



Petrology of Oligocene Lalehzar igneous rocks in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt

Fatemeh Sepidbar ^{1*} , Bahareh Borouzinayat ²

¹ Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 24 August 2024
Revised: 12 November 2024
Accepted: 16 November 2024

Keywords

Subduction
calc-alkaline
partial melting
Lalehzar
Saveh-Naein-Jiroft

ABSTRACT

Lalehzar igneous rocks are located in the southeast of Iran, the SE of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt. In this study, zircon U-Pb dating, and whole-rock geochemistry and Sr-Nd isotopic analyzes were performed on granitoid rocks (granite and granodiorite) and associated volcanics. The granodiorites and granite include quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite and amphibole with different percentages. New zircon U-Pb ages show granitic magmatism at ~28 Ma, followed by emplacement of granodiorite at ~24 Ma. Both granitoid and volcanic rocks are characterized with depletion in Nb and Ti and enrichment in large ion lithophile (LILE) and light rare earth elements (LREE). Their calc-alkaline arc geochemical signature (low Sr/Y ratio of almost <55), negative to positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.6-1.3$) and the negative to positive $\epsilon Nd(t)$ values of -1.4 to +0.27 offer formations in an orogenic belt. The geochemistry and isotopic results show that they are formed during partial melting of the lower crust (amphibolite) which is impemented by inherited mantle source components in a subduction zone.

*Corresponding author

Fatemeh Sepidbar
✉ sepidbar@um.ac.ir

How to cite this article

Sepidbar, F. and Borouzinayat, B., ?. Petrology of Oligocene Lalehzar igneous rocks in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt. Journal of Economic Geology, ?(?): ?-?. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1124>



©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The magmatism at the convergent margins changes in response to processes related to the subduction zone. For example, most magmatic systems are associated with typical calc-alkaline to adakitic magmatic rocks, respectively (Cooke et al., 2005). In this research, we study the Oligocene magmatic rocks of Lalehzar in the southeastern part of the Saveh-Naein-Jiroft belt based on new geological, geochemical and isotopic data in order to obtain more information about the Oligocene magmatism of southeastern Iran.

Research method

About 100 samples were sampled from numerous Lalehzar intrusive and volcanic outcrops. Afterward, 50 granitoid and volcanic rocks were selected for mineralogical studies. 12 samples of volcanic and granitoid rocks that had little alteration were selected for major and minor elements analyzes. Major oxides and trace/minor elements were analyzed by XRF and PQ2 Turbo ICP-MS methods at Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences (IGGCAS) in Beijing. Two samples of granitoids were selected for zircon U-Pb dating. Analyzes were done by an Agilent 7500a quadrupole ICP-MS and a Thermo-Finnigan Neptune multi-collector connected to a 193nm Excimer ArF laser-ablation system at the IGGCAS laboratory in Beijing, China.

Four volcanic and granitoid rocks were chosen for Sr and Nd isotopic analysis at the IGGCAS laboratory in Beijing, China. Sr, Rb, Sm and Nd isotopes were measured by a Thermo Fisher Scientific Triton Plus multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS). During the analysis process, the Sr-Nd isotopic ratios were corrected for mass separation to $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=86\text{Sr}=375209$ and $\text{Nd}=^{144}\text{Nd}=0146/7219$.

Geology setting

Regional geology

The Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt mostly consists of alkaline to calc-alkaline igneous rock, which were formed during subduction of the Neotethys ocean beneath central Iran (Berberian and King, 1981). Magmatism in the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt initiated in the late Paleocene, followed into the late Cenozoic, with a magmatic

flare up in the Middle Eocene (Verdel et al., 2011). Southeast of Saveh-Naein-Jiroft, is known as the Dehj-Sardouyeh magmatic belt, mainly comprised of abundant calc-alkaline to adakitic igneous rocks, which consists of Late Eocene to Late Miocene granitoid rocks (Asadi et al., 2014). The Lalehzar volcanic rocks include lavas, breccias, tuffs and agglomerates that are exposed around the villages of Lalehzar to Bezenjan. The Oligocene calc-alkaline granitoids are intruded in the Eocene volcanic rocks with the northwest-southeast trending.

Field observations and petrography

The Lalehzar magmatic complex is exposed in the southeast of Saveh-Naein-Jiroft (120 Km²). The oldest rocks include Late Cretaceous limestone-marble and sandstone, which are overlain by Eocene andesite and dacite. The andesites and dacites are intruded by Oligocene granitoids. Granitoids include granodiorite and granite, which are outcropped as stocks. Granodiorites have a granular texture with main minerals of quartz (20-25%), plagioclase (35%), alkali feldspar (30-35%), biotite and amphibole (5-10%), whereas, magnetite and zircon are the main subordinate minerals (Figure 3B). Granite is less abundant than granodiorite and has a granophyric texture (Figure 3C). The principal phenocrysts include alkali feldspar (30-40%), quartz (20-25%), plagioclase (40%), biotite and amphibole (5-4%). Andesites have a porphyry texture with main phenocrysts of feldspars, biotite and amphibole, set in a matrix composed of plagioclase microlites. They also include mafic microgranular enclaves, size of 2 to 5 cm, that show a curved shape (Figure 3D). The dacite consists of plagioclase, biotite and quartz set in fine-grained groundmass. Due to the proximity of this unit to intrusive rocks, evidence of contact metamorphism is observed.

Whole-rock geochemistry

The volcanic rocks show SiO₂ in ranges of 52.5 to 67.5 wt.%, Al₂O₃ in ranges of 15.8 to 19.3 wt.%, K₂O in ranges of 1.4 to 5.4 wt.% and of K₂O/Na₂O in range of 0.4 and 1.2. The granitoids are characterized with SiO₂ in ranges of 61.5 to 68.4 wt.%, Al₂O₃ in ranges of 15.1 to 17.2 wt.%, K₂O in ranges of 1.2 to 5.2 wt.% and K₂O/Na₂O in range of 0.35 and 1.94. In the TAS (Middlemost, 1994) diagram, intrusive plot in granite and granodiorite, whereas volcanic rocks lie in andesite, and dacite

fields in the Nb/Y vs. Zr/TiO₂ diagram. Both granitoid and volcanic rock are characterized by enrichment in Rb, Ba, Th, U and depletion in Nb, Ti and P in the primitive-mantle normalized multi-element diagram (Sun and McDonough, 1989). They also show enriched in light rare earth elements (LREEs) with respect to heavy rare earth elements (HREEs) in chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989), with the Eu/Eu* ratios from 0.6 to 1.03.

U-Pb dating of zircon

The zircons from granodiorite and granite are euhedral to subhedral grains with length of 100 to 250 μm. Oscillating zoning, Th/U ratio (0.31 to 1.63), depletion in LREE along with negative Eu anomalies point to magmatic origin (Belousova et al., 2002). Concordia diagram and the best age obtained from U-Pb data were shown in Figure 6. Based on the analysis, the average ages were 24.6 and 28.1 Ma for granodiorite and granite, respectively.

Sr-Nd isotopic study

The (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i (t=25Ma) of granitoids range from 0.70540 to 0.70522 and

0.51252 to 0.51260, respectively. While the volcanic rocks are characterized by those values of 0.70542-0.70612 and 0.51263-0.51253, respectively. The εNd (i) values varies from +0.27 to -1.4, plot in the enriched quadrant of the Nd-Sr isotopic diagram (Hou et al., 2011).

Discussion

U-Pb dating indicates that plutonism of the area occurred in the Middle to Late Oligocene (24-28). These rocks are depleted in Nb and Ti and enriched in light rare earth elements and large ion lithophile elements. Their geochemistry with typical calc-alkaline magmatism (Sr/Y ratio is low ~55), negative Eu anomalies of 0.6-1.3 Eu/Eu*, and enrichment in HFSE and radiogenic Sr isotope values indicate their formation in the subduction zone. Eu/Eu* ratios, negative to slightly positive Eu anomalies and non-depletion in HFSE and initial values of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr are similar to other Oligocene magmas of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt. The geochemistry and age of magmatism show that partial melting of the lower crust (amphibolite) with a low contributions of inherited mantle source in a subduction zone may have role in the genesis of Lalehzar igneous rocks.



سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین الیگوسن لاله‌زار در جنوب شرق کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت

فاطمه سپیدبر^{۱*}، بهاره بروزی نیت^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

سنگ‌های آذرین لاله‌زار در جنوب شرق ایران و در بخش جنوب شرقی کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت واقع شده‌اند. در این پژوهش، سن سنجی U-Pb زیرکن، داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل بر روی سنگ‌های گرانیتوئیدی (گرانودیوریت و گرانیت) و آتشفشانی انجام شد. کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌ها و گرانیت شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول با درصد متفاوت است. سن سنجی U-Pb زیرکن نشان می‌دهد که جایگزینی توده گرانیتی در ۲۸ میلیون سال قبل با جای‌گیری توده گرانودیوریتی در ۲۴ میلیون سال قبل ادامه یافته است. این سنگ‌ها دارای تهی‌شدگی در Nb و Ti و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها با ماگماتیسزم کالک‌آلکان معمولی (نسبت Sr/Y) (تقریباً >۵۵)، ناهنجاری‌های منفی Eu (۳-۶) و ایزوتوپی نشان می‌دهد که احتمالاً ذوب‌بخشی پسته‌زیرین جوان (آمفیبولیت) با ضخامت کم با منشأ گوشته‌ای به ارث رسیده در یک زون فرورانش در منشأ این سنگ‌ها نقش داشته است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۰۳
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۲۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۲۶

واژه‌های کلیدی

فرورانش
کالک‌آلکان
ذوب‌بخشی
لاله‌زار
ساوه- ناین- جیرفت

نویسنده مسئول

فاطمه سپیدبر

sepidbar@um.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

سپیدبر، فاطمه و بروزی نیت، بهاره، ۴. سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین الیگوسن لاله‌زار در جنوب شرق کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت. زمین‌شناسی اقتصادی،

۴(۴): ۴-۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1124>

مقدمه

نوع ماگماتیسم مرتبط با کمان در حاشیه‌های هم‌گرا با فرایندهای مرتبط با زون فرورانش در ارتباط است. به عنوان مثال، در بیشتر سامانه‌های کمائی، ماگما به ترتیب از کالک‌آلکان (Sr/Y کم) تا آداکیتی (Sr/Y بالا) در تغییر است (Cooke et al., 2005). بنابراین درک منشأ و پتروژنز آنها برای بررسی فرایندهای تشکیل پوسته قاره‌ای بسیار مهم است (Palin and Spencer, 2018). ماگماهای گرانیتوئیدی با ویژگی شیمیایی کالک‌آلکان از واکنش گوشته متاسوماتیزم شده با صفحه پوشاننده ایجاد می‌شوند (Lee et al., 2012). از طرفی، ماگماهای گرانیتوئیدی با ویژگی شیمیایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی (Roberts and Clemens, 1993) ممکن است از طریق شکستن و تعادل مجدد حرارتی، اختلاط یا آلاش، تبلور تفریقی گوشته و مذاب‌های پوسته در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخورد ایجاد شده باشند (Hildreth et al., 1991; Roberts and Clemens, 1993; Sisson et al., 2005; Huang et al., 2013).

ماگماتیسم سنوزوئیک و ضخیم‌شدن پوسته در ایران به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در دوره‌های ائوسن-الیگوسن و بسته‌شدن نئوتتیس در میوسن نسبت داده می‌شود (Moghadam et al., 2016). بسته‌شدن نئوتتیس به کوتاه و ضخیم‌شدگی زمین‌ساختی پوسته قاره‌ای ایران از ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر در زمان ائوسن-الیگوسن به ۴۵ تا ۵۵ کیلومتر ضخامت در میوسن بالایی منجر شد. سنگ‌های آذرین مرتبط با این ماگماتیسم سنوزوئیک در منطقه‌ای به طول ۱۰۰۰ کیلومتر از شمال‌غرب ایران تا جنوب‌شرق تحت عنوان کمر بند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت وسعت یافته‌اند (شکل ۱). کمر بند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت حاوی ماگماهای کمائی نوع جزیره‌ای، قاره‌ای و آنداست که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در اواخر کرتاسه تا دوران سنوزوئیک تشکیل شده است (Berberian and King, 1981). بسته‌شدن ورقه اقیانوسی نئوتتیس به شروع برخورد ورقه‌های اوراسیا و عربستان در الیگوسن

(Dargahi et al., 2010) و توقف تدریجی ماگماتیسم مرتبط با فرورانش از اوایل میوسن (حدود ۲۲ میلیون سال) در شمال‌غرب، تا میوسن میانی (حدود ۱۶ میلیون سال) در ناحیه مرکزی و سپس تا اواخر میوسن (حدود ۶ تا ۱۰ میلیون سال) در بخش جنوب‌شرقی کمر بند ساوه-ناین-جیرفت منجر شد (Chiu et al., 2013). بر اساس نظر ریچاردز (Richards, 2014)، بسته‌شدن نئوتتیس و برخورد قاره‌ای به احتمال زیاد به تغییر نوع ماگماتیسم منجر شده است.

