



Evidence of metasomatism and deformation of the Goosheh granite body, north of Dorud, Lorestan province

Shekoufeh Shafiei¹, Nahid Shabanian^{2*}, Ali Reza Davoudian³ and Hossein Azizi⁴

1- Ph.D student of Petrology, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

2 , 3- Prof., Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

4- Prof., Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

Article type:

Original Research

Article history:

Received: 2024 October 17

Accepted: 2025 January 15

Keywords:

Metasomatism

Deformation

Chlorite

Goosheh granite body

Sanandaj-Sirjan Zone

ABSTRACT

The Goosheh granite body is in north of Dorud city, as a part of the Sanandaj Sirjan Zone. Petrographically, the main textures of the granites are granular, interlobate, granophyric, myrmekite, and perthitic. The rocks are predominantly composed of equigranular minerals, and the main minerals include quartz, alkali feldspar (largely perthitic microcline), plagioclase, and biotite. Minor minerals are white mica (probably phengite muscovite) and fewer amounts of allanite, zircon, and titanite. Chlorite, sericite, and calcite are common alteration products in the rocks. Petrographic observations indicate that the rocks have undergone local metasomatism as well as deformation processes. The evidence of metasomatism in the region is reflected in both mineralogical and textural characteristics. The mineralogical evidence includes the formation of inter-grained albite, chloritization of biotites (alongside small anhedral titanites), phengitic muscovite, and microcline with tartan twinning. Textural evidence includes myrmekite intergrowth textures, and the formation of perthite patches in potassium feldspars. In these granites, sodic metasomatism has led to the crystallizing of anhedral albites. Deformation evidence is characterized by the presence of GBM, SGR, and BLG microstructures in quartz and between plagioclase and biotite, as well as kinking in plagioclase and biotite minerals. Moreover, the calcite deformation twins are classified as type I and II, showing a temperature range of 200-300 °C and is consistent with the deformation evidence. Based on the mineral chemistry of chlorite, the temperature of metasomatization is about 310 °C. Overall, the evidence shows that Goosheh granite rocks have significantly experienced both metasomatism and ductile deformation, likely occurring during the Upper Tertiary in the area.

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2025.30007.1641>

Corresponding author: Nahid Shabanian, E-mail: Shabanian.nahid@sku.ac.ir

Cite this article: Shekoufeh Shafiei, Nahid Shabanian, Ali Reza Davoudian and Hossein Azizi (2026). Evidence of metasomatism and deformation of the Goosheh granite body, north of Dorud, Lorestan province, *New Findings of Applied Geology*, Vol. 20, No. 39, pp: 76-94.



Journal of New Findings of Applied Geology by Bu-Ali Sina University Press is licensed under CC BY-NC 4.0

Web Site: <https://nfag.basu.ac.ir> E-mail: nfag@basu.ac.ir

Extended Abstract

Introduction

Granites, as the most abundant intrusive rocks in the continental crust, have played a significant role in the growth of the continental crust during the Earth's evolution (Li et al., 2014). Some granites, which are emplaced at deeper depths in the orogenic setting in the main stage of crustal metamorphism, show a special texture similar to gneiss (Buddington, 1959). Sometimes after the formation of granite, hydrothermal fluids (Lee et al., 1997) related or unrelated to magmatic processes after emplacement and cooling (Cathelineau, 1986; Putnis et al., 2007; Yuguchi and Nishiyama., 2008; Plümer and Putnis, 2009) can penetrate to the solidified granite rocks and subsequently the rock undergoes mineral changes in the solid state. Therefore, the granite rock has locally undergone metasomatism. During this process, the instability or change of a unique primary mineral immediately leads to the deposition or crystallization of a new and more stable mineral (Rong and Wong, 2016). In this study, we investigate the changes and evolutions in the solid state of the Goosheh granitoid pluton. The techniques of microscopic fabrics, electron microprobe analyses on the chlorite, deformation twins in calcite, and geothermometric calculations will be used to determine the formation temperature of chlorites and to evaluate the performance of metamorphic and deformation phenomena.

Materials and Methods

In this research, the Goosheh granite body was investigated from the lithological and mineralogic points of view, and to recognize field relations of the granites and country rocks. The sampling was conducted during fieldwork and thin sections were prepared from the selected samples and they were studied using a polarized light microscope. Electron-microprobe analyses were performed at the Department of Geography and Geology, University of Salzburg to determine minerals chemistry some minerals such as chlorite and plagioclase.

Geological Setting: Sanandaj-Sirjan zone, as a key metamorphic-magmatic zone of Iran, is the site of intrusion and emplacement of the large and small granitoid bodies during important magmatic events, most of which are

related to opening (e.g., Alirezaei and Hassanzadeh, 2012), subduction (e.g., Moradi et al., 2022; Davoudian et al., 2016) and finally closing (e.g., Mahmoudi et al., 2011) of oceanic crusts, especially Neo-Tethys. These granitoid bodies have been occurred from late Neoproterozoic to early Paleozoic (Cadomian),

Carboniferous-Permian (simultaneous with Variscan), early to late Jurassic, early to mid-Cretaceous, Paleocene and Eocene (e.g., Badr et al., 2018; Shabanian, et al., 2018; Tavakoli, et al., 2020). The northwest-southeast metamorphic units of the Sanandaj-Sirjan belt occurred as a result of the subduction and closure of the Paleo-Tethys and Neo-Tethys during processes such as the intracontinental subduction in the Jurassic (Shabanian and Neubauer, 2024) and ocean-continent subduction (e.g., Davoudian et al., 2016). The Goosheh granite body is located in the northern part of Dorud, Lorestan province, as depicted on the geological map of Shazand sheet 1:100000 as a part of Sanandaj-Sirjan Zone. The granitic rocks, are white, medium to fine-grained in the field. The adjacent rocks to the granites are amphibolites, pelitic schists, dolomitic limestones, calcareous schists, and arenitic sandstones (Ahmadi Khalaji et al., 2017). Sometimes, a distinct boundary can be observed between the granitic rocks and the adjacent amphibolite rocks and in other cases, the granitic body intruded into the amphibolite units.

Petrography: The common textures in these granites are granular interlobate, granophyric, myrmekite, and perthitic. The main minerals of the granite rocks are typically equigranular, and they have low diversity. The dominant minerals include quartz, alkali feldspar (mostly perthitic microcline), plagioclase, and biotite. Minor minerals are white mica (probably phengite muscovite) and in smaller quantities, allanite, zircon, and titanite. The rocks often exhibit alteration products such as chlorite, sericite, and calcite. Locally, these rocks have undergone metasomatism, as well as deformation.

Results and Discussion

The analysis of the microstructures in the quartz mineral indicates the development of the dynamic recrystallization process as undulatory extinction; Undulatory extinction in quartz minerals occurs during low temperatures (< 300°C) of metamorphic

phases (Passchier et al., 2005). The grain boundary migration (GBM) can be recognized in them indicating the occurrence of metamorphism at 500-700 °C and fine grain rotation (SGR) indicates the occurrence of deformation at 350-500 °C (Passchier et al., 2005). The metamorphic microstructures of GBM and SGR are consistent in quartz minerals.

A) Alkali feldspar: After the final crystallization of magma, in sub-solidus conditions of about 500 °C along with a slow decrease in temperature and the reaction of the remaining fluids, primary minerals in granite can change composition or structure. Therefore, albite feldspar may be formed in alkali feldspar, and also orthoclase transforms into microcline. These changes are due to the reorganization of the sub-solidus, But they are not metasomatic phenomena, and the whole rock composition does not change (Rong and Wong, 2016).

B) Plagioclase: Polysynthetic twinning in plagioclase exhibits a flame-like pattern, it is due to the deformation effect in the solid state. They show undulatory extinction. Additionally, it is possible to observe grain boundary migration occurring between plagioclase and biotite.

C) Mica: The biotites, which are sometimes altered to chlorite and rarely muscovite, display visible signs of mechanical bending or kinking, indicating deformation, even at low temperatures. These biotite minerals also demonstrate undulatory extinction. In some cases, they exhibit evidence of being exposed to greenschist facies and low-temperature conditions. Notably, chloritization has occurred along the cleavages of the biotites. The crystallographic network of chlorite is different from that of biotite, but almost it is similar to the crystallographic network of micas (Deer et al., 2013). After undergoing alteration, biotite could be completely replaced by chlorite, resulting in the formation of pseudomorph.

Feldspar Mineral Chemistry: The structure of feldspars can be considered a derivative of SiO₂ and Al structures inside the tetrahedral network. In addition to the composition and temperature of magma, the composition of feldspars also depends on magmatic gases (Hattori et al., 1996). The representative data of plagioclases and alkali feldspar from the the Goosheh granite are given in Table. The K₂O,

Na₂O and CaO values of plagioclase vary from 0.12 to 0.36 wt. %, 11.15-12.33 wt. %, and 0.71-1.70 wt. %, wt. %, respectively. The composition of analyzed plagioclase grains is plotted in the field of albite. Alkali feldspar grains show composition with Fe₂O₃=0.04-0.25 wt. %, CaO=0.00-0.05 wt. %, Na₂O=0.51-1.25 wt. % and K₂O=8.7-9.32 wt. % and can be classified as orthoclase.

Chlorite geothermometer: The structural features of chlorite, as a phyllosilicate, strongly support cation exchange processes, particularly through substitutions (Bourdelle, 2021). This characteristic, along with the wide range of elements that can be incorporated into its structure and the occurrence of multiple cationic substitutions simultaneously, leads to a diverse composition field for chlorite. Therefore, the structure of chlorite can be defined by a solid solution model (e.g., Davoudian et al., 2008; Badr et al., 2013), these features make it suitable for use as a geothermometer (Bourdelle, 2021). The EMPA results of chlorite are given in Table (1); the amount of SiO₂ is from 23.67% to 24.7% and TiO₂ ranges from 0.02% to 0.14%, and FeO is from 35.93 up to 37/56%.

Geothermometry calculations of chlorite minerals by six conventional methods suggest that the formation temperature of these minerals is between 232 to 362 °C, the average 310 ± 7 °C, which is considered as the possible temperature of metasomatism.

Moreover, calcite twins are used for thermobarometry and are considered as reliable indicators of metamorphism (Barber and Wenk., 1979; Ferrill, 1991; Ferrill et al., 2004). Mechanical modeling of calcite is the dominant mechanism of crystal-plastic deformation in metamorphosed coarse-grained limestones and marbles at temperatures below than 400 °C (Turner and Ch'ih, 1951; Carter and Raleigh, 1969; Groshong, 1988). Deformation twins in the calcite at temperatures below 170 °C are usually thin and only appear as thin black lines under the microscope. Deformation of calcite at 300 °C and higher, results in the formation of twins that are wide and visible under the microscope, and the width of individual twinning may exceed 5 microns. These thick twins occur mainly in metamorphosed rocks. They are lenticular and extend toward the grain boundaries (Heard, 1963). According to

the twins of the studied calcites, deformation temperatures have been 200-300 °C.

