

Original Research Paper

Mineralogy and geochemistry of clinopyroxene in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex, eastern Iran

Hamid Karimzadeh^{*1}, Mohammad Rahgoshay¹, and Iman Monsef²

¹ Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Department of Petrology, Faculty of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 September 06

Accepted: 2023 January 31

Available online: 2023 June 22

Keywords:

Mineralogy

Geochemistry

Clinopyroxene

Peridotite

Nehbandan ophiolitic complex

Eastern Iran

ABSTRACT

The petrographical examination of peridotites of the Nehbandan ophiolitic complex revealed that the peridotites of Kalateh Shahpouri, Qadamgah, Lah-Kouh, Cheshmeh anjir, Bandan, and Zolfaghari were of harzburgite type and Sefid-Kouh and Nasfandeh-Kouh were of lherzolite type. Generally, the types of clinopyroxenes in the peridotites of this complex were diopside. The geochemical investigation of clinopyroxenes in Mg# vs. Al_2O_3 , Cr_2O_3 , and TiO_2 graphs and Ti vs. Nd, Zr, and Sr graphs shows that the peridotites of Nasfandeh-Kouh, Bandan, Zolfaghari, and Sefid-Kouh with a low degree of partial melting belong to the Abyssal tectonic setting and back-arc basin. On the other side, the harzburgites of Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir were formed in the Supra-subduction zone tectonic setting and fore-arc basin and have a high degree of partial melting. The study of incompatible elements, LILE and HFSE in spider diagrams normalized to the primary mantle and as well as the study of REEs in spider diagrams normalized to the chondrite for clinopyroxenes confirm this issue. Therefore, Nasfandeh-Kouh and Sefid-Kouh lherzolites as well as Qadamgah, Lah-Kouh, Bandan, and Zolfaghari harzburgites with a low degree of depletion were more consistent with the Mid-oceanic ridge tectonic setting, and the harzburgites of Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir were close to the Supra-subduction zone tectonic setting with a high degree of depletion.

1. Introduction

Ophiolites are a set of oceanic rocks with different appearances and mineralogy in the world's largest orogenic belt, from the Alpine to the Himalayas. The ophiolites of Iran are also located in this belt. The Nehbandan Ophiolitic Complex in eastern Iran is of great importance, among ophiolites of Iran. The investigated areas are located near the city of Nehbandan. The peridotites of the Nehbandan ophiolitic complex include the peridotites of Kalateh

Shahpouri, and Qadamgah, which are located in the northeast, Nasfandeh-Kouh, Lah-Kouh in the west, Sefid-Kouh in the northeast, and Cheshmeh anjir, Bandan and Zolfaghari are located in the southwest of Nehbandan city.

2. Research methodology

In this research for lithological and mineralogical studies, the thin and

* Corresponding author: Hamid Karimzadeh; E-mail: Hamidkarimzadeh73@yahoo.com

Citation:

Karimzadeh, H., Rahgoshay, M., Monsef, I., 2023. Mineralogy and geochemistry of clinopyroxene in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex, eastern Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 135-154. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.360594.2030>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2023.360594.2030

dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.13.2



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

polished sections were prepared from peridotites. The thin sections were analyzed by polarizing OLYMPUS microscope BH-2 and polished sections by the OLYMPUS BX-60 reflecting microscope. To determine the chemical composition of the minerals in peridotites, we used a CAMECA SX100 Electron Probe Micro Analyzer, the analytical condition include the voltage of 15 kV and 20 nA rays with counting times of 10 to 30 seconds at peaks for different minerals that are analyzed at the University of Hong Kong, and REEs concentrations of clinopyroxene in peridotites were obtained by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) at the Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, China. The instrument consists of an Agilent 7500a ICP-MS coupled with a Resonetics Resolution M-50 laser-ablation system. Ablated materials were transferred by helium gas. The output energy was approximately 80 mJ, and the spot size was 70 μm . Counting times for the background and analysis were 30 s and 40 s, respectively. External reference materials included two glass standards, SRM-612 and BHVO-2, and the analytical precision for their measurement was acceptable.

3. Results

In Nehbandan ophiolite complex, ultramafic rocks include peridotites of harzburgite and lherzolite type (Karimzadeh et al., 2020). The modal analysis of microscopic samples based on the method (Streckeisen, 1979; Le Bas, 2000) in the studied area shows that the peridotites of Kalateh Shahpouri, Gadanghah, Lah-Kouh, Cheshmeh anjir, Bandan, and Zolfaghari were of harzburgite type and Sefid-Kouh and Nasfandeh-Kouh areas were of lherzolite type. Generally, in peridotites, the amount of olivine ranges from 70 to 89%, orthopyroxene from 10 to 30%, and clinopyroxene from less than 1% in the harzburgites of the Kalateh Shahpouri to 8% in the Sefid-Kouh lherzolites. Chrome-spinel is subphase that was present in most of the samples and its volume amount is usually less than 2% of the whole rock volume. In this research, the main focus is on the clinopyroxene mineral.

Based on the chemical analysis of the major elements and calculation of the formula of the clinopyroxenes in the peridotites of the Nehbandan ophiolitic complex by the method (Deer et al., 2013), the type of clinopyroxenes of this complex is diopside (En46-51 Fs3-8 Wo45-50), although the clinopyroxenes of Bandan and Nasfandeh-Kouh are located on the border between diopside and augite.

From transferring the results of the chemical analysis of the major elements of clinopyroxenes in the graphs of Mg# vs Al_2O_3 , Cr_2O_3 , and TiO_2 and transferring the results of the chemical analysis of the trace elements of clinopyroxenes in the graphs of Ti vs Nd, Zr and Sr as Separately, determined that the peridotites of Qadamgah, Nasfandeh-Kouh, Lah-Kouh, Bandan, Zolfaghari, and Sefid-Kouh

were of the type of the Abyssal peridotites that located in a back-arc basin. However, the peridotites of Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir were the type of peridotites supra-subduction zone that formed in a fore-arc basin.

The incompatible elements of clinopyroxenes of the Nehbandan ophiolitic complex in spider diagrams normalized to the primary mantle show that Pb enrichment and Ba depletion occurred in all areas. Ta element is associated with a large drop in Sefid-Kouh and Zolfaghari areas. Zr, Nb, and Sr show negative anomalies. It should be noted that the decoupling of U from Th, Nb from Ta, and Zr from Hf is visible.

In clinopyroxenes of Nasafandeh-Kouh, Sefid-Kouh, Qadamgah, Lah-Kouh, Bandan, and Zolfaghari areas, LREEs were depleted and HREEs were enriched. However, in the areas of Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir, HREEs were as well as depleted. This state is also seen in the REEs spider diagrams normalized to chondrite.

4. Discussion

Ophiolites can originate from different tectonic settings such as Mid-oceanic ridges or back-arc extension centers, as well as areas in the Supra-subduction zone or back-arc basins (Pearce et al., 1984). Therefore, in the Mid-oceanic ridges, the degrees of partial melting and depletion are generally low. In contrast, the supra-subduction zone peridotites have a high degree of partial melting and depletion (Niu and Hekinian, 1997). Naturally, the high degree of depletion of peridotites is the result of subduction zone processes (Pearce et al., 1984).

The amounts of Mg#, Al_2O_3 , Cr_2O_3 , and TiO_2 in clinopyroxenes represent the tectonic setting of their host-peridotites. High values of Mg# in clinopyroxene represent the peridotites of the Supra-subduction zone tectonic setting, and high values of Al_2O_3 , Cr_2O_3 , and TiO_2 in clinopyroxenes as well as represent the peridotites of the Mid-oceanic ridges or abyssal tectonic setting (Xiong et al., 2019).

A positive correlation between Cr_2O_3 and Al_2O_3 can be seen in clinopyroxenes in peridotites of the Nehbandan ophiolitic complex. From this point of view, these clinopyroxenes are similar to diopsides obtained from the hydrothermal ophiolite of North Oman (Akizawa et al., 2011). These clinopyroxenes are produced by calcium-rich fluids under high-temperature conditions, over 900 °C (Python et al., 2007).

