق به سطح زمین آورده شده‌اند (Sarkarinejad and Goftari, 2019). در این پهنه‌ها معمولاً دگرشکلی غیرهم‌محور با هر دو مؤلفه برش ساده و برش محض رخ می‌دهد (Passchier and Urai, 1988; Wallis, 1992; Wallis et al., 1993; Fossen and Tikoff, 1993; Simpson and De Paor, 1993). اعداد تاوایی جنبش شناختی (Wk) ابزاری بدون بعد برای تعیین نسبت مؤلفه‌های برش ساده و برش محض در مناطق با کرنش بالا هستند و ارتباط بین کرنش و چرخش داخلی را بیان می‌کنند (Truesdell, 1953; Means et al., 1980; Xypolias, 2010). در چند دهه اخیر، شاخص‌ها و روش‌های متنوعی برای کمی‌سازی درصد مؤلفه غیرهم‌محور جریان ارائه شده است (Passchier, 1987; Wallis et al., 1993; Simpson and De Paor, 1997; Jessup et al., 2007;

Das et al., 2016). در مطالعات اخیر پهنه سنندج- سیرجان، پیشرفت قابل توجهی در تحلیل تاوایی گزارش شده است (Sarkarinejad and Azizi, 2008; Sarkarinejad and Derikvand, 2017; Behyari and Kanabi, 2019a, b; Samani et al., 2019; Samani, 2017 Sheikholeslami et al., 2019). این مطالعات مقادیر تاوایی پهنه‌های برشی زون سنندج ـ سیرجان را ارائه کرده‌اند و نشان داده‌اند که بسیاری از پهنه‌های برشی ترکیبی از مؤلفه‌های برش ساده و برش محض هستند و به طور کلی برش عمومی (General shear) دارند. توده نفوذی الوند میزبان پهنه‌های برشی متعددی است که سازوکارهای مختلفی نشان می‌دهند و ممکن است در ارتباط با مکانیسم جایگیری الوند تشکیل شده باشند. در این نوشتار یکی از پهنه‌های برشی که در شمال غرب باتولیت الوند شکل گرفته است، مورد بررسی قرار گرفته است.

۲-زمین شناسی و سنگ شناسی منطقه

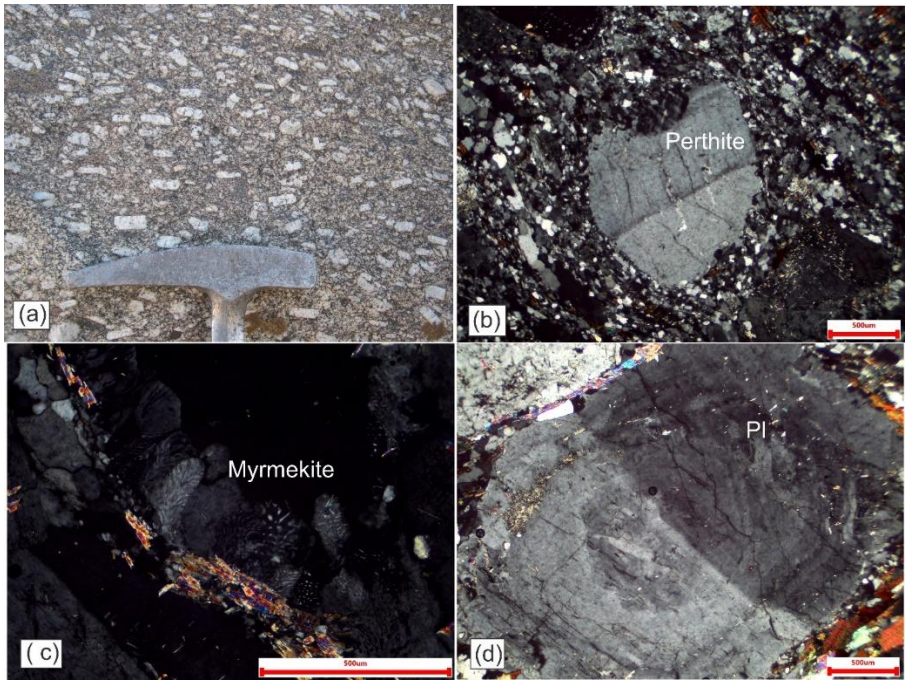
پهنه برشی مورد مطالعه دربخش شمال شرق توده نفوذی الوند و در ۱۸ کیلومتری غرب شهر همدان تشکیل شده است (شکل۱). توده آذرین الوند یکی از بزرگترین توده‌ها در بخش مرکزی پهنه سنندج - سیرجان است که سنگ‌های دگرگونی با سن تریاس - ژوراسیک را قطع می‌کند (Shahbazi et al., 2010; Azizi et al., 2024). پهنه سنندج - سیرجان در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی شکل گرفته است. توده نفوذی الوند از نظر سنگ شناسی طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین بازیک (گابرو)، حدواسط (دیوریت) و اسیدی (گرانیت) است (Sepahi, 2008). حجم اصلی این توده را گرانیت‌های پورفیری با فنوکریست‌های درشت فلدسپار تشکیل می‌دهند (Sepahi, 2008). این توده در بازه زمانی ۱۷۲-۱۵۳ میلیون سال قبل متبلور شده است (Chiu et al., 2013; Mahmoudi et al., 2011; Shahbazi et al., 2010; Zhang et al., 2018). مطالعات اخیر، محیط تکتونیکی گرانیت الوند در زمان شکل‌گیری آن را یک محیط کششی نشان می‌دهد (Azizi et al., 2024)، در حالیکه مطالعات قبلی محیط تکتونیکی فرورانشی را معرفی کرده‌اند (Chiu et al., 2013; Mahmoudi et al., 2011; Shahbazi et al., 2010; Zhang et al., 2018).

کانی‌های اصلی گرانیت‌های میلونیتی شامل فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند و مسکویت، بیوتیت، هورنبلند و زیرکن، کانی‌های فرعی این گرانیت‌ها هستند. سنگ‌هایی که در این منطقه دیده می‌شود شامل سینو گرانیت، مونزوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت هستند که همگی بافت دانه‌ای (Granular) دارند. علاوه بر بافت دانه‌ای بافت‌های دیگر نظیر بافت پورفیری (Porphyritic)، جریانی (Flow texture) (شکل۲a) پرتیت (Perthite) (شکل۲b)، میرمکیت (Myrmekite) (شکل۲c) نیز مشاهده می‌شود. در بافت دانه‌ای بلورها تقریبا هم بعد هستند اما در بافت پورفیری بلورهای درشت (فنوکریست) در زمینه بلورهای ریز قرار دارند. در گرانیت‌های منطقه بلورهای درشت فلدسپار (فنوکریست) در زمینه بلورهای ریز تر قرار دارند و برخی خاموشی زونینگ نشان می‌دهند که این نوع خاموشی فقط در حالت ماگمایی شکل می‌گیرد (شکل۲d) (Passchier and Trouw, 2005). در خیلی از بخش‌های غیر میلونیتی باتولیت الوند، بلورهای درشت فلدسپار بخصوص میکروکلین مشاهده می‌شود که جهت یابی خاصی دارند و بافت جریانی یا همان فابریک ماگمایی (Magmatic fabric / alignment) را ایجاد می‌کنند که در اثر جریان ماگما بوجود می‌آید (Vernon, 2004; Passchier and Trouw, 2005). البته در بخش‌های دگرشکل شده، برگوارگی میلونیتی برروی این بافت فرانهاده (Overprint) شده و بلورهای فلدسپار چرخش یافته و هم سو با جریان دگرشکلی قرار گرفته‌اند. در نمونه‌های مورد بررسی، بافت پرتیت به‌صورت رگه‌ها و نوارهای طویل سدیم‌دار در زمینه فلدسپار پتاسیک دیده می‌شود (شکل۲b). همچنین، میرمکیت به‌شکل تجمع کوارتزهای رشته‌ای و کرمی‌شکل درون فلدسپار پتاسیک و پلاژیوکلاز توسعه یافته است (شکل۲c). در همین بخش‌ها، بلورهای فلدسپار چرخش یافته (شکل ۳c) و در راستای جریان دگرشکلی قرار گرفته‌اند (Deer et al., 2013; Philpotts and Ague, 2009; Vernon, 2004; Barker, 2013).