Conclusion

The sub-solidus reactions observed in the textures of the granitic rocks of Goosheh pluton provide evidence of sodic metasomatization resulting from the infiltration of sodium-rich fluids into the rocks. In these evolved rocks, the main feature of sodic metasomatism is the crystallization of neoform albites, but other features such as partial sericitization of plagioclase, biotite chloritization, silicification, and the development of myrmekite between quartz and plagioclase are also common. The initial plagioclase (with oligoclase composition) is surrounded by an albite rim, which indicates the occurrence of metasomatism in the rocks. Biotite is partially replaced by chlorite and opaque minerals. In these granites, sodic metasomatism leads to the crystallization of anhedral albites. Quartz mineral exhibits various microstructures, including grain boundary migration, high-temperature Grain Boundary Migration (GBM), recrystallisation, and also Subgrain Rotation (SGR). Deformation evidence is also interpreted based on the presence of GBM, SGR, and BLG structures in quartz minerals as well as between plagioclase and biotite. The evidence shows that the deformation has occurred at 600 to 400 °C. Additionally, kinking is observed in plagioclase and biotite minerals, as a function of deformation. The albite rims surrounding the primary plagioclases further support the role of deformation in the rock.

Deformation twins of calcite mineral are mostly type II and show 200-300 °C

temperature, which indicates that deformation continues in the temperature range. Also, temperatures obtained from mineral chemistry and geothermometry of chlorite show the temperature of the metasomatism at an average temperature of 310 °C, which indicates the effect of this phenomenon as syn to post-deformation. The findings clarify that deformation has occurred in higher temperatures and deeper depths, while metasomatism occurred locally on the granite rocks after the uplift of the granite body to lower depths.

In general, the results presented in this study reveal valuable insights into the impact of metasomatism and ductile deformation processes on the Goosheh granite rocks. The findings can be significant because the granitic pluton with the crystallization age of Late Eocene, as one of the youngest granite bodies in the Sanandaj-Sirjan zone, has undergone subsequent evolutions related to deformation phases. Since, based on the previous works, the deformation main phases of this zone occurred during the Jurassic period, it can be concluded that the ductile deformation phases in the Sanandaj-Sirjan zone were active at least until the Middle to Late Tertiary and post-Eocene. This implies that the Zagros orogeny and the final closure of the Neo-Tethys Ocean, resulting from the collision of Central Iran and Sanandaj-Sirjan with the Arabian Plate, likely took place in the Miocene period.



شواهد متاسوماتیسم و دگرشکلی توده گرانیته گوشه، شمال درود، استان لرستان

شکوفه شفیعی^۱، ناهید شبانیان^{۲*}، علیرضا داودیان^۳ و حسین عزیزی^۴

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۲ و ۳- استاد دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۴- استاد دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی تاریخچه مقاله: تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۷/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۲۶ کلیدواژه‌ها: متاسوماتیسم دگرشکلی کلریت توده گرانیته گوشه پهنه سنندج-سیرجان	توده گرانیته گوشه در شمال شهر درود و در پهنه سنندج-سیرجان واقع شده است. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که بافت‌های متداول در این گرانیته گرانولار اینترلوبیت، گرانوفیریک، میرمیکتی و پرتیتی است. کانی‌ها در این سنگ‌ها از نظر اندازه تقریباً هم‌بعد دانه هستند و کانی‌های اصلی سنگ دارای تنوع نسبتاً اندک بوده و شامل کوارتز، فلدسپار آلکالی (بیش‌تر میکروکلین پرتیتی)، پلاژیوکلاز، بیوتیت می‌باشند. کانی‌های فرعی شامل میکای سفید (احتمالاً مسکویت) و در مقادیر کم‌تر، آلانیت، زیرکن و تیتانیت می‌باشند. کلریت، سربست و کلسیت از محصولات متداول دگرسانی در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که به طور موضعی این سنگ‌ها دچار متاسوماتیسم شده‌اند. از طرف دیگر توده گرانیته گوشه تا حدودی تحت تاثیر فرآیند دگرشکلی نیز قرار گرفته است. شواهد متاسوماتیسم در منطقه شامل شواهد کانی‌شناسی و بافتی بوده که شامل تشکیل آلانیت میان‌دانه‌ای، کلریتی شدن بیوتیت‌ها (تشکیل تیتانیت‌های کوچک بی‌شکل) و تشکیل مسکویت فنزیتی، میکروکلین دارای ماکل مشبک و شواهد بافتی شامل مشاهده بافت‌های هم‌رشدی میرمیکتی، ایجاد پرتیت لخته‌ای در فلدسپارهای پتاسیم است. در این گرانیته‌ها متاسوماتیسم سدیک منجر به تبلور آلانیت‌های غیرشکل‌دار می‌شود. شواهد دگرشکلی نیز شامل حضور ساختارهای SGR، GBM و BLG در کانی‌های کوارتز و بین پلاژیوکلاز و بیوتیت و هم‌چنین وجود تا خوردگی (Kinking) در کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت است. هم‌چنین ماکل‌های دگرشکلی کلسیت از نوع I و II هستند و دمای ۳۰۰-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد و با شواهد دگرشکلی مطابقت دارد. پس از انجام تجزیه ریزپردازشی بر روی کانی کلریت، دماهای به دست آمده از شیمی کانی و زمین‌دماسنجی کلریت نشان‌دهنده تاثیر فرآیند متاسوماتیسم در دمای میانگین ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد است. این شواهد بیانگر تاثیر پدیده‌های متاسوماتیسم و به‌ویژه دگرشکلی شکل‌پذیر بر سنگ‌های گرانیته گوشه می‌باشد. این یافته بیانگر تداوم فازهای دگرشکلی در این پهنه در طی ترشیری میانی تا بالایی می‌باشد.

DOI: <https://doi.org/10.22084/NFAG.2025.30007.1641>* نویسنده مسئول: ناهید شبانیان بروجنی، E-mail: Shabanian.nahid@sku.ac.ir

استناد: شکوفه شفیعی، ناهید شبانیان بروجنی، علیرضا داودیان دهکردی و حسین عزیزی (۱۴۰۵). شواهد متاسوماتیسم و دگرشکلی توده گرانیته گوشه، شمال درود، استان لرستان، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۲۰، شماره ۳۹، صفحه ۷۶ تا ۹۴.

این نشریه علمی رایگان است و حق مالکیت فکری خود را براساس لایسنس کپی‌رایت کامنز (CC BY-NC 4.0) به نویسندگان واگذار کرده است.

آدرس وبسایت نشریه: <https://nfag.basu.ac.ir> ایمیل نشریه: nfag@basu.ac.ir

۱- پیشگفتار

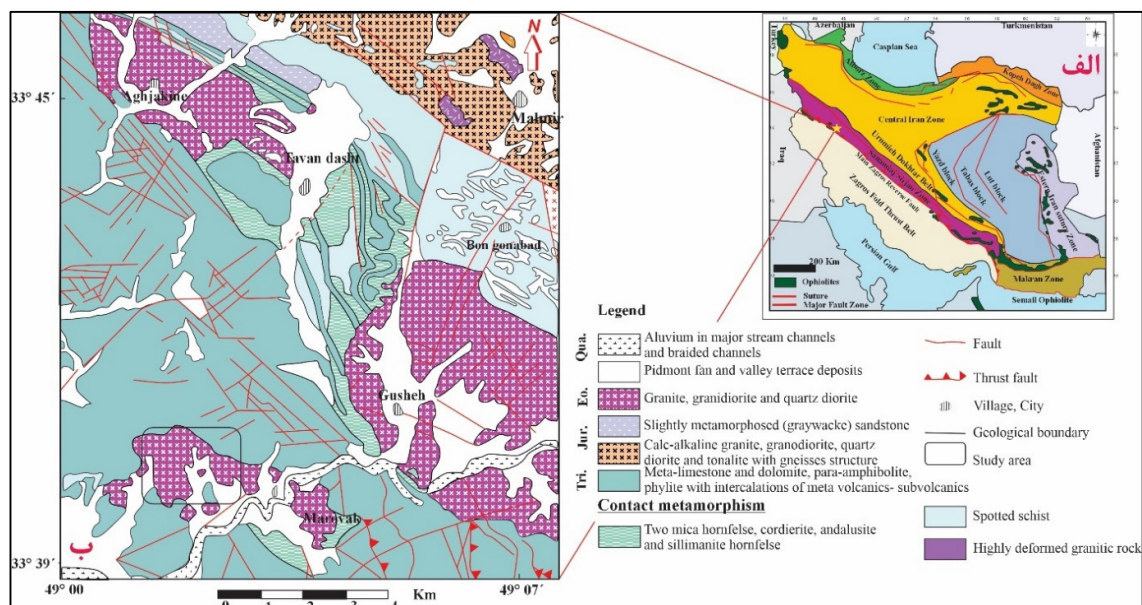
سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی میزبان ترکیب و ساختارهایی هستند که بیانگر موقعیت و محیط جایگیری آن‌ها است. گرانیته‌ها به‌عنوان فراوان‌ترین سنگ‌های نفوذی در پوسته قاره‌ای، شاخص‌های متداول برای رشد پوسته قاره‌ای در طول تکامل زمین هستند (لی و همکاران، ۲۰۱۴). بافت‌های گرانیته براساس اندازه (ریز، متوسط و درشت‌دانه)، کانی‌های تشکیل‌دهنده و نحوه قرارگیری آن‌ها (جهت‌دار یا بدون نظم) در داخل سنگ مشخص می‌شود. بعضی گرانیته‌ها که در اعماق بیشتر در موقعیت کوهزایی طی فاز اصلی دگرشکلی پوسته‌ای جایگیر می‌شوند، بافت خاصی مشابه با گنایس‌ها نشان می‌دهند (بادینگتون، ۱۹۵۹). گاهی پس از تشکیل گرانیته، سیال گرمایی (لی و همکاران، ۱۹۹۷)، مرتبط یا غیرمرتبط با فرآیندهای ماگمایی پس از جایگیری و سرد شدن (پوتنیس و همکاران، ۲۰۰۷؛ یوگوچی و نیشی‌یاما، ۲۰۰۸؛ پلومپر و پوتنیس، ۲۰۰۹؛ کاتلینو، ۱۹۸۶) می‌تواند در سنگ‌های گرانیته انجماد یافته، نفوذ کند و سنگ در حالت جامد دچار تغییرات کانیایی شود، این در حالی است که این تغییرات بدون هیچ‌گونه شواهدی از ایجاد فضای خالی شده می‌باشد و به طوری است که حجم کانی مهمان جانشین شده با حجم کانی میزبان جانشین شونده برابر باشد. بنابراین سنگ گرانیته به طور موضعی دچار متاسوماتیسم می‌شود. در طی این فرایند ناپایداری یا تغییر یک کانی اولیه بلافاصله با ته‌نشست یا تبلور یک کانی جدید پایدارتر حادث می‌گردد؛ در نتیجه، کانی اولیه به طور جزئی به کانی جدید تغییر می‌کند (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶). علاوه بر این، تحت شرایط فیزیکی-شیمیایی جدید، تغییر ماهیت ترکیب شیمیایی یک کانی اولیه (به صورت محلی و یا به طور کامل) به یک کانی جدید توسط تبادل یونی و بدون انحلال و ته‌نشینی دوباره، یک محصول واکنش متاسوماتیسم محسوب می‌گردد.

بررسی تغییر و تحولات در حالت جامد توده گرانیته‌ای گوشتی در پهنه سندنچ-سیرجان به‌عنوان هدف مطالعاتی این مقاله در نظر گرفته شده است تا با استفاده از فابریک‌های میکروسکوپی، انجام آنالیز نقطه‌ای بر روی کانی کلریت و به دست آوردن دمای تشکیل آن و مقایسه آن با ماکل دگرشکلی کلسیت، عملکرد پدیده‌های متاسوماتیسم و دگرشکلی ارزیابی شود.