Mantle clinopyroxenes of Oman ophiolites show a very prominent positive anomaly in Sr and Eu (Akizawa et al., 2011). This is not the case with the negative Sr anomaly in the clinopyroxenes of this study. Clinopyroxenes in the subduction zone or subcontinental lithospheric mantle are enriched in LILE and depleted in HFSE (Xu et al., 2000; Bodinier and Godard, 2007). In contrast, abyssal or Mid-oceanic ridges clinopyroxenes show a smooth linear

distribution in these elements (Bodinier and Godard, 2007). According to the geodynamic pattern of the Nehbandan ophiolitic complex, the characteristics of the abyssal zone are evident in most of the studied areas. However, in some areas, the characteristics of the Supra-subduction zone prevail. In spider diagrams, the decoupling of U from Th is done in oxidized conditions (Bali et al., 2011). As well as, the decoupling of Nb from Ta and Zr from Hf occurs during degassing (Danyushevsky et al., 1995).

The high degree of emission and high activation energy of Pb occur in anhydrous and oxygen-buffered conditions in diopside-type clinopyroxenes (Cherniak, 2001). Therefore, the enrichment of Pb in the clinopyroxenes of the Nehbandan ophiolitic complex, which are typically diopside, is a natural thing. Ba depletion is also indicated in abyssal regions (Xu et al., 2000). REEs in abyssal clinopyroxenes show a linear distribution normalized to the primary mantle (Bodinier and Godard, 2007). In Mid-oceanic ridges clinopyroxene, LREEs such as La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, and Gd are somewhat depleted, and HREEs such as Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, and Lu also show enrichment (Seyler et al., 2001) which is evident in clinopyroxene spider diagrams normalized to the primary mantle for the Nasfandeh-Kouh and Sefid-Kouh areas and also to some extent in Qadamgah, Bandan, and Zolfaghari areas, and in the Supra-subduction zone type, REEs show depletion (Seyler et al., 2001) which is like this case in Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir areas.

In the study of the spider diagrams of REEs for clinopyroxenes normalized to chondrite (Seyler et al., 2001; Sano and Kimura, 2007) was found that the degree of partial melting for the lherzolites of Nasfandeh-Kouh and Sefid-Kouh and the harzburgites of Qadamgah, Bandan, and Zolfaghari is approximately between 5 and 10% and It is 15% for harzburgites from areas such as Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir. This is in agreement with the results obtained in the graphs of Ti versus Nd, Zr, and Sr (Bizimis et al., 2000; Gornova et al., 2020). The high amount of Nd element in clinopyroxenes indicates the low partial melting and depletion

degrees in their host peridotites (Bizimis et al., 2000). The same issue is true for Zr and, Sr (Gornova et al., 2020). REEs are immobile at low temperatures (Hulme et al., 2010) and show almost no relationship with serpentinization (Zhou et al., 2005). Enrichment of REEs in abyssal-type clinopyroxenes normalized to chondrites is natural (Bodinier and Godard, 2007). This issue is in complete agreement with the clinopyroxenes found in all the peridotites of Nehbandan, except for Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir areas. The depletion of REEs in the clinopyroxenes of these areas normalized to chondrites as well as suggests the Supra-subduction zone tectonic setting (Bodinier and Godard, 2007).

5. Conclusion

According to the petrographic and mineralogical studies of clinopyroxenes in the peridotites of the Nehbandan ophiolitic complex and their geochemical, and mineralogical analysis concluded that the peridotites of Kalateh Shahpouri, Qadamgah, Lah-Kouh, Cheshmeh anjir, Bandan, and Zolfaghari were of harzburgite type and Sefid-Kouh and Nasfandeh-Kouh areas were of lherzolite type. Generally, the types of clinopyroxenes of this complex were diopside. From the geochemical study of the major and trace elements and the normalized spider diagrams normalized to the primary mantle and chondrite for the clinopyroxenes of the peridotites in this complex determined that the peridotites of Nasfandeh-Kouh, Bandan, Zolfaghari and Sefid-Kouh with low partial melting and depletion degrees were related to the Mid-oceanic ridges tectonic setting or abyssal that formed in the back-arc basins. On the other side, the Harzburgites of Kalateh Shahpouri and Cheshmeh anjir were Supra-subduction zone peridotites and originated from fore-arc basins and have a high degree of partial melting and depletion.

6. Acknowledgments

The authors of the article are grateful to Iran National Science Foundation (INSF) for their spiritual and material support.

کانی‌شناسی و ژئوشیمی کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نهندان، خاور ایران

حمید کریم‌زاده^{۱*}، محمد رهگشای^۱ و ایمان منصف^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ گروه پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

چکیده

مطالعه سنگ‌شناسی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نهندان مشخص کرد که پریدوتیت‌های کلاته‌شاهپوری، قدمگاه، لاه‌کوه، چشمه انجیر، بندان و زلفقاری از نوع هارزبورژیت و مناطق سفیدکوه و ناسفنده‌کوه از نوع لرزولیت هستند. نوع کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های این مجموعه به‌طور عموم، دیوپسید هستند. بررسی ژئوشیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در نمودارهای $Mg\#$ در برابر Al_2O_3 ، Cr_2O_3 و TiO_2 و نمودارهای Ti در برابر Sr و Nd، Zr نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های ناسفنده‌کوه، بندان، زلفقاری و سفیدکوه با درجه ذوب بخشی پایین، متعلق به جایگاه زمین‌ساختی آبیسال و حوضه پشت‌قوس هستند. ولی هارزبورژیت‌های کلاته‌شاهپوری و چشمه انجیر در جایگاه زمین‌ساختی بالای منطقه فرورانش و در حوضه جلوی قوس تشکیل شده‌اند و دارای درجه ذوب بخشی بالایی هستند. مطالعه عناصر ناسازگار LILE و HFSE در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و همینطور بررسی عناصر REE بهنجار شده نسبت به کندریت در کلینوپیروکسن‌ها هم گویای این موضوع است، به‌طوری که لرزولیت‌های ناسفنده‌کوه، سفیدکوه و همینطور هارزبورژیت‌های قدمگاه، لاه‌کوه، بندان و زلفقاری با درجه تهی‌شدگی پایین با جایگاه زمین‌ساختی پشته‌های میان اقیانوسی بیشتر همخوانی دارند و هارزبورژیت‌های کلاته‌شاهپوری و چشمه انجیر نیز با درجه تهی‌شدگی بالا به منطقه فرورانش نزدیک هستند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانی‌شناسی

ژئوشیمی

کلینوپیروکسن

پریدوتیت

مجموعه افیولیتی نهندان

خاور ایران

۱- پیش‌نوشتار

است (شکل ۱). مطالعات اولیه زمین‌شناسی این ناحیه توسط اشتوکلین (Stocklin, 1977) انجام شده است. مطالعه زون بین بلوک لوت و افغانستان توسط تیرو و همکاران صورت پذیرفته است (Tirrul et al., 1983). گستره‌های مورد مطالعه در بخش شمال خاوری نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زابل (علوی نایینی و همکاران، ۱۳۶۹) قرار گرفته‌اند. همینطور این مناطق در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهندان (Tirrul et al., 1989) و ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارفرسنگ (حمزه‌پور، ۱۳۵۳) قرار می‌گیرند. بررسی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز پریدوتیت‌های شمال خاور نهندان، توسط دلاوری و همکاران تحت عنوان رساله دکتری صورت پذیرفته است (Delavari et al., 2009). مطالعه سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی خاور و شمال خاور مجموعه افیولیتی‌های نهندان توسط ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2010) انجام شده است. آخرین بررسی‌های جامع زمین‌شناختی در این ناحیه توسط