در این پژوهش، به بررسی سنگ‌های ماگمایی الیگوسن لاله‌زار در بخش جنوب‌شرقی کمر بند ساوه-ناین-جیرفت بر اساس داده‌های جدید زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و ایزوتوپی می‌پردازیم تا با بررسی آنها اطلاعات بیشتری را در مورد ماگماتیسم الیگوسن جنوب شرق ایران کسب کنیم. همچنین چگونگی تأثیر فرایندهای زون فرورانش بر ماگماتیسم کمر بند ناین-ساوه-جیرفت در منطقه، مورد بررسی قرار خواهد گرفت. داده‌های سن سنجی U-Pb زیرکن، ایزوتوپ Sr-Nd و تجزیه‌های عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های درونی و بیرونی با دیگر اطلاعات از سنگ‌های ماگمایی الیگوسن و میوسن در جنوب شرق کمر بند ناین-ساوه-جیرفت از جمله سرچشمه، میدوک و پرکام ادغام شدند. در نهایت، اطلاعات گردآوری شده به تفسیر بهتر زمان‌بندی و موقعیت زمین‌شناسی ماگماتیسم الیگوسن و میوسن در کمر بند ساوه-ناین-جیرفت در طول سنوزوئیک کمک می‌کند.

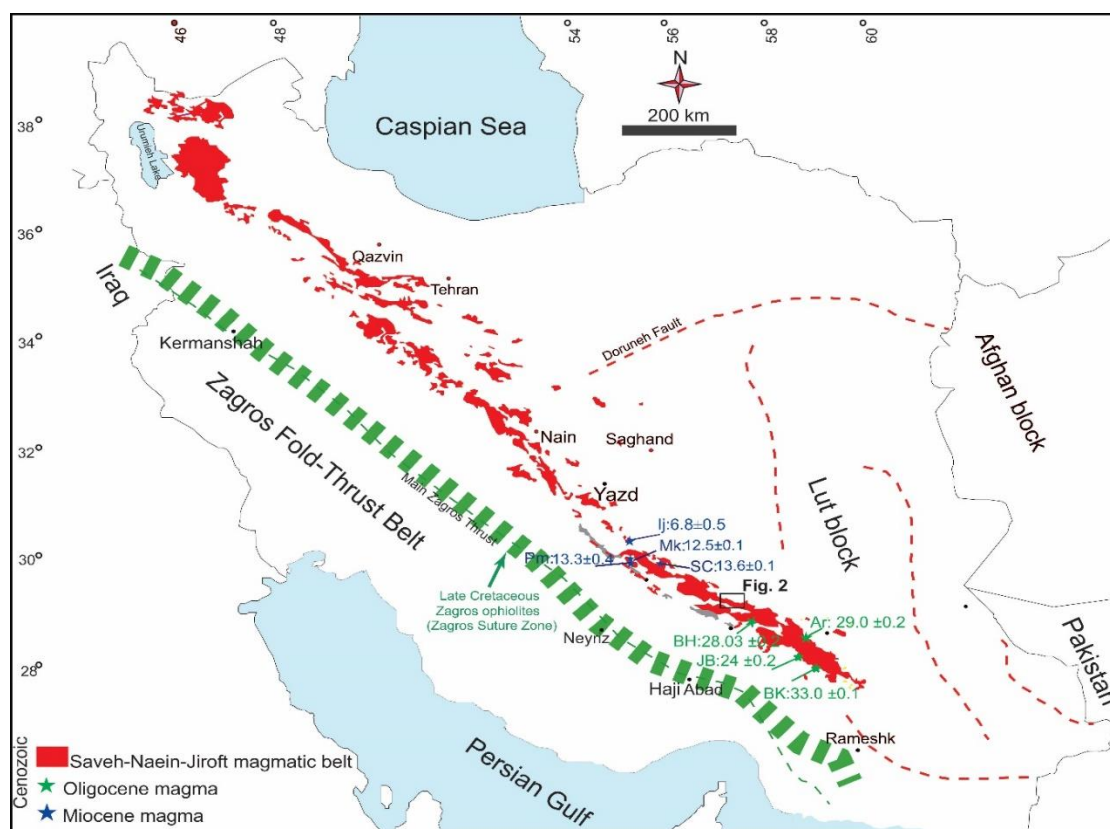
زمین‌شناسی

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کمر بند ساوه-ناین-جیرفت بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی آلکان تا کالک‌آلکان و معادل‌های نفوذی مرتبط با آنهاست که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی در طول کوه‌زایی آلپین تشکیل شده‌اند (Berberian and King, 1981). ماگماتیسم در این منطقه در اوایل ائوسن آغاز شد و تا پلیوسن ادامه یافت که با یک طغیان ماگمایی در

کرده‌اند (Berberian and King, 1981; Haschke et al., 2010). بخش جنوب شرقی که به عنوان کمربند ماگمایی دهج-ساردوئیه شناخته شده است و شامل محدوده‌های انار-سیرجان-کرمان، بم-جیرفت و بزمان می‌شود. کمربند ماگمایی دهج-ساردوئیه توسط سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی فراوان با ترکیب اغلب کالک آلکالن تا آداکیتی مشخص می‌شود که به ترتیب متشکل از سنگ‌های نیمه عمیق و گرانیتوئیدی ائوسن بالایی تا الیگوسن و توده‌های نفوذی میوسن میانی تا بالایی است (Asadi et al., 2014).

ائوسن میانی ثبت شده است (Verdel et al., 2011). کمربند ساوه-ناین-جیرفت بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی تشکیل دهنده آن به سه بخش مجزا تقسیم شده است: بخش شمال غربی که اغلب مربوط به توده‌های نفوذی میوسن هستند. بخش مرکزی که بین ساوه و یزد واقع شده است و شامل محدوده‌های قم-کاشان-نطنز، ناین و ناین-یزد می‌شود. این بخش دارای سنگ‌های رسوبی نئوپروتروزوئیک بالایی تا پالئوزوئیک است که توسط واحدهای مزوزوئیک پوشیده شده‌اند. این سنگ‌ها توسط سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن پوشانده شده و نفوذی‌های فلسیک و مافیک الیگوسن تا میوسن در آنها نفوذ



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ایران که در آن کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت و توده‌های الیگوسن و میوسن جنوب شرق آن نشان داده شده است. داده‌های DZ: دره زرشک و AA: علی‌آباد از آقازاده و همکاران (Aghazadeh et al., 2015) و داده‌های SC: سرچشمه، Mk: میدوک، Pm: پرکام، Ar: آرکندور، BK: باغ کوشک، JB: جبال بارز و BH: بحر آسمان از اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) آمده‌اند

Fig. 1. Geological map of Iran showing the locations of Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt and Oligocene-Miocene intrusive rocks. Data from DZ: Darre Zeresk and AA: Ali Abad come from Aghazadeh et al. (2015), and data from SC: Sarcheshmeh, Mk: Meiduk, Pm: Parkam, Ar: Archandor, BH: Bahr Aseman, JB: Jebal Barez and BK: Bagh Kusk come from Asadi et al. (2014).

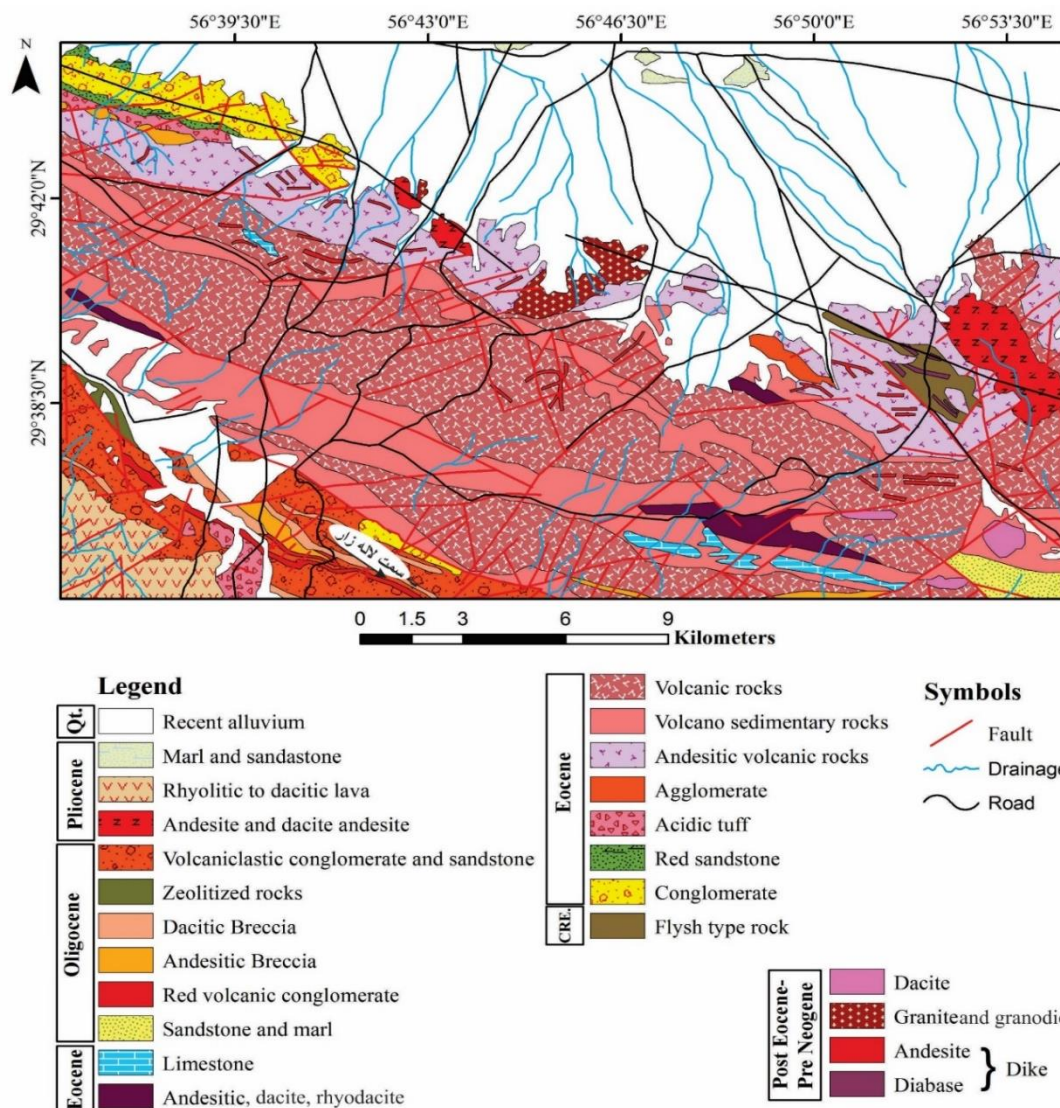
پراکنندگی خوبی در امتداد شمال‌غربی - جنوب شرقی دارند. گرانیتوئیدهای اصلی کمپلکس ماگمایی لاله‌زار شامل سنگ‌های نفوذی لاله‌زار تا بزنجان است.

مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری

کمپلکس ماگمایی لاله‌زار در جنوب شرقی کمر بند ساوه - ناین - جیرفت (و در منطقه‌ای به مساحت بیش از ۱۲۰ کیلومتر مربع) رخنمون دارند. قدیمی‌ترین سنگ‌های آن شامل سنگ‌های رسوبی کرتاسه بالایی با میان لایه‌های آهک - مرمر و ماسه سنگ است که توسط سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن پوشیده شده‌اند. این سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی توسط گرانیتوئیدهایی با سن ائوسن بالایی - الیگوسن پایینی قطع شده‌اند. این گرانیتوئیدها عبارتند از گرانودیوریت و گرانیت که به صورت استوک رخنمون دارند و توسط سنگ‌ها آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن احاطه شده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳- A). گرانودیوریت‌ها بافت پورفیری گرانولار تا میکروگرانولار نشان داده و کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد)، آلکالی فلدسپار (۱۵ تا ۲۰ درصد) بیوتیت و آمفیبول (۵ تا ۱۰ درصد) است. کانی‌های مگنتیت، ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت از جمله کانی‌ها فرعی این واحد هستند (شکل ۳- B).

گرانیت نسبت به گرانودیوریت فراوانی کمتری داشته و دارای بافت گرانوفیری است (شکل ۳- C). درشت‌بلورهای فراوان شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار از جمله آلکالی فلدسپار (۳۰ تا ۴۲ درصد)، کوارتز (۵ تا ۱۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵ درصد)، بیوتیت و آمفیبول (۴ تا ۵ درصد) در آن مشاهده می‌شود. آلکالی فلدسپارهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر معمولاً پرتیتی شده‌اند. دونسل کوارتز، یک نسل مربوط به بلورهای اولیه شکل‌دار و نسل دیگر دانه‌های بی‌شکل که در مرحله آخر تشکیل شده‌اند در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های فرعی این واحد شامل مگنتیت، ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت \pm تیتانیت هستند.

مشابه با سایر قسمت‌های کمر بند ساوه - ناین - جیرفت، تکامل زمین‌ساختی و ماگماتیسیم بخش جنوب شرقی این کمر بند توسط فرورانش لیتوسفر نئوتیس به زیر ایران مرکزی در ائوسن کنترل شده است (Alavi, 2007; Shafiei, 2010). سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی الیگوسن قبل از برخورد (ائوسن) که در محیط زمین‌ساختی کمان جزیره‌ای مرتبط با فرورانش تشکیل شدند، توسط ویژگی‌های شیمیایی کالک‌آلکان و به طور محلی تولیتی متمایز می‌شوند (Shahabpour, 2005). بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی این گرانیتوئیدهای الیگوسن بیانگر شروع برخورد بین صفحه‌های افریقایی - عربی و ایران مرکزی در اواخر ائوسن یا اوایل الیگوسن تا میوسن است. سن‌سنجی به روش K-Ar و Rb-Sr بر روی بیوتیت‌های مربوط به سنگ‌های نفوذی آداکتی میوسن از محدوده‌های میدوک و سرچشمه، سن سرد شدن به ترتیب $12/5 \pm 0/5$ (Shahabpour, 2005) و $12/4$ میلیون سال (Hassanzadeh, 1993) را ثبت کرده‌اند. این سن‌ها بیانگر زمان ماگماتیسیم پس از برخورد صفحه‌های قاره افریقایی - عربی و ایران مرکزی در اواخر نئوژن است. از نظر چینه‌شناسی، منطقه دهج - ساردوئیه از سه توالی آتشفشانی تشکیل شده است (Hassanzadeh, 1993): ۱- توالی ائوسن پایینی شامل سنگ‌های آذرآواری اسیدی، توف‌ها، برش‌های آتشفشانی اغلب از نوع تراکی بازال تا تراکی آندزیت، ۲- توالی ائوسن میانی تا بالایی که اغلب از سنگ‌های آتشفشانی بازالتی تا ریولیتی تشکیل شده است (سن $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ آلپیت $37/5 \pm 1/4$ میلیون سال) و ۳- توالی الیگوسن تراکی بازال و تراکی آندزیت (سن $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ آنالسیم $32/7 \pm 6/3$ میلیون سال). سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس ماگمایی لاله‌زار در داخل توالی ائوسن بالایی (توالی ۲) قرار گرفته است و شامل گدازه‌های آتشفشانی، برش‌های آتشفشانی، توف‌ها و آگلومراهای فراوان می‌شود که در اطراف روستاهای لاله‌زار تا بزنجان رخنمون دارند. گرانیتوئیدهای الیگوسن در کمپلکس لاله‌زار فراوان هستند و در داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند. دگرسانی کلریتی و فلیک در این گرانیتوئیدها دیده می‌شود. بیشتر آنها از نوع کالک‌آلکان بوده و



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی مجموعه آذرین لاله‌زار (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ایران ۱:۱۰۰۰۰۰ بردسیر (Afsharian Zadeh et al., 1992) که در آن سنگ‌های مورد بررسی در بخش شمال-شمال غرب روستای لاله‌زار قرار گرفته‌اند.

Fig. 2. The geological map Lalahzar magmatic complex (modified from Geological Map of Iran, 1:100000 of Bardsir, (Afsharian Zadeh et al., 1992), which studied rocks are located in the north-northwest of Lalahzar village.

گرفته‌اند. همچنین انکلاو میکروگرانولار مافیکی به اندازه ۲ تا ۵ سانتی‌متر به صورت منحنی شکل دیده شد (شکل ۳- D). پلاژیوکلازها با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و به کانی ثانویه سربسیت تجزیه شده‌اند. هورنبلندها با اندازه ۰/۵ میلی‌متر به صورت دانه‌های شکل دار تا نیمه شکل دار با ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می‌شوند. بافت غالب

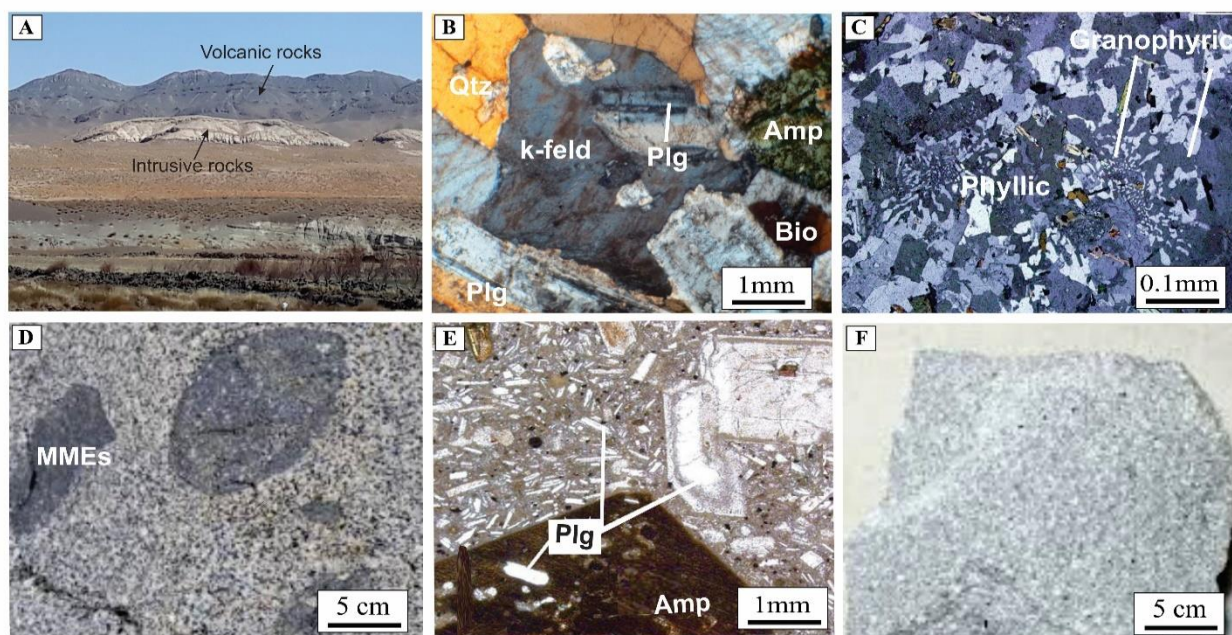
از جمله اجزای اصلی آتشفشانی کمپلکس ماگمایی لاله‌زار، سنگ‌های بیرونی حدواسط تا اسیدی هستند که از نظر سنگ‌شناسی شامل گدازه‌های آندزیت، ریوداسیت تا داسیت و سنگ‌های آذرآواری می‌شوند. آندزیت‌ها بافت پورفیری با کانی‌های درشت دارند. این کانی‌ها عبارتند از فلدسپارها، بیوتیت و آمفیبول که در زمینه‌ی دانه ریز از جنس پلاژیوکلاز و شیشه قرار

دانه‌ریز قرار دارند. به دلیل نزدیک بودن این واحد به سنگ‌های نفوذی، شواهدی از دگرگونی مجاورتی مشاهده می‌شود.

روش مطالعه

پس از پیمایش‌های صحرائی، در مجموع ۱۰۰ نمونه از واحدهای سنگی آتشفشانی و نفوذی و از این تعداد نمونه ۵۰ نمونه مقطع نازک به ترتیب برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری برداشت شد. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی با کمک نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ در نرم‌افزار ArcGIS باز ترسیم شد.

آندزیت‌ها، بافت پورفیری است و در آنها ساختارهای حفره‌ای مشاهده می‌شود. درشت‌بلورها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند دگرسان‌شده است که در زمینه‌ای دانه‌ریز از جنس پلاژیوکلاز و کمی شیشه قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۳-E). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر هستند و اغلب به کانی ثانویه سریسیت تجزیه شده‌اند. هورنبلند نیز با اندازه ۰/۰۵ میلی‌متر به صورت بلورهای شکل‌دار و بی‌شکل در این واحد وجود دارند. واحد داسیتی / ریوداسیتی در شمال لاله‌زار واقع شده است. این سنگ متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، بیوتیت و کوارتز است (شکل ۳-۳-F) که در زمینه‌ای



شکل ۳. عکس‌های صحرائی و مقاطع نازک سنگ‌های آذرین لاله‌زار. A: سنگ‌های آتشفشانی با سن انوسن که با توده‌های نفوذی با سن الیگوسن قطع شده‌اند (دید به سمت غرب-شمال غرب)، B: انواع مختلف کانی‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریت، C: بافت گرانوفیری در سنگ‌های گرانیتی لاله‌زار، D: آندزیت با بافت پورفیری همراه با انکلاوهای میکروگرانولار، E: انواع کانی‌های دیده شده در آندزیت‌های لاله‌زار و F: داسیت با بافت پورفیری در ناحیه لاله‌زار. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qtz: کوارتز، K-feld: فلدسپار پتاسیم، Plg: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Bio: بیوتیت).

Fig. 3. Field and microscope photographs of igneous rocks from the Lalehzar. A: Oligocene intrusive rocks with Eocene volcanic rocks (view toward to W-NW), B: Different type of minerals in granodiorite, C: Granophyric texture within the granite, D: Andesite with porphyritic texture and mafic microgranular enclaves (MMEs), E: Different type of minerals in andesite, and F: Dacitic samples with porphyritic texture in Lalehzar. Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Qtz: Quartz, K-feld: K-feldspar, Plg: Plagioclase, Amp: Amphibole, Bio: Biotite).

وزنی، Al_2O_3 از ۱۵/۸ تا ۱۹/۳ درصد وزنی و K_2O از ۱/۵ تا ۳/۹ درصد وزنی است. نسبت K_2O/Na_2O در سنگ‌های گرانیتوئیدی بین ۰/۳۵ تا ۰/۹۴ و در سنگ‌های آتشفشانی بین ۰/۵ تا ۱/۳ است. نمودارهای نام‌گذاری TAS (Middlemost, 1994) و شاخص غنی‌شدگی آلومینیم (Shand, 1943) سنگ‌های نفوذی در محدوده مورد بررسی به ترتیب در محدوده گرانیت و گرانودیوریت با نسبت مولار $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO = 0.76 - 1.02$ و $Al_2O_3/Na_2O + K_2O = 1.2 - 1.48$ (اغلب متاآلمینوس) و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) در محدوده آندزیت و داسیت/ریوداسیت (شکل ۴-A و B) با مقادیر شاخص غنی‌شدگی نسبت مولار $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO = 0.76 - 1.11$ و $Al_2O_3/Na_2O + K_2O = 1.55 - 2.71$ (اغلب متاآلمینوس) قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984) همه سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی در قسمت سنگ‌های مرتبط با کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۴-C). در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی (شکل ۵-A و B)، غنی‌شدگی عناصر Rb، Ba، Th، U و تهی‌شدگی در عناصر Nb، Ti، P و عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین مشهود است. مقدار Eu/Eu^* در سنگ‌های نفوذی از ۰/۶ تا ۱/۳ و در سنگ‌های آتشفشانی ۰/۶ تا ۰/۹ متغیر است.