۲- زمین‌شناسی منطقه

پهنه سندنچ-سیرجان به عنوان یکی از پهنه‌های مهم دگرگونی-ماگمایی زمین‌شناسی ایران، جایگاه نفوذ و جایگیری توده‌های بزرگ و کوچک گرانیته‌ای طی رویدادهای ماگمایی شدید است که اکثریت آن‌ها مرتبط با باز شدن (به‌عنوان مثال: علیرضایی و حسن‌زاده، ۲۰۱۲)، فرورانش (به‌عنوان مثال: داودیان و همکاران، ۲۰۱۶؛ مرادی و همکاران، ۲۰۲۲) و نهایتاً بسته شدن (به‌عنوان مثال: محمودی و همکاران، ۲۰۱۱) اقیانوس‌های پروتوتتیس، پالتوتتیس و نتوتتیس هستند. این توده‌های گرانیته‌ای ماهیت القایی متفاوتی دارند که از اواخر نئوپروژئیک تا اوایل پالتوزوئیک (کادومین)، کربونیفر-پرمین (همزمان با واریسکن)، اوایل تا اواخر ژوراسیک، اوایل تا اواسط کرتاسه، پالتوسن و ائوسن حادث شده‌اند (به‌عنوان مثال: علیرضایی و حسن‌زاده، ۲۰۱۲؛ بدر و همکاران، ۲۰۱۸؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۱۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۸؛ شاکر اردکانی و همکاران، ۲۰۲۰؛ توکلی و همکاران، ۲۰۲۰). علاوه بر توده‌های آذرین، تنوع گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی در این پهنه نیز مشاهده می‌شوند که عموماً به حوادث کوهزایی زاگرس منسوب می‌گردند. در حالی که بخش اعظم دگرگونی‌های پهنه سندنچ-سیرجان در اثر فرورانش درون قاره‌ای و بسته شدن شاخه‌ای از اقیانوس‌های پالتوتتیس پیش از این که فرورانش نتوتتیس آغاز شود در طی ژوراسیک حادث شده است (داودیان و همکاران، ۲۰۱۶؛ شبانیان و نوبویر، ۲۰۲۴).

توده گرانیته‌ی گوشه در گستره‌ای با طول جغرافیایی $49^{\circ} 03'$ تا $49^{\circ} 00'$ و عرض جغرافیایی $39^{\circ} 39'$ تا $33^{\circ} 40'$ در ورقه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند واقع شده است (سهندی و همکاران، ۲۰۰۶) و از نظر موقعیت زمین‌شناسی به‌عنوان بخشی از پهنه سندنچ-سیرجان محسوب می‌شود و از نظر جغرافیایی این منطقه در بخش شمال درود استان لرستان قرار گرفته است (شکل ۱). توده گرانیته‌ی گوشه و توده گرانیته‌ی مجاور آن یعنی توان‌دشت براساس تعیین سن مطلق به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن دارای سن ۳۵ میلیون سال قبل معادل انتهای ائوسن می‌باشد (محمودی و همکاران، ۲۰۱۱). این توده‌های گرانیته‌ی جزو جوان‌ترین توده‌های گرانیته‌ی پهنه سندنچ-سیرجان هستند.



شکل ۱. الف) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت توده گرانیتی گوشه در پهنه ساختاری سندج- سیرجان که با ستاره زرد رنگ مشخص شده است (برگرفته از شبانیان و همکاران، ۲۰۱۸). ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، محدوده مورد مطالعه در کادر مستطیل قرار دارد (برگرفته از سهندی و همکاران، ۲۰۰۶).

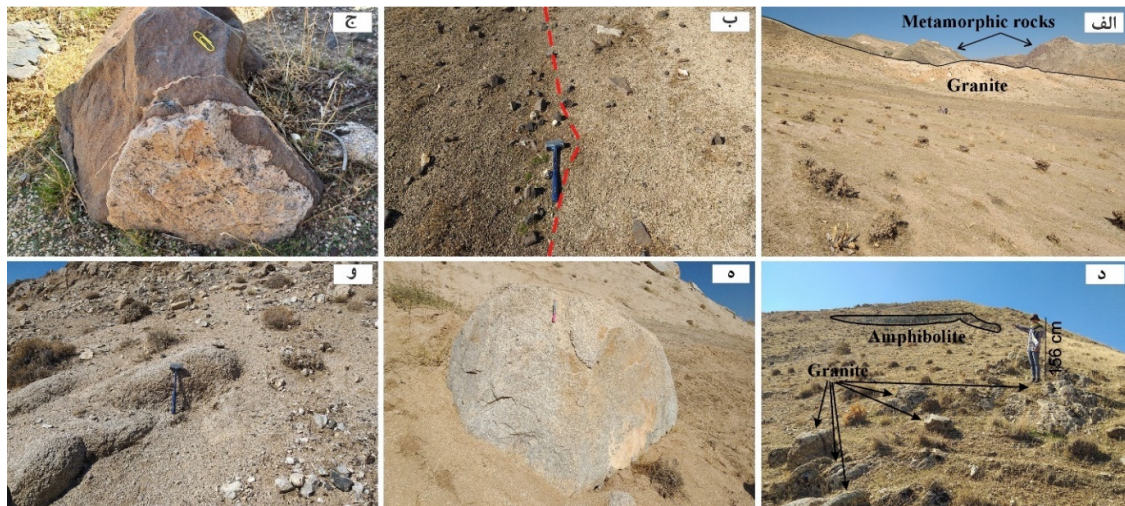
Fig. 1. A) The map of the structural zones of Iran and the location of the Goosheh granite body (marked with a yellow star) in the Sanandaj-Sirjan Zone (modified after Shabanian et al., 2018). B) Geological map of the studied area (Sahandi et al., 2006)).

است و از تخریب این سنگ‌های گرانیتی خاک‌های آرنایتی تولید شده است (شکل ۲- و).

۳- مواد و روش‌ها

در این پژوهش، به منظور بررسی توده گرانیتی مورد مطالعه از دیدگاه سنگ‌شناسی، جهت بررسی رخنمون توده گرانیتی و سایر سنگ‌های همجوار با آن‌ها و روابط آن‌ها با یکدیگر طی بازدید صحرایی نمونه‌برداری انجام شد. پس از نمونه‌برداری و ثبت مختصات جغرافیایی با استفاده از دستگاه GPS از توده مورد نظر، از بین نمونه‌های شاخص مقطع نازک تهیه شده و با استفاده از میکروسکوپ نور پلاریزه (Olympus) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند تا بتوان به ترکیب کانی‌شناسی، خصوصیات بافتی و ویژگی‌های ریزساختاری سنگ‌های مورد مطالعه دست پیدا کرد. هم‌چنین جهت تعیین ترکیب دقیق شیمی کانی‌ها و سپس زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی مقاطع نازک صیقلی تهیه گردید و تجزیه ریزپردازشی کانی‌های شاخص نظیر کلریت با یک سیستم JEOL-JX8600 (سه اسپکترومتر، بلورهای LiF, PET, TAP) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه سالزبورگ کشور اتریش تحت شرایط ۱۵ کیلوولت و ۱۰ ثانیه زمان شمارش انجام شد.

سنگ‌های مورد مطالعه در نمونه دستی دارای رنگ سفید، متوسط تا ریزدانه هستند. سنگ‌های مجاور گرانیت‌های مورد مطالعه از نوع آمفیبولیت، شیست‌های پلیتی، آهک‌های دولومیتی، کالک‌شیست و ماسه‌سنگ‌آرنایتی است (احمدی‌خلجی، ۲۰۱۷) (شکل ۲- الف). مرز بین سنگ‌های گرانیتی و سنگ‌های آمفیبولیتی مجاور گاهی به صورت واضح قابل مشاهده است (شکل ۲- ب) و در برخی رخنمون‌ها نفوذ توده گرانیتی درون توده آمفیبولیتی را می‌توان مشاهده نمود. به نظر می‌رسد توده‌های آمفیبولیتی سقف توده نفوذی را تشکیل می‌دهد (شکل ۲- ج، د). شیست‌های پلیتی، آهکی و دولومیتی و هم‌چنین دولومیت کالک شیستی طی نفوذ توده گرانیتی مجدداً دچار تبلور مجدد و دگرگونی مجاورتی واقع شده‌اند که بیانگر وقوع چند دگرگونی در منطقه است. شیست‌های پلیتی تیره و سیاه‌رنگ دارای میان لایه‌هایی از آهک‌های چرتی- دولومیتی دگرگون شده همراه با سنگ‌های ولکانیک شده به صورت آمفیبول شیست می‌باشد (سهندی و همکاران، ۲۰۰۶). در اثر نفوذ این توده‌های گرانیتی در سنگ‌های شیستی دگرگونی ناحیه‌ای، شیست‌های لکه‌دار ایجاد شده‌اند. در بعضی از نقاط فرسایش از نوع پشته نهنگی و پوسته پیازی (شکل ۲- ه) در توده گرانیتی قابل مشاهده



شکل ۲. الف) دورنمایی از توده گرانیتی گوشه و سنگ‌های مجاور؛ ب) همبندی توده گرانیت و سنگ‌های آمفیبولیتی؛ ج) تزریق گرانیت درون سنگ میزبان آمفیبولیتی؛ د) توده آمفیبولیتی در بالادست توده گرانیتی قرار دارد؛ ه) فرسایش پوسته پیازی که در سنگ‌های گرانیتی رخ داده است؛ و) تشکیل خاک‌های آرنی

Fig. 2. a) A field view of the Goosheh granite body and metamorphic rocks as the surrounding rocks; b) Contact of granite body and amphibolite rocks; c) Granitic injection into the amphibolitic host rock; d) The amphibolite rocks are located above the granite body; e) the Onionskin weathering occurred in granite rocks; f) The formation of arenitic soils on surface of granite.

۴- سنگ‌نگاری

بافت‌های متداول در این گرانیت‌ها گرانولار اینترلوپیت، گرانوفیریک، میرمیکتی، و پرتیتی است. کانی‌ها در سنگ گرانیتی تقریباً هم‌بعد بوده و کانی‌های اصلی سنگ از تنوع کمی برخوردار هستند و شامل کوارتز، فلدسپار آلکالی (بیشتر میکروکلین پرتیتی)، پلاژیوکلاز، بیوتیت می‌باشد. کانی‌های فرعی شامل میکای سفید (احتمالاً مسکویت) و در مقادیر کم تر، آلانیت، زیرکن و تیتانیت می‌باشند (شکل ۳-الف). کلریت، سریسیت و کلسیت از محصولات معمول دگرسانی در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. براساس شواهدی که ارائه خواهد شد به طور موضعی این سنگ‌ها دچار متاسوماتیسم شده‌اند.

کوارتز: کانی کوارتز اصلی‌ترین تشکیل‌دهنده سنگ‌های گرانیتی است که به‌صورت تقریباً نیمه شکل‌دار و در اندازه متوسط هستند. خاموشی موجی از نوع تخته شطرنجی نشان می‌دهند و مهاجرت مرز دانه‌ای در آن‌ها قابل تشخیص است (شکل ۳-ب).