افیولیت‌ها به‌عنوان مجموعه‌ای از سنگ‌های اقیانوسی با ویژگی‌های ساختاری، ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی متغیر در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا دیده می‌شوند که افیولیت‌های ایران نیز بخشی از این کمربند کوهزایی هستند (شکل ۱). در بین افیولیت‌های ایران، مجموعه افیولیتی نهندان در خاور ایران از اهمیت زیادی برخوردار است. محدوده‌های مورد بررسی در نزدیکی شهر نهندان قرار دارند. سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی نهندان شامل پریدوتیت‌های کلاته‌شاهپوری، قدمگاه که در شمال خاور و ناسفنده‌کوه، لاه‌کوه در باختر و سفیدکوه در شمال خاور و چشمه انجیر، بندان و زلفقاری در جنوب باختری شهر نهندان قرار گرفته‌اند. مختصات جغرافیایی مجموعه افیولیتی نهندان در نقشه زمین‌شناسی آمده است (شکل ۱). این منطقه مساحتی حدود ۷۰ در ۷۵ کیلومتر دارد. موقعیت مناطق مطالعه شده در نقشه زمین‌شناسی مشخص شده

* نویسنده مسئول: حمید کریم‌زاده؛ E-mail: Hamidkarimzadeh73@yahoo.com

ماخذنگاری:

کریم‌زاده، ح.، رهگشای، م.، منصف، ا.، ۱۴۰۲، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نهندان، خاور ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۲)، ۱۲۸، ۱۳۵-۱۵۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.360594.2030>

doi: 10.22071/GSJ.2023.360594.2030

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.13.2

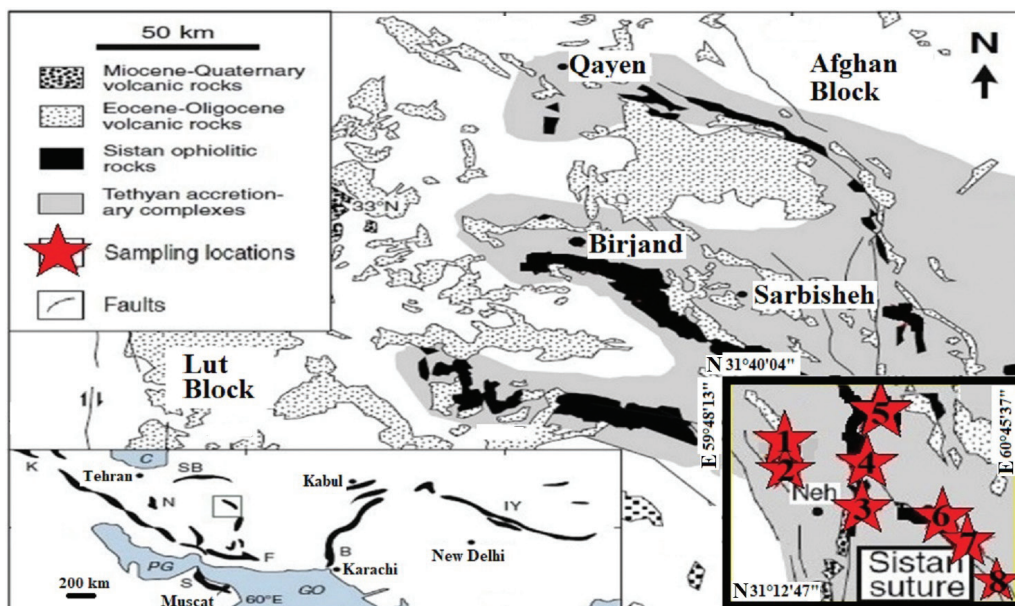
حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

شده‌اند و منشأ متفاوتی از همدیگر را نشان می‌دهند. هدف اصلی این پژوهش، مطالعه کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب کالینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نه‌بندان و همینطور مطالعه پتروژنر آنهاست.

کریم‌زاده و همکاران (Karimzadeh et al., 2020) و کریم‌زاده (Karimzadeh, 2021) صورت پذیرفته است. در این پژوهش‌ها، در کنار مطالعه بخش پوسته‌ای مجموعه افیولیتی نه‌بندان، پریدوتیت‌های این مجموعه نیز بررسی شده‌اند و چنین نتیجه‌گیری شده است که پریدوتیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت تشکیل



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی خاور ایران، مجموعه افیولیتی نه‌بندان و مناطق مورد مطالعه که با علامت ستاره و شماره داخل‌شان مشخص هستند که به ترتیب عبارت هستند از ۱- منطقه کلاته شاهپوری، ۲- منطقه قدمگاه، ۳- منطقه ناسفنده کوه یا خوانشرف، ۴- منطقه لاه کوه، ۵- منطقه سفیدکوه یا بی بی مریم، ۶- منطقه چشمه انجیر، ۷- منطقه بندان، ۸- منطقه زلفقاری (Zarrinkoub et al., 2012). (Neh=نه‌بندان، B=Bella، IY=ایندوز-یارلونگ، K=خوی، N=نیریز، S=اسماعیل، SB=سبزوار).

Figure 1. Geological map of eastern Iran, Nehbandan Ophiolitic Complex and the research areas marked with asterisks and numbers inside them, which are respectively: 1-Kalateh Shahpouri area, 2-Qadamgah area, 3-Nasfandeh-Kouh or Khansharf area, 4-Lah-Kouh area, 5-Sefid-Kouh or Bibi Maryam area, 6-Cheshmeh anjir area, 7-Bandan area, 8-Zolfaghari area (Zarrinkoub et al., 2012). (Neh=Nehbandan, B=Bella, IY=Indoz-Yarlong, K=Khoy, N=Niriz, S=Smail, SB=Sabzevar).

۲- روش پژوهش

بودند. مواد مرجع خارجی شامل دو استاندارد شیشه SRM-612 و BHVO-2 و دقت تحلیلی برای اندازه‌گیری آن‌ها قابل قبول بود.

۳- نتایج

در این بخش به ترتیب، زمین‌شناسی صحرایی، کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری (پتروگرافی)، شیمی‌کانی عناصر اصلی و کمیاب به همراه مطالعه نمودارهای عنکبوتی به‌نجارشده نسبت به گوشته اولیه و کندریت کالینوپیروکسن‌ها، ارایه خواهد شد.

۳-۱- زمین‌شناسی صحرایی مجموعه افیولیتی نه‌بندان

در بین سنگ‌های توالی مجموعه افیولیتی نه‌بندان، پریدوتیت‌های گوشته‌ای از فراوانی بالایی نسبت به سایر سنگ‌های این مجموعه برخوردارند که به صورت قطعاتی با اندازه‌های متفاوت در سطح زمین ظاهر شده‌اند. ابعاد هر برون‌زد نیز معمولاً یکسان نیست به گونه‌ای که طول‌شدگی در این مجموعه افیولیتی در جهت

در این مقاله، جهت مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌نگاری از نمونه‌ها مقاطع نازک و صیقلی تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان OLYMPUS مدل BH-2 و مقاطع صیقلی توسط میکروسکوپ انعکاسی OLYMPUS مدل BX-60 بررسی شدند. تعیین ترکیب شیمی کانی‌های موجود در نمونه‌های ماگمایی، از دستگاه الکترون مایکروپروب (Electron Probe Micro Analyzer (EMPA) مدل CAMECA SX100 که شرایط آنالیزی شامل ولتاژ ۱۵ کیلو ولت و جریان اشعه ۲۰ نانو آمپر با زمان‌های شمارش ۱۰ تا ۳۰ ثانیه در پیک‌ها، برای کانی‌های مختلف هستند که در دانشگاه هنگ کنگ انجام شده است. غلظت عناصر نادر خاکی کالینوپیروکسن با دستگاه لیزر فرسایشی طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت القایی (LA-ICP-MS) در موسسه ژئوشیمی گوانگژو، آکادمی علوم چین به‌دست آمده است. این دستگاه مدل Agilent 7500a ICP-MS همراه با یک سیستم لیزر فرسایشی Resonetics Resolution M-50 تشکیل شده است. مواد ساییده شده توسط گاز هلیوم منتقل می‌شوند. انرژی خروجی تقریباً ۸۰ میلی ژول و اندازه نقطه ۷۰ میکرومتر و زمان شمارش پس‌زمینه و تحلیل به ترتیب ۳۰ ثانیه و ۴۰ ثانیه