سن سنجی U-Pb زیرکن

پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، دو نمونه از گرانیت (۲۶-L) و گرانودیوریت (۳-L) برای تعیین سن به روش U-Pb انتخاب شدند. نتایج به دست آمده از سن سنجی نمونه در جدول ۲ ارائه شده است. تصویرهای کاتدولومینسانس مربوط به زیرکن‌ها در شکل ۶ نشان داده شده است.

۱۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی که دگرسانی کمی داشتند، برای تجزیه زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی انتخاب شدند. عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش PQ2 Turbo ICP-MS در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک، آکادمی علوم چین در پکن آماده‌سازی و تجزیه شدند. دو نمونه از گرانیتوئیدها جهت سن سنجی U-Pb کانی زیرکن انتخاب شد. تجزیه با استفاده از Agilent 7500a quadrupole ICP-MS و Thermo-Finnigan Neptune multi-collector متصل به یک سامانه 193nm Excimer ArF laser-ablation در آزمایشگاه IGGCAS پکن در چین انجام شد. کانی‌های زیرکن و بافت آنها مورد تصویربرداری کاتدولومینسانس قرار گرفتند. در نهایت، رسم نمودارهای کنکردیا، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سن‌های میانگین توسط Isoplot/Ex v. 3.0 (Ludwig, 2003) انجام شد.

تعداد ۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی برای تجزیه ایزوتوپ‌های Sr و Nd انتخاب و در آزمایشگاه IGGCAS پکن در چین تجزیه شد. ایزوتوپ‌های Sr، Rb، Sm و Nd توسط Thermo Fisher Scientific Triton Plus multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS) اندازه‌گیری شد. در طی فرایند تجزیه، نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd برای تفکیک جرمی نسبت به $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.375209$ و $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ تصحیح شدند.

نتایج

شیمی عناصر اصلی و کمیاب

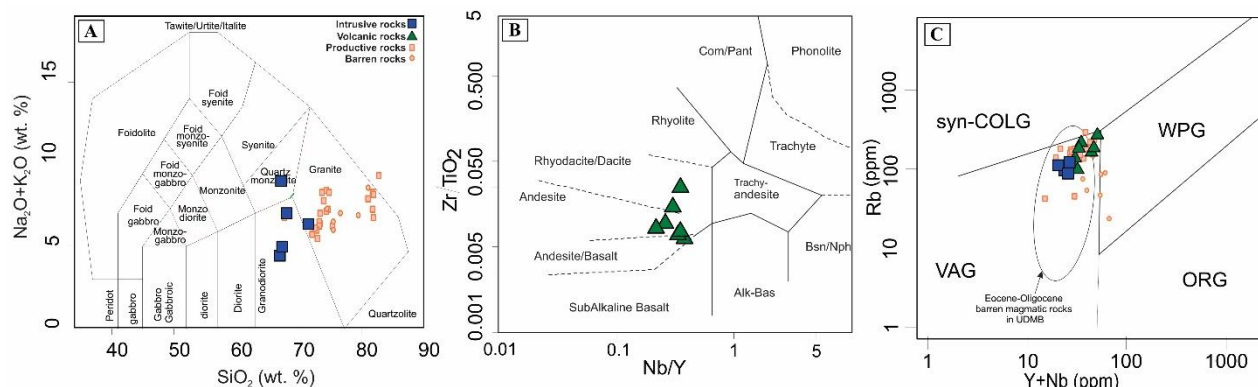
نتایج تجزیه عناصر اصلی، فرعی و عناصر نادر خاکی سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی منطقه مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار SiO_2 سنگ‌های گرانیتوئیدی در گستره ۶۱/۵ تا ۶۸/۴ درصد وزنی است. همچنین مقادیر Al_2O_3 و K_2O آنها به ترتیب از ۱۵/۱ تا ۱۷/۲ و ۱/۲ تا ۵/۲ درصد وزنی متغیر است. در سنگ‌های آتشفشانی مقادیر SiO_2 از ۵۲/۵ تا ۶۷/۵ درصد

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمی سنگ کل نمونه‌های انتخاب‌شده سنگ‌های آذرین لاله‌زار (عناصر اصلی بر اساس wt.% و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر اساس ppm)

Table 1. Whole rock chemical analysis results of representative samples of the Lalehzar (major oxide based on wt. %, trace and rare earth elements based on ppm)

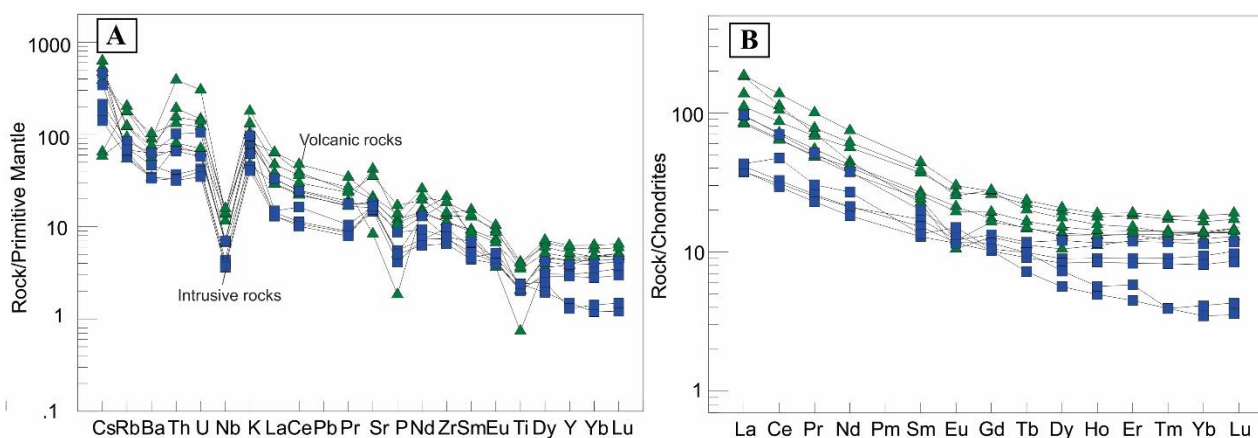
Sample No	L-1	L-2	L-4	L-5	L-6	L-7	L-8	L-26	L-3	L-17	L-18	L-22
	And.	Dac/Rhy.	Dac/Rhy.	And.	And.	And.	And.	G.	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO ₂	53.3	57.5	67.5	56.3	54.3	52.5	55	68.4	61.5	62.5	63.6	62.7
TiO ₂	0.46	0.44	0.45	0.75	0.79	0.9	0.87	0.16	0.44	0.46	0.52	0.52
Al ₂ O ₃	17.6	19.2	15.8	18.8	19.3	16.8	17.6	16.6	17	17.2	17.1	15.1
FeO T	6.52	8.82	4.17	8.22	8.75	9.89	7.25	1.9	6.21	6.33	4.52	5.54
MnO	0.11	0.11	0.09	0.09	0.18	0.16	0.15	0.05	0.13	0.09	0.08	0.08
MgO	2.31	3.62	1.33	3.24	2.42	3.46	2.51	0.52	2.25	2.74	1.52	2.63
CaO	5.76	6.43	3.61	6.93	6.52	6.77	5.23	0.95	5.81	6.02	5.21	4.43
Na ₂ O	3.43	4.46	2.57	3.23	3.4	4.37	4.32	5.45	3.49	3.41	4.41	5.32
K ₂ O	1.86	2.41	3.22	1.51	2.86	2.51	3.94	5.17	1.35	1.22	2.42	2.9
P ₂ O ₅	0.24	0.06	0.37	0.26	0.21	0.11	0.23	0.44	0.22	0.27	0.33	0.29
LOI	1.3	1.66	1.57	1.32	1.68	1.47	2.75	0.9	1.45	1.21	1.4	
Total	100	99.9	99.1	100	98.7	99.9	100	100	100	100	100	99.9
A/CNK	0.97	0.89	1.11	0.96	0.94	0.76	0.84	1.02	0.96	0.96	0.88	0.76
A/NK	2.30	1.93	2.05	2.71	2.22	1.70	1.55	1.14	2.36	2.48	1.73	1.27
Ba	325	389	715	237	521	453	526	622	242	233	438	439
Cr	54	62	59	52	45	52	60	30	41	58	35	29
Cs	1.25	0.41	5.9	4.83	4.1	3.6	3.15	0.49	1.02	3.48	1.57	2.6
Ga	16.9	16.8	16	18.5	20	15	18.1	14.9	16.9	16.7	19.8	17.8
La	8.9	22.4	20	19.8	26	44	32.5	43.3	9.8	9	9.8	8.2
Ce	18	44	41	39	53	84	63	69	21	19	33	29
Pr	2.38	5.22	4.6	4.71	6.5	9.5	7.38	6.75	2.46	2.18	4.89	2.89
Nd	9.86	52.1	18	18.9	26	35	35.24	20.6	18.7	8.56	17.7	12.7
Sm	4.96	7.43	3.7	3.9	5.7	6.8	5.9	3.46	3.63	1.97	3.06	2.06
Eu	0.74	1.26	0.7	1.16	1.6	1.8	1.5	0.63	0.71	0.7	0.8	0.9
Gd	2.76	3.59	3.4	4	5.4	5.7	5.74	2.66	2.41	2.12	2.13	2.19
Tb	0.44	0.55	0.6	0.62	0.8	0.8	0.88	0.42	0.37	0.34	0.27	0.37
Dy	3.25	3.37	3.2	3.73	4.8	4.4	5.18	2.51	2.31	2.25	1.53	1.85
Ho	0.7	0.77	0.8	0.83	1	0.9	1.11	0.65	0.55	0.51	0.35	0.36
Er	2.05	2.29	2.3	2.43	3.1	2.6	3.24	2.08	1.57	1.45	0.82	1.04
Tm	0.3	0.31	0.3	0.36	0.4	0.4	0.46	0.33	0.23	0.21	0.1	0.1
Yb	1.94	2.11	2.3	2.37	2.8	2.3	3.11	2.31	1.59	1.38	1.59	1.7
Lu	0.35	0.35	0.4	0.41	0.5	0.4	0.51	0.41	0.29	0.25	0.12	0.13
Rb	93.5	44.8	112	34.3	78	78	63.9	85.5	42.1	41.3	53.1	43.1
Sr	421	915	339	400	743	441	425	176	322	360	370	353
Y	17.7	19.7	20	21.3	27	24	28.5	17.5	13.9	13.3	16.9	16.5
Ta	0.2	0.4	0.6	0.3	0.5	0.6	0.8	0.5	0.3	0.8	0.4	0.4
Nb	3.1	4.9	8.2	4.7	9.7	10	11.2	9.7	2.8	2.6	4.5	3.5
Y	17.6	19.6	20	21.2	27	24	28.4	17.4	13.8	13.2	8.8	7.9
U	0.92	1.39	2.6	1.34	1.5	3.1	2.97	5.42	0.87	0.76	2.24	1.25
Th	3.14	5.91	11	6.36	6.9	16	13.1	33.1	2.78	2.7	8.6	5.6
Hf	2.95	3.21	5	3.26	3.6	3.6	4.73	5.64	2.28	2.08	2.23	2.5
Zr	108	126	205	126	148	158	207		83	73	87	87

And: Andesite; Dac/Rhy.: Dacite/Rhyodacite; G: Granite, Gd: Granodiorite



شکل ۴. طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) برای توده‌های نفوذی و B: Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y برای سنگ‌های آذرین (Winchester and Floyd, 1977) و C: موقعیت سنگ‌های آذرین لاله‌زار در نمودار Rb vs. $\text{Y} + \text{Nb}$ (Pearce et al., 1984)

Fig. 4. Geochemical classification of A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Middlemost, 1994) for the intrusive rocks; B: Zr/TiO_2 vs. Nb/Y for the volcanic rocks (Winchester and Floyd, 1977) and C: the position of the Lalehzar igneous rock in the Rb vs. $\text{Y} + \text{Nb}$ diagram (Pearce et al., 1984)