پلاژیوکلاز: دارای اندازه تقریباً متوسط تا کمی ریزدانه هستند، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و تا حدودی منطقه‌بندی از نوع تجزیه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳-ج)، دارای ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سنتیک و دگرشکلی هستند که اکثراً تجزیه سریسیتی و گاه تجزیه رسی نشان

می‌دهند و حتی تجزیه به اپیدوت و کلسیت نیز مشاهده شد. کانی آلانیت در بافت میرمیکتی به همراه کوارتز حضور دارد (شکل ۳-د).
فلدسپار آلکالی: به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، متوسط دانه از نوع پرتیت و میکروکلین که خاموشی موجی نشان می‌دهند. پرتیت‌ها حالت رشته‌ای و لکه‌ای دارند (شکل ۳-ه، و).

بیوتیت‌ها: بی‌شکل، ریز تا متوسط دانه هستند و یک دسته رخ نشان می‌دهند. گاهی به‌صورت موج‌دار هستند که بیان‌کننده تاثیر دگرشکلی است؛ به کلریت تجزیه شده‌اند و در امتداد رخ‌های آن‌ها تیتانیت آزاد شده است، به علاوه گاهی دارای ادخال‌هایی از کانی زیرکن می‌باشند (شکل ۳-ز، ح).
میکای سفید: بلورهای درشت‌تر احتمالاً از نوع مسکویت فنزیتی بوده و هم‌چنین سریسیت ریزدانه و بی‌شکل که حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز است و درون آن تشکیل شده است، در این سنگ‌ها تشخیص داده شد.

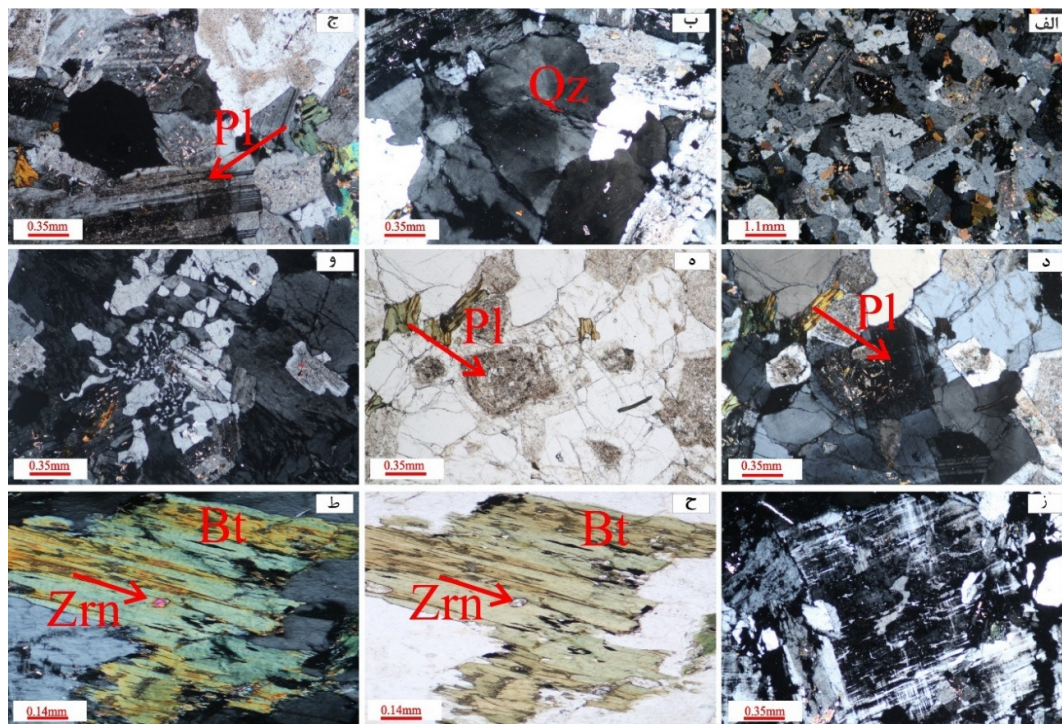
هم‌چنین کانی‌های فرعی شامل:

آلانیت: بی‌شکل تا شکل‌دار، گاهی از حاشیه توسط کلینوزوئیزیت و زوئیزیت احاطه شده است و بیش‌تر در کنار کانی‌های تیره (به‌ویژه بیوتیت) دیده می‌شود.

زیرکن: به‌صورت شکل‌دار هستند، در مجاورت کانی بیوتیت بوده و یا به‌صورت ادخال در آن تشکیل شده است.

کلریت: حاصل دگرسانی بیوتیت می باشد (شکل ۳-ح، ط).
کلسیت: به صورت ریز تا درشت بلور، ثانویه با دو جهت رخ، بی شکل تا کاملاً شکل دار و پر کننده حفرات است.

تیتانیت: از نوع ثانویه و بی شکل، تقریباً ریز دانه هستند. حاصل تجزیه می باشد. معمولاً در امتداد رخ های بیوتیت قابل مشاهده است.



شکل ۳. الف) بافت کلی سنگ گرانیت گوشه؛ ب) خاموشی موجی در کانی کوارتز؛ ج) پلاژیوکلاز یکی از تشکیل دهنده های اصلی سنگ است؛ د و ه) تجزیه سریسیتی و زوناسیون تجزیه ای در پلاژیوکلاز در نور متقاطع (XPL) و نور طبیعی (PPL)؛ و ز) حضور فلدسپار آکالی از نوع میکروکلین و پرتیت درون سنگ؛ ح) در نور طبیعی (PPL) و ط) در نور متقاطع (XPL): بیوتیت دارای زیرکن و در حال تبدیل به کلریت و تشکیل تیتانیت در امتداد رخ ها.

Fig. 3. Description. a) the general texture of Goosheh granite body; b) undulatory extinction in quartz mineral; c) plagioclase is one of the main constituents of the rock; d), e) sericite decomposition and decomposition zonation in plagioclase in (XPL) and (PPL); f), g) the presence of alkali feldspar of microcline and perthite type in the rock; h) PPL, i) XPL: Biotite containing zircon mineral that it altered to Chlorite, along with forming titanite along the cleavages. Bt= Biotite, Pl= Plagioclase, Qz= Quartz, Zrn=Zircon; Whitney and Evans, 2010).

۵- بحث

۵-۱- شواهد متاسوماتیسم و یا دگرشکلی موضعی در

توده گرانیتی گوشه

پس از اتمام تبلور یک ماگما، در شرایط ساب سالدوس حدود ۵۰۰ درجه سانتی گراد همراه با کاهش آهسته دما و واکنش سیال های باقی مانده، کانی های اولیه در توده گرانیت می توانند دچار یک تغییر در ترکیب شوند، که تحت عنوان متاسوماتیسم شناخته می شود و از طرف دیگر تحت تاثیر حوادث تکنیکی ریزساختارهای در سنگ ها پدید آمده است، که در ادامه به شواهد این فرآیندها در سنگ های مورد مطالعه پرداخته می شود.

الف) کوارتز: بررسی ریزساختارهای موجود در کانی کوارتز بیانگر گسترش فرآیند تجدید تبلور دینامیکی به صورت خاموشی موجی می باشد؛ خاموشی موجی در کانی کوارتز می تواند طی فازهای دگرشکلی دما پایین (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی گراد) حاصل می شود (شکل ۳-ب) (پاشیر و همکاران، ۲۰۰۵). مهاجرت مرز دانه ای در آن ها قابل تشخیص است؛ تجدید تبلور در دمای بالا (GBM) بیانگر وقوع دگرشکلی در دمای ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتی گراد (شکل ۴-ط) و چرخش ریزدانه (SGR) نشان دهنده وقوع دگرشکلی در دمای ۳۵۰-۵۰۰ درجه سانتی گراد می باشد (پاشیر و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل ۵-الف). ریزساختارهای دگرشکلی GBM و SGR در کانی کوارتز حضور دارند.

جایی که این دو دقیقاً با هم در تماس هستند بسیار مشکل است؛ زیرا این دو آلبیت دارای جهت‌گیری یکسان و ترکیب مشابه هستند (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶) (شکل ۴-ه، و).

با از بین رفتن یا کاهش چشمگیر کوارتز، افزایش مقدار کل فلدسپار آلکالی دانه‌های آلبیتی‌شده هم‌جهت ابتدا در فاز فلدسپار آلکالی خالص و سپس دور از تیغه‌های هم‌جهت پرتیتی ایجاد می‌شوند. درشت بلورهای فلدسپار آلکالی حاوی ادخال‌های پلاژیوکلازی است که توسط حاشیه روشن آلبیت احاطه شده‌اند که بیانگر نفوذ محلول‌های حاوی سدیم در امتداد رخ‌های فلدسپار آلکالی است. پهنای حاشیه آلبیت معمولاً کم‌تر از ۰/۱ میلی‌متر است؛ اما در گرانیتهای مورد مطالعه بیش از این مقدار می‌باشد (به طور میانگین ۰/۴۹) که نشانگر غنی بودن از آلکان، آلومین و سیلیس (بین ۰/۳ تا ۰/۶ میلی‌متر) است (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶). معمولاً یک همبری واضح و صاف از پلاژیوکلاز اصلی (از نوع الیگوکلاز) با حاشیه آلبیتی وجود دارد؛ در حالی که مرز آلبیت-فلدسپار آلکالی نامنظم است. برخی از حاشیه‌ها حاوی دوک‌های نازک کوارتز جهت‌یافته هستند که به صورت تقریباً عمود بر سطح قرار گرفته‌اند؛ حاشیه روشن تنها در همبری‌های پلاژیوکلاز با فلدسپار آلکالی (که به‌صورت متفاوتی جهت‌یافته‌اند)، رخ می‌دهد (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶) (شکل ۴-ز، ح).

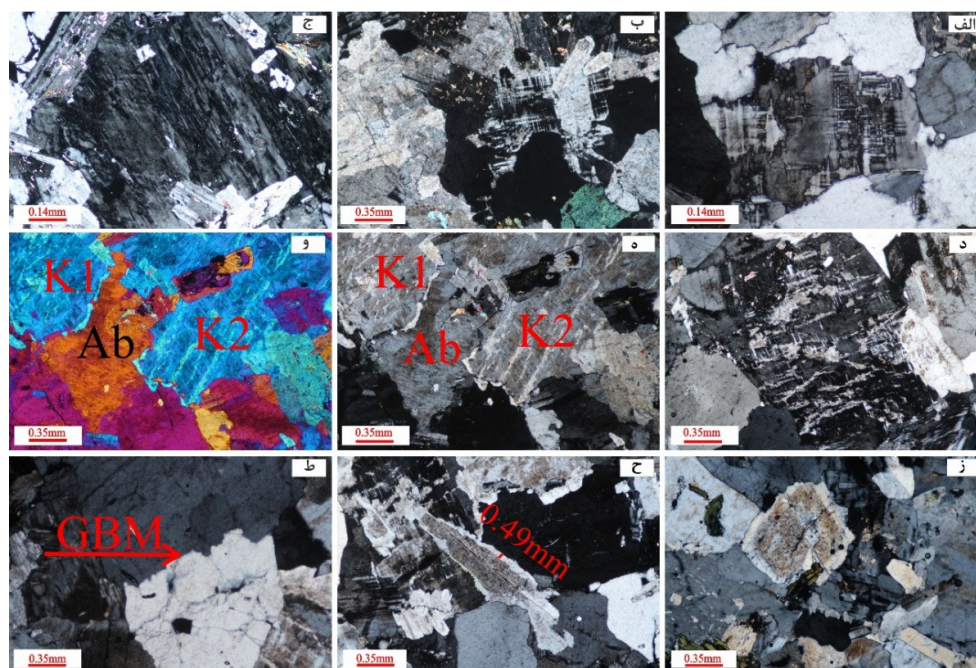
ج) پلاژیوکلاز: ماکل دگرریختی در پلاژیوکلازها دارای حالت نوک تیز است (شکل ۵-ب) که نشان دهنده دگرشکلی در حالت جامد می‌باشد. به علاوه خاموشی موجهی نشان می‌دهند؛ هم‌چنین مهاجرت مرز دانه‌ای بین کانی پلاژیوکلاز و بیوتیت قابل مشاهده است (شکل ۵-ج).