شکل۱- نقشه زمین شناسی الوند و منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه یکصد هزار تویسرکان)

Figure 1- Geological map of the Alvand pluton and the study area (modified from the 1:100,000 Tuyserkan geological map).



شکل۲- (a) بافت جریانی یا بافت ماگمایی از جهت یابی ترجیهی فنوکریست‌های فلدسپار در گرانیت الوند، (b) بافت پرتیت، (c) تشکیل میرمکیت از بازبلورش فلدسپار و (d) خاموشی زونینگ پلاژیوکلاز که در حالت ماگمایی ایجاد می‌شود.

Figure 2. (a) Magmatic or flow fabric defined by the preferred orientation of feldspar phenocrysts in the Alvand granite, (b) perthitic texture, (c) formation of myrmekite by feldspar recrystallization and (d) zoning extinction in plagioclase formed under magmatic conditions.

۳-روش کار

به منظور مطالعه ریزساختارها در مقیاس میکروسکپی، نمونه های جهت یافته از گرانیت‌های میلونیتی تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده از دیدگاه کانی شناسی، پتروفابریکی و شاخص‌های میکروسکوپی برای تعیین جهت برش با میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرارگرفت. برای بررسی تاوایی پهنه برشی پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز مناسب برای اندازه گیری در جهت اصلی عمود بر برگوارگی و موازی خطواره کششی XZ (Passchier and Trouw, 2005) انتخاب شده و سپس با استفاده از نرم افزار Ellipsefit (Vollmer, 2015) مقدار زاویه‌های مورد نیاز و نسبت‌های ابعادی بلورهای پلاژیوکلاز اندازه گیری گردید و سپس نمودارهای مورد نیاز ترسیم گردید. علامت اختصاری کانی‌ها در مقاطع نازک از (Whitney and Evans , 2010) استفاده شده است.