شکل ۵. A: الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های آذرین لاله‌زار که نسبت به گوشته اولیه و B: کندریت بهنجار شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه و کندریت از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989)، نشانه‌ها مانند شکل ۴

Fig. 5. A: Primitive mantle-normalized, and B: Chondrite-normalized rare earth elements patterns for Lalehzar magmatic rocks. Primitive mantle and chondrite-normalized values are taken from Sun and McDonough (1989). Symbols as same with Fig. 4

گرانودیوریتی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و طول آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۵۰ میکرومتر است (شکل ۶-۵). زون‌بندی نوسانی و نسبت Th/U آنها (۰/۳۱ تا ۱/۶۳) تپی شدگی شدید از عناصر نادر

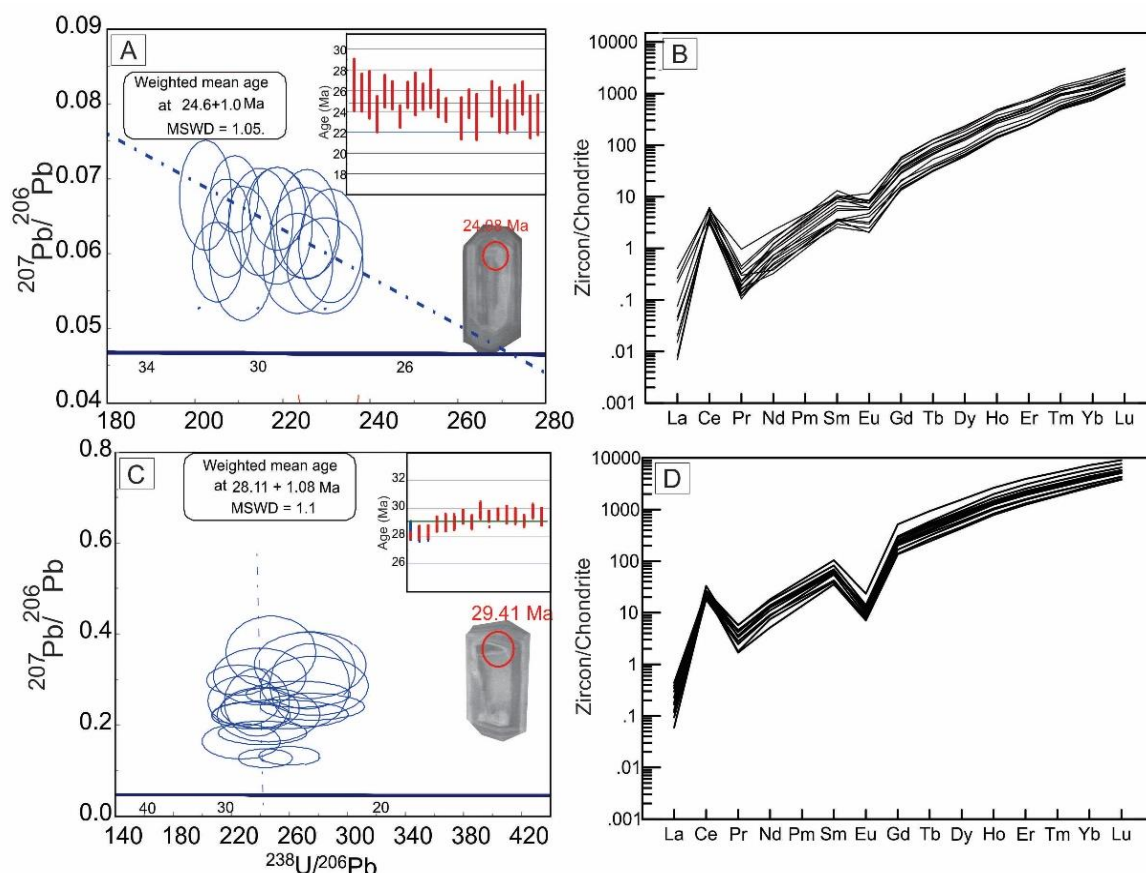
تصویرهای کاتدولوومینسانس به بررسی ساختارها و زون‌بندی دانه‌های زیرکن و تفسیر بهتر داده‌های سن‌سنجی به دست آمده کمک می‌کند. زیرکن‌های جدا شده از واحدهای گرانیتی و

سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین الیگوسن لاله‌زار در جنوب شرق ...
 خاک‌های سبک نسبت به سنگین همراه با آنومالی منفی یورونیوم
 زیرکن (شکل ۶-B و D) بیانگر منشأ ماگمایی آنهاست
 (Belousova et al., 2002). در نمودار کونکوردیا، بهترین سن
 به دست آمده از داده‌های U-Pb نشان‌دهنده شده است (شکل
 ۶-C). بر اساس تجزیه و دانه‌های زیرکن (جدول ۲)، میانگین
 سن برای سنگ گرانودیوریت ۲۴/۶ و گرانیت ۲۸/۱۱ میلیون
 سال به دست آمد (شکل ۶).

جدول ۲. نتایج آنالیز سن سنجی نمونه‌های انتخاب‌شده سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Table 2. Zircon dating analysis results of the representative samples from Lalehzar

	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
	Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	1sigma	
Granodiorite								
L-3-1	0.50	3524	280	111	27.6	2.1	54.5	7.3
L-3-2	0.47	2699	359	99	28.4	2.2	27.5	5.4
L-3-3	0.52	2425	323	79	24.8	1.3	19.1	2.8
L-3-4	0.42	2539	279	81	24.7	1.4	26.4	4.5
L-3-5	0.36	3596	360	129	27.1	1.7	45.8	6.9
L-3-6	0.38	2290	249	76	26.4	1.3	31.0	4.6
L-3-7	0.41	4133	337	150	23.5	2.2	36.6	7.1
L-3-8	0.56	3744	272	121	26.8	2.0	38.8	5.4
L-3-9	0.42	3997	359	1255	23.3	2.0	38.5	9.5
L-3-10	0.50	3932	266	171	28.6	1.8	63.8	9.8
L-3-11	0.52	error	error	202	22.5	2.1	83.3	14.3
	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
L-3-12	0.42	3913	294	186	26.0	2.1	85.0	13.4
L-3-13	0.52	3560	267	165	26.9	2.4	62.4	10.6
L-3-14	0.44	4029	395	132	24.2	2.2	47.0	8.2
L-3-15	0.40	4326	370	120	19.9	1.7	40.9	6.3
L-3-16	0.44	3205	398	101	26.6	2.2	37.7	6.1
L-3-17	0.47	4570	696	139	23.5	2.0	48.5	7.0
L-3-18	0.68	4571	774	153	23.7	1.9	35.0	5.4
L-26: Granite								
L-26-1		413	225	35	30.5	0.7	28.5	2.0
L-26-2		383	196	33	27.8	0.6	26.5	1.6
L-26-3		354	196	32	28.8	0.7	28.4	2.0
L-26-4		863	218	41	28.8	0.7	26.7	2.2
L-26-5		639	208	34	27.0	0.6	26.7	2.1
L-26-6		error		25	27.9	0.6	27.6	1.8
L-26-7		528	193	37	29.9	0.7	28.9	2.1
L-26-8		339	164	35	31.4	0.6	29.9	2.0
L-26-9		383	176	30	25.9	0.5	26.9	1.7
L-26-10		524	179	35	28.6	0.7	29.4	2.1
L-26-11		698	141	38	28.9	0.6	28.1	1.8
L-26-12		633	143	38	29.4	0.6	28.3	2.1
L-26-13		606	214	35	28.5	0.6	28.5	1.9
L-26-14		683	179	42	31.8	0.6	26.9	2.1
L-26-15		324	183	31	28.0	0.7	26.8	1.7
L-26-16		494	163	38	31.0	0.6	32.4	2.1



شکل ۶. A: تصویرهای کاتدولومینسانس زیرکن‌های سنگ گرانودیوریتی لاله‌زار (دایره قرمز نقطه تجزیه استفاده شده برای سن سنجی U-Pb را نشان می‌دهد) و نمودار سن سنجی کونکوردیا گرانودیوریت، **B:** الگوی عناصر خاکی نادر زیرکن موجود در گرانودیوریت که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، **C:** تصویرهای کاتدولومینسانس زیرکن‌های سنگ گرانیتی لاله‌زار و نمودار سن سنجی کونکوردیا گرانیت و **D:** الگوی عناصر خاکی نادر زیرکن گرانیت که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند.

Fig. 6. A: CL images (Red circles show analytical spot used for U–Pb geochronology) and U–Pb zircon concordia diagrams for Lalehzar granodiorite, B: Chondrite normalized zircon REE pattern for the Lalehzar igneous rocks, C: CL images and U–Pb zircon concordia diagrams for Lalehzar granite, and D: Chondrite normalized zircon REE pattern for granite.

ایزوتوپ‌های Sr-Nd

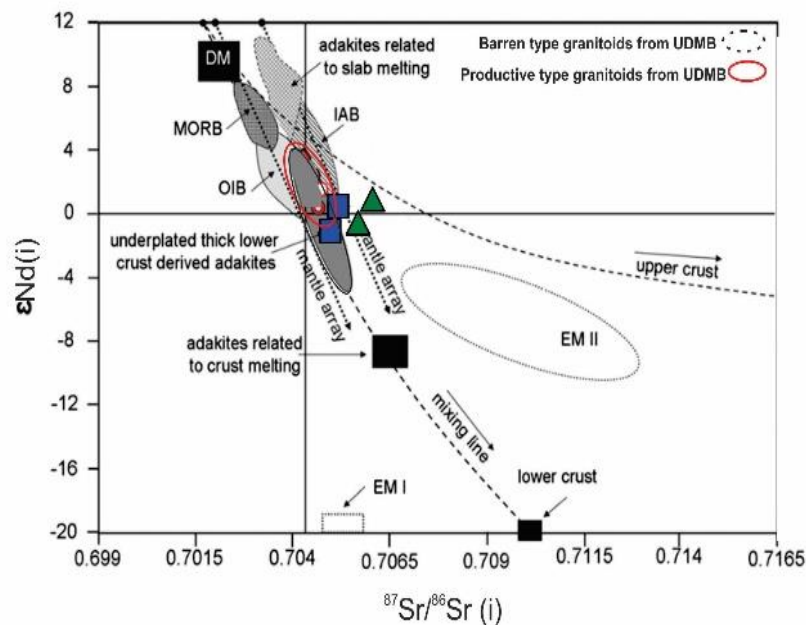
نمونه‌های گرانیتیویدی به ترتیب برابر $0.70522 - 0.70540$ و $0.51260 - 0.51252$ و برای سنگ‌های آتشفشانی $0.70612 - 0.70542$ و $0.51263 - 0.51253$ است. میزان ایزوتوپ‌های اولیه ϵ_{Nd} در نمونه‌های بیان‌شده از $+0.27$ تا -1.4 در تغییر است. در نمودار ϵ_{Nd} اولیه در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه نمونه در سمت راست محدوده گوشته و متمایل به سمت پوسته قاره‌ای بالایی قرار گرفته است (شکل ۷) (Hou et al., 2011).

نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd مربوط به ۲ نمونه گرانیت (L-۲۶) و گرانودیوریت (L-۳) و ۲ نمونه از سنگ‌های آندزیت (L-۸) و داسیت (L-۴) در جدول ۳ ارائه شده است. $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه نمونه‌ها بر اساس سن ۲۵ میلیون سال که از داده‌های U-Pb زیرکن به دست آمده، محاسبه شدند. مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه برای

جدول ۳. نتایج تجزیه ایزوتوپ Nd-Sr سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Table 3. Whole rock Nd-Sr isotopic analysis results of representative samples of the Lalehzar

Ref sample	L-3	L-26	L-4	L-8
Litology	Gd.	G.	Dac.	And.
Sr	322	176	915	425
Rb	42.1	85.5	44.8	63.9
⁸⁷Rb/⁸⁶Sr	0.241	0.922	0.234	0.096
Erro (2s)	0.006	0.006	0.006	0.004
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	0.70532	0.70579	0.70552	0.70616
Nd	10.8	20.6	52.1	35.3
Sm	3.63	3.46	7.43	5.90
¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd	0.156	0.136	0.104	0.124
Nd/Nd	0.51255	0.51263	0.51256	0.51263
Sr/Sr(i)	0.70522	0.70540	0.70542	0.70612
eSr(i)	10.26	13.27	20.81	26.35
Nd/Nd(i)	0.51252	0.51260	0.51254	0.51261
eNd(i)	-1.38	0.06	-1.33	0.27
tDM (Ma)	1296	864	721	749



شکل ۷. نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نسبت به $\epsilon\text{Nd}(i)$ برای سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Fig. 7. Diagram of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $\epsilon\text{Nd}(t)$ for Lalehzar igneous rocks

بحث

توضیحی برای منشأ و ویژگی‌های ناحیه منشأ

سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی مجموعه ماگمایی لاله‌زار مقادیر LOI تقریباً پایینی (کمتر از ۲ درصد وزنی) را نشان می‌دهند. بر اساس مشاهدات پترولوژیکی و داده‌های زمین‌شیمیایی به ویژه مقادیر اکسیدهای اصلی (CaO ، N_2O ، K_2O و Al_2O_3)، سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس لاله‌زار نوع متاآلومیتوس و کالک‌آلکالن ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ کمتر از ۱۰) و مربوط به محیط‌های فرورانش هستند. همه سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی بر اساس عناصر کمیاب و در نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984) در محدوده سنگ‌های مرتبط با کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱).