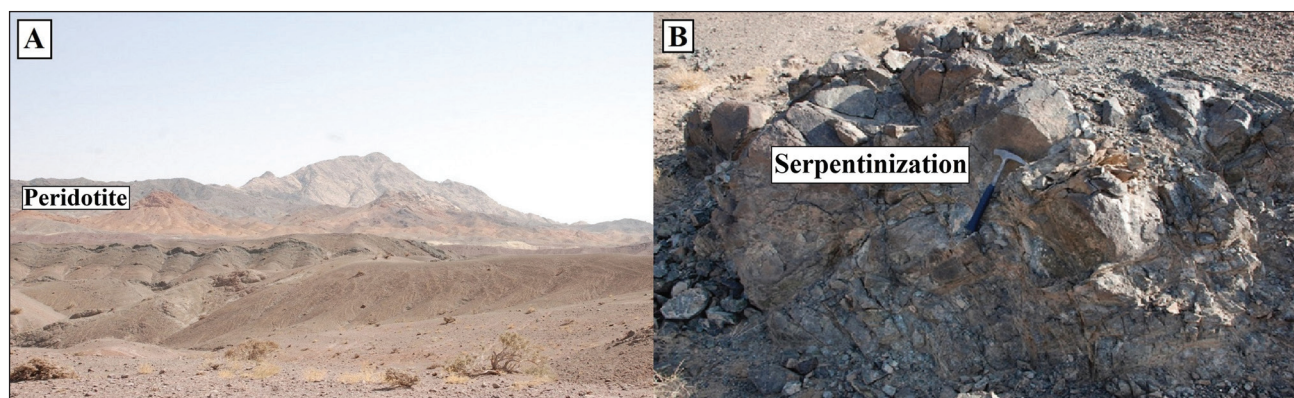
رخنمون‌های پریدوتیتی، دره‌ها کمتر حالت تیزی به خود می‌گیرند و صخره‌های پرتگاهی در آن‌ها دیده نمی‌شود؛ و از این رو، پیمایش صحرایی را امکان‌پذیر می‌کند (شکل ۲-۱). ولی وجود هوازدگی و فرسایش برخی از رخنمون‌ها که غالباً سرپانتینی شدن است، کار صحرایی را با مشکل مواجه می‌کند.

رنگ رخنمون‌های پریدوتیتی از قهوه‌ای کمرنگ تا تیره و نیز خاکستری تا خاکستری متمایل به سبز و سبز تیره در سطح هوازده تغییر می‌کند (شکل ۲-۱). رنگ خاکستری روشن تا به طور کامل روشن نیز مختص مناطقی است که سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها بسیار شدید بوده و تا چند سانتی متری ژرفای سنگ نفوذ کرده و یا در محل‌های نفوذ محلول‌ها به درون سنگ و در اطراف درزه‌ها و شکستگی‌های ناشی از خرد و برشی شدن، بیشتر کانی‌های اولیه پریدوتیت توسط کانی‌های گروه سرپانتین جایگزین شده است اما رخنمون سنگی حفظ شده است (شکل ۲-۲). پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در صحرا به سبب مقاومت کمتر یا رنگ روشن قابل تشخیص هستند.

شمال - جنوب تا شمال باختر - جنوب‌خاور در بیشتر پریدوتیت‌ها وجود دارد. در دیگر بخش‌های زمین‌درز سیستان نیز چنین حالتی دیده می‌شود. این پدیده، خود گواه بر گسیختگی‌های زمین‌ساختی است که عامل آن‌ها گسل‌هایی با طول مشابه هستند.

در خاور روستاهای کلاته‌شاهپوری و قدمگاه، پریدوتیت‌های گوشته‌ای با عرض کمتر از ۲ کیلومتر و طول بیش از ۷ کیلومتر در راستای شمال باختر نهندان جای گرفته‌اند. در بخش‌های میانی محدوده مطالعه مانند لاه‌کوه و ناسفنده‌کوه، برونزدهای پریدوتیتی با اندازه‌های کمتر از ۵۰۰ مترمربع نیز وجود دارند که به صورت توده‌ای با رنگ تیره‌تر در زمینه روشن رسوبات جوان دیده می‌شوند (شکل ۲-۱).

فرایند فرسایش و الگوی آبراهه‌ها در رخنمون‌های پریدوتیتی به گونه‌ای است که در برخی موارد از گسل‌های منطقه پیروی می‌کند و دره‌های کم‌ژرفا تا حدودی ژرف منطبق بر گسل‌ها را تشکیل می‌دهند. در برخی موارد نیز آبراهه‌ها مستقل از گسل‌ها و متأثر از ریخت فرسایشی تشکیل شده‌اند. با توجه به شیب کم سطح توپوگرافی



شکل ۲-۱) A) توپوگرافی منطقه و رنگ رخنمون‌های پریدوتیتی که با رنگ خاکستری متمایل به سبز مشخص هستند. B) سرپانتینی شدن تا چند سانتی متری ژرفای سنگ نفوذ کرده و در اطراف درزه‌ها و شکستگی‌های ناشی از خرد و برشی شدن سنگ‌ها جایگزین شده است.

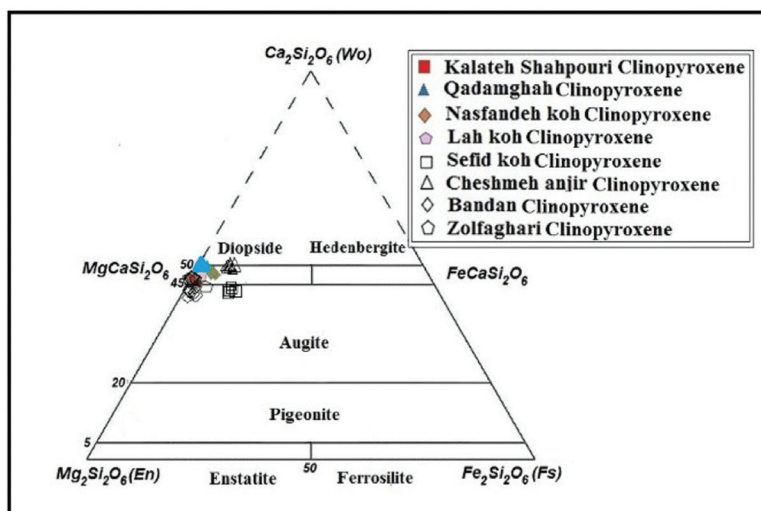
Figure 2- A) Regional topography and color of peridotite outcrops characterized by greenish gray color. B) Serpentinization has penetrated to a few centimeters deep in the rock and has been replaced around the joints and fractures caused by rock crushing and shearing.

دیوپسید ($\text{En}_{46-51} \text{Fs}_{3-8} \text{Wo}_{45-50}$) محاسبه شد، هر چند کلاینوپیروکسن‌های بندان و ناسفنده‌کوه در مرز بین محدوده دیوپسید و اوزیت قرار می‌گیرند (شکل ۳). اندازه کلاینوپیروکسن‌ها به صورت دانه‌های مجزا از کمتر از ۱ میلی‌متر تا دانه‌های بیشتر از ۳ میلی‌متر می‌رسند (شکل ۴-۱ و ۲). در این کانی، حاشیه‌های نامنظم و خلیجی‌مانند مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۱ و ۲). از این پدیده می‌توان به عنوان شاهی برای تبلور بین دانه‌ای کلاینوپیروکسن در بین بلورهای ارتوپیروکسن و الیون، استفاده کرد. در بیشتر کلاینوپیروکسن‌ها، مرکز کانی نسبت به حاشیه سالم‌تر و برای آنالیز مناسب‌تر هستند (شکل ۴-۱). غالباً، در تیغه‌های جدایشی ارتوپیروکسن‌ها، قرار می‌گیرند. در برخی موارد نیز اذخال الیون در داخل آنها دیده می‌شود (شکل ۴-۱). در برخی موارد هم کلاینوپیروکسن‌ها توسط الیون احاطه می‌شوند (شکل ۴-۱). اثرات دگرسانی به صورت باستانی شدن در کلاینوپیروکسن‌ها در مقایسه با ارتوپیروکسن‌ها بسیار کمتر رخ می‌دهد و شواهد فشار و استرین در آنها نیز دیده می‌شود که اغلب به صورت خم‌شدگی کلیوای خود را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱، ۲). لازم به یادآوری است که تصاویر موجود در شکل ۴ توسط دوربین دستگاه آنالیز لیزر ابلیشن گرفته شده است و کلاینوپیروکسن‌های مناطق مورد مطالعه به ترتیب نشان داده شده است و نقاط آنالیز شده در آنها مشخص و شماره گذاری شده‌اند.