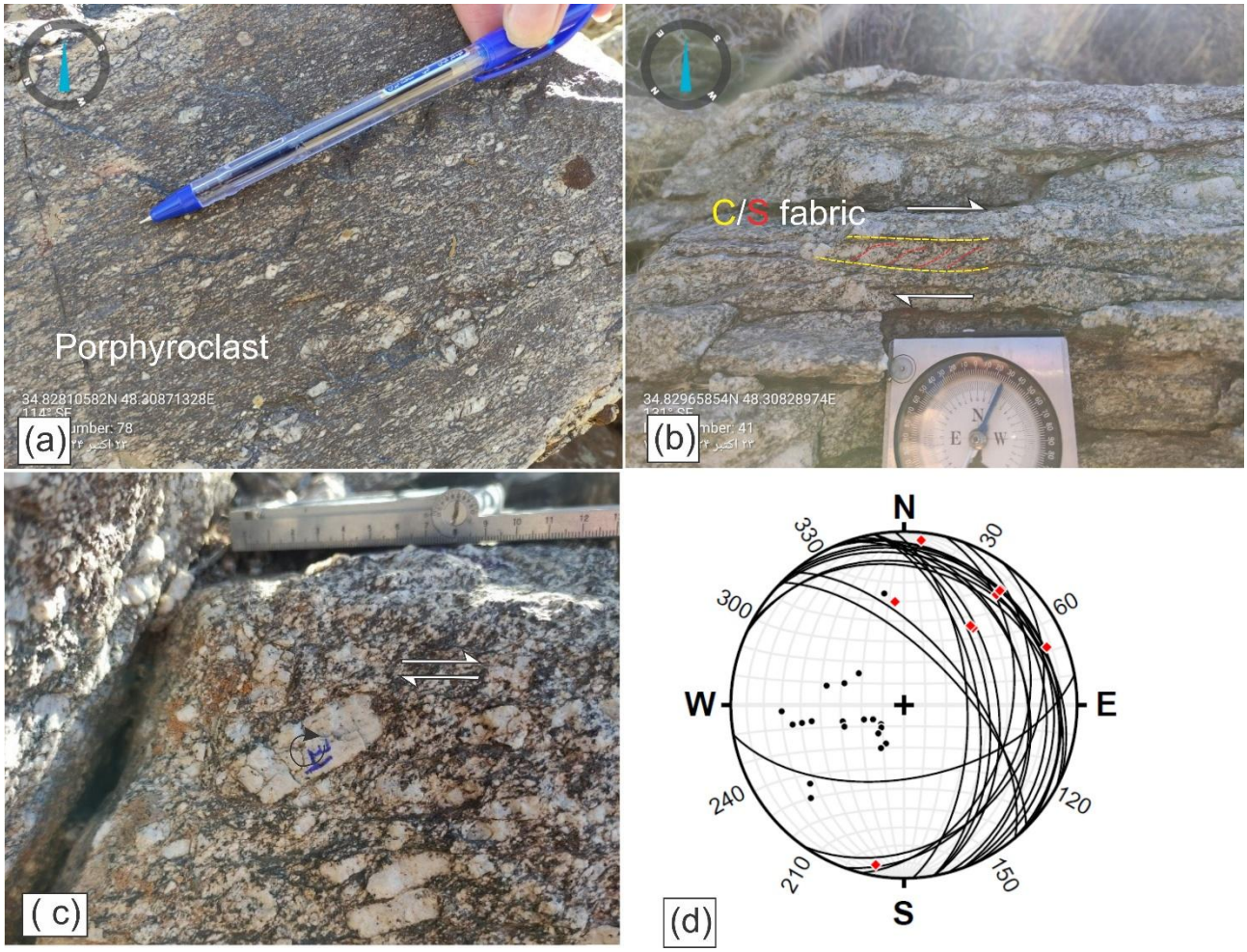
۴-ویژگی های ساختاری پهنه برشی

این پهنه در شمال باختر الوند و در جنوب روستای پسیجان قرار دارد (شکل ۱). در این منطقه رخنمون سنگ‌هایی گرانیت، گابرو و هورنفلس دیده می‌شود. دایک‌های گرانیتی فراوانی در بخش گابروها و هورنفلس‌ها نفوذ کرده است که برخی از آنها دگرشکل شده و کاملا میلونیتی شده‌اند و برخی دیگر سالم و بدون دگرشکلی و جوان تر از پهنه برشی هستند. در بخش گرانیت‌ها آثار دگرشکلی به صورت برگواره میلونیتی، خطواره کششی فابریک C/S ، فابریک C’/S، میکاماهی و انواع پورفیروکلاست‌ها دیده می شود (شکل۳). عرض این پهنه برشی در حدود ۱ کیلومتر و طول آن بیش از ۳کیلومتر است. شاخص‌های جنبش شناختی جهت برش(Shear sense Kinematic indicators) در گرانیت‌ها به وضوح حرکت راست‌بر را در مقطع XZ نشان می‌دهد که با توجه به شیب لغز بودن پهنه برش حرکت اصلی آن معکوس می‌باشد. این پهنه برشی با شیب کم موقعیت میانگین برگوارگی میلونیتی 20/058 دارا بوده و میانگین خطواره های کششی آن موقعیت میانگین 10/038 را دارد (شکل۳d). بنابراین با توجه به زاویه ریک خطواره‌های کششی روی برگواره میلونیتی این پهنه، مولفه امتداد لغز نیز دارد. با توجه به چرخش و پراکندگی برگواره میلونیتی مشخص می‌شود این پهنه برشی بعد از تشکیل تحت تاثیر دگرشکلی‌های بعدی قرار گرفته است. در گرانیت‌های میلونیتی فلدسپارهای درشت دیده می شود که تحت تاثیر این پهنه برشی چرخش و دگرشکلی پیدا کرده‌اند (شکل۳c). قطعات هورنفلس که در داخل گرانیت باقی مانده‌اند نیز از حرکت این پهنه تبعیت کرده و حرکت برشی را نشان می‌دهند. دایک‌های گرانیتی میلونیتی شده نیز مشابه گرانیت‌ها فابریک C/S دارند و حرکت معکوس را نشان می‌دهد. کلیواژ باند برشی در گرانیت میلونیتی به‌خوبی توسعه یافته‌اند و شامل انواع باند برشی نوع C، S و C′ هستند (شکل۴a و b). صفحات S تقریباً موازی با محورهای طولی فلدسپارها در گرانیت میلونیتی هستند. صفحات C با صفحات S زاویه‌ای در محدوده ۲۵–۴۰ درجه می‌سازند. شکل‌گیری این بافت‌ها تحت تأثیر تقسیم کرنش درون پهنه برش گرانیت میلونیتی است. با افزایش بیشتر کرنش، زاویه بین صفحات S و صفحات C کوچکتر می‌شود (Michibayashi and Murakami, 2007). نوارهای برشی نوع C توسط هم‌راستایی میکا تعریف می‌شوند که تقریبا موازی با مرزهای پهنه برش و دنباله‌های پورفیروکلاست‌ها قرار دارند (Lister and Snoke 1984). صفحات′ C به‌صورت مایل نسبت به مرزهای پهنه برش ظاهر می‌شوند و با جهت‌گیری‌های ترجیحی موسکویت تعریف می‌شوند. کلیواژهای باند برشی در مقیاس‌های مزو- و میکروسکوپی نوع برش معکوس از شمال شرق به سمت جنوب‌غرب را نشان می‌دهند. کوارتزها خاموشی موجی و بازبلورش نوع برآمدگی (Bulging) و مهاجرت مرزدانه (Grain boundary migration) نشان می‌دهند و در خیلی ازمقاطع میکروسکوپی کاهش مساحت مرز دانه کوارتز رخ داده است و زاویه‌های ۱۲۰ درجه بین کوارتز تشکیل شده است (شکل۴c). کوارتزها در بخش‌هایی به صورت روبان (Ribbon) کشیده و طویل شده و خطواره کششی را ایجاد کرده‌اند (شکل۴d).

در مقاطع میکروسکوپی از این پهنه برشی فلدسپارها دارای ماکل دگرشکلی و ادخال هستند. ادخال‌های آنها از تیغه‌های کوچک و باریک مسکویت به موازات یکدیگر تشکیل شده و این ادخال‌ها برگوارگی اصلی را قطع می‌کنند. فلدسپارها معمولا به صورت قطعات درشت و گردشده در زمینه‌ای از دانه‌های ریز، تازه و بدون خاموشی موجی کوارتز و فلدسپار قرار گرفته‌اند (شکل۴d). خیلی از فلدسپارها از اطراف دچار بازبلورش شده و به زمینه دانه ریز تبدیل شده‌اند و به همین خاطر مرزهای مضرسی درآنها ایجاد شده است (شکل۴d). حتی درقسمت‌هایی ازفلدسپارها که تحت فشار قرار گرفته‌اند میرمکیت بصورت

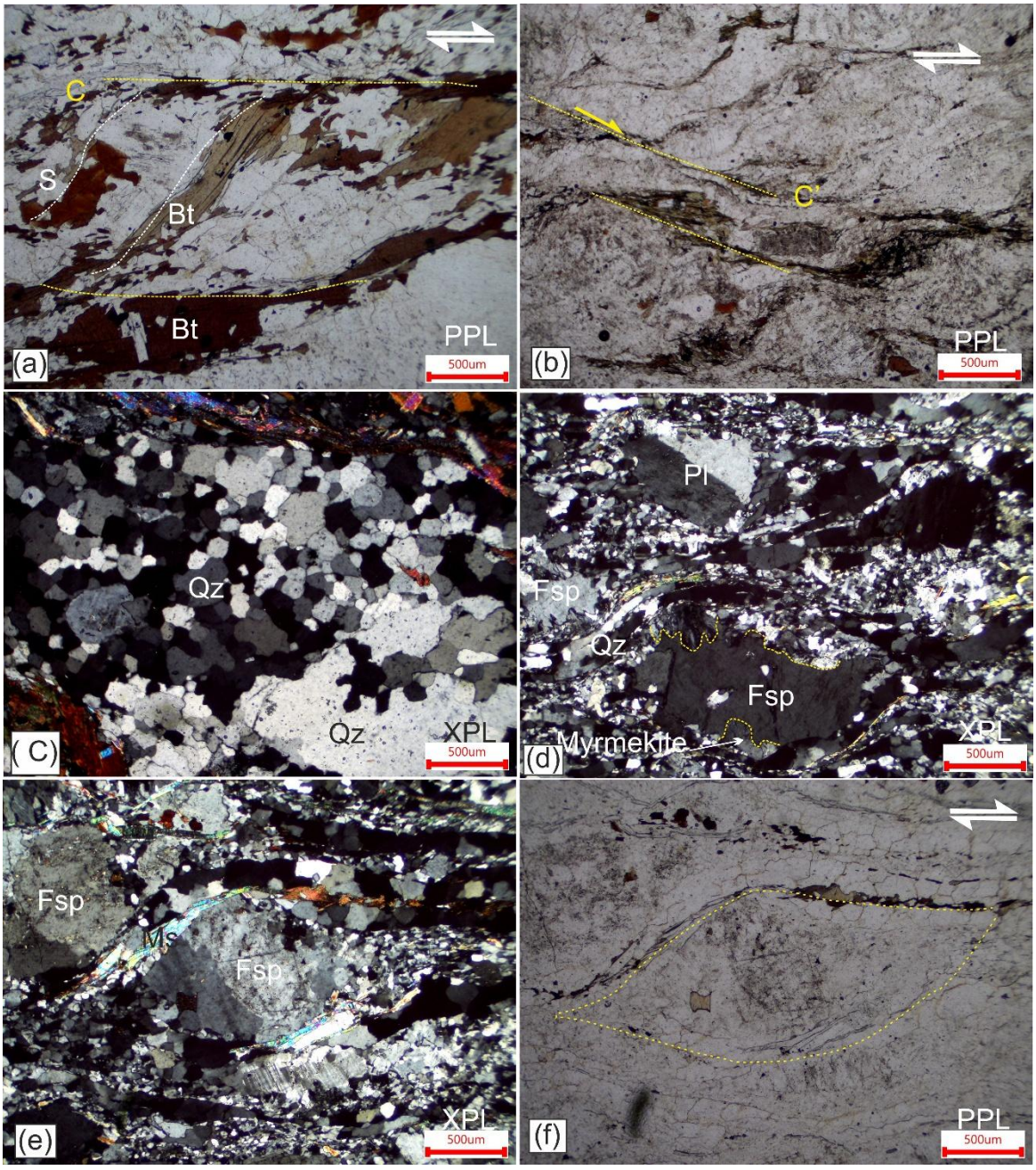
ساختارهای ربعی (Passchier and Trouw, 2005) تشکیل شده است (شکل۴d). برگوارگی میلونیتی نیز از کانی‌های ورقه ای مسکویت و بیوتیت تشکیل شده که بخش اعظم آن به بیوتیت‌ها اختصاص دارد.