مقدار P_2O_5 و تغییر آن با SiO_2 یک ماگما می‌تواند برای تعیین نوع گرانیتوئید استفاده شود (Chappell and White, 2001). با توجه به طرح‌های طبقه‌بندی مرسوم، مقادیر P_2O_5 سنگ‌های آذرین منطقه لاله‌زار از ۰/۲۲ تا ۰/۴۴ درصد وزنی متغیر است و با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد که این امر اکسیدان بودن گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی را تأیید می‌کند. همچنین نسبت‌های Rb/Sr (تا ۰/۵) آن نیز شبیه به گرانیتوئیدهای نوع I است. ویژگی اکسیدان بودن (I-type) سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه با ویژگی زمین‌شیمیایی متاآلومینوس و کانی‌شناسی و حضور هورنبلند و نبود کانی‌های اولیه آلومینوس مثل مسکویت، تورمالین، آندالوزیت و گارنت، مقادیر متغیر K_2O (۱/۲ تا ۵/۱۷ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۵/۱ تا ۱۷/۲ درصد وزنی) و مقادیر متغیر CaO (۰/۹ تا ۶/۰۲ درصد وزنی) و Na_2O (۳/۴۱ تا ۵/۴۵ درصد وزنی) تأیید می‌شود (Chappell and White, 2001). سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی مانند سنگ‌های محیط کمانی برای عناصر Nb و Ti تهی‌شدگی و برای عناصر Ba، Th، Rb، U، Pb و K غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ اگرچه سنگ‌های هم‌زمان تا پس از برخورد نیز تهی‌شدگی HFSE و غنی‌شدگی LILE را نشان می‌دهند (Pearce et al., 1984) (شکل ۵).

سنگ‌های آتشفشانی تنوع ترکیب شیمیایی گسترده‌ای دارند که شامل آندزیت-بازالت تا ریولیت و داسیت است. این سنگ‌های آتشفشانی از نوع کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند و تهی‌شدگی HFSE و غنی‌شدگی LILE در آنها مشهود است. ویژگی‌های ایزوتوپی ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ۰/۰۷۰۵ تا ۰/۰۷۰۶) این سنگ‌ها بیانگر منشأ گوشته‌ای آنهاست. مقادیر مثبت تا منفی ϵNd (۱/۳- تا ۰/۲۷+)، مدل سن Nd (۱/۲ تا ۰/۷۲ Ma) و مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ پایین (جدول ۳)، تولید ماگماهای مشتق‌شده از گوشته را در محیط فرورانش تأیید می‌کند. همچنین این سنگ‌ها مقدار La/Nb بالا (۲/۵ تا ۴/۶) و La/Ba پایینی (۰/۰۲ تا ۰/۰۸) دارند که با منبع گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای مدل در محیط فرورانش مطابقت دارند (Thompson and Morrison, 1988; Saunders et al., 1992).

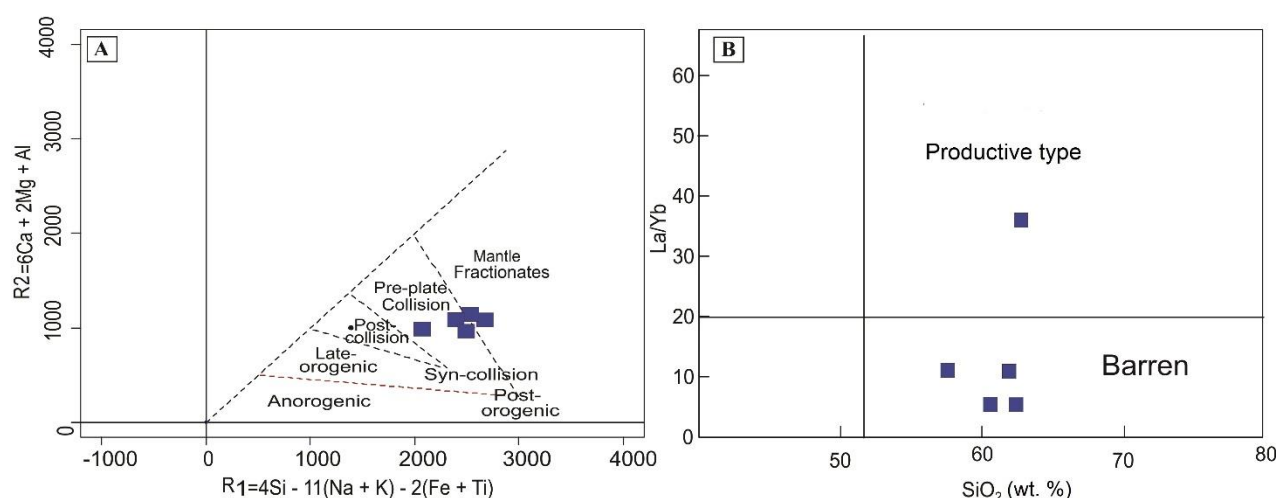
از طرفی مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نسبتاً بالاتر این سنگ‌ها نسبت به گوشته (۰/۷۰۳) بیانگر آن است که پوسته قاره‌ای نیز می‌توانسته در منشأ این سنگ‌ها (آلودگی پوسته) نقش داشته باشد. بنابراین بر اساس اطلاعات ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های ماگمایی مجموعه آذرین لاله‌زار از مذاب‌های اولیه با منشأ گوشته بالایی متاسوماتیزم شده منشأ گرفته‌اند که با مقادیر ناچیزی از مواد پوسته در طول صعود خود آلاش یافته‌اند.

سنگ‌های گرانیتوئیدی الیگوسن مقدار $(\text{La}/\text{Sm})_N$ (۱/۶ تا ۴/۷) و Dy/Yb (۱/۴ تا ۲/۶) پایینی دارند که منبع مذاب کمتر غنی شده با حضور آمفیبول کم را نشان می‌دهند (Richards et al., 2012). همچنین در این سنگ‌ها مقدار La/Yb کم (۴/۶ تا ۶/۵)، تفریق کم HREE و ناهنجاری منفی $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = ۱/۳ - ۰/۶)$ دیده می‌شود که بیانگر تفریق پلاژیوکلاز و پیروکسن از مذاب است. آنها همچنین نسبت La/Nb نسبتاً بالایی (۲/۱ تا ۳/۵) و La/Ba کم (۰/۰۱ تا ۰/۰۴) دارند که با منشأ گوشته لیتوسفری متاسوماتیزم شده در مناطق فرورانش مطابقت دارد (Thompson and Morrison, 1988; Saunders et al., 1992). مقادیر ϵNd (۱/۲- تا ۰/۲+) نیز منشأ گوشته‌ای گرانیتوئیدها را تأیید

می‌کند.

(Brown et al., 1984) به جز یک نمونه، سایر نمونه‌ها در بخش گرانیت‌های الیگوسن در محیط‌های جزایر کمائی قرار می‌گیرند. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بیانگر آن است که سنگ‌های ماگمایی کمپلکس لاله‌زار از نوع ماگماهای مرتبط با کمان‌های ماگمایی نرمال هستند (شکل ۸-B).

در نمودار $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ در برابر $R2 = 5Ca + 2Mg + Al$ سنگ‌های نفوذی مجموعه آذرین لاله‌زار در محدوده فرورانش قرار گرفته‌اند (شکل ۸-A). در نمودار زمین‌ساختی La/Yb در برابر SiO_2



شکل ۸. A: نمودار $Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) = R1$ در برابر $Ca - 2Mg - Al = R2$ (De la Roche et al., 1980) که در آن بیشتر نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه لاله‌زار در ناحیه قبل برخورد قرار گرفته‌اند و B: نمودار La/Yb در برابر SiO_2 (Richards et al., 2012)

Fig. 8. A: $[R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ vs. $[R2 = 5Ca + 2Mg + Al]$ diagram (De la Roche et al., 1980) which most of the granitoids sample Lalehzar area plot within the pre-collision field, and B: La/Yb vs. SiO_2 diagram (after Richards et al., 2012)

استقرار و تبلور ماگما را در ۳۳ میلیون سال قبل و پس از برخورد نهایی در نظر گرفته‌اند. با این حال، سن U-Pb زیرکن سنگ‌های گزارش شده در این پژوهش مطابق با سن‌های ماگماتیسیم الیگوسن است که در سایر قسمت‌های کمربند ساوه-ناین-جیرفت گزارش شده‌اند.

گرانیتوئیدهای میوسن اغلب مقدار Ni (۹ تا ۳۱ گرم در تن) و Cr (۱۴ تا ۳۶ گرم در تن) پایینی در مقایسه با گرانیتوئیدهای الیگوسن (۱۱ تا ۷۳ گرم در تن = Ni و ۲۱ تا ۸۱ گرم در تن = Cr) در کمربند ساوه-ناین-جیرفت نشان می‌دهند. گرانیتوئیدهای الیگوسن مجموعه آذرین لاله‌زار مقدار Cr (۲۹ تا ۶۲ پی‌پی‌ام) بالاتری نسبت به گرانیتوئیدهای میوسن دارند؛ اگرچه دومی در

توضیحی برای سن ماگماتیسیم و ارتباط آن فرایندهای زون فرورانش

سن‌های U-Pb کانی زیرکن برای سنگ‌های نفوذی مجموعه آذرین لاله‌زار نشان می‌دهد که جای‌گیری و تبلور ماگما در ۲۴ تا ۲۹ میلیون سال قبل رخ داده است. این سن‌ها با سن تبلور ۲۲ میلیون سال که توسط چکانی مقدم و همکاران (Chekani Moghadam et al., 2018) برای گرانیتوئیدها در این ناحیه گزارش شده، کمی قدیمی‌تر است که نشان می‌دهد ماگماتیسیم در این منطقه در زمان الیگوسن تا اوایل میوسن در طی فعالیت فرورانش رخ داده است. با این وجود، این سن‌ها با برخی از سن‌های به دست آمده توسط درگاهی و همکاران (Dargahi et al., 2010) در تضاد است که

جزئی) به عنوان یک فاز باقی مانده است؛ در حالی که نسبت‌های پایین $1/1$ تا $2/2$ $(La/Sm)_n$ و $0/8$ تا $1/1$ $(Dy/Yb)_n$ منشأ مذاب با غنی‌شدگی کمتری را با دخالت کم یا بدون دخالت آمفیبول در ماگماهای نوع الیگوسن پیشنهاد می‌کنند (Richards et al., 2012). بنابراین، نسبت‌های تقریباً متغیر $2/1$ تا $4/7$ $(Dy/Yb)_n$ و $0/9$ تا $1/7$ $(La/Sm)_n$ کمپلکس لاله‌زار مشابه گرانیتوئیدهای میان نوع میوسن و الیگوسن هستند.