۳-۲- کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری کلاینوپیروکسن‌ها

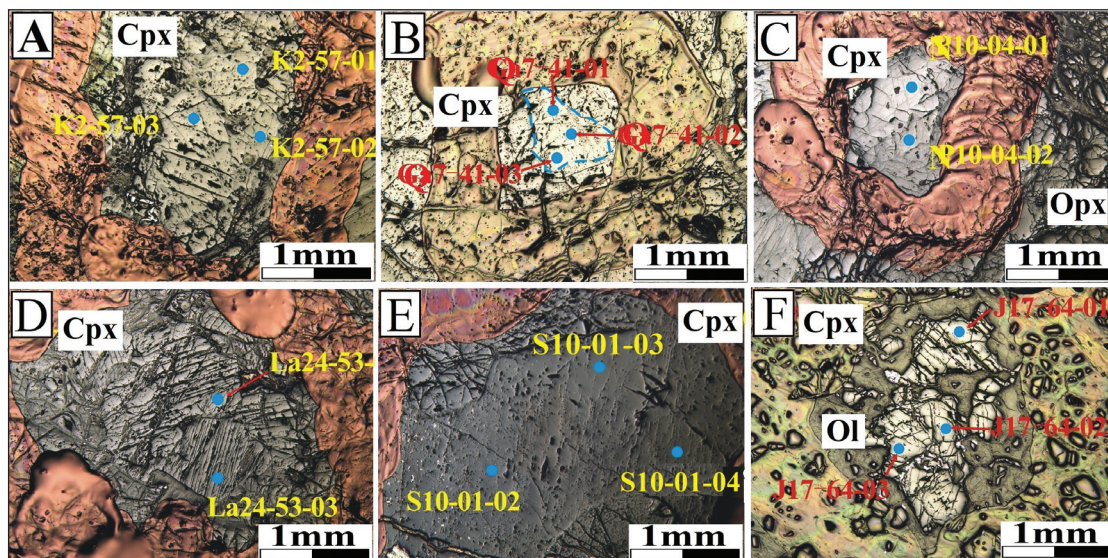
در مجموعه افیولیتی نهندان سنگ‌های اولترامافیک شامل پریدوتیت‌هایی از نوع هارزبورژیت و لرزولیت هستند (Karimzadeh et al., 2020). آنالیز مدال نمونه‌های میکروسکوپی بر اساس روش اشتراکیزن و روش لی‌بس (Streckeisen, 1979; Le Bas, 2000) در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های کلاته‌شاهپوری، قدمگاه، لاه‌کوه، چشمه انجیر، بندان و زلفقاری از نوع هارزبورژیت و مناطق سفیدکوه و ناسفنده‌کوه از نوع لرزولیت هستند. به‌طور کلی در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نهندان میزان الیون بین ۷۰ تا ۸۹ درصد، ارتوپیروکسن ۱۰ تا ۳۰ درصد و کلاینوپیروکسن از کمتر از ۱ درصد حجمی در هارزبورژیت‌های کلاته‌شاهپوری تا ۸ درصد حجمی در لرزولیت‌های سفیدکوه تغییر می‌کند. کروم- اسپینل یک فاز فرعی است که در بیشتر نمونه‌ها حضور داشته و مقدار حجمی آن معمولاً کمتر از ۲ درصد حجم سنگ کل است. در این مطالعه، تمرکز اصلی بر روی کانی کلاینوپیروکسن موجود در پریدوتیت‌های مناطق مختلف مجموعه افیولیتی نهندان است.

بر اساس بررسی عناصر اصلی در جدول ۱ و محاسبه فرمول کلاینوپیروکسن‌ها، به روش دیبر و همکاران (Deer et al., 2013)، نوع آنها در این مجموعه به‌طور عموماً،



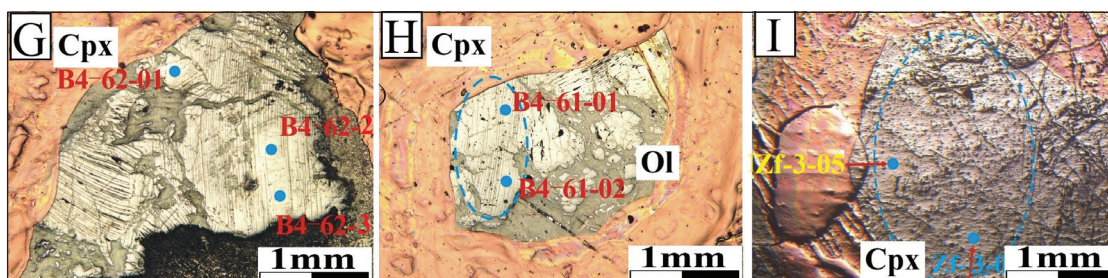
شکل ۳- نمودار طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های کلاته‌شاهپوری، قدمگاه، ناسفنده کوه، لاه‌کوه، سفیدکوه، چشمه‌انجیر، بندان و زلفقاری (Deer et al., 2013).

Figure 3. Classification diagram of clinopyroxenes in Kalateh Shahpouri, Qadamgah, Nasfandeh- Kouh, Lah-Kouh, Sefid- Kouh, Cheshmeh anjir, Bandan and Zolfaghari peridotites (Deer et al., 2013).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های همه مناطق مجموعه افولیتی نه‌بندان که به ترتیب توسط دستگاه آنالیز لیزر ابلیشن تهیه شده و نقاط آنالیز شده نیز در تصاویر مشخص هستند: (A) کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه کلاته‌شاهپوری با طول بیشتر از ۳ میلی متر (نمونه K-2-57). (B) کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه قدمگاه با طول کمتر از ۱ میلی متر (نمونه Q-7-41). (C) حاشیه‌های نامنظم کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه ناسفنده کوه (نمونه N-10-4). (D) حاشیه‌های نامنظم کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه لاه‌کوه (نمونه La-24-53). (E) کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه سفید کوه که در آن مرکز نسبت به حاشیه سالم‌تر است (نمونه S-10-1). (F) کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه چشمه‌انجیر که در آن ادخال الومین وجود دارد (نمونه J-17-64).

Figure 4. Microscopic images of clinopyroxenes in the peridotites of all areas of the Nehbandan ophiolite complex, respectively, prepared by the laser ablation analysis device, and the analyzed points are also clear in the images: A) Clinopyroxenes in the peridotites of the Kalateh Shahpouri area with a length of more than 3 mm (sample K-2-57). B) Clinopyroxene in the peridotite of the Qadamgah area with a length of less than 1 mm (sample Q-7-41). C) Irregular rims of clinopyroxene found in the peridotite of Nasfandeh- Kouh area (sample N-10-4). D) Irregular rims of clinopyroxene in peridotite of Lah-Kouh area (sample La-24-53). E) Clinopyroxene in the peridotite of Sefid- Kouh area where the center is healthier than the periphery (Sample S-10-1). F) Clinopyroxene in peridotite from the Cheshmeh anjir area, which contains olivine inclusions (sample J-17-64).



ادامه شکل ۴- G) شواهد فشار و استرین در کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه بندان (نمونه B-4-62). H) کلینوپیروکسن توسط الیون احاطه شده است (نمونه B-4-62). I) خم‌شدگی کلیواژی کلینوپیروکسن موجود در پریدوتیت منطقه زلفقاری (نمونه Zf-1-3).

علائم اختصاری از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Ol= الیون، Opx= ارتوپیروکسن، Cpx= کلینوپیروکسن).