بر اساس درصد پورفیروکلاست به زمینه (Matrix) (کمتراز ۵۰درصد) گرانیت‌های این منطقه جزو میلونیت‌ها قرار می‌گیرند (Passchier and Trouw, 2005). با توجه به نامتقارنی دنباله قطعات (clast)، سامانه‌های پورفیروکلاست را می‌توان به‌عنوان نشانگر جهت برش استفاده کرد (Zhang and Fossen, 2020). سامانه‌های پورفیروکلاست فلدسپار به‌خوبی در مقیاس‌های میکروسکوپی و رخنمون در گرانیت میلونیت‌های منطقه توسعه یافته‌اند. نسبت به جریان عمومی، پورفیروکلاست‌های دارای پوشش ممکن است هر دو چرخش رو به جلو و رو به عقب را نشان دهند (Simpson and De Paor, 1993; Dutta and Mukherjee, 2019; Xypolias, 2010)(شکل۵). سامانه‌های پورفیروکلاست نوع σ و Θ شناسایی شده‌اند و نشان‌دهنده حرکت معکوس هستند.



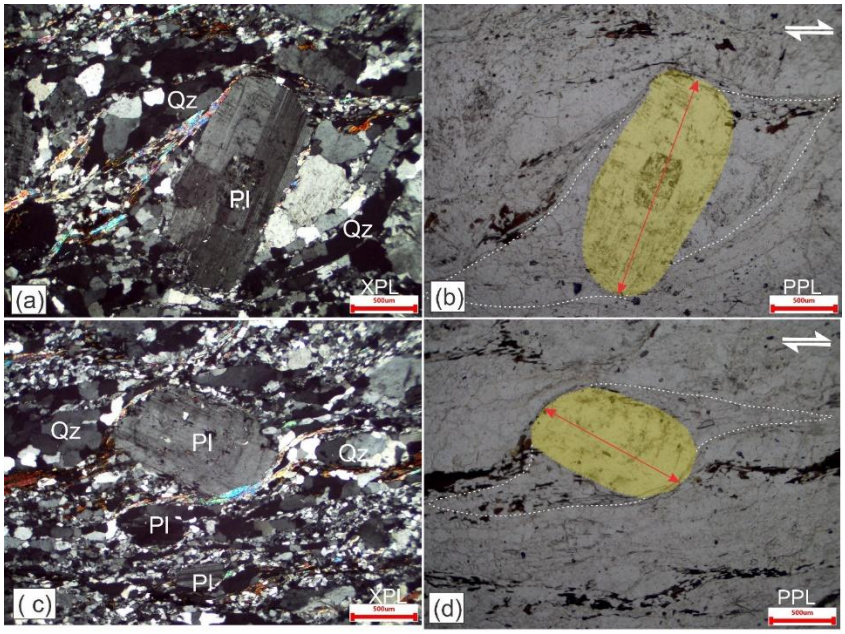
شکل۳- نشانگرهای سوی برش در رخنمون منطقه: (a) پورفیروکلاست‌های فلدسپار، (b) کلیواژ باند برشی نوع C/S، (c) چرخش پورفیروکلاست‌ها، (d) موقعیت برگوارگی میلونیتی و قطب‌های آن (نقاط سیاه) و خطواره‌های کششی (نقاط قرمز).

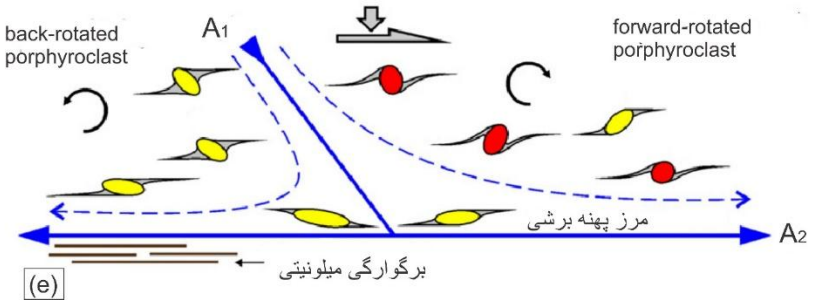
Figure 3. Shear sense indicators in the outcrop of the study area: (a) Feldspar porphyroclasts, (b) C/S-type shear band cleavage, (c) Rotation of porphyroclasts, (d) Orientation of mylonitic foliation and its poles (black dots) together with stretching lineation (red dots).



شکل ۴- شواهد ریزساختاری پهنه برشی، (a) باند برشی نوع C/S، (b) باند برشی نوع C'/S ، (c) بازبلورش دینامیکی کوارتز بصورت برآمدگی و کاهش مساحت مرز دانه‌های کوارتز، (d) روبان های کوارتزی و بازبلورش بلورهای فلدسپار از اطراف و تبدیل به بلورهای ریز و تازه در زمینه به خوردگی‌های اطراف بلورهای فلدسپار توجه کنید، رشدمیرمکیت (مرز با خط چین زرد مشخص شده است) در بخش‌های تحت فشار و (e, f) سیستم پورفیروکلاست‌های فلدسپار بصورت سایه فشاری با رشد کانی‌های کوارتز و فلدسپار.

Figure 4. MicroStructural evidence from the shear zone: (a) C/S-type shear bands, (b) C′/S-type shear bands, (c) dynamic recrystallization of quartz by bulging and grain-boundary area reduction and (d) quartz ribbons and recrystallization of feldspar crystals into fine neoblasts in the matrix (note corrosion around feldspar grains); growth of myrmekite (outlined by yellow dashed lines) in compressional domains and (e and f) feldspar porphyroclast systems with quartz and feldspar growth at pressure shadows.





شکل۵-(a و b) نمونه چرخش پورفیروکلاست پلاژیوکلاز رو به جلو، (c و d) چرخش رو به عقب در گرانیت میلونیتی منطقه و (e) شکل شماتیک چرخش پورفیروکلاست‌ها در پهنه برشی عمومی (Xypolias, 2010)، فلش قرمز طول بلند پورفیروکلاست ها را نشان می‌دهد(در نور عادی).

Figure 5. (a and b) Examples of forward rotation, (c and d) backward) rotation of plagioclase porphyroclasts in the mylonitic granite in study area and (e) schematic illustration of porphyroclast rotation in a general shear zone (Xypolias, 2010); the red arrow indicates the porphyroclast long axis (non-polarizan light).

