



Investigations of deformation in west of Silvana mica schists, southwest of Urmia: Implications for tectonic structures and microstructures

Shahnaz Hatami Noy¹, Akram Alizadeh², Masoumeh Ahangari^{3*}

1. MSc, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

3. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Article info

Article history

Received: 08 January 2024

Accepted: 14 February 2024

Keywords:

deformation, microstructure, mylonite, mica schist, Silvana, Urmia.



Abstract

The outcropping mica schists from the Silvana region, which are a component of the Silvana colored *mélange* complex, are situated southwest of Urmia. This region is located in the northwesternmost part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. Mica schists can be classified into three sub-types based on petrographic studies: muscovite schists, biotite-muscovite schists and fibrolite-biotite-muscovite schists. Mylonitic zone can be identified by the presence of mylonitic foliation and microstructures such as mica fish, dynamic recrystallization, asymmetrically tailed porphyroclasts, kink bands, and microfolds. The Silvana mylonites are categorized as low to medium grade mylonites based on textural and microstructural evidence. According to the structural and microstructural relations, the study area appears to have been impacted by three main phases of deformation. The first phase can be characterized by a transpressional deformation regime, leading to the formation of S1 foliation in mica schists. The dextral main simple shear component can be attributed to the second phase. During this phase, S2 foliation, mylonite zones and various folds and microfolds were developed. Ultimately, multiple fractures and microfaults were caused by the third phase of brittle deformation that affected the study area.

Introduction

The Silvana mica schists are situated in the west of Silvana, southwest of Urmia. These rocks are part of the Silvana colored *mélange* complex (Modjarrad, 2022, 2023). The Silvana region can be considered as the northwestern terminal of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt in the structural subdivisions of Iran (Stocklin, 1968; Sabzehei, 1996). The Silvana region has a very diverse stratigraphy with igneous, sedimentary, metamorphic, and pyroclastic rocks ranging in age from Precambrian to recent (Hajmolla Ali

and Shahrabi, 2006). Different ultramafic, mafic, green schists, metamorphosed sedimentary rocks, and intrusive rocks like diorite and diorite-gabbro make up the Silvana colored *mélange* complex (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006; Modjarrad, 2023). Neotethys subduction in northwestern Iran is thought to have contributed to the formation of this complex (Hajmolla ali and Shahrabi, 2006). Investigating the structures and microstructures of metamorphic rocks, particularly mica schists outcropped in the

DOI <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106731>

***Corresponding author:** Masoumeh Ahangari; **E-mail:** m.ahangari@urmia.ac.ir

How to cite this article: Hatami Noy, S., Alizadeh, A., Ahangari, M., 2024. Investigations of deformation in west of Silvana mica schists, southwest of Urmia: Implication for tectonic structures and microstructures. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(2), 106- 132. <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106731>



west of the Silvana region, is the main aim of this study.

Materials and Methods

In order to carry out this research, preliminary investigations including preparation of topographic, geological and geographical maps as well as literature review were carried out. Field studies were performed to identify outcropping rock units, tectonic structures and to collect samples. Systematic sampling was carried out along the faulted Bunar valley. Forty samples were taken and tectonic structures were examined during the sampling process. Of them, 17 unaltered and relatively fresh samples were chosen to prepare thin sections. Using a polarizing microscope, thin sections were examined to ascertain the textural and microstructural relationships as well as the mineral paragenesis. It is important to note that both general and specialized software, such as Arc GIS and Corel, were utilized to process the thin sections and field photos.

Results and Discussion

The study area is located in the Bunar fault valley and considered as a shear zone due to the action of various faults. Various structures, including foliation, folds and microfolds, kink bands, and microfaults, were created as a result of shearing forces.

Silvana mica schists can be divided into three subtypes based on petrographic studies: muscovite schists, biotite-muscovite schists, and fibrolite-biotite-muscovite schists. Each sample displays mylonitic microstructures with porphyroclasts (lens-shaped muscovite and plagioclase) arranged in a fine-grained matrix made up of biotite, quartz, plagioclase, and muscovite. Mica fishes, kink bands, microfolds, asymmetric tailed porphyroclasts, and dynamic recrystallization are examples of identified microstructures.

Mica schists undergoing transpressional deformation during metamorphism gave rise to the S1 foliation. The preferred orientation of recrystallized quartz, biotite, and muscovite defines this foliation.

Quartz and in some cases, plagioclase display dynamic recrystallization. Subgrain rotation and grain boundary migration are the common dynamic recrystallization mechanisms observed in quartz grains. Plagioclases in muscovite schist, on the other hand, exhibit bulging dynamic recrystallization. It appears that the mica schists were deformed at temperatures between 400 and 700 °C based on quartz dynamic recrystallization.

Microfolds are other microstructures found in the mica schists. The overprinting S2 foliation developed as an axial-plane schistosity. The S2 foliation is defined by fine muscovite, biotite, and quartz. Muscovite and plagioclase kink bands are frequently found in muscovite schists. However, some kinked muscovites have also been seen in biotite-muscovite schists.

Mica fish with small aspect ratio and rhomboidal fish shape were observed in muscovite. Mica fish exhibit a dextral simple shear component in the studied rocks. A variety of microfaults and fractures developed during the late stage of deformation.

The metamorphism and subsequent deformations in the Silvana mica schists appears to have been triggered by the closure of Neotethys.

Conclusions

Mica schists from the west of Silvana can be classified into three sub-types based on petrographic studies: muscovite schists, biotite-muscovite schists and fibrolite-biotite-muscovite schists. The mineralogical composition of these rocks consists of quartz,

plagioclase, muscovite, biotite, and fibrolite, as well as trace amount of tourmaline and opaque minerals.

Mylonitic zone is evident in this region due to the presence of mylonitic foliation and microstructures such as mica fishes, dynamic recrystallization, asymmetrically tailed porphyroclasts, kink bands, and microfolds. The Silvana mylonites are categorized as low to medium grade mylonites based on textural and microstructural evidence. According to the structural and microstructural relations, the study area appears to have been affected by the three major deformation phases. The first phase can be characterized by a transpressional deformation regime, leading to the formation of S1 foliation in mica schists. The dextral main simple shear component can be attributed to the second phase. During this phase, S2 foliation, mylonite zones and various folds and microfolds were developed. Ultimately, multiple fractures and microfaults were caused by the third phase of brittle deformation that affected the study area.




Based on the results of structural and microstructural studies conducted in the

Silvana region and compared with the trends and structures of the Zagros thrust, it appears that the mica schist was formed by metamorphism of sediments during the closure of the Neotethys.

References

- Hajmolla Ali, E., Shahrabi, M., 2006. Geological map of Iran, 1:100,000 series sheet Silvana. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Modjarrad, M., 2022. The provenance studies and metamorphic conditions of the Gysian colored mélange low-grade active continental margin schists - south of Urmia. *Researches in Earth Sciences* 12, 147-165, (in Persian).
- Modjarrad, M., 2023. Serpentinities of Gysian Silvana Ophiolites-South of Urmia petrography and geochemistry; relationship with Neo-Tethys subduction at the Northwest border of Iran. *Researches in Earth Sciences* 13, 75-98, (in Persian).
- Sabzehei, M., 1996. An introduction to general geology of metamorphic complexes in Southern Sanandaj-Sirjan Zone, Unpublished Report. Geological Survey of Iran, (in Persian).
- Stocklin, J., 1968. Structures history and tectonic of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52, 1229-1258.

CRediT authorship contribution statement

 Shahnaz Hatami Noy	Conceptualization, Software Investigation, Formal analysis
 Akram Alizadeh	Validation, Investigation, Formal analysis Resources, Data Curation, Writing - Review & Editing Supervision, Project administration
 Masoumeh Ahangari	Methodology, Investigation, Formal analysis Resources, Writing - Original Draft Writing - Review & Editing



بررسی دگرشکلی در میکاشیست‌های منطقه غرب سیلوانا، جنوب غرب ارومیه: با نگرشی بر ساختارها و ریزساختارهای تکتونیکی

شهناز حاتمی نوی^۱، اکرم علیزاده^۲، معصومه آهنگری^{۳*}

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخچه مقاله دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۱۸ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۲۵	میکاشیست‌های رخنمون یافته در منطقه سیلوانا بخشی از مجموعه آمیزه رنگین سیلوانا واقع در جنوب غرب شهرستان ارومیه است. این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی‌های ساختاری جزئی از بخش انتهایی کمربند دگرگونی سندج-سیرجان در نظر گرفته می‌شود. با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی میکاشیست‌ها را می‌توان به سه گروه مسکویت شیست، بیوتیت مسکویت شیست و فیبرولیت بیوتیت مسکویت شیست تقسیم نمود. وجود برگوارگی میلونیتی و ریزساختارهایی همچون میکای ماهی، تجدید تبلور دینامیکی کانی‌ها، پورفیروکلاست‌های دنباله‌دار، کینک‌باند و چین‌خوردگی نشان از وجود پهنه‌های میلونیتی و عملکرد نیروهای برشی در این منطقه است. با توجه به روابط بافتی و ریزساختارهای موجود، میلونیت‌های موجود از نوع میلونیت‌های درجه پایین تا متوسط هستند. بر اساس روابط ساختاری مشاهده شده در صحرا و ریزساختارهای موجود در سنگ‌ها به نظر می‌رسد سه فاز دگرشکلی مهم در منطقه عمل کرده است. فاز اول به صورت دگرریختی فشارشی عمل کرده و منجر به تشکیل برگوارگی S1 شده است. فاز دوم با مؤلفه اصلی برش ساده راست‌گرد مشخص شده و پهنه‌های میلونیتی و برگوارگی S2 را به وجود آورده است. چین‌ها و ریزچین‌های متعددی در طی این فاز توسعه پیدا کرده است. فاز سوم به صورت دگرشکلی شکننده عمل کرده و شکستگی‌ها و ریزگسل‌های متعددی را به وجود آورده است.



مقدمه

دگرگونی عموماً دارای برگوارگی مشخص مانند شیسستوزیته یا گنیسوزیته هستند که در اثر دگرشکلی شکل‌پذیر طی حادثه اصلی دگرگونی تشکیل می‌شوند. گرچه مکانیسم تشکیل و توسعه برگوارگی در سنگ‌های دگرگونی معمولاً پیچیده بوده و با تغییر نوع سنگ، تغییر می‌یابد (Passchier and Trouw, 2008).

از زمان کشف ارتباط بین دگرشکلی، دگرگونی و رشد پورفیربلاست‌ها (Zwart, 1960) تاکنون مطالعات متعددی جهت بازسازی تاریخچه تحول سنگ‌های دگرگونی دگرشکل‌شده و تحلیل تنش‌های آنها صورت گرفته است (مانند Miao et al., 2023; Okudaira and Beppu, 2008). تکتونیت‌های

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106731>

*نویسنده مسئول: معصومه آهنگری m.ahangari@urmia.ac.ir

استناد به این مقاله: شهناز حاتمی نوی، ش.، علیزاده، ا.، آهنگری، م (۱۴۰۲) بررسی دگرشکلی در میکاشیست‌های منطقه غرب سیلوانا، جنوب غرب ارومیه: با نگرشی بر ساختارها و ریزساختارهای تکتونیکی. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۲، صفحه ۱۰۶ تا ۱۳۲.



<http://doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106731>

(1996). البته توجه به این نکته بسیار ضروری است که سنگ مادر و اولیه بسیاری از سنگ‌های دگرگونی دارای لایه‌بندی اولیه‌ای هستند که در حین رسوب‌گذاری در حوضه رسوبی تشکیل شده است. از این‌رو جهت بازسازی تاریخچه تکتونیکی یک منطقه، تشخیص و تفکیک برگوارگی‌های با منشأ تکتونیکی از برگوارگی‌های با منشأ رسوبی دارای اهمیت زیادی است (Okudaira and Beppu, 2008).