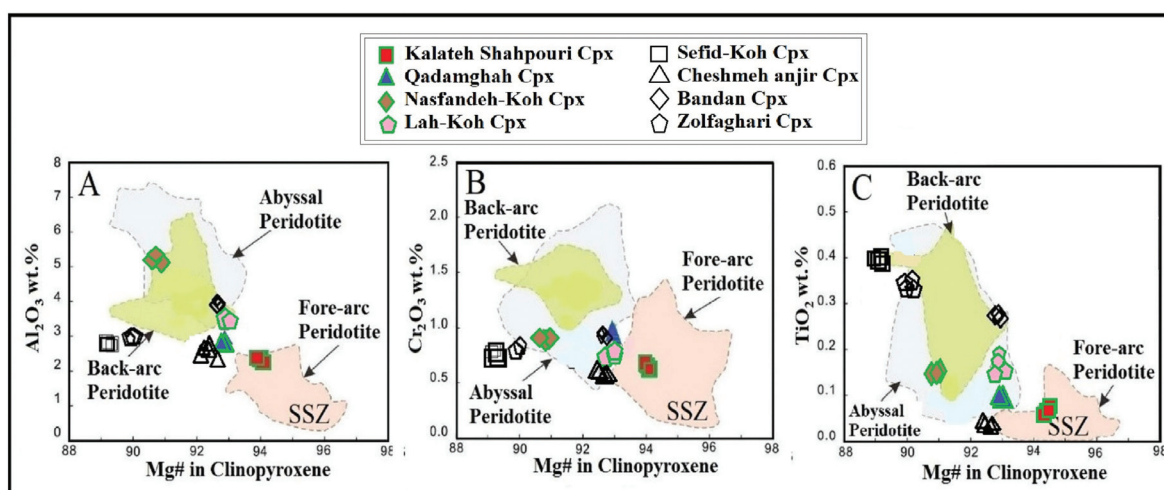
Continued from Figure 4-G) Evidence of pressure in clinopyroxene from Bandan area peridotite (sample B-4-62). H) clinopyroxene surrounded by olivine (sample B-4-62). I) Cleavage bending of clinopyroxene in peridotite of Zolfaghari area (sample Zf-1-3).

Abbreviations are adapted from Whitney and Evans (2010). (Ol= olivine, Opx= orthopyroxene, Cpx= clinopyroxene).

۳-۳- شیمی کانی عناصر اصلی کلینوپیروکسن‌ها

نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی کلینوپیروکسن‌ها در جدول ۱ نمایش داده شده است. از انتقال نتایج آنالیز شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در نمودارهای $Mg\# = (Mg/[Mg+Fe] \times 100)$ در برابر Al_2O_3 ، Cr_2O_3 و TiO_2 به صورت جداگانه (شکل ۵- A، B، C)، مشخص می‌شود که پریدوتیت‌های قدمگاه، ناسفنده‌کوه، لاه‌کوه، بندان، زلفقاری و سفیدکوه از نوع پریدوتیت‌های منطقه آیسال هستند

و در حوضه پشت‌قوس قرار می‌گیرند. ولی پریدوتیت‌های کلاته شاهپوری و چشمه انجیر از نوع بالای منطقه فرورانش (Supra-Subduction) بوده و درحوضه جلوقوس تشکیل شده‌اند. لازم به یادآوری است که میزان مولفه Cr_2O_3 کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مناطق مختلف مجموعه افیولیتی نه‌بندان تقریباً برابر و در امتداد یک خط هستند (شکل ۵- B).



شکل ۵- A) نمودار Al_2O_3 در برابر $Mg\#$ و جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مناطق مختلف مجموعه افیولیتی نه‌بندان. B) نمودار Cr_2O_3 در برابر $Mg\#$ و جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌ها. C) نمودار TiO_2 در برابر $Mg\#$ و جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌ها (Xiong et al., 2019).

Figure 5-A) Diagram of Al_2O_3 vs. $Mg\#$ and tectonic setting of clinopyroxenes in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex. B) Diagram of Cr_2O_3 vs. $Mg\#$ and tectonic setting of clinopyroxenes in peridotites. C) Diagram of TiO_2 vs. $Mg\#$ and tectonic setting of clinopyroxenes in peridotites (Xiong et al., 2019).

جدول ۱- نتایج آنالیز عناصر اصلی و ناسازگار کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان. (K= کلاته شاهپوری، Q= قدمگاه، N= ناسفنده کوه، La= لاه کوه، S= سفید کوه، J= چشمه انجیر، B= بندان، Zf= زلفقاری، Cpx= کلینوپیروکسن).

Table 1. Analysis results of major and incompatible elements of clinopyroxenes in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex. (K= Kalateh Shahpour, Q= Qadamgah, N= Nasfandeh- Kouh, La= Lah-Kouh, S= Safid- Kouh, J= Cheshmeh anjir, B=Bandan, Zf= Zolfaghari, Cpx= Clinopyroxene).

No.	K-55-1	K-55-2	K-57-1	K-57-2	K-57-3	Q-41-1	Q-41-2	Q-41-3	Q-43-1	N-47-1
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂ (wt.%)	53.0	52.7	52.3	53.8	52.4	53.5	53.1	53.4	52.5	51.6
TiO ₂	0.05	0.056	0.053	0.041	0.054	0.10	0.098	0.089	0.094	0.099
Al ₂ O ₃	2.69	2.34	2.54	1.68	2.87	3.54	4.05	3.20	3.61	6.23
FeO	2.39	2.29	3.13	2.07	2.54	2.10	2.16	2.15	2.27	2.79
MnO	0.10	0.086	0.091	0.14	0.094	0.089	0.089	0.087	0.089	0.11
MgO	17.2	17.4	16.9	17.4	16.5	16.0	15.8	16.3	16.2	16.7
CaO	23.3	23.9	23.9	24.1	24.3	23.5	23.4	23.8	24.2	20.8
Na ₂ O	0.09	0.086	0.092	0.076	0.093	0.047	0.044	0.042	0.042	0.42
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	98.83	98.74	98.76	98.67	98.79	98.68	98.91	98.56	98.67	98.67
Ni _(ppm)	399	334	370	326	368	368	371	365	362	397
Sc	53.9	59.82	51.87	52.40	54.72	59.69	58.99	57.97	60.29	50.50
V	188	188	178	141	189	247	258	229	246	246
Rb	0.09	0.20	0.00	0.01	0.07	0.00	0.04	0.14	0.11	0.41
Cs	0.02	0.06	0.06	0.00	0.23	0.00	0.03	0.00	0.01	0.35
Ba	0.05	0.74	0.03	0.10	0.20	0.09	0.11	0.00	0.03	0.04
Sr	0.12	0.20	0.17	0.19	0.16	0.05	0.03	0.08	0.05	0.45
Nb	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Hf	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	0.03	0.29
Zr	0.33	0.35	0.24	0.34	0.36	0.15	0.16	0.12	0.14	1.65
Ti	500	560	530	410	540	1000	980	890	940	990
Y	3.42	3.47	3.57	2.33	3.79	4.96	5.58	4.83	4.92	12.08
Th	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00
U	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04
La	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05
Ce	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04
Pr	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05
Nd	0.05	0.04	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.62
Sm	0.04	0.06	0.02	0.04	0.09	0.05	0.05	0.00	0.02	0.85
Eu	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.01	0.06	0.04	0.06	0.33
Gd	0.09	0.22	0.26	0.15	0.11	0.30	0.39	0.34	0.29	1.75
Tb	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.08	0.09	0.08	0.10	0.29
Dy	0.52	0.57	0.57	0.40	0.60	0.89	0.94	0.82	0.61	2.37
Ho	0.13	0.14	0.14	0.08	0.14	0.22	0.22	0.18	0.22	0.57
Er	0.40	0.46	0.38	0.21	0.39	0.63	0.77	0.79	0.80	1.31
Tm	0.07	0.09	0.07	0.06	0.05	0.06	0.12	0.10	0.11	0.21
Yb	0.49	0.33	0.44	0.24	0.45	0.65	0.81	0.56	0.73	1.41
Lu	0.04	0.09	0.04	0.02	0.09	0.08	0.15	0.10	0.14	0.17
Pb	0.11	0.00	0.17	0.09	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.07