۵-عدد تاوایی جنبش شناختی

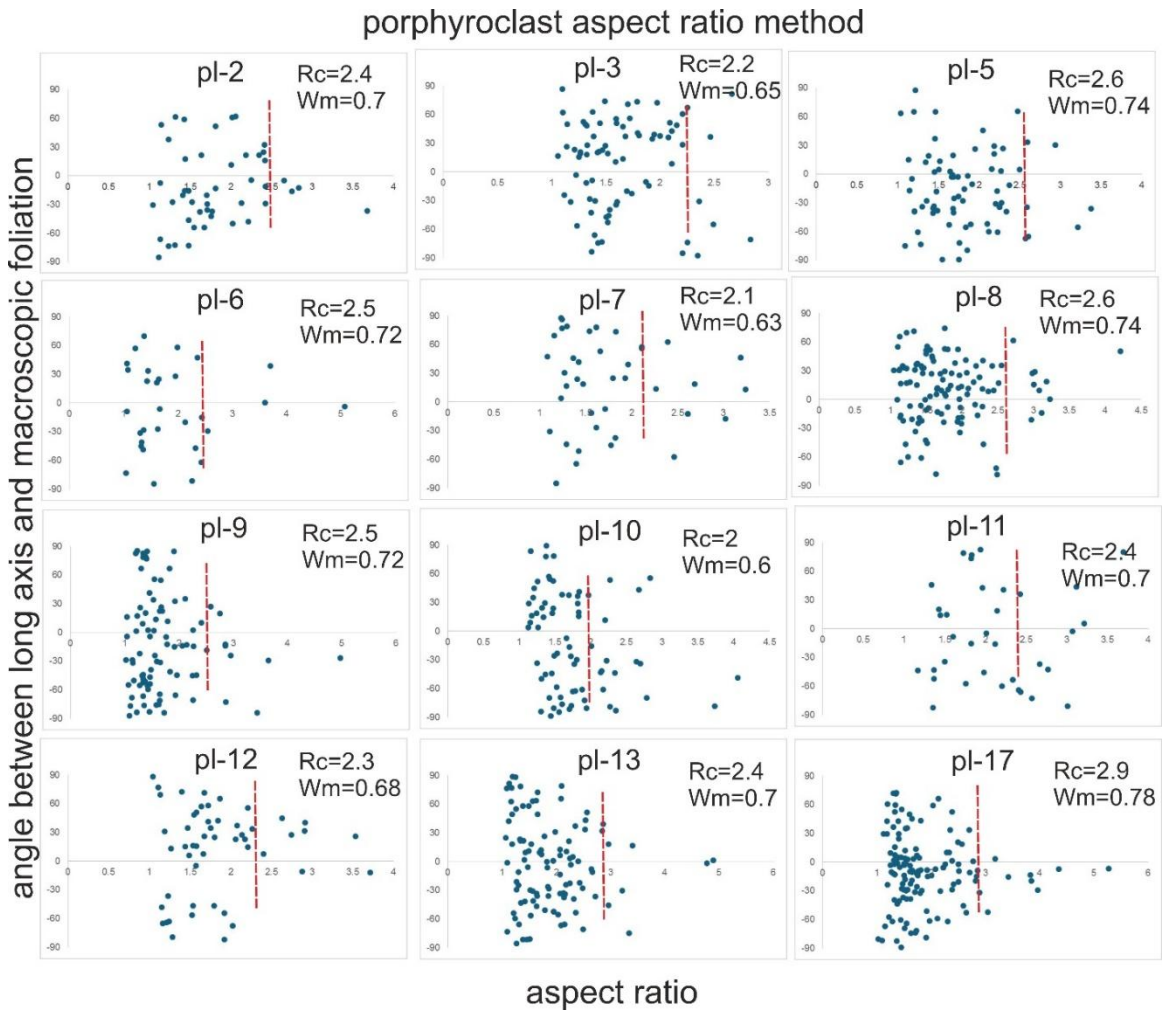
عدد تاوایی جنبش شناختی (Wk) یک کمیت بدون بعد است که به‌صورت نسبت غیرخطی مؤلفه‌های کرنش برش محض و برش ساده از تغییرشکل تعریف می‌شود و مقدار آن از صفر برای برش محض (Pure shear) تا یک برای برش ساده (Simple shear) متغیر است (Mean, 1994; Xypolias, 2010). در این نوشتار برای بدست آوردن مقدار تاوایی پهنه برشی از دو روش نسبت ابعادی پورفیروکلاست (porphyroclast Aspect Ratio) PAR و شبکه دانه صلب (Rigid Grain Net) RGN استفاده شده است. در هر دو روش که مبتنی بر پورفیروکلاست‌ها هستند، اندازه‌گیری‌ها و تعیین بهترین بیضی برازش‌شده با استفاده از نرم‌افزار EllipseFit 3.8.0 (Vollmer, 2015) انجام شد. تنها نمونه‌هایی برای برآورد ورتیسیتی انتخاب شدند که تعداد کافی از کلاست‌های چرخان آزاد (<۵۰) داشته و فاقد تغییرشکل درونی باشند. همچنین از نمونه‌هایی که شواهدی از دگرشکلی پس از مرحله برشی نشان می‌دهند، استفاده نشد. در روش نسبت ابعادی پورفیروکلاست‌ها (PAR) مقدار Wm را با استفاده از نسبت ابعاد پورفیروکلاست پوششی(R) و زاویه بین محور طولی پورفیروکلاست و برگوارگی میلونیتی(ϕ) تخمین می‌زند (Passchier, 1987) (شکل۵). نسبت ابعادِ دانه‌های غیرچرخان را نسبت ظاهری بحرانی(Rc) می‌نامند (Ghosh and Ramberg 1976; Passchier 1987, 1997; Simpson and De Paor 1993, 1997;

Stahr and Law 2011). مقدار Rc با استفاده از نقطه قطع بین پورفیروکلاست‌ها برآورد می‌شود و نقطه قطع مرز بین پورفیروکلاست‌های نوع σ و δ را نشان می‌دهد (Xypolias 2010). بعد از تخمین مقدار Rc با استفاده از فرمول زیر مقدار Wmبدست می‌آید:

Wm= (Rc2-1)/(Rc2+1) (Passchier, 1987)