طی متاسوماتیسم، پلاژیوکلاز سریسیتی (مسکویت هیدراته ورقه‌ای یا فلسی دانه‌ریز) می‌شود که دلیلی بر اسیدی بودن پلاژیوکلاز هستند. بسیاری از محققان، سریسیتی‌شدن پلاژیوکلاز را به‌عنوان محصول متاسوماتیسم هیدروترمال در مرحله پس از ماگمایی، تلقی می‌کنند (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶) (شکل ۵-د). طی متاسوماتیسم ماکل و منطقه‌بندی به خوبی حفظ شده است و kinking در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵-ه). هسته با مقدار بالای آنورتیت در منطقه‌بندی، معمولاً به ترکیبات آلبیتی‌تر تغییر می‌کند؛ در صورتی که ترکیب حاشیه بدون تغییر باقی می‌ماند (هاپالا، ۱۹۹۷).

ب) فلدسپار آلکالی: در فلدسپار آلکالی، تیغه‌های اکسولوشن (عدم آمیزشی) آلبیت ممکن است تشکیل شوند و ارتوکلاز به میکروکلین تغییر شکل دهد. این تغییرات، سازمان‌دهی ناشی از تبلور دوباره ساب‌سالیدوس هستند؛ (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶) (شکل ۴-الف، ب).

در این کانی پرتیت به‌صورت پرتیت شعله‌ای-رشته‌ای و لکه‌ای مشاهده می‌گردد. پرتیت لکه‌ای از نوع ماگمایی است و بیانگر شرایط هایپر‌سالیووس تبلور می‌باشد (بلت و همکاران، ۲۰۰۶). از طرف دیگر حضور پرتیت شعله‌ای و رشته‌ای بیانگر وقوع دگرشکلی دینامیکی در شرایط رخساره شلیست‌سبز در گرانیتهای حاوی کوارتز، فلدسپار و پلاژیوکلازدار به‌ویژه در شرایط استرس بالا نظیر پهنه‌های برشی شکل‌پذیر می‌باشد (شکل ۴-ج، د). ترک‌های انقباضی در فلدسپار آلکالی باعث شود که سیال هیدروترمال از خارج، وارد بلور شده و باعث خوردگی و جایگزینی فلدسپار آلکالی و تشکیل آلبیت پرتیتی رگه مانند شود (لمان، ۱۸۸۵). کانی میکروکلین دارای ماکل مشبک می‌باشد که می‌تواند بیانگر دگرشکلی در حالت جامد در حد رخساره شلیست سبز باشد (شکل ۴-د).

بافت‌های هم‌رشدی (گرافیک، گرانوفیری، میرمکیتی و پرتیتی) می‌تواند معرف رشد همزمان از یک مذاب، واکنش یک جامد و یک مذاب، یا حالت اختلاط ناپذیری دو جامد باشد. این بافت‌ها می‌تواند از نوع ماگمایی (در شرایط ساب‌سالیدوس) و بدون تأثیر دگرشکلی یا دگرگونی باشد که بر اثر استرس‌های تکتونیک ایجاد گردد (ورنون، ۲۰۰۴؛ یوگوچی و همکاران، ۲۰۰۸). هم‌چنین تشکیل میرمکیت می‌تواند در زون‌های برشی و تحت تأثیر دگرشکلی باشد (سیمپسون، ۱۹۸۵؛ سیمپسون و وینچ، ۱۹۸۹؛ سوروم و همکاران، ۲۰۰۳). دانه‌های آلبیتی که در مرز دو فلدسپار آلکالی با جهت‌گیری متفاوت به وجود می‌آیند، آلبیت میان‌دانه‌ای نامیده می‌شوند. دانه‌های آلبیت میان‌دانه‌ای به طور معمول، زمانی که تیغه ژئیس میکروسکوپ وارد نور پلاریزه متقاطع می‌شود، به دو ردیف تقسیم می‌شوند. هر ردیف دارای جهت‌گیری نوری تقریبی مانند آلبیت پرتیتی فلدسپار آلکالی جلویی است که جایگزین می‌شود. یک ردیف ممکن است به خوبی رشد کند؛ در صورتی که ردیف دیگر ممکن است رشد خوبی نداشته باشد؛ تشخیص آلبیت میان‌دانه‌ای (دانه‌های آلبیتی که در مرز دو فلدسپار آلکالی با جهت‌گیری متفاوت به وجود می‌آیند) و آلبیت پرتیتی



شکل ۴. الف) و ب) تبدیل ارتوکلز به میکروکلین؛ ج) و د) پرتیت شعله‌ای و رشته‌ای (دگرشکلی) بیانگر وقوع دگرشکلی دینامیک در شرایط رخساره شیست سبز است. ه) و و) آلبیت میان دانه‌ای در نور طبیعی (PPL) و نور متقاطع (XPL)؛ ز) و ح) پلاژیوکلز دارای حاشیه روشن آلبیتی؛ و ط) دگرشکلی GBM در کانی کوارتز.

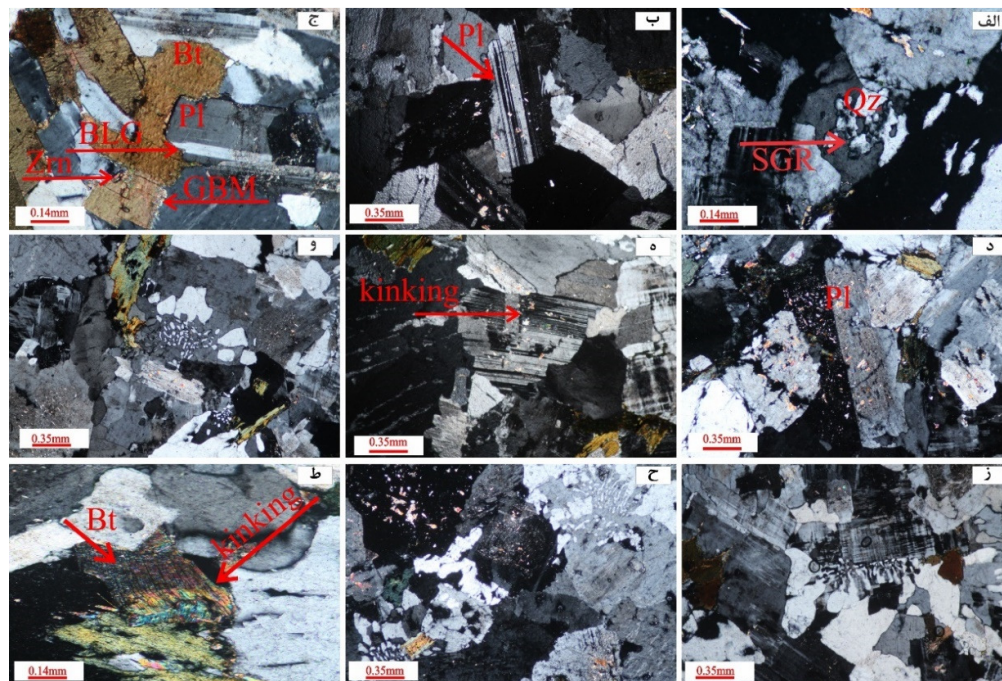
Fig. 4. a) and b) transformation of orthoclase into microcline; c) and d) Flame and filamentous perthite indicate the occurrence of dynamic deformation in greenschist facies conditions; e) and f) Intergranular albite (PPL) and (XPL); g) and h) plagioclase with clear albite rim; and i) GBM deformation in quartz minerals. (Ab= Albite, K=K-feldspar; Whitney and Evans, 2010. GBM= High-Temperature Grain Boundary Migration Passchier and Trouw, 2005).

آلکالی دما بالا و (۲) جایگزینی فلدسپار آلکالی توسط پلاژیوکلز است (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶). پس از جایگزینی فلدسپار آلکالی به وسیله پلاژیوکلز سدیک، مازاد سیلیس حفظ می‌شود و به عنوان کوارتز کرمی شکل در پلاژیوکلز اسیدی تازه تشکیل شده رسوب می‌کند. (۳) مدلی که در آن میرمیکیت در اثر متاسوماتیسم پتاسیک ساب‌سالدوس پلاژیوکلز با شکستگی بسیار ریز اولیه تشکیل شده است (کالینز و کالینز، ۲۰۰۲). با توجه به اینکه میانبرهای پلاژیوکلز درون فلدسپار آلکالی دارای حاشیه آلبیتی هستند که شاهدهی بر ورود محلول‌های سدیم‌دار در امتداد رخ فلدسپار آلکالی است به نظر می‌رسد فرضیه دوم در مورد سنگ‌های مورد مطالعه بیشتر صدق می‌کند؛ میرمیکیت‌های مشاهده شده در این گرانیته‌ها از نوع حاشیه‌ای و گلبول‌مانند و میرمیکیت‌های بین‌دانه‌ای (شکل ۵-ج) هستند (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶). رابطه لاملوئیدی (تیغه‌ای) که بیانگر تشکیل میرمیکیت در کنار کانی میکروکلین است به راحتی قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۵-ح).

یکی از شواهد بافتی در گرانیته‌های مورد مطالعه وجود بافت میرمیکیتی است که حاصل هم‌رشدی کرمی شکل کوارتز در پلاژیوکلز (پاشیر و تروو، ۲۰۰۵) است. میرمیکیت در امتداد مرز دانه‌ای بین پلاژیوکلز و فلدسپار آلکالی یافت می‌شود (شکل ۵-و، ز، ح) و در تماس بین پلاژیوکلزهای مختلف و پلاژیوکلز با کوارتز مشاهده نمی‌شود و در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان فلسیک تا حد واسطه، گرانیته گنایسی مشاهده می‌شود که اهمیت آن در همیافتی آن با ماگمای در حال تبلور نهایی یا ماگمای آب‌دار است. کوارتز در میرمیکیت، به صورت کرمی شکل (مخروطی، منحنی و/یا پیچ‌خورده) و یا میله‌مانند با بخش‌های گرد تا بیضی شکل است که به سمت مرز میرمیکیت کشیده شده است و اندازه آن‌ها معمولاً ۳۰ تا ۷۰ میکرون می‌باشد و به ندرت تا ۱۲۰ میکرون هم می‌رسد. ضخامت کوارتز کرمی شکل در یک سنگ‌های مورد مطالعه از ریز تا درشت تغییر می‌کند؛ بنابراین، میرمیکیت به میرمیکیت ریز تا درشت تغییر می‌کند. وجود میرمیکیت در مرز فلدسپار آلکالی یک سرنخ جهت تعیین منشأ جایگزینی است. فرضیه‌های مطرح شده جهت ایجاد میرمیکیت شامل (۱) انحلال میرمیکیت از فلدسپار

راستای خطوط رخ بیوتیت به وقوع پیوسته است؛ شبکه بلور شناختی کلریت متفاوت از بیوتیت است اما از بسیاری جهات شبیه به شبکه بلورشناختی میکاها است (دیر و همکاران، ۲۰۱۳). بعد از دگرسانی، بیوتیت مستعد جایگزینی از طریق کلریت در یک شکل دروغین^۲ است.