Continued from Table 1

No.	N-47-2	N-47-3	N-50-1	N-50-2	N-50-3	N-4-1	La-19-1	La-19-2	La-19-4	La-20-1
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂ (wt.%)	51.4	51.2	51.0	51.4	50.7	53.2	51.9	51.7	50.7	50.5
TiO ₂	0.15	0.16	0.15	0.18	0.14	0.17	0.18	0.19	0.19	0.18
Al ₂ O ₃	6.30	6.38	5.96	5.54	6.57	6.10	5.18	5.10	5.99	5.11
FeO	2.96	2.79	2.81	2.59	2.70	2.27	2.24	2.27	2.48	3.54
MnO	0.11	0.11	0.11	0.099	0.11	0.092	0.10	0.10	0.09	0.14
MgO	16.4	16.6	17.3	15.7	16.9	14.9	15.4	16.2	19.1	19.0
CaO	21.1	21.1	21.1	23.0	21.2	21.0	23.5	23.0	19.8	20.3
Na ₂ O	0.38	0.40	0.40	0.39	0.40	0.83	0.32	0.32	0.32	0.23
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	98.71	98.66	99.88	98.73	98.76	98.68	98.87	98.74	98.68	98.97
Ni _(ppm)	386	380	392	375	376	357	385	370	345	355
Sc	52.51	52.54	50.73	56.37	48.89	55.97	56.70	53.76	42.63	50.36
V	248	249	241	258	246	249	251	240	236	230
Rb	0.00	0.43	0.20	0.09	0.20	0.07	0.20	0.00	2.12	0.26
Cs	0.00	0.32	0.05	0.00	0.08	0.00	0.10	0.13	1.49	0.61
Ba	0.04	0.05	0.04	0.00	0.07	0.08	0.00	0.19	0.51	0.45
Sr	0.49	0.59	0.50	0.59	0.52	0.53	0.23	0.20	0.31	0.28
Nb	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Hf	0.35	0.21	0.13	0.24	0.25	0.60	0.17	0.21	0.17	0.06
Zr	1.77	2.41	2.04	2.15	2.62	2.48	1.25	0.89	0.27	0.60
Ti	1500	1600	1500	1800	1400	1700	1800	1900	1900	1800
Y	13.56	12.20	12.74	12.44	12.87	14.10	12.62	12.16	10.89	9.14
Th	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
U	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03
La	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00
Ce	0.04	0.06	0.07	0.05	0.06	0.56	0.01	0.01	0.03	0.02
Pr	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.20	0.02	0.02	0.02	0.00
Nd	0.79	0.56	0.60	0.65	0.78	1.70	0.25	0.29	0.36	0.48
Sm	0.79	0.61	0.65	0.71	0.80	0.96	0.42	0.43	0.39	0.39
Eu	0.39	0.34	0.29	0.40	0.33	0.40	0.20	0.22	0.22	0.15
Gd	1.48	1.59	1.66	1.42	1.81	2.05	1.35	1.36	0.96	1.17
Tb	0.28	0.30	0.35	0.30	0.25	0.31	0.30	0.21	0.32	0.16
Dy	2.21	1.86	2.09	2.13	2.44	2.27	2.03	1.79	1.69	1.56
Ho	0.49	0.43	0.49	0.47	0.54	0.58	0.42	0.47	0.43	0.39
Er	1.51	1.34	1.45	1.42	1.42	1.37	1.39	1.37	1.10	1.10
Tm	0.25	0.15	0.21	0.20	0.23	0.21	0.22	0.16	0.23	0.18
Yb	1.63	1.51	1.67	1.10	1.25	1.44	1.35	1.22	1.08	0.97
Lu	0.26	0.20	0.18	0.21	0.16	0.21	0.18	0.21	0.18	0.14
Pb	0.06	0.03	0.09	0.09	0.09	0.07	0.00	0.00	0.15	0.04

Continued from Table 1

No.	La-2-5	La-2-6	La-2-1	La-2-2	La-3-1	La-3-2	La-3-3	S-1-1	S-1-2	S-1-3
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂ (wt.%)	50.7	51.5	52.5	52.0	51.6	51.0	49.6	53.5	53.4	53.8
TiO ₂	0.20	0.21	0.22	0.18	0.17	0.18	0.15	0.44	0.32	0.38
Al ₂ O ₃	5.96	5.49	3.82	4.50	4.59	4.99	4.78	2.47	2.33	2.41
FeO	2.39	2.18	2.22	2.19	2.18	2.13	4.48	5.39	6.34	5.46
MnO	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.18	0.18	0.18
MgO	20.2	16.2	15.6	16.1	17.8	16.3	19.6	16.1	15.8	16.5
CaO	18.7	22.9	24.4	23.7	22.4	23.9	19.9	21.0	20.6	20.3
Na ₂ O	0.29	0.33	0.10	0.14	0.10	0.15	0.12	0.27	0.42	0.37
K ₂ O	0.27	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	98.98	98.96	98.79	98.81	98.76	98.76	98.86	98.36	98.40	98.70
Ni _(ppm)	396	335	300	323	301	327	304	201	334	236
Sc	44.75	49.78	73.27	63.21	61.93	58.30	50.47	102.4	94.65	99.99
V	44.75	49.78	73.27	63.21	61.93	58.30	50.47	102.4	94.65	99.99
Rb	232	246	274	267	261	267	244	368	338	363
Cs	4.30	0.25	0.04	0.03	0.40	0.07	0.64	0.00	0.05	0.06
Ba	1.23	0.21	0.00	0.00	0.16	0.08	0.29	0.06	3.37	3.66
Sr	0.22	0.26	0.29	0.22	0.48	0.48	0.49	9.15	9.92	8.86
Nb	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Hf	0.15	0.11	0.12	0.08	0.05	0.07	0.05	0.43	0.24	0.42
Zr	0.98	0.84	0.72	0.58	0.35	0.31	0.36	9.27	5.75	5.73
Ti	2000	2100	2200	1800	1700	1800	1500	4400	3200	3800
Y	11.32	12.68	10.23	9.10	9.50	10.33	8.36	16.14	13.69	14.04
Th	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.15	0.11
U	0.03	0.04	0.00	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.05	0.05
La	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.37	0.36	0.30
Ce	0.04	0.03	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	1.55	1.20	1.26
Pr	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.31	0.27
Nd	0.39	0.37	0.02	0.08	0.02	0.10	0.04	0.83	1.00	1.20
Sm	0.47	0.64	0.07	0.25	0.11	0.29	0.16	1.45	0.82	1.33
Eu	0.25	0.27	0.13	0.08	0.17	0.17	0.21	0.38	0.40	0.48
Gd	1.18	1.44	0.91	0.61	0.88	0.96	0.45	2.72	2.01	1.82
Tb	0.24	0.27	0.20	0.22	0.21	0.18	0.16	0.51	0.35	0.43
Dy	1.62	2.06	1.77	1.65	1.49	2.01	1.62	3.37	2.84	2.86
Ho	0.47	0.56	0.38	0.40	0.33	0.40	0.35	0.70	0.54	0.56
Er	1.20	1.41	1.13	1.11	0.95	1.20	0.92	1.71	1.45	1.70
Tm	0.24	0.23	0.15	0.22	0.20	0.18	0.18	0.28	0.20	0.25
Yb	1.19	1.59	1.33	1.05	1.18	1.41	0.93	1.79	1.45	1.17
Lu	0.18	0.16	0.21	0.15	0.22	0.22	0.13	0.19	0.21	0.21
Pb	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.32	0.13