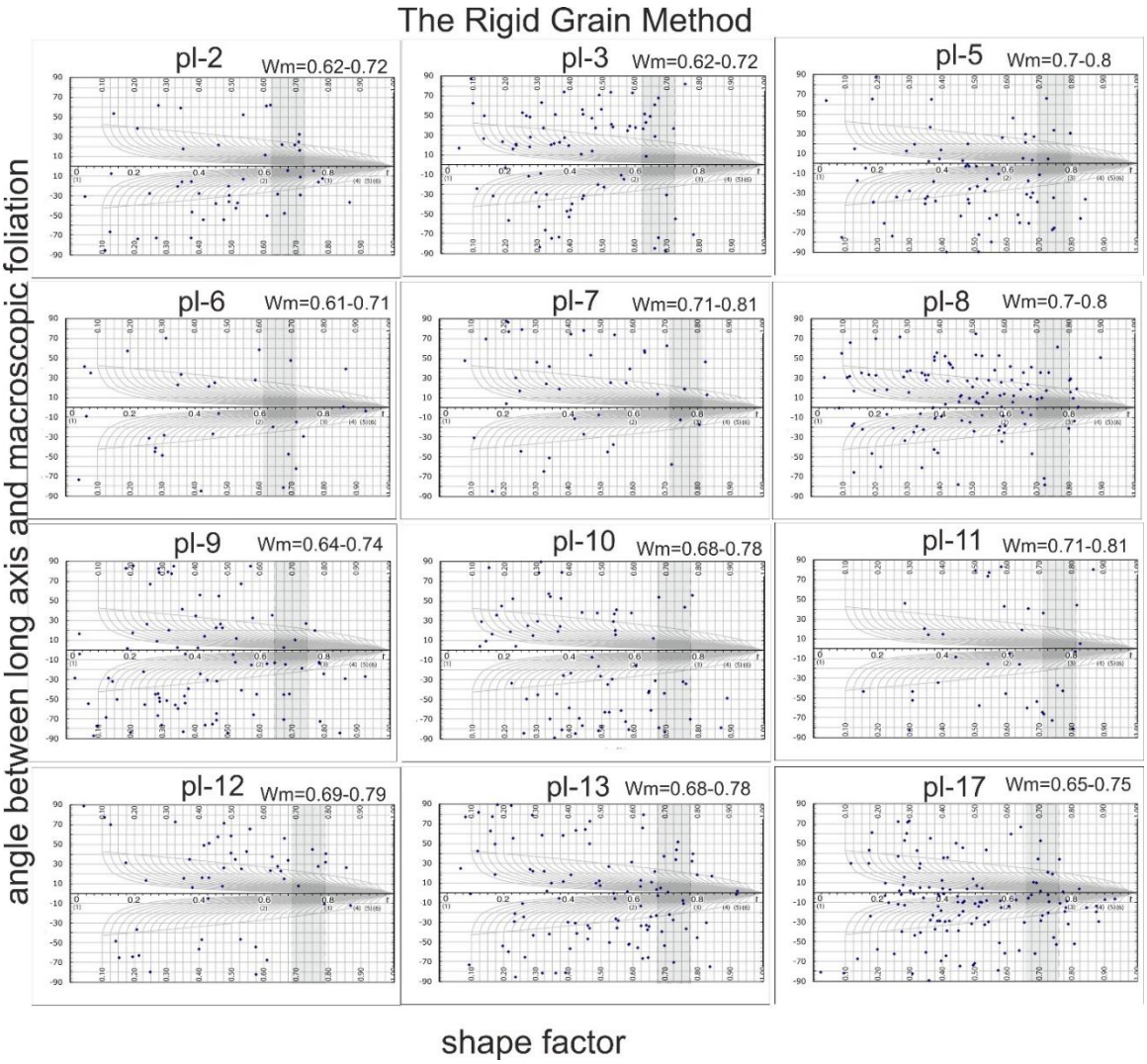
با توجه به محاسبات و نمودارهای این روش برای ۱۲ نمونه از گرانیت‌های میلونیتی مقدار Rc بین 2-2.9 متغیراست و با استفاده از فرمول فوق مقدار Wmبین ۰.۶تا ۰.۷۸ متغیر است (شکل۶).

روش شبکه دانه صلب (RGN) یک تکنیک تصویری برای اندازه‌گیری عدد تاوایی است (Jessup et al, 2007) ، و بر اساس چرخش بلورهای سخت انجام می‌شود. این تکنیک تصویری رفتار چرخشی پورفیروکلاست‌ها را در صفحه جریان(XZ) با رسم زاویه φ بین محور بلند پورفیروکلاست و برگوارگی میلونیتی در برابر ضریب شکل پورفیروکلاست نشان می‌دهد (Jessup et al, 2007). بخش‌های عمودی شبه‌هذلولی‌های مثبت و منفی RGN برای تعیین ضریب شکل بحرانی (Bc*) استفاده می‌شوند. ضریب Bc* دانه‌هایی با جهت‌گیری ثابت را از دانه‌هایی که آزادانه چرخیده‌اند جدا می‌کند. مقدار Wm ازاین روش بین۰.۶۱-۰.۸۱ متغیراست (شکل۷).



شکل۶- نمودار PAR برای برآورد مقدارWm. نمودارها نسبت‌های ابعادی پورفیروکلاست‌ها (محور افقی) را در برابر زاویه‌های چرخش آن‌ها (محور عمودی) نشان می‌دهند.

Figure 6- PAR diagram for estimating the Wm value. The plots show the aspect ratios of porphyroclasts (horizontal axis) versus their rotation angles (vertical axis).



شکل۷- نمودار RGN برای برآورد مقدارWm. نمودارها مقدار ضریب شکل پورفیروکلاست‌ها (محور افقی) را در برابر زاویه‌های محور طولی آن‌ها و برگوارگی ماکروسکوپی (محور عمودی) نشان می‌دهند.

Figure 7- RGN diagram for estimating the Wm value. The plots show the shape factor of porphyroclasts (horizontal axis) versus the angles between their long axes and the macroscopic foliation (vertical axis).

۶-بحث

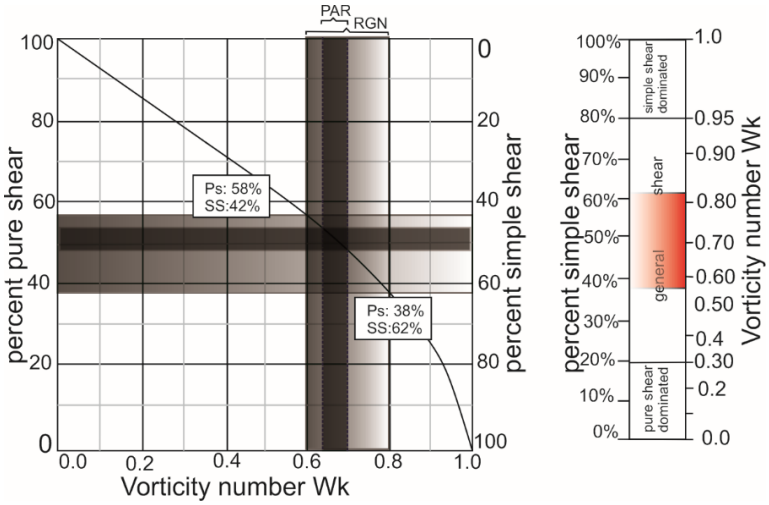
ریزساختارهای دگرشکلی کوارتز و فلدسپار در پهنه‌های برشی یکی از ابزارهای مهم برای تخمین شرایط دمای دگرشکلی هستند. بر اساس مطالعات تجربی و میدانی، هر نوع مکانیزم بازبلورش (Dynamic recrystallization) و تغییرات ریزساختاری کوارتز، در بازه‌ی مشخصی از دما رخ می‌دهد (Passchier and Trouw, 2005). بازبلورش (Dynamic recrystallization) کوارتز و فلدسپار در اغلب نمونه ها حضور دارند. فلدسپار مقاومت بیشتری نسبت به کوارتز دارد و بازبلورش دینامیک آن دشوارتر است. در بیشتر موارد دمای مورد نیاز برای فعال‌شدن بازبلورش دینامیکی فلدسپار بالای ۴۵۰–۵۰۰ درجه سانتیگراد است و غالباً در دماهای بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد می‌شود. در دماهای پایین‌تر فلدسپار بیشتر رفتار شکستگی (brittle) نشان می‌دهد و فقط در دماهای بالاتر می‌تواند وارد تغییرشکل پلاستیک و بازبلورش شود (Stipp et al., 2002; Tullis and Yund, 1985). بازبلورش کاهش مساحت مرز دانه (Grain boundary area reduction) و مهاجرت مرزدانه (Grain boundary migration) از جمله ریزساختارهای دگرشکلی در بلورهای کوارتز هستند که در مقاطع میکروسکوپی به وفور مشاهده می‌شود. ریز ساختار مهاجرت مرز دانه کوارتز در دماهای بالاتر

از حدود ۵۵۰ تا۵۰۰ درجه سانتیگراد فعال هستند. کاهش مساحت مرز دانه (grain boundary area reduction) هم معمولاً نشانه‌ی این است که سیستم تمایل به کاهش انرژی سطحی دارد، که درشرایط دمای بالاتر و کرنش‌های طولانی تقویت می‌شود.