د) میکا: بیوتیت کلریتی شده دارای تاخوردگی^۱ است که از علائم دگرشکلی حتی در دماهای پایین است و همچنین در بیوتیت در حال تبدیل به کلریت و گاهی مسکویت است که خاموشی موجی هم نشان می‌دهند می‌باشد (شکل ۵-ط). در این تصاویر که نشان‌دهنده دگرشکلی در رخساره شپست‌سبز و دمای پایین است، کلریتی‌شدن بیوتیت در



شکل ۵. الف) ریزساختار (SGR) در کوارتز (XPL)؛ ب) ماکل دگرریختی در پلاژیوکلاز دارد (XPL)؛ ج) مهاجرت مرز دانه‌ای بین کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز (XPL)؛ د) سریسیتی‌شدن پلاژیوکلاز در نتیجه متاسوماتیسم هیدروترمال می‌باشد (XPL)؛ ه) وقوع Kinking در پلاژیوکلاز (XPL)؛ و) میرمکیت حاشیه‌ای (XPL)؛ ح) میرمکیت بین دانه‌ای (XPL)؛ و ط) Kinking در کانی بیوتیت (XPL).

Fig. 5. a) Microstructure of the SGR in quartz (XPL); b) deformed polysynthetic twinning in plagioclase (XPL); c) Grain boundary migration between biotite and plagioclase minerals (XPL); d) Sericitization of plagioclase is the result of hydrothermal metasomatism (XPL); e) occurrence of kinking in plagioclase (XPL); and i) Kinking in biotite mineral (XPL). (Bt= Biotite, Pl= Plagioclase, Qz= Quartz, Zrn=Zircon; Whitney and Evans, 2010; BLG= low-temperature grain boundary migration, GBM= Ground Boundary Migration, SGR= Subgrain Rotation; Passchier and Trouw, 2005).

۵-۲- شیمی کانی فلدسپارها

فلدسپارها: ساختار این کانی را می‌توان اشتقاقی از ساختارهای SiO_2 و Al داخل شبکه تترائدر و اشغال همزمان Na^+ ، K^+ و Ca^{2+} در فضاهای خالی موجود در نظر گرفت. در این ساختار توزیع Si-Al کاملاً نامنظم و در هم ریخته است؛ به این معنی که یون‌های Al و Si به طور تصادفی و بدون ترتیب در میان دو جایگاه تترائدرال متمایز و متفاوت بلورشناسی، توزیع شده‌اند (دیر و همکاران،

۲۰۱۳). ترکیب فلدسپارها علاوه بر ترکیب و دمای ماگما، به گازهای ماگمایی نیز بستگی دارد (هاتوری و ساتو، ۱۹۹۶).

پلاژیوکلاز: اطلاعات معرف پلاژیوکلاز از گرانیته گوشه در جدول (۱) آورده شده است. مقادیر Na_2O ، K_2O و CaO پلاژیوکلاز به ترتیب از ۰/۱۲-۰/۳۶ درصد وزنی، ۱۱/۱۵-۱۲/۳۳ درصد وزنی و ۷۱-۷۰/۷۰ درصد وزنی متفاوت است. ترکیب دانه‌های پلاژیوکلاز تجزیه شده در محدوده آلبیت قرار می‌گیرند (شکل ۶).

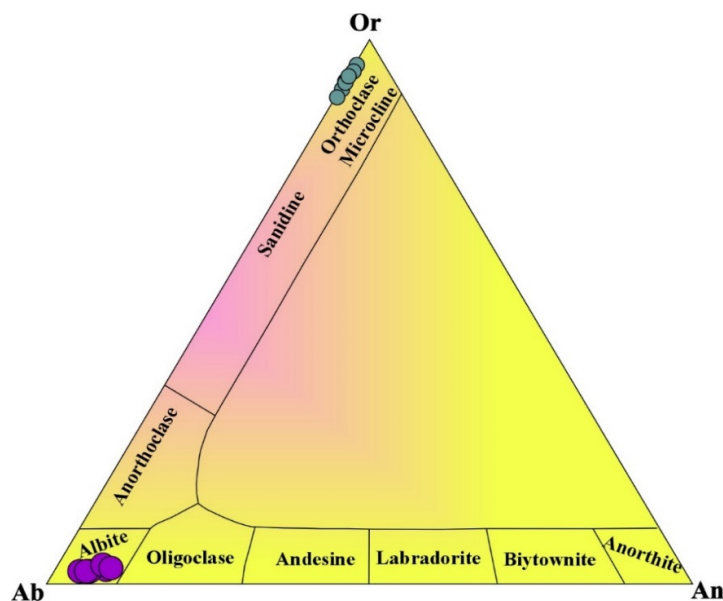
^۲ Pseudomorph

^۱ kinking

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپارها در سنگ‌های گرانیتی گوشه

Table1. Results of Electron Microprobe analysis of Feldspars minerals from Goosheh granite.

Label	N1-3	N2-14	N2-16	N2-19	N2-3	N2-4	N2-5	N1-4	N2-10	N2-15	N2-17	N2-18	N2-9
Min.	Alkali Feldspar							Plagioclase					
SiO ₂	64.4	64.08	64	65.37	63.72	64.05	64.13	65.95	65.37	66.17	66.24	68.5	65.17
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0	0.02	0	0.01	0.01	0	0	0.02	0	0
Al ₂ O ₃	18.26	18.01	18.11	18.5	18.18	18.13	18.26	20.51	20.43	20.06	19.89	20.18	20.71
Fe ₂ O ₃	0.09	0.04	0.05	0.06	0.25	0.09	0.06	0.1	0.1	0.01	0	0.04	0.1
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0.01	0	0	0.01	0	0	0	0.02	0	0	0	0.03	0.02
MgO	0	0	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0.01	0	0.02	0.03	0.04	0.02	0.05	1.37	1.57	1.04	0.86	0.71	1.7
Na ₂ O	0.9	0.76	1.03	1.25	0.51	0.89	0.66	11.43	11.44	11.66	11.55	12.33	11.15
K ₂ O	16.26	16.21	15.85	16.09	16.6	16.04	16.37	0.36	0.18	0.13	0.12	0.14	0.24
Cr ₂ O ₃	0	0.03	0.01	0.02	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0	0.03	0
Total	99.95	99.15	99.09	101.33	99.35	99.22	99.54	99.76	99.1	99.07	98.68	101.96	99.09
Si	2.987	2.995	2.99	2.987	2.98	2.99	2.987	2.913	2.907	2.936	2.946	2.953	2.899
Ti	0.001	0.001	0.001	0	0.001	0	0	0	0	0	0.001	0	0
Al	0.998	0.992	0.997	0.996	1.002	0.998	1.002	1.068	1.071	1.049	1.043	1.025	1.086
Fe ³⁺	0.003	0.001	0.002	0.002	0.009	0.003	0.002	0.003	0.003	0	0	0.001	0.003
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0.001	0.001
Mg	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.065	0.075	0.049	0.041	0.033	0.081
Na	0.081	0.069	0.093	0.111	0.046	0.081	0.06	0.979	0.987	1.003	0.996	1.031	0.962
K	0.962	0.966	0.945	0.938	0.99	0.955	0.973	0.02	0.01	0.007	0.007	0.008	0.014
Cr	0	0.001	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0
sum	5.032	5.025	5.029	5.036	5.031	5.028	5.026	5.049	5.053	5.044	5.034	5.053	5.046
X _{Or}	0.92	0.93	0.91	0.89	0.95	0.92	0.94	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
X _{Ab}	0.08	0.07	0.09	0.11	0.04	0.08	0.06	0.92	0.92	0.95	0.95	0.96	0.91
X _{An}	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0.07	0.05	0.04	0.03	0.08



شکل ۶. قرارگیری فلدسپارها در دو ضلع Ab و Or نمودار Ab-Or-An نشان‌دهنده ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالی موجود در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

Fig. 6. placement of feldspars on the Ab and Or sides of the Ab-Or-An diagram shows the composition of plagioclase and alkali feldspar minerals in the studied rocks.

می‌کند که ترکیب کلریت حداقل تا حدی به دمای تشکیل مرتبط است (شکل ۷) (بوردل، ۲۰۲۱).

نتایج تجزیه ریزپردازشی کلریت در جدول (۲) ارائه شده است؛ همانطور که مشاهده می‌شود مقدار SiO_2 از ۲۳/۶۷ تا ۲۴/۷ درصد وزنی، مقدار Al_2O_3 از ۱۸/۷ تا ۲۰/۳۸ درصد وزنی، مقدار TiO_2 از ۰/۲ تا ۰/۱۴ درصد وزنی و مقدار FeO در محدوده ۳۵/۹۳ تا ۳۷/۵۶ درصد وزنی متغیر است. زمین‌دماسنجی کانی‌های کلریت به شش روش مرسوم نشان می‌دهد که دمای تشکیل این کانی‌ها حداقل بین ۲۳۲ تا حداکثر ۳۶۲ درجه سانتی‌گراد است، میانگین دماهای بدست آمده 310 ± 7 درجه سانتی‌گراد می‌باشد، که به‌عنوان دمای احتمالی متاسوماتیسم در نظر گرفته می‌شود.

فلدسپار آلكالی: محاسبات فلدسپار آلكالی سنگ در جدول (۱) ارائه شده است. دانه‌های فلدسپار آلكالی دارای ترکیبی با $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.04-0.25$ درصد وزنی، $\text{CaO}=0.00-0.05$ وزنی، $\text{Na}_2\text{O}=0.51-1.25$ درصد وزنی و $\text{K}_2\text{O}=8.7-9.32$ درصد وزنی و می‌تواند به‌عنوان ارتوکلز طبقه‌بندی شود.