در بین سنگ‌های دگرگونی، مطالعه ساختارهای تکتونیکی موجود در شیست‌های متاپلیتی با توجه به همگن بودن بافت و ساخت آن‌ها از لحاظ سنگ‌شناختی و محدود بودن افق‌های سنگ‌شناسی مختلف در ترکیب این سنگ‌ها، علیرغم ضخامت بالای این سنگ‌ها در نواحی کوهزایی کمتر مورد توجه تکتونیست‌ها واقع شده است (Arnaud et al., 2004). با این وجود مطالعات متعددی بر روی تعیین شرایط دگرگونی و دگرشکلی این سنگ‌ها واقع در نواحی کوهزایی جهت بازسازی محیط تشکیل آن‌ها، صورت گرفته است (مانند Ghadimi et al., 2012; Kang et al., 2022; Ren et al., 2015). در این خصوص توجه به خصوصیات ریزساختارها و فراریزساختارهای (ultra microstructures) موجود در کانی‌ها از جمله گارنت نیز کمک زیادی به شناسایی شرایط تکتونیکی منطقه می‌نماید (Ren et al., 2015).

نواحی کوهزایی و زون‌های برخوردی اغلب با تشکیل زون‌های برشی متعدد همراه هستند که منجر به توسعه میلونیت‌ها با درجات مختلف می‌شود.

زون‌های برشی معمولاً پهنه‌های باریکی را تشکیل می‌دهند که حاوی تغییرات ساختاری شکل‌پذیر در اثر تمرکز کرنش ناهماهنگ نسبت به محیط اطراف خود هستند. این ساختارها در ابعاد مختلف از چند سانتی‌متر تا چندین کیلومتر قابل مشاهده بوده و از ویژگی‌های ساختاری رایج در بخش‌های میانی و عمیق پوسته هستند (Ramsay and Graham, 1970). لازم به ذکر است که زون‌های برشی محدود به جایگاه تکتونیکی خاصی نبوده و در جایگاه‌های متعددی تشکیل می‌شوند.

تحقیق حاضر به بررسی ساختارها و ریزساختارهای موجود در سنگ‌های دگرگونی با تأکید بر میکاشیست‌های رخنمون یافته در غرب سیلوانا (جنوب غرب ارومیه) پرداخته است. این سنگ‌ها بخشی از مجموعه آمیزه رنگین سیلوانا محسوب می‌شوند (Modjarrad, 2022, 2023). تشکیل این مجموعه به فروورانش نئوتتیس در شمال غرب ایران نسبت داده شده است (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006). مجموعه آمیزه رنگین سیلوانا شامل انواع سنگ‌های الترامافیک، مافیک، شیست‌های سبز، سنگ‌های حدواسط، سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده و سنگ‌های نفوذی مانند دیوریت و دیوریت-گابرو است (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006; Modjarrad, 2023). بر اساس مطالعات مجرد (Modjarrad, 2022) میکاشیست‌های مورد مطالعه در شرایط دمایی کمتر از 550 ± 20 درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از $5/5 \pm 1$ کیلو بار تشکیل شده‌اند. لازم به ذکر است که منطقه مورد

GIS جهت پردازش تصاویر عکس‌های تهیه شده در بازدید صحرایی و مقاطع نازک و تهیه نقشه زمین‌شناسی استفاده شده است. علائم اختصاری کانی‌های مورد استفاده در تحقیق حاضر در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱- علائم اختصاری کانی‌های مورد استفاده در تحقیق حاضر

Table 1. Mineral abbreviations used in this study.

Symbol	Mineral	Symbol	Mineral
Bt	Biotite	Qtz	Quartz
Fib	Fibrolite	Ms	Muscovite
Plg	Plagioclase	FMs	Fine Muscovite
Tur	Tourmaline	CMs	Coarse Muscovite

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه از توابع بخش سیلوانای شهرستان ارومیه در استان آذربایجان غربی و در ۳۰ کیلومتری غرب شهرستان ارومیه واقع شده است. از لحاظ زمین‌شناسی، منطقه سیلوانا با توجه به گسترش سنگ‌ها و سازندهای رخنمون یافته جایگاه ساختاری ویژه‌ای داشته و توسط زمین‌شناسان مختلف به زون‌های ساختاری متعددی همچون زون خوی- مهاباد (Nabavi, 1976)، محل برخورد زون‌های سنندج- سیرجان و ایران مرکزی (Alavi-Naini, 1972) و پایانه شمال غربی زون سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968) نسبت داده شده است. در این خصوص سبزه‌ای (Sabzehei, 1996) بر این باور است که منطقه سیلوانا ویژگی‌های زون سنندج- سیرجان را به طور کامل از خود نشان نمی‌دهد. با این وجود ایشان این منطقه را همانند اشتوکلین

مطالعه از جمله مناطق مرزی محسوب شده و با توجه به مسایل امنیتی کمتر مورد مطالعه واقع شده است. از این‌رو مطالعه حاضر می‌تواند به عنوان راهگشایی برای انجام مطالعات بعدی در این منطقه محسوب گردد.

مواد و روش‌ها

به منظور انجام تحقیق حاضر و جهت آشنایی با محدوده مورد مطالعه، ابتدا بررسی‌های مقدماتی شامل تهیه نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی و جغرافیایی و جمع‌آوری اطلاعات کتابخانه‌ای منطقه و مطالعات انجام شده در مناطق مختلف دنیا در ارتباط با موضوع مورد مطالعه، انجام شد. پس از آن، مطالعات صحرایی و بازدید از منطقه جهت شناسایی واحدهای رخنمون یافته، ساختارهای تکتونیکی و نمونه‌برداری انجام گرفت. نمونه‌برداری در امتداد دره گسلی و به صورت سیستماتیک انجام گرفت. در حین نمونه‌برداری ساختارهای تکتونیکی منطقه به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. در طی مطالعات صحرایی تعداد ۴۰ نمونه دستی برداشت گردیده و از بین آن‌ها با توجه به روابط بافتی، تعداد ۱۷ نمونه جهت تهیه مقاطع نازک انتخاب گردید. جهت مطالعه ریزساختارها، مقاطع در راستای خطوارگی و عمود بر برگوارگی تهیه شدند. جهت شناسایی ترکیب کانی‌شناسی و روابط بافتی و ریزساختارهای موجود مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. لازم به ذکر است جهت انجام تحقیق حاضر از نرم‌افزارهای عمومی و تخصصی کاربردی از جمله Microsoft Office، Corel و Arc

(Stocklin, 1968)، بخش انتهایی زون سنندج-

سیرجان در نظر می‌گیرند.

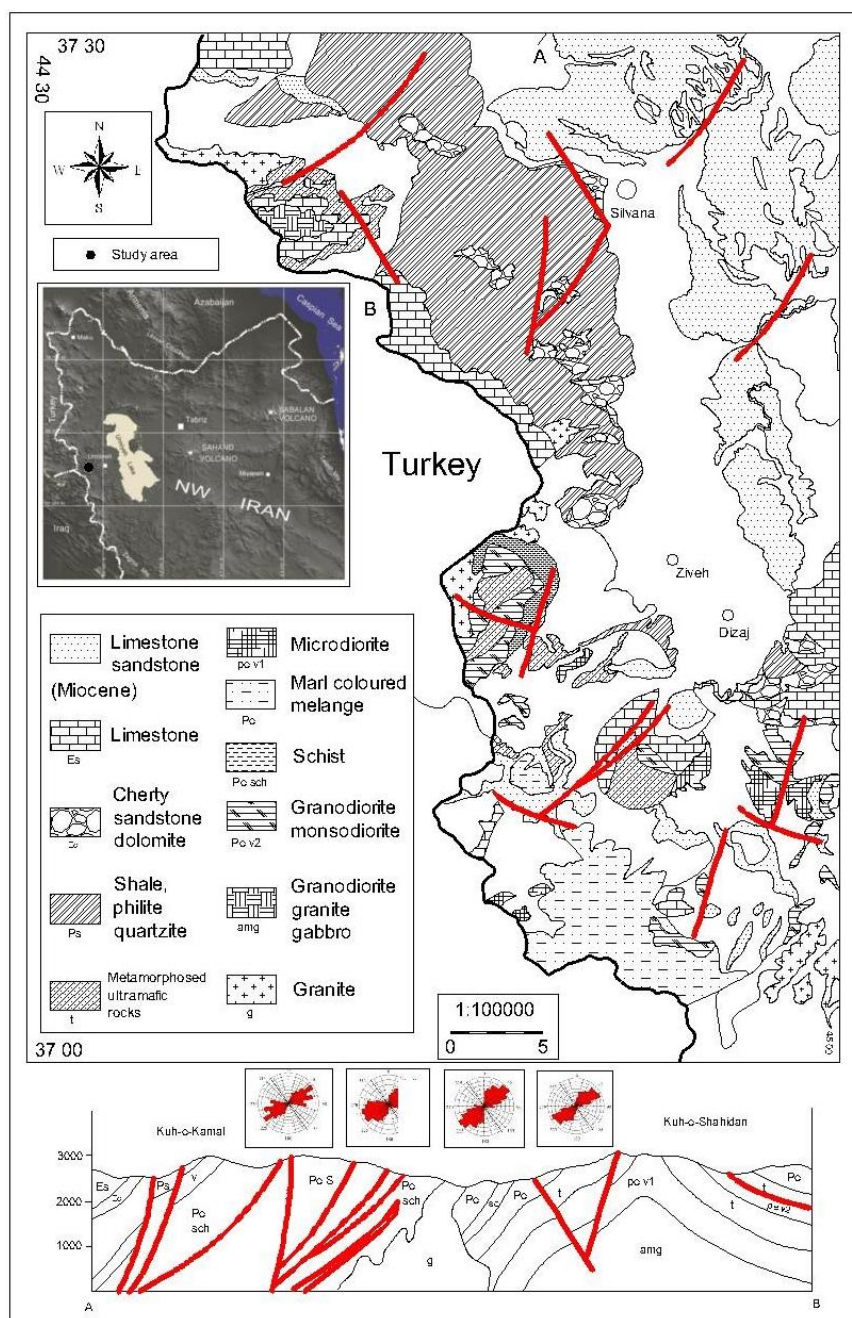
از لحاظ چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه واحدها و سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه شامل سنگ‌های رسوبی، آذرین، دگرگونی و آذرآواری با سن پرکامبرین تا عهد حاضر است (شکل ۱). میکاشیست‌های مورد مطالعه در تحقیق حاضر عمدتاً در اطراف دره گسلی بنار رخنمون یافته‌اند. با توجه به واحدهای رخنمون یافته در اطراف دره گسلی، به نظر می‌رسد گسل مذکور از نوع گسل رانده باشد. به طوری که در یک سمت گسل واحدهای آهکی- دولومیتی به سن پرمین و در سمت دیگر واحد میکاشیستی به سن کرتاسه قرار گرفته است. لازم به ذکر است موقعیت نمونه‌های برداشت شده پس از ترسیم بر روی نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ سیلوانا (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006) بر روی واحدهای آمیزه رنگی و دیوریت و گابروهای دگرگون شده قرار گرفت. اما موقعیت نمونه‌ها در نقشه ۱:۲۵۰,۰۰۰ سرو (Haghipour and Aghanabati, 1976) بر روی واحد شیست قرار می‌گیرد. از این رو، با توجه به مطالعات صحرایی به نظر می‌رسد تفکیک واحدها در این بخش از نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ سیلوانا به خوبی صورت نگرفته و نیاز به تصحیح دارد. واحد شیستی تصحیح شده در شکل ۱ ارائه شده است.

زمین‌ساخت منطقه سیلوانا

جهت بررسی زمین‌ساخت منطقه سیلوانا از روندهای کلی حاکم بر منطقه، ساختارهای بزرگ مقیاس و گسل‌های مؤثر در منطقه کمک گرفته شده است. در ادامه هر یک از موارد مذکور به تفصیل شرح داده شده است.