مقادیر تاوایی به‌دست‌آمده از پهنه برشی مورد مطالعه (۰.۶–۰.۸) نشان می‌دهد که این پهنه نه به‌طور کامل تحت برش ساده (simple shear) و نه برش محض (pure shear) دچار دگرشکلی شده، بلکه در محدوده‌ی برش عمومی (General shear) قرار می‌گیرد(شکل۸). چنین مقادیری از تاوایی معمولاً در پهنه‌های برشی با ماهیت راندگی و فشاری گزارش شده‌اند (Wallis et al., 1993; Xypolias, 2010). حضور مؤلفه‌های همزمان برش ساده و برش محض بیانگر آن است که تغییرشکل در این پهنه تنها ناشی از لغزش برشی نبوده و مؤلفه‌ی کوتاه‌شدگی (shortening) نیز نقش مهمی ایفا کرده است. این وضعیت با ماهیت پهنه‌های راندگی در محیط‌های همگرا (compressional regimes) همخوانی دارد، که علاوه بر جابجایی برشی، نیروهای همگرا موجب افزایش سهم تغییرشکل برش محض می‌شوند (Fossen, 2010).

از دیدگاه تکتونیکی، چنین هندسه‌ای نشان‌دهنده‌ی آن است که پهنه برشی مورد مطالعه در شرایط فشار بالا و در طی فرآیندهای همگرا عمل کرده است. شواهد میکروسکوپی از جمله بازبلورش دینامیک کوارتز و فلدسپار مهاجرت مرز دانه و کاهش انرژی سطحی مرز دانه‌ها) مؤید آن هستند که تغییرشکل در رژیم شکل‌پذیر (ductile regime) و در دماهای نسبتاً بالا رخ داده است. بنابراین، ترکیب داده‌های میکروسکوپی و محاسبات تاوایی نشان می‌دهد که پهنه برشی مورد مطالعه یک پهنه راندگی با دگرشکلی نوع برش عمومی است که در شرایط همگرای پوسته‌ای شکل گرفته است.

در ایران نیز مطالعات متعددی نشان داده‌اند که اغلب پهنه‌های برشی زون سنندج- سیرجان دارای ماهیت برش عمومی (General shear) بوده و تغییرشکل در آن‌ها ترکیبی از برش ساده و برش محض است. برای نمونه، سرکاری‌نژاد و همکاران (۲۰۱۵) در بررسی پهنه برشی دهوزیر به کمک تحلیل تاوایی نشان دادند که این پهنه با اعدادی بین ۰.۷ تا ۰.۸ دارای سهم همزمانی از دو مؤلفه‌ی برش ساده و برش محض است. مطالعات مشابه در پهنه سنندج -سیرجان توسط محققان مختلف همچون سرکاری نژاد و همکاران (۲۰۱۷) ، سرکاری نژاد و دریکوند (۲۰۱۷)، سامانی (۱۴۰۴)، سامانی و همکاران(۲۰۱۹) ، فقیه و همکاران (۱۴۰۱) و دریکوند (۲۰۲۱) نیز مقادیر تاوایی در محدوده برش عمومی (ترکیبی از برش ساده و برش محض)گزارش کرده‌اند که با الگوی برش عمومی منطقه مطالعاتی همخوانی دارد. همچنین بررسی‌های انجام‌شده در پهنه‌های میلونیتی شمال‌غرب ایران (Behyari and Shahbazi, 2019; Behyari and Kanabi, 2019) و در نواحی مختلف سنندج- سیرجان نشان می‌دهد که تغییرشکل در بسیاری از پهنه‌های برشی ایران تنها با فرض ترکیب برش ساده و برش محض قابل تبیین است (Sarkarinejad and Azizi, 2008).



شکل۸- نمودار درصد برش ساده و برش محض در پهنه برشی با استفاده از دو روش PAR و RNG

Figure 8- Diagram showing the percentage of simple shear and pure shear in the shear zone using the PAR and RGN methods.

۷-نتیجه گیری

بررسی‌های ریزساختاری و تحلیل تاوایی در پهنه برشی راندگی مورد مطالعه در شمال غرب گرانیت الوند نشان می‌دهد که این پهنه در شرایط برش عمومی عمل کرده است، به‌گونه‌ای که مقدار تاوایی محاسبه‌شده از دو روش PAR و RGN (0.6-0.8) بیانگر ترکیب همزمان برش ساده و برش محض است. این الگو با پهنه‌های برشی راندگی در محیط‌های همگرا سازگار بوده و نشان‌دهنده آن است که تغییرشکل تنها به لغزش برشی محدود نبوده بلکه سهم قابل‌توجهی از کوتاه‌شدگی نیز در آن نقش داشته است. وجود بازبلورش مهاجرت مرز دانه در کوارتز و بازبلورش در فلدسپار، نشانه‌ای قوی از این است که پهنه‌ی برشی مورد مطالعه در شرایط دمای نسبتاً بالا (حدود ۵۰۰ تا بیش از ۶۰۰ درجه سانتیگراد) فعالیت داشته است. ترکیب داده‌های تاوایی و دما به‌خوبی بیانگر آن است که پهنه برشی راندگی مورد مطالعه در شرایط فشار بالا و همگرای پوسته‌ای فعالیت داشته و احتمالا به‌عنوان مسیری برای جابجایی و جایگیری توده‌گرانیتی الوند عمل کرده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان لازم می‌دانند از دانشگاه بوعلی سینا برای کمک در برگزاری برداشت های صحرایی و تهیه مقاطع میکروسکوپی تقدیر و تشکر کنند. همچنین از سردبیر محترم، داوران محترم که با نظرات ارزشمند خود باعث رفع نقص های این نوشتار گردیدند و مدیران داخلی مجله نیز کمال تشکر را دارند.

مراجع

Azizi, H., Daneshvar, N., Rafat, Gh., Asahara, Y., Horie, K., Takehara, M., Kon, Y., Minami, M., Anma, R., 2024. O–Hf isotope ratios of Alvand S-type granite, western Iran, reveal crustal melting in an extensional regime. Lithos 464–465, 107437. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107437

Barker, A. J., 2013. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Routledge. p. 290. https://doi.org/10.4324/9781315831626

Behyari, M., Kanabi, A., 2019a. Constraining of strain ellipsoid shape from sectional data in the au bearing shear zone west of Iran. Acta Geodyn Geromater 16, 131–143. https://doi.org/10.13168/AGG.2019.0010

Behyari, M., Shahbazi, M., 2019b. Strain and vorticity analysis in the Zagros suture zone (W Iran): implications for Neo-Tethys postcollision events. Journal of Structural Geolology 126, 198–209. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.06.002

Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162, 70-87. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006

Das, J.P., Bhattacharyya, K., Mookerjee, M., Ghosh, P., 2016. Kinematic analyses of orogen-parallel L-tectonites from Pelling-Munsiari thrust of Sikkim Himalayan fold thrust belt: Insights from multiple, incremental strain markers. Journal of Structural Geolology 90, 61–75. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.07.005

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013. An introduction to the rock-forming minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, p. 498. https://doi.org/10.1180/DHZ

Derikvand, S., 2021. Quantitative kinematic analyses of the Darizhun shear zone within the hinterland of the Zagros orogenic belt, Iran. International Journal of Earth Sciences 110(2), 609-626. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01976-9.