۵-۳- شیمی کانی و زمین‌دماسنجی کلریت

ساختار کلریت را می‌توان با یک مدل محلول جامد تعریف کرد (به‌عنوان مثال: کریوویچف و همکاران، ۲۰۰۴؛ داودیان و همکاران، ۲۰۰۸؛ بدر و همکاران، ۲۰۱۳؛ یاووز و همکاران، ۲۰۱۵)، که تمام شرایط لازم برای تشکیل یک زمین‌دماسنج را دارا می‌باشد (بوردل، ۲۰۲۱). کلریت‌های سیستم‌های دما پایین، به‌ویژه زمینه‌های دیاژنز، محتوای Si بالاتر را نسبت به سیستم‌های دگرگونی نشان می‌دهند (هیلیر و ولده، ۱۹۹۱). این موضوع این فرضیه را تایید

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی کلریت، مسکویت و بیوتیت از سنگ‌های گرانیتی گوشه

Table 2. Results of Electron Microprobe analysis of Chlorite minerals from Goosheh granite.

label	N30-2_2-1	N30-2_2-2	N30-2_2-12	N30-2_2-13	N30-2_1-1	N30-2_1-2	N30-2-1	N30-2_2-6
	Chlorite						Bio	Mus
SiO2	23.91	23.67	24.05	23.98	24.1	24.7	36.15	43.34
TiO2	0.08	0.05	0.06	0.07	0.14	0.02	3.61	0.18
Al2O3	18.84	19.13	20.38	19.77	19.35	18.7	15.07	29.70
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	37.56	37.56	35.93	35.94	37.52	37.17	27.66	7.05
MnO	0.63	0.67	0.77	0.76	0.75	0.71	0.65	0.14
MgO	5.24	5.13	5.08	5.53	6.04	6.16	3.94	1.46
CaO	0.15	0.07	0.06	0.13	0.05	0.06	0.07	0.01
Na2O	0.06	0.04	0.04	0.01	0.00	0.01	0.09	0.24
K2O	0.05	0.04	0.09	0.04	0.00	0.08	9.81	10.90
Cr2O3	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	86.53	86.36	86.47	86.24	87.95	87.61	97.05	93.02
Si	2.76	2.739	2.745	2.748	2.728	2.8	2.833	3.079
Ti	0.007	0.004	0.005	0.006	0.012	0.002	0.213	0.010
Al	2.563	2.609	2.741	2.671	2.581	2.499	1.392	2.487
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.098	0.000
Fe2	3.626	3.634	3.429	3.445	3.552	3.524	1.716	0.419
Mn	0.062	0.066	0.074	0.074	0.072	0.068	0.043	0.008
Mg	0.902	0.885	0.864	0.945	1.019	1.041	0.46	0.155
Ca	0.019	0.009	0.007	0.016	0.006	0.007	0.006	0.001
Na	0.013	0.009	0.009	0.002	0.000	0.002	0.014	0.033
K	0.007	0.006	0.013	0.006	0.000	0.012	0.981	0.988
Cr	0.001	0	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
sum	9.96	9.961	9.888	9.914	9.97	9.955	7.756	7.180
AlIV	1.23963	1.26133	1.25514	1.25151	1.27221	1.19964	1.167	0.921
AlVI	1.32382	1.3473	1.48623	1.4191	1.30905	1.29907	0.225	1.565

اکسیژن در جدول (۲) ارائه شده است. شیمی عناصر اصلی میکاها میانگین مقدار TiO_2 را در همه نمونه‌ها از ۳/۳ تا ۳/۷۶ درصد وزنی نشان می‌دهد؛ همان‌طور که مشاهده می‌شود مقدار SiO_2 از ۳۵/۴۳ تا ۳۶/۵۷ درصد وزنی، مقدار

۵-۴- شیمی کانی بیوتیت و مسکویت

بیوتیت: نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت از گرانیت گوشه شامل میانگین ترکیبات بیوتیت و فرمول‌های ساختاری محاسبه شده آن‌ها (O , OH , F , Cl) بر اساس ۲۲ اتم

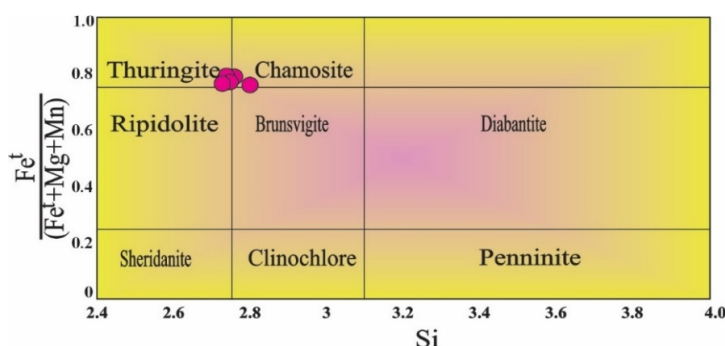
چایه، ۱۹۵۱؛ کارتر و رالی، ۱۹۶۹؛ گروشنک، ۱۹۸۸). ماکل‌های دگرشکلی در کلسیت در دماهای زیر ۱۷۰ درجه سانتی‌گراد معمولاً نازک هستند و تنها به صورت خطوط سیاه نازک زیر میکروسکوپ ظاهر می‌شوند (شکل ۸-ب). دگرشکلی کلسیت در دماهای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و بالاتر (شکل ۸-ج)، ماکلی تشکیل می‌شود که عریض است و در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص است و عرض ماکل منفرد ممکن است از ۵ میکرون تجاوز کند. این ماکل‌های ضخیم عمدتاً در سنگ‌های دگرشکل رخ می‌دهند و معمولاً به صورت عدسی‌شکل هستند و به سمت مرزهای دانه‌ای امتداد می‌یابند (هرد، ۱۹۶۳؛ اشمید و همکاران، ۱۹۸۰؛ راو و روتر، ۱۹۹۰). براساس مورفولوژی ماکل‌ها در کلسیت‌ها، ماکل‌های دگرشکلی مشاهده شده در این کانی‌ها عمدتاً از نوع II بودند و بیانگر دماهای دگرشکلی ۳۰۰-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد هستند.

از Al_2O_3 ۱۴/۲۸ تا ۱۵/۰۷ درصد وزنی و مقدار FeO در محدوده ۲۶/۴۸ تا ۲۸/۰۶ درصد وزنی متغیر است.

مسکوویت: نتایج تجزیه ریزپردازشی مسکوویت در جدول (۲) ارائه شده است؛ همان‌طور که مشاهده می‌شود مقدار SiO_2 از ۴۳/۳۴ تا ۴۵/۲۵ درصد وزنی، مقدار Al_2O_3 از ۲۷/۰۳ تا ۲۹/۷ درصد وزنی، مقدار TiO_2 از ۰/۱۴ تا ۰/۳۲ درصد وزنی و مقدار FeO در محدوده ۵/۴۴ تا ۷/۷۳ درصد وزنی متغیر است.

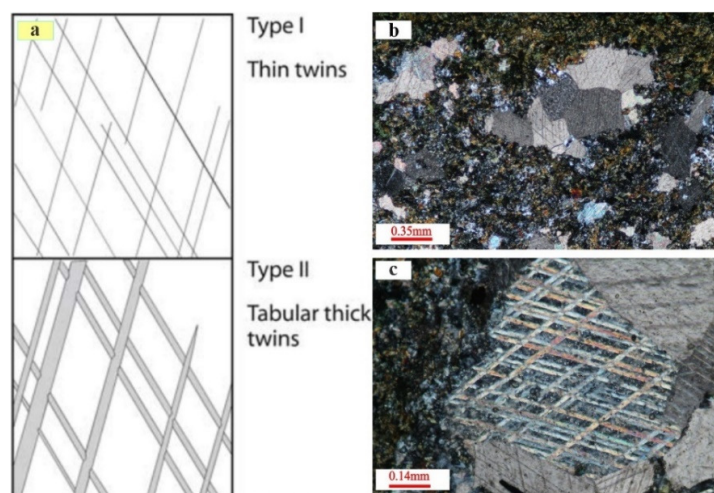
۵-۵- ماکل دگرشکلی کلسیت

از ماکل‌های کلسیت برای دما فشارسنجی استفاده می‌شود و یکی از شاخصه‌های دگرشکلی محسوب می‌شود (باربر و ونک، ۱۹۷۹؛ فریل، ۱۹۹۱؛ فریل و همکاران، ۲۰۰۴)؛ ماکل مکانیکی کلسیت مکانیزم غالب دگرشکلی کریستال-پلاستیک در سنگ‌آهک درشت دانه و مرمر تغییر شکل یافته در دماهای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد است (ترنر و



شکل ۷. رده‌بندی کلریت‌ها براساس $Fe/(Fe+Mg+Mn)$ نسبت به Si (کاتلینو، ۱۹۸۵)

Fig. 7. Classification of chlorite based on $Fe/(Fe+Mg+Mn)$ vs Si (Cathelineau, 1985)



شکل ۸. الف) تصویر شماتیک از تاثیر دما بر دگرشکلی توسط ماکل کلسیت (اصلاح شده بعد از بوخارد، ۱۹۹۳؛ فریل و همکاران، ۲۰۰۴)؛ در گرانیتهای گوشه، ب) ماکل درجه یک (c) ماکل درجه دو

Fig. 8. a) Schematic illustration of the influence of temperature on deformation by calcite twinning (after Burkhard 1993; Ferrill et al. 2004); in Goosheh granites, b) Type I twins; c) Type II twins

جدول ۲. زمین‌دماسنجی کانی‌های کلریت در گرانیتهای مورد بررسی بر اساس روش‌های پیشنهادی (بوردل، ۲۰۲۱)

Table 2. Geothermometry methods of chlorite minerals according to Bourdelle, 2021.

References	پایه اکسیژن (۱۴ یا ۲۸)	عناصر اعضای پایانی
Cathelineau and Nieva., (1985)	$T = 212.3\text{AlIV} + 17.5 \text{ (14)}$	AlIV content
Cathelineau, 1988	$T = 321.98\text{AlIV} - 61.92 \text{ (14)}$	AlIV
(Kranidiotis and Mac Lean (1987)	$\text{AlIVC} = \text{AlIV} + 0.7(\text{Fe}/[\text{Fe} + \text{Mg}])$, $T^{\circ}\text{C} = 106 \text{AlIVC} + 18$	AlIV, Fe, Mg
Jowett, 1991	$\text{AlIVC} = \text{AlIV} + 0.1(\text{Fe}/[\text{Fe} + \text{Mg}])$, $T^{\circ}\text{C} = 319 \text{AlIVC} - 69$	AlIV, Fe, Mg
Hillier and Velde., (1991)	$T = 249.56\text{AlIV} - 320.28 \text{ (28)}$	AlIV
Zang et al., 1995	$T = 106.2(\text{AlIV} - 0.88[\text{XFe} - 0.34]) + 17.5 \text{ (28)}$	AlIV, Fe, Mg

جدول ۳. نتایج زمین‌دماسنجی کلریت‌های منطقه مورد بررسی با روش‌های مختلف (بر حسب °C)

Table 3. The geothermometry results of the studied chlorites using different methods (°C)

References	N2-1	N2-2	N2-12	N2-13	N1-1	N1-2
Cathelineau and Nieva., (1985)	282	287	285	284	289	273
Cathelineau, 1988	337	344	342	341	348	324
(Kranidiotis and Mac Lean (1987)	340	345	343	342	345	330
Jowett, 1991	352	359	357	355	362	338
Hillier and Velde., (1991)	298	309	306	304	315	278
Zang et al., 1995	238	242	241	242	247	232

۶- نتیجه‌گیری

توده گرانیتهی گوشه در شمال شهر درود در بخش شمالی پهنه سندانج-سیرجان با کانی‌شناسی ساده به طور موضعی تحت تاثیر متاسوماتیسم و دگرشکلی قرار گرفته است که شواهد کانی‌شناسی و بافتی متفاوتی را ایجاد کرده است. از شواهد کانی‌شناسی متاسوماتیسم می‌توان به تشکیل آلبیت میان‌دانه‌ای، کلریتی شدن بیوتیت‌ها (تشکیل تیتانیت‌های کوچک بی‌شکل) و تشکیل مسکویت فنزیتی، میکروکلین دارای ماکل مشبک اشاره کرد. شواهد بافتی شامل مشاهده بافت‌های هم‌رشدی میرمکیتی، ایجاد پرتیت لخته‌ای در فلدسپارهای پتاسیم است؛ شواهد دگرشکلی نیز شامل خاموشی موجی در کوارتز (دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) حضور ساختارهای SGR (دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد)، GBM (دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) و BLG در کانی‌های کوارتز و بین پلاژیوکلاز و بیوتیت و هم‌چنین وجود Kinking در کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت است. پلاژیوکلازهای اولیه نیز توسط یک حاشیه آلبیتی احاطه شده‌اند که بیانگر عملکرد دگرشکلی در سنگ است.