روندها (Trends)

روند غالب موجود در منطقه روند تقریباً شمالی- جنوبی است که مشابه با روند مشاهده شده در زون خوی- مهاباد است (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006). با این وجود با توجه به مطالعات انجام شده (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006)، روندهای دیگری نیز در منطقه قابل مشاهده هستند. به نظر می‌رسد این روندها حاصل عملکرد تکتونیک شدید در منطقه باشد. به طوری که در مناطق و برکه‌های مجاور همچون سرو و اشنویه نیز ادامه این روندها را می‌توان مشاهده نمود. سه روند غالب در منطقه سیلوانا شامل ۱- روندهای شرقی- غربی (مانند محور و یال‌های تاق‌دیس کوه شهیدان)، ۲- روند شمال غرب- جنوب شرق (عمدتاً در مجموعه افیولیتی و آمیزه رنگین) و ۳- روند شمالی- جنوبی (فرونشست دیزج- سیلوانا)، هستند (شکل ۲).



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران. (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه سیلوانا برگرفته از حاج‌ملاعلی و شهرابی (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006) با اندکی تغییر. موقعیت واحد شیستی با توجه به مشاهدات صحرایی تصحیح گردیده است. برش زمین‌شناسی- ساختاری از قسمت شمال منطقه مورد مطالعه (از کوه کمال تا کوه شهیدان) به همراه تصاویر استریوگرافیک نیز نشان داده شده است.

Fig. 1. a) Location of the study area on the map of Iran. b) Geological map of Silvana (from Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006). On the basis of field observations, the location of the schist unit has been modified. The geological-structural section and stereographic projections of the northern part of the study area (from Mount Kamal to Mount Shahidan) are also displayed.

ساختارها (Structures)

ساختارهای تاق‌دیزی و ناودیزی بزرگ مقیاس قابل نمایش در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ در منطقه سیلوانا کم هستند. این ساختارها محدود به تاق‌دیس کوه شهیدان و تاق‌دیس غرب روستای خانقاه با روند محوری شرقی- غربی هستند. ساختار ناودیزی واقعی در محدوده سیلوانا مشاهده نشده ولی در اثر عملکرد راندگی اسبی‌بنار، ساختار شبه ناودیزی در واحد آهک دولومیتی پرمین (سازند روته) به وجود آمده است. محور این ناودیس به صورت شمالی- جنوبی است (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006). روند ساختارهای موجود در منطقه سیلوانا را می‌توان در شکل ۲ مشاهده نمود.

گسل‌ها (Faults)

در منطقه سیلوانا گسل‌های متعددی وجود دارند (شکل ۱ و ۲) که بر اساس عملکردشان مانند میزان جابجایی و نوع گسل و نقش آن‌ها در همبندی‌ها، برخی از آن‌ها به عنوان گسل اصلی طبقه‌بندی شده‌اند. گسل‌های راندگی زردکوه، بزسینا، سیلوانا، شهیدان و اسبی‌بنار از جمله گسل‌های اصلی در منطقه سیلوانا محسوب می‌شوند (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006). لازم به ذکر است علاوه بر گسل‌های ذکر شده، تعداد زیادی گسل دیگر در منطقه حضور دارند. ولی با توجه به اینکه در تعیین زون‌های ساختاری نقش اساسی ندارند، جزء گسل‌های فرعی طبقه‌بندی شده‌اند. در نقشه زمین‌شناسی منطقه سیلوانا موقعیت تمامی گسل‌ها نشان داده شده است. در ادامه

ویژگی‌های برخی از گسل‌های اصلی موجود در منطقه سیلوانا مورد بررسی قرار گرفته است. گسل راندگی اسبی‌بنار با روند شمال غرب- جنوب شرق باعث همبندی آهک‌های پرمین سازند روته با مجموعه آمیزه رنگین و سنگ‌های دگرگونه به ویژه میکاشیست‌های مورد بررسی در تحقیق حاضر شده است.

گسل زردکوه دارای روند شمال شرق- جنوب غرب بوده و باعث همبندی واحد دگرگونی آفیبولیتی و واحدهای افیولیتی با سن کرتاسه پسین- ائوسن با نهشته‌های رسوبی پالئوژن شده است. شیب این راندگی نسبتاً زیاد (بین ۶۰- ۵۰ درجه) است.

گسل راندگی بزسینا دارای روند شمال غرب- جنوب شرق است. شیب گسل بین ۳۰ تا ۶۰ درجه بوده و سبب راندگی سازندهای مختلفی همچون واحدهای سنگ آهک پرمین، مجموعه سیلوانا و سازندهای سلطانیه- باروت بر روی مجموعه افیولیتی شده است.

گسل راندگی سیلوانا دارای شیب نسبتاً کم بین ۲۰ تا ۳۰ درجه بوده و در قسمت زیادی از طول خود باعث راندگی سنگ‌های پرمین بر روی مجموعه سیلوانا شده است. این گسل در طول مسیر خود توسط گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد جابجا شده است. گسل راندگی شهیدان با راستای شمال غرب- جنوب شرق سبب همبندی واحدهای مختلف پرکامبرین و پالئوژنیک شده است. این گسل از سمت غرب وارد خاک ترکیه می‌شود.



Fig. 2. Structural map of the Silvana region ([Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006](#)).

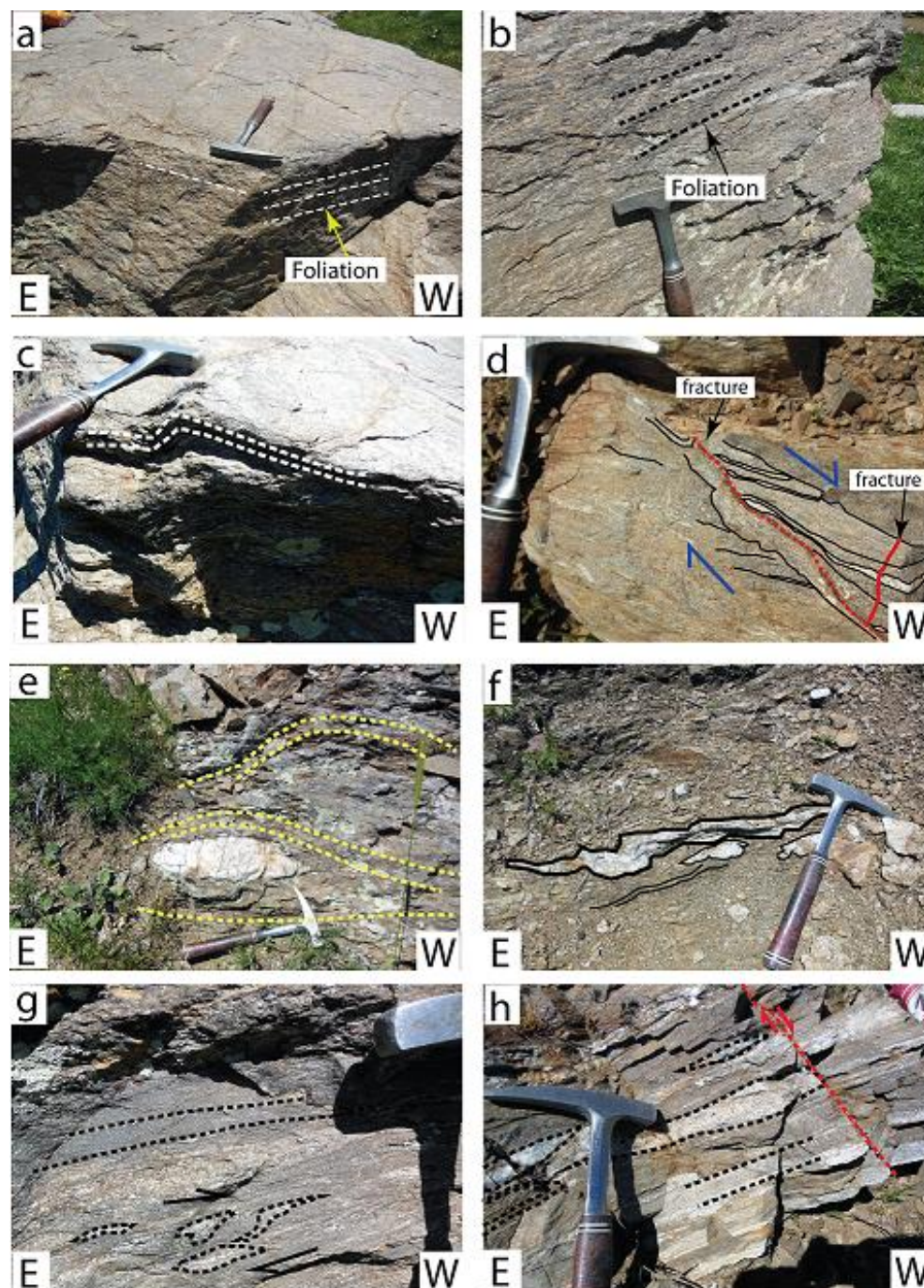
توصیف ساختارهای صحرایی

منطقه مورد مطالعه در دره گسلی بنار رخنمون یافته است که با توجه به عملکرد گسل‌های متعدد در منطقه به عنوان یک پهنه برشی در نظر گرفته می‌شود. عملکرد نیروهای برشی منجر به توسعه ساختارهای مختلفی همچون برگوارگی، خطوارگی، ریزچین‌ها و ریز گسل‌های متعدد در سنگ‌های منطقه شده است. ساختار برگوارگی به وضوح در میکاشیست‌های منطقه دیده می‌شود. جهت‌گیری کانی‌های ورقه‌ای همچون بیوتیت و مسکویت در اثر نیروهای تکتونیکی علت این تورق است (شکل ۳-۳a و ۳b). در برخی موارد در سنگ‌های منطقه ساختار کینک‌بند نیز قابل مشاهده است (شکل ۳-۳c). کینک‌بندها یکی از اشکال رایج دگرشکلی در سنگ‌های دگرگونی دارای برگوارگی صفحه‌ای توسعه یافته هستند (Anderson, 1987). این ساختار، زون‌های چین‌خورده تخته‌ای شکلی هستند که حاصل عملکرد نیروهای برشی بوده و معمولاً در اواخر تاریخچه ساختاری یک سیستم کوهزایی تشکیل می‌شوند (Dewey, 1965).