بررسی ترکیب گرانیتوئیدی کمپلکس لاله‌زار با مقادیر Y (2/6 تا 13/17 گرم در تن) و MnO (0/07 تا 0/14 درصد وزنی) بیشتر تأیید می‌کند که آنها دارای ویژگی‌های مشابه سنگ‌های آذرین الیگوسن هستند (Baldwin and Pearce, 1982)، به جز نمونه L-26 که شباهت بیشتری به سنگ‌های نفوذی میوسن نشان می‌دهد (جدول 1). مقدار بالای Y در ماگماهای الیگوسن ممکن است مشارکت فازهای بدون آب را در مراحل اولیه پیدایش ماگما ثبت کند (Haschke and Pearce, 2006)؛ اگرچه ممکن است ذوب‌بخشی منشأ مطابق با ضخامت پوسته در عمق متوسط 35 تا 45 کیلومتری و در زمان قبل از برخورد باشد.

نسبت Sr/Y پایین (>38) اندازه‌گیری شده در سنگ‌های آذرین الیگوسن - ائوسن کمپلکس لاله‌زار، تشکیل آن از طریق ماگماتیسیم جزایر کمانی را نشان می‌دهد؛ در حالی که نسبت Sr/Y بیش از 56 برای سنگ‌های میوسن به معنی حضور کانی‌های گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن در منشأ است که به غنی‌شدگی LREE/HREE و ویژگی آداکتی سنگ‌ها منجر می‌شود (Castillo, 2012).

نسبت La/Yb پایین (>9) سنگ‌های نفوذی لاله‌زار بیانگر ماگماتیسیم جزایر کمانی است (شکل 6-B). ترکیب‌های ایزوتوپی Sr ماگمای میوسن نیز با طیف کوچکی از $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه (0/70425 تا 0/70470) نسبت به ماگماهای نوع الیگوسن (0/70534 تا 0/70752) مشخص می‌شوند (Asadi et al., 2014)؛ در حالی که هر دو نوع میوسن و الیگوسن نسبت‌های

LREE (Nd, La, Pr, Ce) نسبت به HREE (Lu, Yb, Tm) نسبت به قبلی غنی‌تر است. اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) پیشنهاد کردند که N-MORB و الگوهای عنصر کمیاب نمونه‌های میوسن با غنی‌شدگی در Cs, Rb, Ba, Pb و تهی‌شدگی در Nb, Ta, Th, Zr, Hf و Ti مشخص می‌شوند. در واقع، گرانیتوئیدهای میوسن معمولاً ناهنجاری‌های منفی متمایز و مشخصی در Nb, Ta و Ti نشان می‌دهند؛ بر خلاف مواردی که در گرانیتوئیدهای نوع الیگوسن مشاهده می‌شود (Asadi et al., 2014). این امر نشان می‌دهد که گارنت به عنوان یک فاز باقی مانده در سنگ منشأ برای ماگما وجود دارد که به معنای تشکیل آنها در فشار بیشتر از 15 کیلو بار، معادل ضخامت پوسته 45 تا 55 کیلومتر است (Xiong et al., 2006; Palin et al., 2016b). با توجه به نتایج سنگ‌شناسی انجام شده توسط رپ و همکاران (Rapp et al., 1991)، ذوب‌بخشی گارنت-آمفیبولیت‌ها در فشارهای بالا (بیش از 12 کیلو بار) باعث ایجاد مذاب در تعادل با باقی مانده‌های گارنت‌دار می‌شود.

با این حال، گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار غنی‌شدگی در HFSE و HREE+Y دارند (شکل 5-A و B) که نشان می‌دهد گارنت و سایر کانی‌های حاوی HREE در منشأ که گرانیتوئیدهای الیگوسن کمپلکس لاله‌زار از آن مشتق شده‌اند، وجود ندارند. شفیی و همکاران (Shafiei et al., 2009) پیشنهاد کردند که ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌ها در فشارهای متوسط (حدود 8 کیلو بار) (Beard and Lofgren, 1991) ممکن است مذاب‌هایی را در تعادل با باقی مانده‌های بدون گارنت تولید کند که مربوط به ضخامت پوسته 35 تا 45 کیلومتر است. با این وجود، همان‌طور که ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2012) نشان داده‌اند، نسبت $(La/Sm)_n$ و $(Dy/Yb)_n$ نیز می‌تواند کانی‌شناسی را در ناحیه منبع یک ماگما شناسایی کند. این پژوهشگران پیشنهاد کردند که نسبت‌های تقریباً بالای 4/6 تا 6/6 $(La/Sm)_n$ و 1 تا 2/1 $(Dy/Yb)_n$ گرانیتوئیدهای نوع میوسن نشان‌دهنده غنی‌شدگی منشأ مذاب و درگیری آمفیبول با گارنت (مقدار

ماگما بین سنگ‌های بازالتی و فلسیک و ۴-آلایش سنگ‌های پوسته به مذاب‌های مشتق‌شده از گوشته (Davidson and Tepley, 1997). اعتقاد بر این است که ذوب پوسته جوان مافیکی ضخیم زیرین و/یا تبلور تفریقی ماگمای بازالتی آبدار عاملی کلیدی در پیدایش انواع ماگمای میوسن است (Bissig et al., 2010). در مقابل، مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نسبتاً پایین‌تر برای ماگمای میوسن معمولاً یک منبع گوشته‌ای و غیر رادیوژنیک را نشان می‌دهند. گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار و سنگ‌های آتشفشانی با ویژگی ایزوتوپ Sr پرتوزا ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ تا ۰/۷۰۵۵ تا ۰/۷۰۵۲)، مشابه ماگماهای الیگوسن کمربند ساوه-ناین-جیرفت مشخص می‌شوند. در نهایت، بر اساس نظر بالارد و همکاران (Ballard et al., 2002)، گرانیتوئیدهای میوسن با داشتن نسبت بالای $\text{Ce}^{(IV)}/\text{Ce}^{(III)}$ (>3.0) و Eu/Eu^* (>0.4) زیرکن که در شرایط به شدت اکسیدکننده تشکیل می‌شوند، بیشتر نسبت‌های $\text{Ce}^{(IV)}/\text{Ce}^{(III)}$ و Eu/Eu^* زیرکن گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار کمتر از این مقادیر هستند و با گرانیتوئیدهای میوسن بسیار متفاوت هستند. سنگ‌های آذرین کمپلکس لاله‌زار معمولاً نسبت Sr/Y، $\text{Ce}^{(IV)}/\text{Ce}^{(III)}$ و Eu/Eu^* زیرکن پایین، ناهنجاری‌های Eu منفی تا کمی مثبت و غنی‌شدگی HFSE و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ را نشان می‌دهند و بنابراین از سایر مستندات حمایت می‌کند که آنها شبیه ماگماهای نوع الیگوسن هستند که در جنوب شرقی کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت قرار دارند.

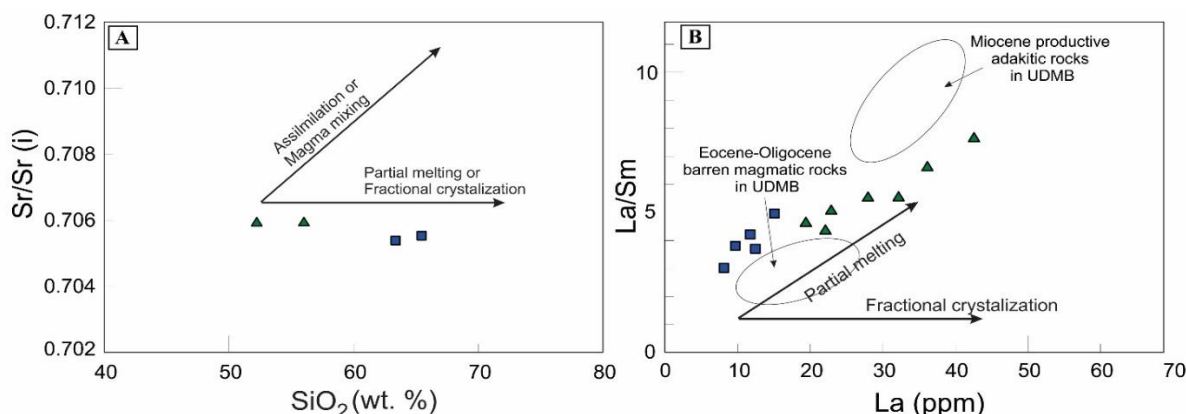
محیط زمین‌ساختی

فرایندهای متعددی برای توضیح پیدایش گرانیتوئیدها در محیط‌های کوه‌زایی برخورداری یا افزایش پیشنهاد شده‌اند، از جمله: ۱- ذوب‌بخشی سطوح پایین‌تر پوسته قاره‌ای (Roberts and Clemens, 1993; White et al., 2017) یا پوسته اقیانوسی فرورانش شده (یعنی آداکیت؛ Defant and Drummond, 1990; Palin et al., 2016a)، ۲- تبلور تفریقی سنگ‌های بازالتی یا دیوریتی (Macpherson et al., 2006)، ۳- اختلاط

ماگما بین سنگ‌های بازالتی و فلسیک و ۴-آلایش سنگ‌های پوسته به مذاب‌های مشتق‌شده از گوشته (Davidson and Tepley, 1997). اعتقاد بر این است که ذوب پوسته جوان مافیکی ضخیم زیرین و/یا تبلور تفریقی ماگمای بازالتی آبدار عاملی کلیدی در پیدایش انواع ماگمای میوسن است (Bissig et al., 2010). در مقابل، مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نسبتاً پایین‌تر برای ماگمای میوسن معمولاً یک منبع گوشته‌ای و غیر رادیوژنیک را نشان می‌دهند. گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار و سنگ‌های آتشفشانی با ویژگی ایزوتوپ Sr پرتوزا ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ تا ۰/۷۰۵۵ تا ۰/۷۰۵۲)، مشابه ماگماهای الیگوسن کمربند ساوه-ناین-جیرفت مشخص می‌شوند. در نهایت، بر اساس نظر بالارد و همکاران (Ballard et al., 2002)، گرانیتوئیدهای میوسن با داشتن نسبت بالای $\text{Ce}^{(IV)}/\text{Ce}^{(III)}$ (>3.0) و Eu/Eu^* (>0.4) زیرکن که در شرایط به شدت اکسیدکننده تشکیل می‌شوند، بیشتر نسبت‌های $\text{Ce}^{(IV)}/\text{Ce}^{(III)}$ و Eu/Eu^* زیرکن گرانیتوئیدهای کمپلکس لاله‌زار کمتر از این مقادیر هستند و با گرانیتوئیدهای میوسن بسیار متفاوت هستند. سنگ‌های آذرین کمپلکس لاله‌زار معمولاً نسبت Sr/Y، $\text{Ce}^{(IV)}/\text{Ce}^{(III)}$ و Eu/Eu^* زیرکن پایین، ناهنجاری‌های Eu منفی تا کمی مثبت و غنی‌شدگی HFSE و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ را نشان می‌دهند و بنابراین از سایر مستندات حمایت می‌کند که آنها شبیه ماگماهای نوع الیگوسن هستند که در جنوب شرقی کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت قرار دارند.

محیط زمین‌ساختی

فرایندهای متعددی برای توضیح پیدایش گرانیتوئیدها در محیط‌های کوه‌زایی برخورداری یا افزایش پیشنهاد شده‌اند، از جمله: ۱- ذوب‌بخشی سطوح پایین‌تر پوسته قاره‌ای (Roberts and Clemens, 1993; White et al., 2017) یا پوسته اقیانوسی فرورانش شده (یعنی آداکیت؛ Defant and Drummond, 1990; Palin et al., 2016a)، ۲- تبلور تفریقی سنگ‌های بازالتی یا دیوریتی (Macpherson et al., 2006)، ۳- اختلاط

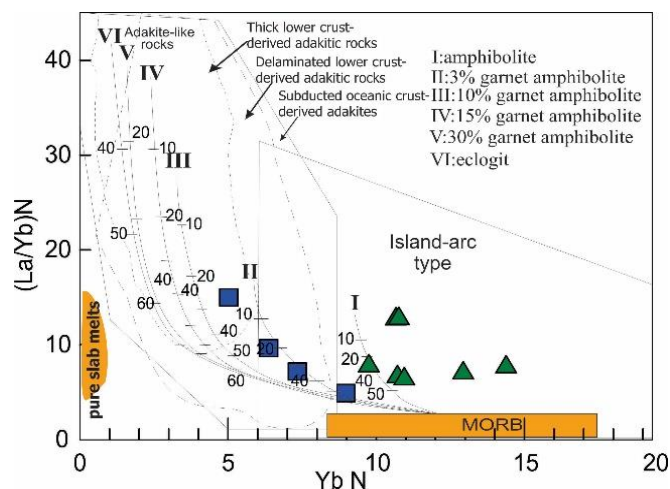


شکل ۹. A: ترکیب ایزوتوپی Sr اولیه سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی کمپلکس لاله‌زار نسبت به SiO₂ و B: La/Sm در برابر La سنگ‌های آذرین ائوسن - الیگوسن لاله‌زار که نقش فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل سنگ‌های آذرین لاله‌زار را تأیید می‌کند.