واکنش‌های ساب‌سالیدوس در بافت‌های گرانیتهای توده گوشه نشان‌دهنده متاسوماتیسم سدیک موضعی است که در اثر نفوذ سیالات سدیم‌دار به درون این سنگ‌ها حاصل شده است. در این سنگ‌های متحول شده، ویژگی اصلی

متاسوماتیسم سدیک، تبلور آلبیت‌های جدید است، اما سرپستی‌شدن بخشی پلاژیوکلاز، کلریتی‌شدن بیوتیت، سیلیسی‌شدن و اشکال میرمکیت در میان کوارتز و پلاژیوکلاز، مشاهده می‌شود. و بیوتیت به طور بخشی با کلریت و کانی‌های اپاک جایگزین شده است. متعاقباً، دانه‌های کوارتز توسط آلبیت‌های جدید در طول متاسوماتیسم سدیک پر شده است، در این گرانیتهای متاسوماتیسم سدیک منجر به تبلور آلبیت‌های غیرشکل‌دار می‌شود. کانی کوارتز ریزساختارهای دگرشکلی نظیر مهاجرت مرز دانه‌ای، تجدید تبلور در دمای بالا (GBM) و هم‌چنین چرخش ریزدانه (SGR) نشان می‌دهد. ماکل‌های دگرشکلی کانی کلسیت بیش‌تر از نوع II می‌باشد و دمای ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد که بیانگر وقوع رخداد دگرشکلی در این محدوده دمایی می‌باشد. هم‌چنین دماهای به‌دست‌آمده از شیمی‌کانی و زمین‌دماسنجی کلریت نشان‌دهنده تاثیر فرآیند متاسوماتیسم در یک دمای میانگین ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد است که بیانگر تاثیر این پدیده هم‌زمان و پس از عملکرد دگرشکلی است و هم‌چنین این نتیجه روشن می‌سازد که دگرشکلی در اعماق و دمای بیش‌تر رخ داده و با بالا آمدن توده گرانیتهی و در عمق کمتر متاسوماتیسم به‌صورت موضعی بر سنگ‌های گرانیتهی توده اثر گذاشته است.

- Barber, D. J., and Wenk, H. R. (1979) Deformation twinning in calcite, dolomite, and other rhombohedral carbonates. *Physics and Chemistry of Minerals*, 5(2): 141-165. <https://doi.org/10.1007/BF00307550>.
- Blatt, H., Tracy, R. J., and Owens, B. E. (2006) *Petrology*, Freeman and Company, New York. <https://doi.org/10.3316/elixir.087410>.
- Bourdelle, F. (2021) Low-temperature chlorite geothermometry and related recent analytical advances: a review. *Minerals*, 11(2): 130. <https://doi.org/10.3390/min11020130>.
- Buddington, A. F. (1959) Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America Bulletin*, 70(6): 671-747.
- Burkhard, M. (1993) Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5): 351-368.
- Carter, N. L., and Raleigh, C. B. (1969) Principal stress directions from plastic flow in crystals. *Geological Society of America Bulletin*, 80(7): 1231-1264.
- Cathelineau, M. (1986) The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journal of Petrology*, 27(4): 945-965. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.4.945>.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23(4): 471-485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>.
- Cathelineau, M., and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91: 235-244. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>.
- Collins, L. G., and Collins, B. J. (2002) Myrmekite formation at Temecula, California, revisited: A photomicrographic essay illustrating replacement textures.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E., and Shabanian, N. (2008) Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 92: 393-413. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0204-6>.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Neubauer, F., and Shabanian, N. (2016) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen. *Gondwana Research*, 37: 216-240. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013>.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J. (2013) An introduction to the rock-forming minerals. *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland*. <https://doi.org/10.1180/DHZ>.

به‌طور کلی شواهد فوق بیانگر تأثیر پدیده‌های متاسوماتیسم و به‌ویژه دگرشکلی شکل‌پذیر بر سنگ‌های گرانیتی گوشه می‌باشد. این نتیجه از آن جهت می‌تواند قابل توجه باشد که این توده‌های گرانیتی با سن انتهای ائوسن به‌عنوان یکی از جوان‌ترین توده‌های گرانیتی در پهنه سهندج-سیرجان دچار تغییر و تحولات بعدی مرتبط با تحمل فازهای دگرشکلی شده است. از آنجایی که بر اساس مطالعات پیشین فازهای اصلی دگرگونی و دگرشکلی این زون عمدتاً در زمان ژوراسیک بوده است، می‌توان استنباط کرد که فازهای دگرشکلی شکل‌پذیر حداقل تا ترشیاری میانی تا بالایی و پس از ائوسن نیز در پهنه سهندج-سیرجان تأثیرگذار بوده‌اند که این موضوع در قالب کوهزایی زاگرس و بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس و برخورد ایران مرکزی و سهندج-سیرجان با ورقه عربی در زمان پس از ائوسن یعنی احتمالاً میوسن قابل توجیه است.

۷- تشکر و قدردانی

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی و معنوی صورت گرفته توسط دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را می‌نمایند.

References

- Ahmadi Khalji, A., Safarzadeh, M., Tahmasbi, Z., Sepehvand, F., and Zarei, S. (2017) Mineral chemistry and geochemistry of amphibolites in northeastern Dorud (Lorestan province). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25(1): 95-110. (in Persian with English abstract).
- Alirezaei, S., and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 151: 122-134. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015>.
- Badr, A., Davoudian, A. R., Shabanian, N., Azizi, H., Asahara, Y., Neubauer, F., Dong, Y., and Yamamoto, K. (2018) A- and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism. *Lithos*, 300: 86-104.
- Badr, M. J., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G., and Mohajjel, M. (2013) The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1): 1-31. <https://doi.org/10.3906/yer-1001-37>.

- Ferrill, D. A. (1991) Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *Journal of Structural Geology*, 13(6): 667-675.
- Ferrill, D. A., Morris, A. P., Evans, M. A., Burkhard, M., Groshong Jr, R. H., and Onasch, C. M. (2004) Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*, 26(8): 1521-1529. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.028>.
- Groshong Jr, R. H. (1988) Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geological Society of America Bulletin*, 100(9): 1329-1360.
- Haapala, I. (1997) Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland. *Journal of Petrology*, 38(12): 1645-1659.
- Hattori, K., and Sato, H. (1996) Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. *American Mineralogist*, 81(7-8): 982-994.
- Heard, H. C. (1963) Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble. *The Journal of Geology*, 71(2): 162-195. <https://doi.org/10.1086/626892>.
- Hillier, S. T., and Velde, B. (1991) Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26(2): 149-168. <https://doi.org/10.1180/claymin.1991.026.2.01>.
- Krivovichev, S. V., Armbruster, T., Organova, N. I., Burns, P. C., Seredkin, M. V., and Chukanov, N. V. (2004) Incorporation of sodium into the chlorite structure: the crystal structure of glagolevite, $\text{Na}(\text{Mg},\text{Al})_6 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH},\text{O})_8$. *American Mineralogist*, 89(7): 1138-1141. <https://doi.org/10.2138/am-2004-0727>.
- Lee, M. R., and Parsons, I. (1997) Dislocation formation and albitization in alkali feldspars from the Shap granite. *American Mineralogist*, 82(5-6): 557-570.
- Lehmann, J. (1885) Über die Mikroklin-und Perthitstruktur der Kalifeldspathe und deren Abhängigkeit von ausseren zum Theil mechanischen Einflüssen, Jahresber. Schles. Ges. Vateri. Cultur, 63: 92-100. https://doi.org/10.1007/978-981-10-0666-1_3.
- Li, H., Watanabe, K., and Yonezu, K. (2014) Geochemistry of A-type granites in the Huangshaping polymetallic deposit (South Hunan, China): Implications for granite evolution and associated mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 88: 149-167. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.03.004>.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., and 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>.
- Moradi, A., Shabani, N., Davoudian, A. R., Azizi, H., Santos, J. F., and Asahara, Y. (2022) Geochronology and petrogenesis of the Late Neoproterozoic granitic gneisses of Golpayegan metamorphic complex: a new respect for Cadomian crust in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *International Geology Review*, 64(10): 1450-1473.
- Passchier, C. W., and Trouw, R. A. (2005) *Microtectonics*, Springer Science & Business Media, 366p.
- Plümper, O., and Putnis, A. (2009) The complex hydrothermal history of granitic rocks: multiple feldspar replacement reactions under subsolidus conditions. *Journal of Petrology*, 50(5): 967-987. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp028>.
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C. V., Golla-Schindler, U., and Collins, L. G. (2007) Hematite in porous red-clouded feldspars: evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction. *Lithos*, 95(1-2): 10-18.
- Rong, J., and Wang, F. (2016) *Metasomatic Textures in Granites*, Springer. Mineral, 22: 143-144.
- Rowe, K. J., and Rutter, E. H. (1990) Palaeostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, 12(1): 1-17. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90044-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90044-Y).
- Sahandi, M. R., Radfar, J., Hosseini Dost, S. J., and Mohajjel, M. (2006) Geological Map in scale 1:100000 of Shazand, Geological and Mineral Exploration Organization of the country, sheet number 5857. (in Persian)
- Schmid, S. M., Paterson, M. S., and Boland, J. N. (1980) High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, 65(3-4): 245-280. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90077-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90077-3).
- Shabani, N., and Neubauer, F. (2024) From Early Jurassic intracontinental subduction to Early-Middle Jurassic slab break-off magmatism during the Cimmerian orogeny in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, p. 106153.
- Shabani, N., Davoudian, A. R., Dong, Y., and Liu, X. (2018) U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research*, 306, pp. 41-60.
- Shakerdakani, F., Li, X. H., Neubauer, F., Ling, X. X., Li, J., Monfaredi, B., and Wu, L. G. (2020) Genesis of early Cretaceous leucogranites in the Central Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Reworking of Neoproterozoic metasedimentary rocks in an active continental margin. *Lithos*, 352, p. 105330.

- Simpson, C. (1985) Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7(5): 503-511. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90023-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90023-9).
- Simpson, C., and Wintsch, R. P. (1989) Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(2): 261-275.
- Tavakoli, N., Davoudian, A. R., Shabanian, N., Azizi, H., Neubauer, F., Asahara, Y., and Bernroider, M. (2020) Zircon U-Pb dating, mineralogy and geochemical characteristics of the gabbro and gabbro-diorite bodies, Boein-Miandasht, western Iran. *International Geology Review*, 62(13-14): 1658-1676.
- Tsurumi, J., Hosonuma, H., and Kanagawa, K. (2003) Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-forming reaction in granite and aplite mylonites along the Hatagawa Shear Zone of NE Japan. *Journal of Structural Geology*, 25(4): 557-574.
- Turner, F. J., and Ch'ih, C. S. (1951) Deformation of Yule marble: Part III—Observed fabric changes due to deformation at 10,000 atmospheres confining pressure, room temperature, dry. *Geological Society of America Bulletin*, 62(8): 887-906.
- Vernon, R. H. (2004) Microstructures of deformed rocks. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 295-474.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): pp. 185-187.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. Ç., and Yıldırım, D. K. (2015) A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, 81: 101-113.
- Yuguchi, T., and Nishiyama, T. (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, 106(3-4): 237-260.
- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M. R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S., and 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.