وضعیت رگه‌ها و سمت تمایل چین‌های نامتقارن از اشکال متداولی هستند که در صحرا هم در مقیاس محلی و هم در مقیاس ناحیه‌ای جهت تعیین سمت برش مورد استفاده قرار می‌گیرند. تاریخچه ایجاد رگه‌ها در سنگ‌ها اغلب پیچیده است. بعضی رگه‌ها قبل از برش وجود داشته‌اند، برخی از رگه‌ها در طی توسعه مناطق برشی و بعضی رگه‌ها بعد از برش

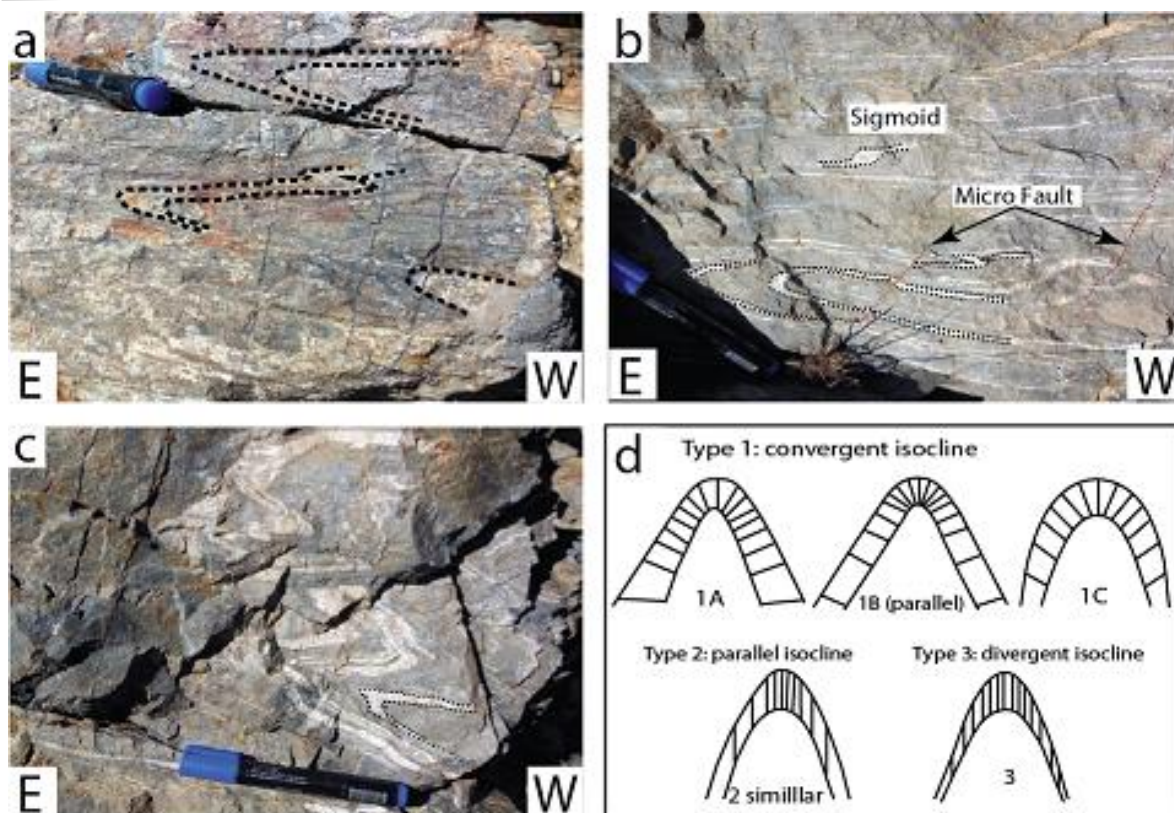
موجود در منطقه ایجاد می‌گردند. رگه‌ها می‌توانند تحت تأثیر برش ساده و برش محض یا برش خالص به وجود آیند. در صورتی که برش خالص باعث ایجاد رگه‌ها شده باشد این رگه‌ها زاویه بزرگی با محور اصلی فشردگی خواهند ساخت. محور اصلی فشردگی محوری است که چین‌خوردگی‌ها را در درون منطقه برشی ایجاد نموده است. در زمانی که رگه‌ها همزمان با برش ساده ایجاد شده باشند، تمایل دارند که در شکستگی‌هایی که عمود بر جهت کشش حداکثر ایجاد می‌شوند تجمع یابند و با پیشرفت برش دچار چرخش گردند. در طی چرخش رگه در درون منطقه برشی یک اثر سینوسی از رگه در درون منطقه به وجود خواهد آمد که با توجه به آن می‌توان سمت برش را مشخص کرد. در میکاشیست‌های منطقه رگه‌های غنی از کوارتز در اثر تنش‌های تکتونیکی جهت‌دار گاهی دچار دگرشکلی‌های نامتقارنی شده‌اند و در بعضی نقاط حالت سیگموئیدال در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳f). در قسمتی از منطقه لایه‌های سخت کوارتز در اثر تنش‌های شدید در میان لایه‌های نرم‌تر میکاشیست به ساختارهای بودیناژ تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۳e).

نیروهای تکتونیکی در سنگ‌های منطقه علاوه بر ایجاد تورق باعث ساختارهای دیگری همچون درز و گسل و ساختارهای سیگموئیدال نیز شده است. همانطور که در شکل ۳-۳g مشاهده می‌شود لایه‌های غنی از فلدسپار و کوارتز ساختارهای چشمی و سیگموئیدال را در زمینه سنگ ایجاد کرده‌اند.



شکل ۳- تصاویر صحرایی از میکاشیست‌های غرب سیلوانا. a و b) برگوارگی در میکاشیست‌ها. c) ساختار کینک‌باند. d) تأثیر نیروهای برشی راست‌گرد بر روی میکاشیست‌ها. e) ساختار بودیناژ در رگه‌های سیلیسی. f) رگه‌های سیلیسی با دگرشکلی نامتقارن. در برخی موارد ساختارهای سیگموئیدی در رگه‌ها تشکیل شده است. g) ساختارهای سیگموئیدی. h) لایه‌بندی و ساختارهای سیگموئیدی.

Fig. 3. Field photos from west Silvana mica schists. a and b) Foliation in mica schists. c) Kink band structure. d) The impact of dextral shearing forces on mica schists. e) Boudinage structure in silicic veins. f) Asymmetrically deformed silicic vein. Sigmoidal structures are sometimes seen in veins. g) Sigmoidal structures. h) Layering and sigmoidal structures.



شکل ۴- c تا d) چین‌های مشاهده شده در منطقه غرب سیلوانا. d) تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس خصوصیات هندسی (Ramsay, 1967).

Fig. 4. a to c) The observed folds in the west Silvana region. d) Geometrical classification of folds (Ramsay, 1967).

موجود در منطقه سیلوانا به گروه ۳ تعلق دارند (شکل ۴- d). در قسمتی از سنگ‌های منطقه ساختارهای چین و ریزگسل و سیگموئیدال به طور هم‌زمان دیده می‌شود که نشان‌دهنده حداقل سه مرحله دگرشکلی (شامل برگوارگی، چین خوردگی و گسلیدگی) در این سنگ‌هاست. با توجه به روابط صحرایی همچون وجود ساختارهایی مانند سیگموئید و ریزچین‌های S در برخی از بازوها، چین‌های مورد مطالعه در زون‌های برشی با راستای راست‌گرد به وجود آمده‌اند.

پتروگرافی

در شکل ۳- h، لایه‌های غنی از مسکویت، کوارتز با دگرشکلی نامتقارن مشابه سیگموئیدال و یک شکستگی مشاهده می‌گردد.

مشاهده چین خوردگی و ریزچین در میکاشیت‌های منطقه سیلوانا رایج است (شکل ۴). چین‌های موجود اغلب با لولاهای گرد و نسبتاً ضخیم و صفحات محوری تقریباً افقی مشخص می‌شوند. بازوهای چین‌ها باریک هستند. محور چین‌ها تقریباً دارای روند شمال غرب- جنوب شرق هستند. با توجه به ویژگی‌های هندسی چین‌ها و بر طبق رده‌بندی چین‌ها به روش رمزی (Ramsay, 1967)، چین‌های

+ بیوتیت + مسکویت است. کانی‌های کدر نیز در ترکیب این سنگ‌ها یافت می‌شود. بافت غالب این سنگ‌ها گرانولپیدوبلاستیک است. ریزچین‌های متعددی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

فیبرولیت بیوتیت مسکویت شیست‌ها: بر

اساس مطالعات پتروگرافی، این سنگ‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی مشابه با بیوتیت مسکویت شیست‌ها بوده و تنها تفاوت موجود بین این دو گروه سنگی حضور فیبرولیت در این نمونه‌ها است. همچنین اندازه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها در مقایسه با بیوتیت مسکویت شیست‌ها درشت‌تر است. کوارتز + پلاژیوکلاز + مسکویت + بیوتیت + فیبرولیت مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها را به وجود می‌آورند. کانی‌های کدر و تورمالین نیز به عنوان کانی‌های فرعی در ترکیب این سنگ‌ها حضور دارند. در ادامه ویژگی‌ها و روابط بافتی کانی‌های تشکیل دهنده میکاشیست‌ها به طور مجزا شرح داده شده است.

کوارتز: دارای خاموشی موحی بوده و تبلور

دینامیکی مجدد از نوع محدب (bulging recrystallization)، چرخش ریزدانه (subgrain rotation) و مهاجرت مرز دانه‌ها در تبلور مجدد کوارتزها نقش اساسی ایفا کرده‌اند. در اغلب موارد مرز ذرات کوارتز به دلیل تبلور دینامیکی مجدد به صورت دندانه‌دار (lobate) است. به طور میانگین کوارتز بیش از ۳۵ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل داده و میلونیتی شده‌اند. ریزساختارهای تبلور مجدد در کوارتز تابع شرایط دگرشکلی بوده و نشان‌دهنده

بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی متاپلیت‌های رخنمون یافته در منطقه سیلوانا، این سنگ‌ها را می‌توان در سه گروه مسکویت شیست‌ها، بیوتیت مسکویت شیست‌ها و فیبرولیت بیوتیت مسکویت شیست‌ها تقسیم نمود. تمامی نمونه‌های مورد مطالعه ریزساختارهای میلونیتی از خود نشان داده و پورفیروکلاست‌ها در زمینه دانه‌ریز تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز و مسکویت با اشکال عدسی‌مانند پورفیروکلاست‌ها را به وجود آورده‌اند که در زمینه‌ای دانه‌ریز از کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکویت و بیوتیت قرار گرفته‌اند.

مسکویت شیست‌ها: در نمونه دستی به رنگ

روشن و سفید قابل مشاهده بوده و اغلب فاقد کانی‌های مافیک هستند. کانی‌های مسکویت و کوارتز به راحتی در نمونه دستی قابل تشخیص است. مسکویت شیست‌ها در اکثر موارد به صورت میان لایه‌هایی در بین متاپلیت‌های دیگر قرار گرفته‌اند. مجموعه کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل کوارتز + پلاژیوکلاز + مسکویت \pm بیوتیت است. اندازه کانی‌ها در این سنگ‌ها در مقایسه با متاپلیت‌های دیگری که در منطقه مورد مطالعه رخنمون یافته‌اند، بسیار درشت است.

بیوتیت مسکویت شیست‌ها: در نمونه دستی

به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره مشاهده می‌شوند. کانی‌های بیوتیت با برگواگی و شیستوزیته مشخص به خوبی در نمونه دستی قابل تشخیص است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل کوارتز + پلاژیوکلاز

تجدید تبلور از نوع پلاستیکی یا دینامیکی در این کانی است (Guillope and Poirier, 1979).

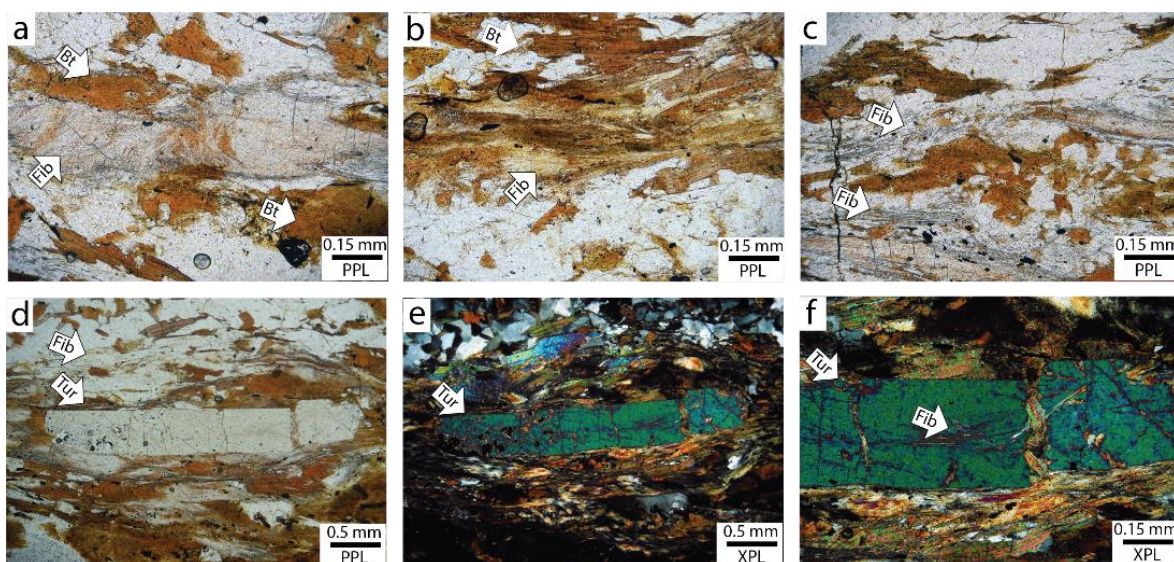
مسکویت: فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده میکاشیست‌ها در منطقه سیلوانا بوده که حدود ۳۷ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. مسکویت در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه حضور داشته و اشکال متفاوتی از خود نشان می‌دهد. این کانی در بعضی موارد درشت بلورها را تشکیل می‌دهد به طوری که کانی‌های ریز زمینه آن‌ها را دور زده‌اند (شکل ۷-ا و ۷-ب) و در مواردی موازی با شیستوزیته و به همراه بیوتیت برگواگی را تشکیل می‌دهند. این دسته از مسکویت‌ها در فاز دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی به نظر می‌رسد مسکویت‌ها از حاشیه و محل رخ‌ها در حال تبدیل شدن به بیوتیت هستند.