Dutta, D., Mukherjee, S., 2019. Opposite shear senses: geneses, global occurrences, numerical simulations and a case study from the Indian western Himalaya. Journal of Structural Geology 126, 357–392. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.05.008

Faghih, A., Dehghan, M., Sobhani, S.S., 2023. Study of deformation pattern and kinematic characteristics in the Gelmandeh metamorphic complex, Saghand region, Central Iran. Advanced Applied Geology 12(4), 617-634. https://doi.org/10.22055/aag.2021.37039.2216

Festa, V., Prosser, G., Caggianelli, A., Grande, A., Langone, A., Mele, D., 2015. Vorticity analysis of the Palmi shear zone mylonites: new insights for the Alpine tectonic evolution of the Calabria-Peloritani terrane (southern Italy). Geological Journal 51, 670–681. https://doi.org/10.1002/gj.2673

Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones – a review. Earth Science Review 171, 434–455. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002

Fossen, H., Tikoff, B., 1993.The deformation matrix for simultaneous simple-shearing, pure-shearing and volume change, and its application to transpression–transtension tectonics. Journal of Structural geology 15, 413–422. https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90137-Y

Fossen, H., 2016. Structural geology. Cambridge university press.

Ghosh, S.K., Ramberg, H., 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure-shear and simple-shear. Tectonophysics 34, 1–70. https://doi.org/10.1016/0040-1951(76)90176-1

Jessup, M.J., Law, R.D., Frassi, C., 2007. The Shear-Rigid Grain Net (RGN): an alternative method for estimating mean kinematic vorticity number (Wm). Journal of Structural Geology 29, 411–421. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.11.003

Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K.J.W., Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. Journal of Structural Geology 26, 1531–1548. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.01.004

Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. SC mylonites. Journal of Structural Geology 6, 617–638. https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90001-4

Liu, L., Zhou, D.W., Dong, Y.P., Zhang H.F., Liu, Y.J., Zhang, Z.J., 1995. High pressure metabasites and their retrograde metamorphic P-T–t path from Songshugou area, eastern Qinling Mountain. Acta Petrol Sin 11,127–136. https://doi.org/10.1111/jmg.12527

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M., 2011. U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 41(3), 238-249. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006

McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and fore arc deformation. Journal of Geophysics Research 97, 8905–8915. https://doi.org/10.1029/92JB00483

Means, W.D., 1994. Rotational quantities in homogeneous flow and the development of small-scale structure. Journal of Structural Geology 16, 437–445. https://doi.org/10.1103/PhysRevFluids.4.024609

Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S., Williams, P.F., 1980. Vorticity and non-coaxially in progressive deformations. Journal of Structural Geology 2, 371–378. https://doi.org/10.1016/0191-814 (80)90024-3

Michibayashi, K., Murakami, M., 2007. Development of a shear band cleavage as a result of strain partitioning. Journal of Structural Geology 29, 1070–1082. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.02.003

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Structural Geology 22, 1125–1139. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7

Passchier, C.W., Urai, J.L., 1988. Vorticity and strain analysis using Mohr diagrams. Journal of Structural Geology 10:755–763. https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90082-X

Passchier, C.W., 1997. The fabric attractor. Journal of Structural Geology 19, 113–127. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00077-6

Passchier, C.W., 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow-a study in vorticity analysis. Journal of Structural Geology 9, 679–690. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90152-0

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. 2st edition, Microtectonics. Springer, p. 366.

Philpotts, A.R., Ague, J.J., 2009. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. P.685.

Samani, B., 2017. Deformation flow analysis and symmetry of Goushti shear zone, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. Geopersia 7(1), 117-130. https://doi.org/10.22059/geope.2017.219333.648281

Samani, B., Saki, A., Taghizadeh, S., 2019. The geometric symmetry analysis of Kamary shear zone using planar and linear Structural elements, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. Journal of Tectonics 3(11), 49-59. https://doi.org/10.22077/jt.2020.1505

Sarkarinejad, K., Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. Journal of Structural Geology 30, 116–136. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.10.001

Sarkarinejad, K., Keshavarz, S., Faghih, A., Samani, B., 2017. Kinematic analysis of rock flow and deformation temperature of the Sirjan thrust sheet, Zagros Orogeny, Iran. Geological Magazine 154(1), 147-165. https://doi.org/10.1017/S0016756815000941

Sarkarinejad, K., Derikvand, S., 2017 Structural and kinematic analyses of the basement window within the hinterland fold-and-thrust belt of the Zagros orogeny, Iran. Geological Magazine 154, 983–1000. https://doi.org/10.1017/S0016756816000558

Sarkarinejad, K., Goftari, F., 2019. Thick-skinned and thin-skinned tectonics of the Zagros orogeny, Iran: constraints from Structural, microstructural and kinematics analyses. Journal Asian Earth Science 170, 249–273. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.10.021

Sarkarinejad, K., Keshavarz, S., Faghih, A., 2015. Kinematics of the Sirjan mylonite nappe, Zagros Orogenic Belt: insights from strain and vorticity analyses. Journal of Geoscience 60,189–202. https://doi.org/10.3190/jgeosci.198

Sepahi, A.A., 2008. Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 247(3), 295-312. https://doi.org/10.1127/0077-7749/2008/0247-0295

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., Abedini, M.V., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences 39 (6), 668–683. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014

Sheikholeslami, M.R., Ghassemi, M.R., Hassanzadeh, J., 2019. Tectonic evolution of the hinterland of the Zagros Orogen revealed from the deformation of the Golpaygan Metamorphic Complex, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 182, 103929. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103929

Simpson, C., De Paor, D.G., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. Journal of Structural geology 15, 1–20. https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90075-L

Simpson, C., De Paor, D.G., 1997. Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from Scandinavian Caledonides. In: Sengupta S (ed) Evolution of geological structures in micro to macro scales. Springer, Netherlands, 169–184.

Stahr, D.W III., Law, R.D., 2011. Effect of finite strain on clast-based vorticity gauges. Journal of Structural geology 33, 1178–1192. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.05.002

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. Journal of Structural geology 24(12), 1861–1884. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4

Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. Geology 23, 447–450. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0447: OPMACT>2.3.CO;2

Truesdell, C., 1953. Two measures of vorticity. Journal of Rational Mechanics and Analysis 2,173–217.

Tullis, J., Yund, R.A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. Geology 13(4), 238–241. https://doi.org/10.1130/0091-613(1985)13<238:DROFAM>2.0.CO;2

Vernon, R.H., Johnson, S.E., Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: The San José tonalite, Baja California, México. Journal of Structural Geology 26(10), 1867-1884. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.007

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J. 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East contrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, Geophysical Journal International 157, 381–398.https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x

Vollmer, F.W., 2015. EllipseFit 3.2. https://www.frederickvollmer.com/ellipsefit/

Wallis, S.R., Platt, J.P., Knott, S.D., 1993. Recognition of syn-convergence extension in accretionary wedges with examples from the Calabrian Arc and the Eastern Alps. American Journal of Science 293, 463–494. https://doi.org/10.2475/ajs.293.5.463https://doi.org/10.2475/ajs.293.5.463

Whitney, D.L., and Evans, B.W, 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist 95(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wallis, S.R., 1992. Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagawa Belt, SW Japan. Journal of Structural Geology 14, 271–280. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90085-B

Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: a review of methods and applications. Journal of Structural Geology 32, 2072–2092. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.009

Zhang, Q., Teyssier, C., 2013. Flow vorticity in Zhangbaling transpressional attachment zone, SE China. Journal of Structural Geology 48, 72–84. https://doi.org/ 10.1016/j.jsg.2012.12.006

Zhang, Q., Fossen, H., 2020. The dilemma of asymmetric porphyroclast systems and sense of shear. Journal of Structural Geology 130, 103893. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103893

Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S., Esmaeili, R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. Gondwana Research 62, 227-245. https://doi.org/10.1016/ j.gr.2018.04.002.