Fig. 9. A: Plots of SiO₂ versus (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i, and B: La vs. La/Sm for Lalahzar Eocene-Oligocene igneous rock, which confirm role of partial melting processes for the formation of Lalahzar igneous rocks.

(آمفیبولیت بدون گارنت) تشکیل می‌شود، برای ماگماتیسیم الیگوسن و یک تمایل آداکیتی برای ماگماهای میوسن تولید شده از پوسته زیرین مافیک کمان جوان ضخیم پیشنهاد کردند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی جدید به دست آمده در این بررسی نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای لاله‌زار ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آداکیتی ندارند؛ اما قرابت‌هایی بسیار نزدیک‌تر به ماگماهای کمانی عادی (غیرآداکیتی) دارند. علاوه بر این، لی و همکاران (Li et al., 2016) پیشنهاد کردند که ذوب‌بخشی پوسته زیرین جوان با ضخامت نرمال نقشی مهم در پیدایش ماگماتیسیم کمانی عادی (غیرآداکیتی) نوع الیگوسن در کانسارهای مس پورفیری/اسکارن سایک و کونراد بوری و قزاقستان مرکزی ایفا کرده و احتمالاً در طول فرورانش به سمت شمال صفحه اقیانوسی جونگ‌گر بالخاش تولید شده است. بنابراین ما پیشنهاد می‌کنیم که ماگماتیسیم کمانی عادی (غیرآداکیتی) نوع الیگوسن سنوزوئیک (۲۴ تا ۲۸ میلیون سال) در کمپلکس لاله‌زار (و سایر نقاط آسیای شرقی) احتمالاً از طریق همان سازوکار ذوب‌بخشی؛ اما در عوض در طی فرورانش شمال‌غربی لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس شکل گرفته باشد.

برای درک بهتر منشأ سنگ‌های آذرین کمپلکس لاله‌زار، از روش الگوسازی زمین‌شیمیایی دروموند و همکاران (Drummond et al., 1996) استفاده کردیم که تنوع (La/Yb)_n و (Yb)_n را در نظر می‌گیرد. این نمودار (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که بسیاری از سنگ‌های آداکیتی با سن میوسن می‌توانند در اثر ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای زیرین (۲۰ درصد آمفیبولیت گارنت) و گوشته (۸۰ درصد) (Rapp et al., 1991) ایجاد شوند. رودنیک و گائو (Rudnick and Gao, 2003) میانگین (La/Yb)_n پوسته قاره زیرین را حدود ۵/۳ محاسبه کردند که به طور قابل توجهی بیشتر از میانگین MORB (حدود ۰/۸) است (Sun and McDonough, 1989). در نتیجه، ماگماهای آداکیتی میوسن تولید شده توسط ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم در حضور گارنت باید دارای مقادیر (La/Yb)_n بالاتری نسبت به ماگماهای مشتق شده از ورقه باشند. این الگوسازی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که ذوب یک منبع آمفیبولیت متابازالتی بدون گارنت می‌تواند بیشتر سازوکار الیگوسن کمپلکس لاله‌زار را توضیح دهد (شکل ۱۰). اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) یک تمایل ماگمایی کمانی عادی (غیرآداکیتی) را که از پوسته مافیک جوان



شکل ۱۰. نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N (Drummond et al., 1996) نشان‌دهنده نقش فرایند ذوب‌بخشی و انواع منشأهای مختلف در منشأ سنگ‌های آذرین لاله‌زار

Fig. 10. Diagram of $[La/Yb]_N$ ratios vs. $[Yb]_N$ after Drummond et al. (1996) that show role of partial melting and different sources in the genesis of Lalehzar igneous rocks.

نتیجه‌گیری

(۱) نتایج سن‌سنجی به روش LA-ICP-MS نشان می‌دهد که پلوتونیزم در لاله‌زار در زمان الیگوسن (۲۸-۲۴ میلیون سال) قبل رخ داده است.

(۲) سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی تهی‌شدگی در Nb و Ti و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل یونی بزرگ همراه با نسبت Sr/Y کم (تقریباً > 55) و ناهنجاری‌های Eu منفی $Eu/Eu^* = 0.6-1.3$ ، و غنی‌سازی در HFSE و مقادیر ایزوتوپ Sr رادیوژنیک را نشان می‌دهند که شواهدی مبنی بر ماگماتیزم کالک‌آلکان معمولی در یک ناحیه فرورانش هستند.

(۳) نسبت‌های Eu/Eu^* ، ناهنجاری‌های Eu منفی تا اندکی مثبت، زیرکن و عدم تهی‌شدگی در HFSE و مقادیر اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ ،

مشابه با سایر ماگماهای الیگوسن کمرند ماگمایی ساوه-نابین-جیرفت است.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

این مقاله بخشی از پروژه تحقیقاتی با شماره قرارداد (۴۱۴۷۲۱۹۲) در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک، آکادمی علوم چین (IGGCAS) در پکن است. از دانشگاه فردوسی مشهد برای همکاری در این پژوهش سپاسگزاریم.

1. Rare Earth Elements (REE)
2. Sayak
3. Kounrad Borly
4. Junggar-Balkhash

References

- Afsharian Zadeh, N., Ghomashi, A. and Etemadi, A., 1992. Geological map 1:100000 of Bardsir, Geological Survey and mineral exploration of Iran. Retrieved November 11, 2024 from <https://data.gov.ir/dataset/1ba75969-109b-46ad-9632-5f7fea8f9ee4/resource/3725e6de-5c17-4bf4-81dc-7dea7082c071/download/bardsir.jpg>
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite. *Ore Geology Reviews*, 70: 385–406. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Alavi, M., 2007. Structure of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064–1095. <http://dx.doi.org/10.2475/09.2007.02>
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth-Science Reviews*, 138: 25–46. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664–674. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>
- Ballard, J.R., Palin, M.J. and Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347–364. Retrieved November 11, 2024 from <https://link.springer.com/article/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Beard, J.S. and Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology*, 32(2): 365–401. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365>
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, Y. and Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. and Quadri, A.V., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: New constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt. *Mineralium Deposita*, 38(7): 844–862. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0375-y>
- Brown, G.C., Thorpe, R. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135: 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chekani Moghadam, M., Tahmasbia, Z., Ahmadi-Khalajia, A. and Santos, J.F., 2018. Petrogenesis of Rabor-Lalehzar magmatic rocks (SE Iran): Constraints from whole rock chemistry and Sr–Nd isotopes. *Geochemistry*, 78(1): 58–77. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.11.004>
- Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163(24): 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Cooke, D.R., Hollings, P. and Walshe, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801–818. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1–4): 190–204. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.002>

- Davidson, J.P. and Tepley, F.J.I., 1997. Recharge in volcanic systems: Evidence from isotope profiles of phenocrysts. *Science*, 275(5301): 826–829. <https://doi.org/10.1126/science.275.5301.826>
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Drummond, M.S., Defant, M.J. and Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. In: M. Brown, P.A. Candela, D.L. Peck, W.E. Stephens, R.J. walker and E-N. Zen (Editors) *The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks*, Geological Society of America, America. pp. 205–215. Retrieved November 11, 2024 <https://doi.org/10.1130/0-8137-2315-9.205>
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. and McDonald, I., 2010. Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine–Himalayan collision in Central Iran. *Economic Geology*, 105(4): 855–865. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.855>
- Haschke, M. and Pearce, J.A., 2006. Lithochemical exploration tools revisited: MnO and REE. Geological Society of America, Backbone of the Americas GSA Meeting, Mendoza, Argentina. Retrieved November 2, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/237201547_Lithochemical_exploration_tools_revisited_MnO_and_REE
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr-e-Babak area, Kerman province). Unpublished Ph.D. thesis, University of California, USA, Los Angeles, 204 pp.
- Hildreth, W., Halliday, A.N. and Christiansen, R.L., 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone plateau volcanic field. *Journal of Petrology*, 32(1): 63–138. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.1.63>
- Hollings, P., Cooke, D. and Clark, A., 2005. Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in central Chile: Implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 100(5): 887–904. <https://doi.org/10.2113/100.5.887>
- Hou, Z.Q., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(1–2): 21–45. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.002>
- Huang, C.M., Zhao, Z.D., Zhu, D.C., Liu, D., Huang, Y., Dung, M.C., Hu, Z.C. and Zheng, J.P., 2013. Geochemistry, zircon U–Pb chronology and Hf isotope of Luozha leucogranite, southern Tibet: Implication for petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 3689–3702. Retrieved November 2, 2024 from <https://www.cgl.org.cn/auto/db/detail.aspx?db=100054&rid=53588&agfi=0&cls=0&uni=True&cid=0&showgp=True&prec=False&md=152&pd=208&msd=152&psd=208&mdd=152&pdd=208&count=10&reds=%E6%B7%A1%E8%89%B2%E8%8A%B1%E5%B2%97%E5%B2%A9>
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Chin, E.J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D.M., Le Roux, Yin, Q.Z. and Jin, D., 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science* 336(6077): 64–68. <https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Li, G.M., Cao, M.J., Qin, K.Z., Hollings, P., Evans, N. J. and Seitmuratova, E. Y., 2016. Petrogenesis of ore-forming and pre/post-ore granitoids from the Kounrad, Borly and Sayak porphyry/skarn Cu deposits, Central Kazakhstan. *Gondwana Research*, 37: 408–425. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.005>
- Ludwig, K.R., 2003. *ISOPLLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, California, 74 pp.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letter*, 243(3–4): 581–593. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034>

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system.. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Moghadam, H.S., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, G. and Nasrabad, M., 2016. The calc–alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248–251: 517–535.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.019>
- Palin, R.M. and Spencer, C.J., 2018. *Secular Change in Earth Processes: Preface*. *Geoscience Frontiers*, 9(4): 965–966.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.001>
- Palin, R.M., White, R.W. and Green, E.C., 2016a. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Research*, 287: 73–90.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.001>
- Palin, R.M., White, R.W., Green, E.C.R., Diener, J.F., Powell, R. and Holland, T.J.B., 2016b. High-grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 34(9): 871–892.
<https://doi.org/10.1111/jmg.12212>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Rapp, R.P., Watson, B.E. and Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalities. *Precambrian Research*, 51(1–4): 1–25.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O)
- Richards, J.P., 2014. A review of tectonics and metallogeny of the Tethyan orogen. *Acta Geologica Sinica*, 88(s2): 923–925.
https://doi.org/10.1111/1755-6724.12377_13
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: Examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2)
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: D.H. Heinrich and K.K. Turekian (Editors.), *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
<http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. and Norry, M.J., 1992. Consequences of plume lithosphere interactions. Magmatism and the cause of continental breakup. *Geological Society of Special Publication*, London, 68: 41–60.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.04>
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic–metallogenetic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1–2): 27–36.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.05.004>
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44: 265–283. Retrieved November 11, 2024 from <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2009MinDe..44..265S/abstract>
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2003.11.007>
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposit*, 3rd edition. J. Wiley Sons, New York, 488 pp.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 635–661.
<https://doi.org/10.1007/s00410-004-0632-9>
- Straub, S.M. and Zellmer, G.F., 2012. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change. *Gondwana Research*, 21(2–3): 495–516.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.006>

- Sun, S.S. and McDonough, W.S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London*, 42: 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Thompson, R.N. and Morrison, M.A., 1988. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: An example from the British Tertiary Province. *Chemical Geology*, 68(1–2): 1–15.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90082-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90082-4)
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3).
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- White, R.W., Palin, R.M. and Green, E.C., 2017. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(2): 181–195. <https://doi.org/10.1111/jmg.12227>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Xiong, X.L., Xia, B., Xu, J.F., Niu, H.C. and Xiao, W.S., 2006. Na depletion in modern adakites via melt/rock reaction within the sub-arc mantle. *Chemical Geology*, 229(4): 273–292.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.11.008>