بیوتیت: در نمونه‌های بیوتیت مسکویت شیست و فیبرولیت بیوتیت مسکویت شیست‌ها مشاهده می‌شود. این کانی به صورت درشت بلورهای صفحه‌ای بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار و همچنین ریزبلور دیده می‌شود. بیوتیت به همراه مسکویت سازنده اصلی شیستوزیته سنگ‌ها است. بیوتیت‌ها در برخی موارد از حاشیه به کانی ثانویه کلریت تبدیل شده‌اند. این امر به ویژه در مواردی که بیوتیت‌ها در مجاورت شکستگی‌های موجود در سنگ قرار گرفته‌اند، بیشتر مشهود است. در نمونه‌های بیوتیت فیبرولیت شیست، بیوتیت از حاشیه به فیبرولیت (سیلیمانیت رشته‌ای) تبدیل شده است.

پلاژیوکلاز: به صورت درشت بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. ساختارهای چشمی، ماکل‌های ثانویه، خاموشی موجی، Bulging، لغزش و جابجایی از جمله ریزساختارهای مشاهده شده در پلاژیوکلاز است. در برخی از نمونه‌های بیوتیت مسکویت شیست، پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و در اغلب موارد قسمت میانی این کانی‌ها به کانی‌های ثانویه همچون کانی‌های رسی تبدیل شده است. تجزیه‌شدگی به سرپسیت و کانی‌های رسی در امتداد شکستگی‌ها نیز در موارد معدودی در پلاژیوکلازها مشاهده شده است.

فیبرولیت و تورمالین: فیبرولیت‌ها در حاشیه بیوتیت‌ها قرار گرفته و به نظر می‌رسد از تبدیل این کانی به وجود آمده‌اند. در اغلب موارد فیبرولیت‌ها با اشکال دسته‌جاری و یا دسته‌مویی مشاهده می‌شوند (شکل ۵-ا تا ۵-ج). همچنین بلورهای سوزنی‌شکل فیبرولیت‌ها به صورت ادخال درون کانی‌های دیگر همچون کوارتز، پلاژیوکلاز و تورمالین مشاهده می‌شوند. در بسیاری از موارد فیبرولیت‌های رشته‌ای از شیستوزیته پیروی می‌کنند (شکل ۵-ج). با توجه به روابط بافتی بنظر می‌رسد تشکیل فیبرولیت‌ها در اثر دگرشکلی و از تبدیل بیوتیت اتفاق افتاده است.

تورمالین در مقادیر بسیار کم در فیبرولیت بیوتیت مسکویت شیست‌ها قابل مشاهده است. این کانی به صورت خودشکل و منشوری ظاهر شده و اغلب دارای شکستگی در ساختار خود است (شکل ۵-د تا ۵-ف).



شکل ۵- a و b) سوزن‌های فیبرولیت که در حاشیه بیوتیت‌ها تشکیل شده‌اند. c) سوزن‌های فیبرولیت که به موازات شیستوزیته قرار گرفته‌اند. d و e) بلور منشوری شکل تورمالین. f) بخشی از تصویر e با بزرگمایی بیشتر.

Fig. 4. a and b) Fibrolite needles formed at the rim of biotites. c) Fibrolite needles lying parallel to schistosity. d and e) Prismatic-shaped tourmaline. f) Part of figure e with higher magnification.

پتروفابریک

تبلور مجدد دینامیکی: از جمله ریزساختارهای

قابل مشاهده در منطقه مورد مطالعه تبلور مجدد دینامیکی است. واژه تبلور مجدد دینامیکی اولین بار توسط پاریر و گیل (Poirier and Guillope, 1979) برای توصیف فرآیندی که منجر به بازسازی و تبلور مجدد مواد متبلور بدون تغییر اساسی در ترکیب شیمیایی می‌گردد، معرفی شد. این ریزساختار بیشتر در اکثر سنگ‌های منطقه بین ذرات کوارتز و در مسکویت شیست‌ها در بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز قابل مشاهده است. تبلور دینامیکی در اثر عملکرد نیروهای برشی به سه شکل تبلور مجدد برآمدگی مرز دانه (bulging) در دمای پایین، تبلور مجدد با چرخش ریزدانه‌ها (subgrain rotation) در دمای متوسط و تبلور مجدد بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها (grain boundary migration) در دمای بالا برای

مطالعه ریزساختارها یا فابریک سنگ در مقاطع نازک و تفسیر ارتباط بین دگرشکلی و دگرگونی در بررسی تکوین ساختاری و دگرگونی سنگ از اهمیت بسزایی برخوردار است. در همین راستا، مطالعه فازهای مختلف دگرشکلی جهت بازسازی و تکامل مناطق دارای دگرریختی شدید و پیچیده کاربرد فراوانی دارند (Marshak and Mitra, 1988; Ramsay, 1967). در نتیجه‌ی بررسی ریزساختارها و فابریک دگرگونی، نحوه تبلور پورفیروبلست‌ها و تقدم و تأخر آن‌ها نسبت به کانی‌های زمینه مشخص می‌شود و می‌تواند به شناخت حوادث دگرگونی متفاوت کمک کند. در ادامه ریزساختارهای موجود در منطقه شرح داده شده است.

کانی کوارتز اتفاق می‌افتد (Dunlap et al., 1997; Stipp et al., 2002).

بر اساس مطالعات پتروفابریک بر روی سنگ‌های منطقه سیلوانا تبلور مجدد در بلورهای کوارتز عمدتاً به دو روش تبلور مجدد چرخش ریزدانه در بیوتیت مسکویت شیست‌ها و فیبرولیت بیوتیت مسکویت شیست‌ها (شکل ۶-ا تا c) و تبلور مجدد به روش مهاجرت مرز دانه‌ها در مسکویت شیست‌ها (شکل ۶-d و e) به وقوع پیوسته است. تبلور مجدد چرخش ریزدانه در دمایی در حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد (Lloyd and Freeman, 1994; Stipp et al., 2002) و تبلور مجدد با مهاجرت مرز دانه‌ای در دماهای بالاتر و در حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد (Jessell, 1987; Stipp et al., 2002) اتفاق می‌افتد.

لازم به ذکر است که بلورهای پلاژیوکلاز در مسکویت شیست‌ها برآمدگی مرز دانه و تشکیل ریزدانه را از خود نشان می‌دهند (شکل ۶-f). دگرشکلی پلاژیوکلاز در مسکویت شیست‌ها به صورت شکل‌پذیر بوده و در دیگر نمونه‌ها به صورت شکننده است.

ریزساختارهای چشمی: ساختار پیچشی کانی‌های ورقه‌ای مانند میکاها و کانی‌های ریز زمینه در اطراف پورفایروکلاست‌هایی که قبل از تکتونیک تشکیل شده‌اند، باعث ایجاد ساختارهای چشم‌مانند در بافت سنگ می‌شود. پورفایروکلاست‌های عدسی شکل مسکویت (شکل ۷-a و b) و پلاژیوکلاز اغلب به وجود آورنده این ریزساختار هستند (شکل ۷-c تا f).

ریزچین و کینک‌باند: نیروهای تکتونیکی غیریکنواخت، کانی‌های ورقه‌ای را در حالت جهت‌دار قرار می‌دهد و باعث ایجاد چین و شکستگی در آن‌ها می‌شوند. متاپلیت‌های غنی از کانی‌های ورقه‌ای منطقه مورد مطالعه نیز دچار چین‌خوردگی‌های فراوان شده‌اند و گاهی در اثر تشدید نیروهای تکتونیکی دچار گسیختگی نیز گردیده‌اند.

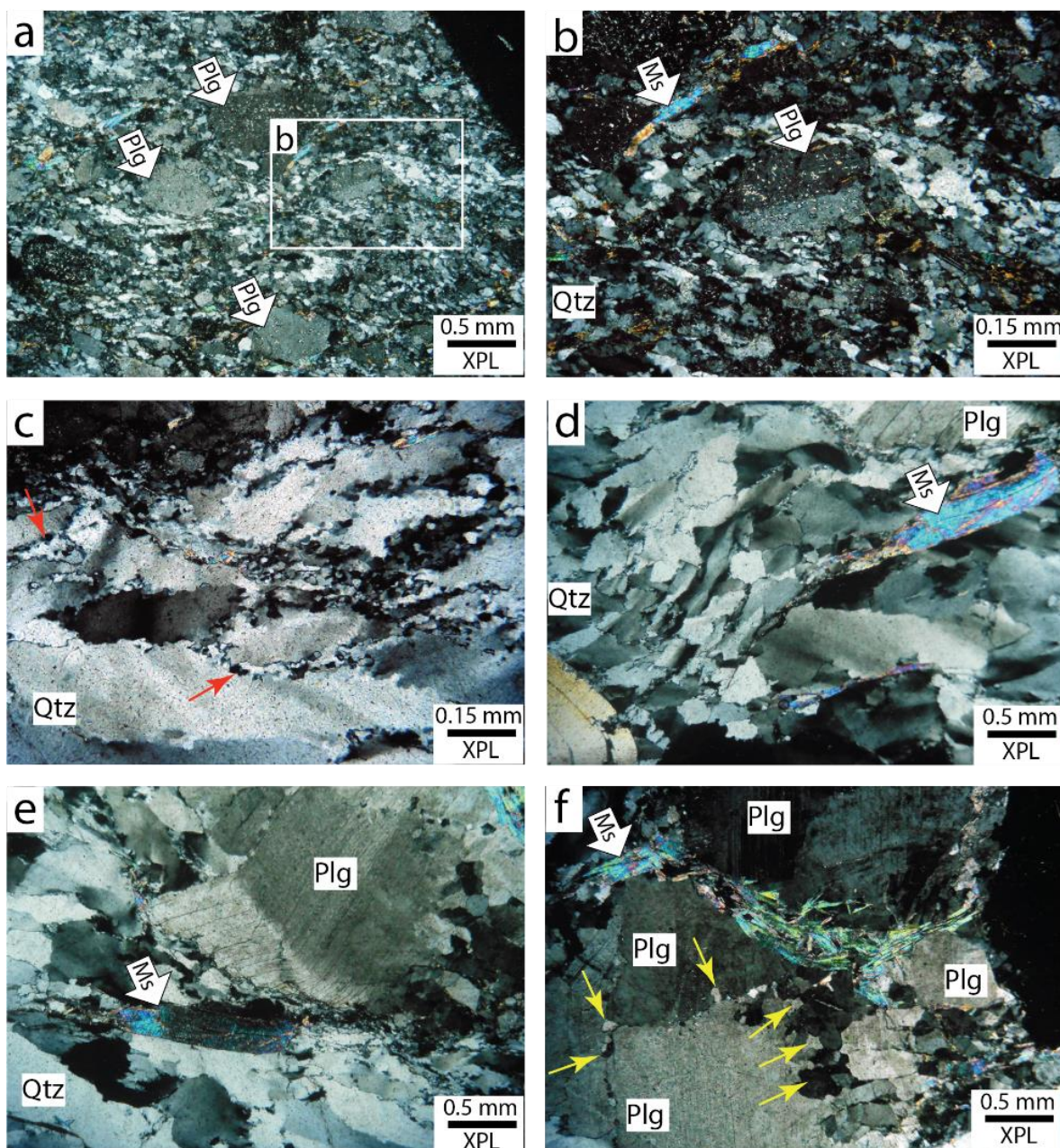
همانطور که در شکل ۸-a مشاهده می‌گردد متاپلیت‌های غنی از کانی‌های ورقه‌ای منطقه مورد مطالعه ابتدا در اثر نیروهای تکتونیکی فشارشی دچار برگواری و دگرشکلی اول (S1) و در مرحله بعدی در اثر دگرگونی ناحیه‌ای لایه‌ها دچار چین‌خوردگی و دگرشکلی دوم (S2) شده‌اند.

ریزچین‌ها گاهی در اثر تشدید نیروهای تکتونیکی بعد از چین‌خوردگی دچار گسیختگی نیز گردیده‌اند (شکل ۸-b). در این سنگ‌ها، چین‌های نامتقارن و یا برگشته نشان‌دهنده برشی بودن محیط است. همان‌طور که در شکل ۸-b مشاهده می‌گردد چین‌خوردگی‌های نامتقارن در سنگ در اثر گسیختگی‌ها و عملکرد ریزگسل‌های متعدد دچار جابجایی شده‌اند.

آثار چین‌خوردگی و کینک‌باند علاوه بر بافت سنگ‌ها در کانی‌ها هم مشاهده می‌گردد. کانی‌های میکایی به خوبی آثار دگرشکلی‌ها را در خود حفظ می‌کنند. به عنوان مثال در شکل ۸-d تا g مسکویت‌های مختلفی از نمونه‌ها دچار چین‌خوردگی و پدیده کینک‌باند شده‌اند. این دگرشکلی در

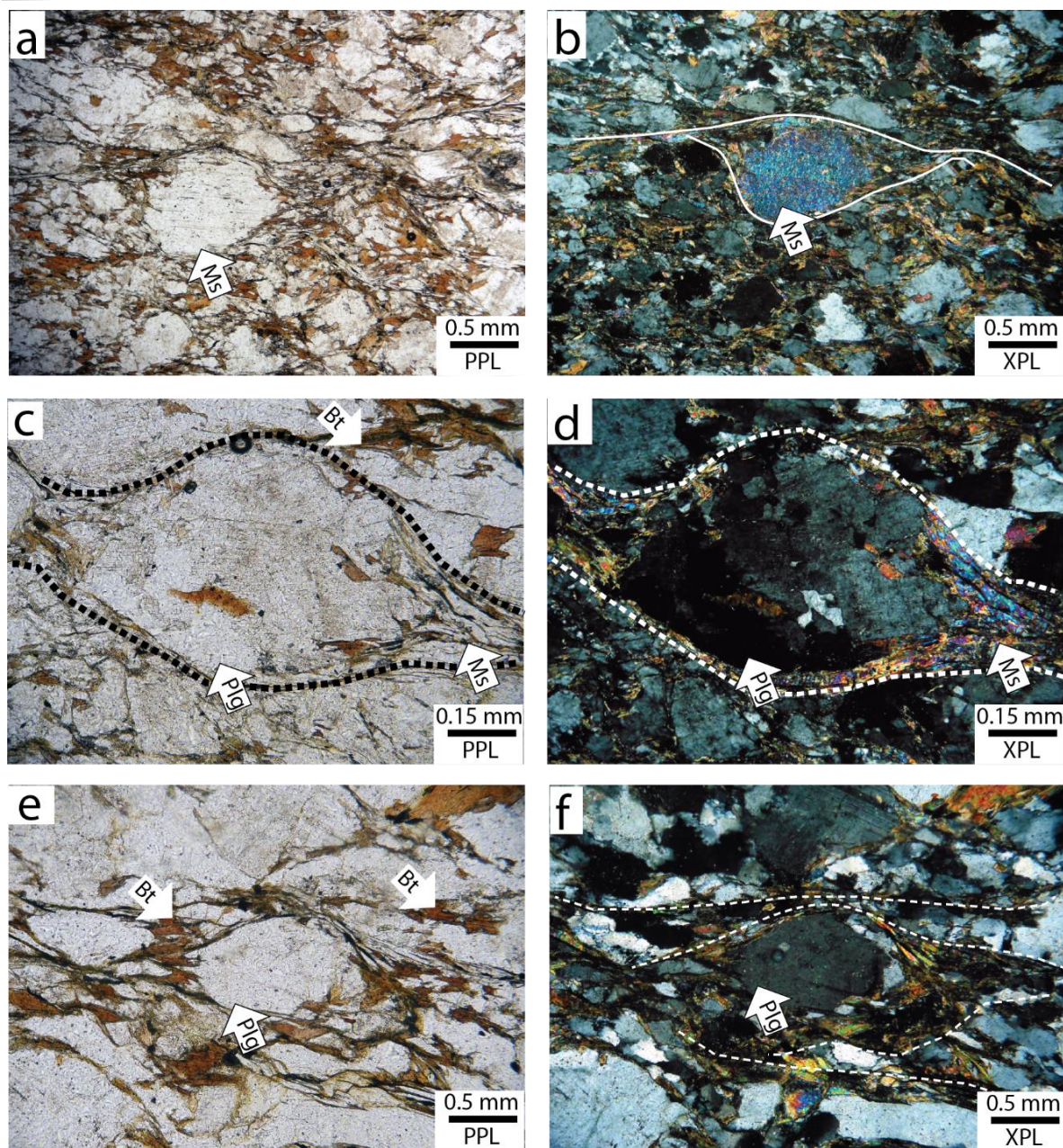
پلاژیوکلازها نیز به چشم می‌خورد (شکل‌های e-۶ و

c-۸).



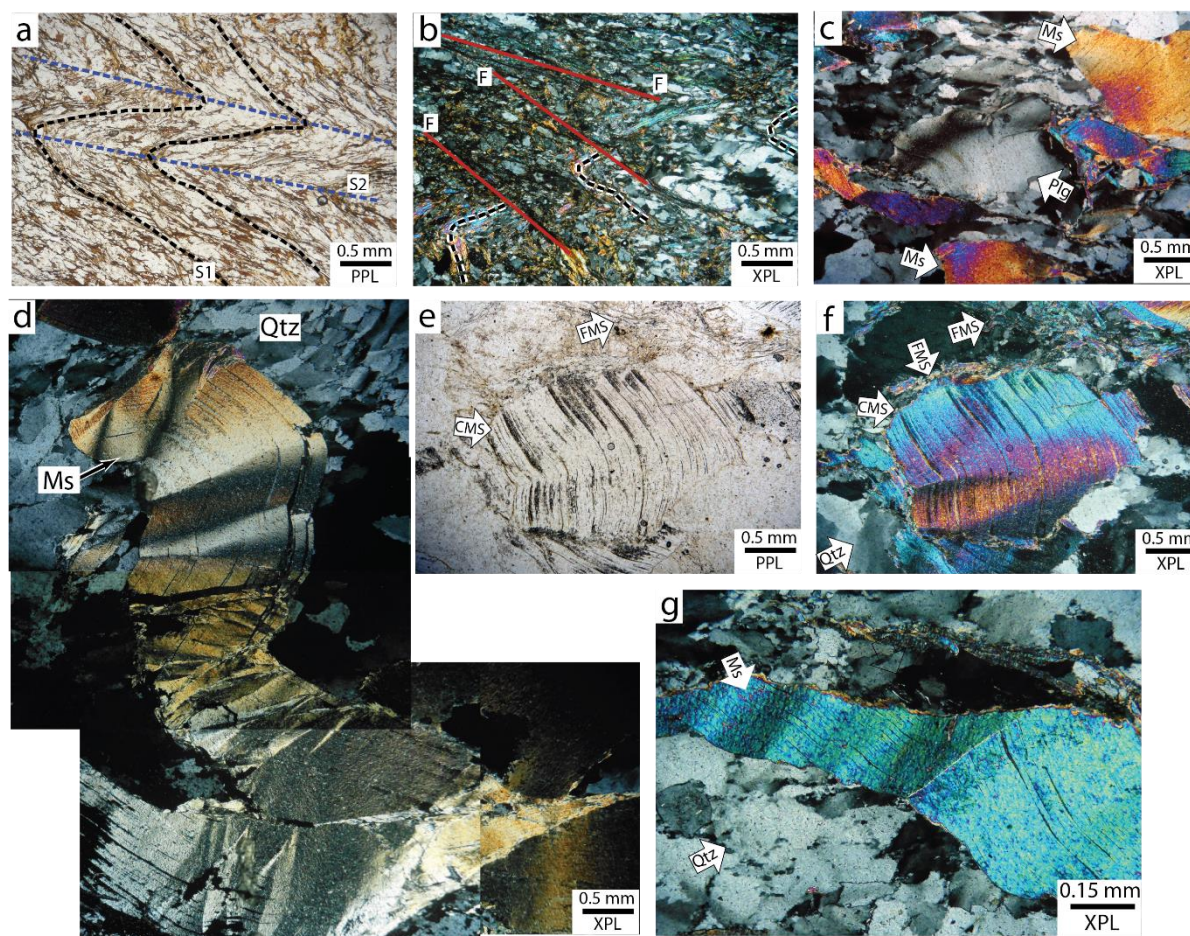
شکل ۶- a و b) تبلور دینامیکی کوارتز به روش چرخش ریزدانه. c) تبلور دینامیکی کوارتز به روش چرخش ریزدانه. d) تبلور دینامیکی کوارتز به روش مهاجرت مرز دانه‌ها در مسکویت شیست‌ها. e) تبلور دینامیکی کوارتز به همراه پلاژیوکلاز با ریزساختار کینک‌باند. f) تبلور دینامیکی پلاژیوکلاز به صورت برآمدگی.

Fig. 6. a and b) Bulging recrystallization in quartz. c) Subgrain rotation recrystallization in quartz. d) Grain boundary migration recrystallization of quartz in muscovite schists. e) Quartz aggregates recrystallized by grain boundary migration along with kinked plagioclase. f) Plagioclase with bulging recrystallization.



شکل ۷- روابط بافتی پورفیروکلاست- زمینه در میکاشیست‌ها. a و b) پورفیروکلاست مسکویت. c تا f) پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز. تمامی پورفیروکلاست‌ها به شکل عدسی شکل هستند.

Fig. 7. Porphyroblast- matrix relations in the mica schists. a and b) Muscovite porphyroclast. c to f) Plagioclase porphyroclasts. All porphyroclasts display lens shapes.



شکل ۸- (a) ریزچین‌های موجود در میکاشیست‌ها. (b) جابجایی ریزچین‌ها در اثر گسیختگی. (c) کینک‌بند در پلاژیوکلاز. (d) ریزچین و کینک‌بند در بلور درشت مسکویت. (e تا g) کینک‌بند در مسکویت.

Fig. 8. a) Microfolds in micaschists. b) Displacement of microfolds by microfaults. c) Kink band microstructure in plagioclase. d) Microfold and kink band microstructures in coarse grain muscovite. e to g) Kink band microstructure in muscovite.

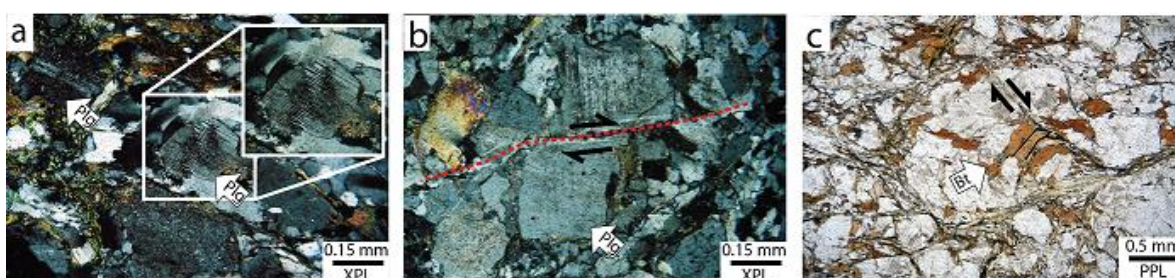
رشد در وضعیت عادی یا ماکل هستند. این ماکل‌ها دارای انتهای مشخص یا پلکانی و به طور بخشی یا کاملاً محاط هستند. در مقابل ماکل‌های دگرشکلی معمولاً دارای انتهای نوک‌تیز و مخروطی هستند (Barker, 1990). برخی از ماکل‌های موجود در پلاژیوکلازهای مورد مطالعه در محل انحنای بلور و یا قسمتی که تحت تأثیر تنش قرار گرفته است تجمع یافته‌اند (شکل ۹-ا). بسیاری از محققان بر این باور هستند که ماکل‌های دگرشکلی در اثر لغزش

ماکل‌های دگرشکلی: این ریز ساختار به صورت محدود در برخی از پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. تشخیص ماکل‌های اولیه که در خلال رشد بلور تشکیل شده‌اند، از ماکل‌های ثانویه که در نتیجه تبدیل بلورشناختی و یا در خلال دگرشکلی‌های بعدی و در پاسخ به تنش‌های حاکم تشکیل شده‌اند، بسیار مهم است. ماکل‌های اولیه رشد لایه‌ای شامل اضافه‌شدن لایه‌های متوالی به سطوح بلوری در حال

بوده و می‌توان به وسیله آن جهت نیروهای عمل‌کننده را تشخیص داد. در شکل ۹-b، یک بلور پلاژیوکلاز در اثر عملکرد نیروی برشی و یک ریز گسل جابجایی راست‌گرد داشته است. جابجایی مشابهی را می‌توان در کانی‌های دیگری همچون بیوتیت نیز مشاهده نمود (شکل ۹-c). انتهای بلورهای بیوتیت در اثر عملکرد ریزگسل‌ها دچار خمش شده‌اند.

(gliding) تشکیل می‌شوند (Borg and Heard, 1970). دگرشکلی در اثر لغزش ماکل به عنوان برش ساده بین یک بخش از ساختار بلور و صفحه ترکیبی ماکل در نظر گرفته می‌شود (Egydio-Silva and Mainprice, 1999).

ریزگسل و شکستگی: شکستگی و جابجایی در بلورهای نظیر پلاژیوکلاز از دیگر علائم مناطق برشی



شکل ۹- a) ماکل دگرشکلی در پلاژیوکلاز. b) جابجایی بلور پلاژیوکلاز در اثر ریزگسل. c) جابجایی کانی‌های مختلف در اثر ریز گسل. انتهای بلورهای بیوتیت در اثر عملکرد ریزگسل خمیده شده است.

Fig. 9. a) Mechanical twins in plagioclase. b) Displacement of plagioclase as a result of microfault function. c) Different minerals are displaced as a result of microfaults. Due to the microfault function, the biotite rims were bent.

توجه به این تقسیم‌بندی، دو نوع میکای ماهی در میکاشیست‌های منطقه سیلوانا قابل مشاهده است (شکل ۱۰). انواع میکای ماهی موجود عبارتند از: میکای ماهی با ابعاد کوچک و شکل منحنی بدون وجود ارتباط مشخص بین صفحات شبکه‌ای و بلندترین محور (گروه ۵ طبقه‌بندی، شکل ۱۰-a تا d)، میکای ماهی لوزی شکل که صفحات شبکه‌ای با بلندترین ضلع و جهت برش موازی است (گروه ۳ طبقه‌بندی، شکل ۱۰-e و f).

تاکنون مکانیزم‌های متعددی برای تشکیل میکای ماهی ارائه شده است (Heisbacher, 1970; Lister and Snoke, 1984). امروزه برخی محققان (Ten

میکای ماهی شکل: این بافت در سنگ‌های میکا و کوارتزدار میلونیتی شده رایج بوده و به خوبی نشان دهنده جهت نیروهای برشی منطقه است. معمولاً میکای ماهی در میکای سفید یا مسکویت توسعه می‌یابد (Mukherjee, 2011; Ribeiro et al., 2023; Ten Grotenhuis et al., 2003). با این وجود نمونه‌هایی از این فابریک در کانی‌های دیگر همچون گارنت، کوارتز، هورنبلند نیز مشاهده شده است (Bestmann et al., 2000; Pennacchioni et al., 2001). این ریزساختار را می‌توان بر اساس شکل و جهت‌گیری صفحات شبکه‌ای به انواع مختلفی طبقه‌بندی کرد (Ten Grotenhuis et al., 2003). با

Dewey et al., 1973; McQuarrie, 2004; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Şengör et al., 2008). سیستم رانده (تراستی) زاگرس شامل مجموعه‌ای از صفحات رانده و تراستی مورب لغز، زون‌های برشی، ساختارهای پنجه فلسی (imbricated fans) و دوپلکس (duplex) همراه با زون‌های ترافشارشی راست‌گرد هستند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). در حالت کلی بررسی‌های صورت گرفته بر روی این زون حاکی از غلبه رژیم زمین‌ساختی برشی راست‌گرد در محل برخورد دو صفحه زمین‌ساختی عربی-ایرانی است (Allen et al., 2011; Azizi and Asahara, 2013;) (Sheikholeslami, 2015).

بررسی‌های زمین‌ساختی بر روی منطقه سیلوانا حاکی از وجود گسل‌های تراستی متعدد است. یکی از گسل‌های اصلی با روند شمال غرب-جنوب شرق گسل دره بنار است که در مجاورت منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است.

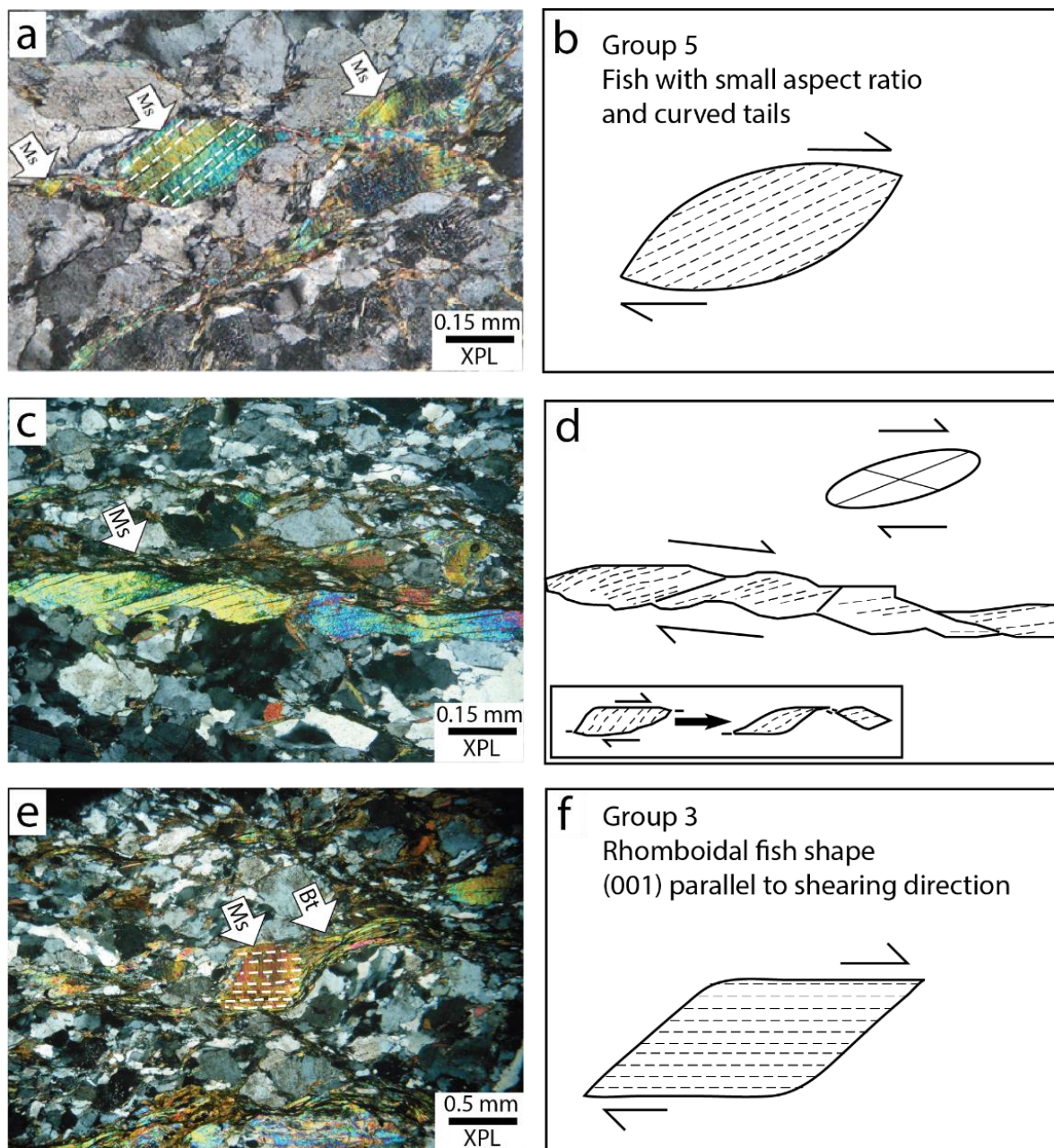
با توجه به روابط صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی و پتروفابریک، میکاشیست‌های منطقه سیلوانا سه فاز مهم دگرشکلی را تحمل کرده‌اند. دگرشکلی اول باعث قرارگیری هم‌جهت کانی‌های مسکویت، بیوتیت و کوارتزهای تجدید تبلور یافته و تشکیل برگوارگی S1 شده است. این فاز در حین دگرگونی و در اثر تکتونیکی فشارشی تشکیل شده است. دگرشکلی دوم موجب چین‌خوردگی و دگرشکلی S2 شده است.

(Grotenhuis et al., 2003) پس از ارزیابی و بررسی تمامی مکانیزم‌های تشکیل، مکانیزم دگرشکلی بلور-پلاستیک (crystal-plastic) همراه با چرخش جسم صلب (rigid body) را محتمل‌ترین مکانیزم تشکیل میکای ماهی در نظر گرفته‌اند.

بررسی ریزساختارهای میکای ماهی در میکاشیست‌های منطقه سیلوانا بیانگر عملکرد برش راست‌گرد در منطقه است. در برخی موارد بلورهای مسکویت در اثر برش راست‌گرد و ریزگسل‌ها به قطعات فلس‌ماهی شکل یا عدسی‌مانند تقسیم شده‌اند. در صورت تشدید این عملکرد، قطعات بلور از یکدیگر جدا شده، اندکی دچار چرخش شده و حالت پلکانی به خود می‌گیرند (شکل ۱۰-c و d).

بحث

سنگ‌های مورد مطالعه بخشی از آمیزه رنگین سیلوانا در نظر گرفته شده‌اند که در طی فروانش نفوتتیس در شمال غرب ایران تشکیل شده‌اند (Modjarad, 2022, 2023). هر چند مطالعات سن‌سنجی دقیقی بر روی این سنگ‌ها صورت نگرفته است، ولی با توجه به موقعیت چین‌شناسی و جایگاه منطقه در زمین‌شناسی ساختاری ایران این انتساب صورت گرفته است (Hajmolla Ali and Shahrabi, 2006). فروانش پوسته اقیانوسی نفوتتیس به زیر خردقاره ایران حاصل همگرایی پوسته‌های عربی و اوراسیا از زمان کرتاسه تا عهد حاضر اتفاق افتاده و منجر به تشکیل کمربند کوهزایی زاگرس شده است (Alavi 1994; Berberian and King, 1981;)



شکل ۱۰- ریزساختار میکای ماهی در میکاشیست‌ها. (a) میکای ماهی با نسبت ابعاد کوچک منطبق بر گروه ۵ تقسیم‌بندی (شکل b) ارائه شده توسط (Ten Grotenhuis et al., 2003). (c) ساختار میکای ماهی و نحوه تشکیل بیضوی واتنش آن (شکل d). (e) میکای ماهی لوزی شکل منطبق بر گروه ۳ تقسیم‌بندی (شکل f) ارائه شده توسط (Ten Grotenhuis et al., 2003).

Fig. 10. Mica fish microstructure in west Silvana mica schists. a) Mica fish with small aspect ratios corresponding to group 5 (Fig. b) of the classification of Ten Grotenhuis et al. (2003). c) Mica fish microstructure and its stress ellipsoid (Fig. d). e) Rhomboidal mica fish belonging to group 3 (Fig. f) of the classification of Ten Grotenhuis et al., 2003).

میلونیتی و عملکرد نیروهای برشی در منطقه سیلوانا است.

جدول ۲- رابطه رشدی کانی‌ها در میکاشیست‌ها با نسل‌های مختلف برگوارگی

Table 2. Mineral growth relationships in mica schists with varying foliation generations.

	S1	S2
Ms	—	—
Bt	—	—
Plg	—	—
Qtz	—	—
Fib		—
Tur		—

با توجه به نتایج حاصل از مطالعه ساختارها و ریزساختارهای منطقه سیلوانا و نیز مقایسه با روند و ساختارهای کلی سیستم تراستی زاگرس و نیز مطالعات پیشین انجام شده بر روی مجموعه آمیزه رنگین سیلوانا، به نظر می‌رسد میکاشیست‌های مورد مطالعه طی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس از دگرگونی رسوبات موجود در حوضه رسوبی در اثر تکتونیک فشارشی تشکیل شده‌اند. این مرحله از دگرگونی همزمان با تشکیل و توسعه فاز یک دگرشکلی و تشکیل برگوارگی S1 در میکاشیست‌ها بوده است. پس از آن با ادامه رژیم فشارشی در منطقه و عملکرد گسل‌های تراستی پهنه‌های میلونیتی در منطقه توسعه یافته و ساختارها و ریزساختارهای میلونیتی همزمان با توسعه فاز دگرشکلی دوم در سنگ‌ها تشکیل شده است. با توجه به وضعیت ساختارها و ریزساختارهایی همچون میکای ماهی، ساختارهای سیگموئیدی و چین‌های S مانند نیروهای برشی با

سطوح S1 و S2 کاملاً بر هم عمود نیستند. در جدول ۲ رابطه انواع کانی‌ها و پورفایروبلست‌های موجود در میکاشیست‌ها و برگوارگی ارائه شده است. فاز سوم دگرشکلی به صورت دگرشکلی شکننده بوده و باعث تشکیل ریزگسل‌ها و شکستگی در منطقه شده است.

متأسفانه با توجه به وضعیت جغرافیایی منطقه و نزدیکی به مرز، مطالعات چندان زیادی بر روی سنگ‌های رخنمون یافته صورت نگرفته است. از این رو بحث در مورد نحوه دگرشکلی و عملکرد نیروهای تکتونیکی مؤثر بر منطقه کمی دشوار است.

نتیجه‌گیری

میکاشیست‌های رخنمون یافته در منطقه غرب سیلوانا از لحاظ سنگ‌شناسی به سه گروه مسکویت شیست، بیوتیت مسکویت شیست و فیبرولیت بیوتیت مسکویت شیست قابل تقسیم هستند. کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکویت، بیوتیت و فیبرولیت به همراه کانی‌های فرعی همچون کانی‌های کدر و تورمالین ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها را به وجود آورده‌اند. بر پایه مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و پتروفابریکی، میکاشیست‌های رخنمون یافته در منطقه سیلوانا بر اساس عملکرد نیروهای تکتونیکی دچار دگرشکلی چند فازی شده‌اند. ریزساختارهای میکای ماهی، تجدید تبلور دینامیکی از نوع برآمدگی (bulging) و چرخش ریزدانه‌ها، ریزچین‌ها و کینک‌بندهای موجود در کانی‌های مختلف مانند مسکویت و پلاژیوکلاز همگی بیانگر وجود پهنه

تشکیل ریزگسل‌ها و شکستگی‌های متعدد در منطقه شده است.

قدردانی

مقاله حاضر برگرفته از پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد نویسنده اول است که با حمایت مالی دانشگاه ارومیه اجرا شده است. لذا از حمایت‌های ارزنده آن دانشگاه تقدیر و تشکر می‌شود.

References

- Alavi-Naini, M., 1972. Etude geologique de la region de Djam. . Geological Survey of Iran, Reports 23, 1-288.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H., Jones, S.J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia—Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 184, 555-574.
- Anderson, T.B., 1987. Kink bands. *Structural Geology and Tectonics*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 373-377.
- Arnaud, F., Boullier, A.M., Burg, J.P., 2004. Shear structures and microstructures in micaschists: the Variscan Cévennes duplex (French Massif Central). *Journal of Structural Geology* 26, 855-868.
- Azizi, H., Asahara, Y., 2013. Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic–Early Cretaceous arc–continent collision. *International Geology Review* 55, 1523-1540.
- Barker, A.J., 1990. Metamorphic textures and microstructures. Blackie, Glasgow.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Bestmann, M., Kunze, K., Matthews, A., 2000. Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece:

مؤلفه راست‌گرد مسئول تشکیل پهنه میلونیتی در غرب سیلوانا است. بررسی تغییرات ساختاری در کوارتز و پلاژیوکلاز و نیز مکانیسم تجدید تبلور در این کانی‌ها، دمای حدود ۳۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، معادل بارخساره شیست سبز و بخش تحتانی رخساره آمفیبولیت برای میکاشیست‌ها در این مرحله از دگرشکلی به دست آمد. در نهایت فاز سوم دگرشکلی به صورت دگرشکلی شکننده عمل کرده و منجر به

microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. *Journal of Structural Geology* 22, 1789-1807.

- Borg, I., Heard, H.C., 1970. Experimental and Natural Rock Deformation. Ed. P. Paulitsch. Springer-Verlag, Berlin.
- Dewey, J.F., 1965. Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics* 1, 459-494.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J., 1973. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *GSA Bulletin* 84, 3137-3180.
- Dunlap, W.J., Hirth, G., Teyssier, C., 1997. Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics* 16, 983-1000.
- Egydio-Silva, M., Mainprice, D., 1999. Determination of stress directions from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil). *Journal of Structural Geology* 21, 1751-1771.
- Ghadimi, M., Izadyar, J., Azimi, S., Mousavizadeh, M., Eram, M., 2012. Metamorphism of late Neoproterozoic- Early Cambrian schists in southwest of Zanjan from the Soltanieh belt in Northwest of Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 23, 147-161.
- Guillope, M., Poirier, J.P., 1979. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: An experimental study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84, 5557-5567.

- Haghipour, A., Aghanabati, A., 1976. Geological map of Iran, 1:250,000 series sheet Serow. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hajmolla Ali, E., Shahrabi, M., 2006. Geological map of Iran, 1:100,000 series sheet Silvana. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Heisbacher, G.H., 1970. Deformation Mechanics of Mylonitic Rocks and Fractured Granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. GSA Bulletin 81, 2009-2020.
- Jessell, M.W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. Journal of Structural Geology 9, 1007-1014.
- Kang, W., Li, W., Dong, Y., Zhang, L., Zhao, J., Sheir, F., 2022. Multi-stage metamorphism and deformation of the North Qinling Orogenic Belt: Constraints from petrology, geochronology, and structural analysis of the Qinling Complex. Gondwana Research 105, 201-216.
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. Journal of Structural Geology 6, 617-638.
- Lloyd, G.E., Freeman, B., 1994. Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. Journal of Structural Geology 16, 867-881.
- Marshak, S., Mitra, G., 1988. Basic Methods of structural Geology. Prentic – Hall, New Jersey.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of Structural Geology 26, 519-535.
- Miao, Y., Zhang, J., Schulmann, K., Lexa, O., Jeřábek, P., Sun, M., Jiang, Y., Zhang, S., 2023. Polyphase deformation of staurolite-bearing metapelite in the Chinese Altai: Recording a Devonian-Permian tectonic regime switch in the southwestern Central Asian Orogenic Belt. Journal of Structural Geology 174, 104917.
- Modjarrad, M., 2022. The provenance studies and metamorphic conditions of the Gysian colored mélange low-grade active continental margin schists - south of Urmia. Researches in Earth Sciences 12, 147-165, (in Persian).
- Modjarrad, M., 2023. Serpentinities of Gysian Silvana Ophiolites-South of Urmia petrography and geochemistry; relationship with Neotethys subduction at the Northwest border of Iran. Researches in Earth Sciences 13, 75-98, (in Persian).
- Mukherjee, S., 2011. Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis. International Journal of Earth Sciences 100, 1303-1314.
- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological survey of Iran (in Persian).
- Okudaira, T., Beppu, Y., 2008. Inhomogeneous deformation of metamorphic tectonites of contrasting lithologies: Strain analysis of metapelite and metachert from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. Journal of Structural Geology 30, 39-49.
- Passchier, C., Trouw, R.A., 1996. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Pennacchioni, G., Di Toro, G., Mancktelow, N.S., 2001. Strain-insensitive preferred orientation of porphyroclasts in Mont Mary mylonites. Journal of Structural Geology 23, 1281-1298.
- Poirier, J.P., Guillope, M., 1979. Deformation induced recrystallization of minerals. Bulletin Mineralogie 102, 62-74.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. New York.
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. Canadian Journal of Earth Sciences 7, 786-813.
- Ren, S., Song, C., Li, J., 2015. Mineralogical Characteristics of Garnet in Garnet Mica Schist and Its Tectonic Significance in the Tongbai Section of the Shangdan Fault Zone. Open Journal of Geology 05, 13-27.
- Ribeiro, B.V., Kirkland, C.L., Finch, M.A., Faleiros, F.M., Reddy, S.M., Rickard, W.D.A., Hartnady, M.I.H., 2023. Microstructures, geochemistry, and geochronology of mica fish: Review and advances. Journal of Structural Geology 175, 104947.
- Sabzehei, M., 1996. An introduction to general geology of metamorphic complexes in Southern Sanandaj-Sirjan Zone, Unpublished Report. Geological Survey of Iran, (in Persian).

- Sarkarinejad, K., Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology* 30, 116-136.
- Sarkarinejad, K., Derikvand, S., 2017. Structural and kinematic analyses of the basement window within the hinterland fold-and-thrust belt of the Zagros orogen, Iran. *Geological Magazine* 154, 983-1000.
- Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A.D., Kayan, İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. *Earth-Science Reviews* 90, 1-48.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 106, 130-149.
- 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, 1861-1884.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52, 1229-1258.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372, 1-21.
- Zwart, H.J., 1960. Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession. *Geologie Mijnbou* 39, 163-180.