Continued from Table 1

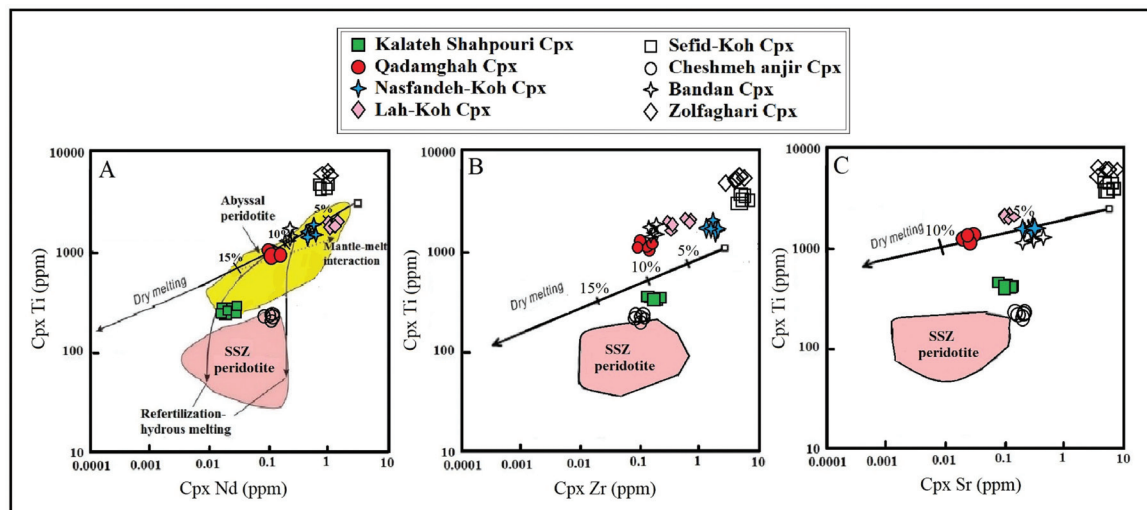
No.	S-3-1	S-3-2	B-61-1	B-61-2	B-62-1	B-62-2	B-62-3	J-4-1	J-4-2	J-4-3
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂ (wt.%)	53.2	53.5	50.6	51.1	52.1	52.0	51.3	54.0	54.1	53.9
TiO ₂	0.33	0.27	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.032	0.030	0.032
Al ₂ O ₃	2.81	2.83	6.06	5.90	5.78	6.19	6.16	2.53	2.42	2.51
FeO	4.83	4.95	2.78	2.86	2.66	3.28	3.19	2.16	2.42	2.13
MnO	0.16	0.16	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.084	0.085	0.086
MgO	16.3	16.0	18.4	18.3	16.8	18.0	17.6	16.6	17.5	16.6
CaO	21.4	21.1	20.2	20.0	21.0	18.7	19.8	23.6	22.5	23.7
Na ₂ O	0.23	0.24	0.18	0.17	0.17	0.16	0.16	0.044	0.040	0.044
K ₂ O	0.00	0.00	0.13	0.06	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	98.50	98.66	98.67	98.78	99.14	98.37	98.63	98.86	98.41	98.78
Ni _(ppm)	220	202	435	431	395	480	475	384	362	377
Sc	91.59	87.12	41.85	41.39	47.69	38.86	39.23	59.09	56.44	56.88
V	326	300	225	230	240	230	225	201	193	203
Rb	0.24	0.01	6.57	3.16	0.43	0.00	2.63	0.05	0.09	0.06
Cs	0.02	0.00	3.01	2.07	0.11	0.27	1.93	0.00	0.00	0.00
Ba	0.84	0.00	1.14	1.07	0.07	0.27	1.56	0.00	0.00	0.04
Sr	8.83	9.27	0.54	0.64	0.69	0.45	0.81	0.15	0.41	0.25
Nb	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
Hf	0.30	0.19	0.05	0.10	0.09	0.08	0.05	0.01	0.00	0.00
Zr	4.53	2.92	0.17	0.19	0.22	0.18	0.18	0.18	0.19	0.17
Ti	3300	2700	1400	1400	1500	1400	1400	320	300	320
Y	9.77	7.55	7.78	8.39	9.31	7.99	7.90	1.61	1.53	1.59
Th	0.00	0.03	0.01	0.06	0.15	0.02	0.06	0.15	0.01	0.06
U	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06
La	0.13	0.14	0.05	0.04	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01
Ce	0.57	0.55	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00
Pr	0.15	0.13	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05
Nd	1.26	1.06	0.17	0.26	0.19	0.11	0.31	0.00	0.02	0.03
Sm	0.75	0.47	0.32	0.19	0.28	0.40	0.12	0.00	0.00	0.00
Eu	0.33	0.22	0.25	0.11	0.10	0.10	0.11	0.00	0.03	0.03
Gd	1.36	0.96	0.67	0.73	0.91	0.75	0.89	0.02	0.00	0.03
Tb	0.26	0.20	0.17	0.21	0.22	0.15	0.20	0.01	0.03	0.01
Dy	2.01	1.31	1.10	1.40	1.27	1.37	1.17	0.16	0.17	0.19
Ho	0.39	0.31	0.38	0.37	0.42	0.32	0.31	0.07	0.06	0.06
Er	1.18	0.90	1.20	0.96	1.08	0.92	0.84	0.22	0.18	0.16
Tm	0.16	0.09	0.16	0.13	0.17	0.13	0.18	0.07	0.04	0.06
Yb	0.93	0.82	0.92	1.13	1.03	0.79	0.79	0.38	0.21	0.42
Lu	0.15	0.11	0.16	0.17	0.13	0.14	0.13	0.05	0.06	0.06
Pb	0.16	0.00	0.00	0.00	0.04	0.21	0.10	0.09	0.09	0.16

Continued from Table 1

No.	J-7-1	J-1-2	J-1-3	J-3-1	J-3-2	Zf-1-1	Zf-1-2	Zf-1-3	Zf-3-1	Zf-3-2
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂ (wt.%)	53.3	53.5	53.4	52.9	53.6	53.5	53.4	53.9	53.2	53.4
TiO ₂	0.030	0.039	0.038	0.037	0.036	0.44	0.32	0.38	0.33	0.28
Al ₂ O ₃	2.72	2.66	2.92	2.93	2.62	2.47	2.33	2.41	2.81	2.84
FeO	2.36	2.35	2.45	2.59	2.39	5.39	6.34	5.46	4.83	4.96
MnO	0.090	0.085	0.086	0.091	0.080	0.18	0.18	0.18	0.16	0.16
MgO	17.1	16.5	16.5	17.2	16.6	16.1	15.8	16.6	16.3	16.1
CaO	23.4	23.6	23.3	22.8	23.3	21.0	20.6	20.3	21.5	21.1
Na ₂ O	0.036	0.30	0.29	0.31	0.31	0.27	0.42	0.38	0.23	0.24
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	99.09	98.76	98.52	98.65	98.97	98.68	98.61	98.71	98.51	98.57
Ni _(ppm)	401	391	391	382	366	201	334	236	220	202
Sc	56.95	68.34	69.36	62.31	69.62	102.4	94.65	99.99	91.59	87.12
V	200	219	230	218	218	368	338	363	326	300
Rb	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.01	0.41	0.07	0.24	0.01
Cs	0.02	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.06	0.02	0.00
Ba	0.05	0.06	0.06	0.00	0.14	0.06	3.37	3.66	0.84	0.00
Sr	0.13	4.44	4.63	4.19	3.84	9.15	9.92	8.86	8.83	9.27
Nb	0.00	0.04	0.03	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Hf	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.43	0.24	0.42	0.30	0.19
Zr	0.18	0.19	0.17	1.33	0.00	9.27	5.75	5.73	4.53	5.92
Ti	300	390	380	370	360	4400	3200	3800	3300	2800
Y	1.60	1.81	1.86	1.50	1.61	16.14	13.69	14.04	9.77	7.55
Th	0.15	0.01	0.06	0.02	0.01	0.06	0.15	0.11	0.00	0.03
U	0.05	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.02
La	0.00	0.16	0.13	0.08	0.11	0.37	0.36	0.30	0.13	0.14
Ce	0.00	0.33	0.28	0.21	0.19	1.55	1.20	1.26	0.57	0.55
Pr	0.00	0.06	0.02	0.03	0.03	0.38	0.31	0.27	0.15	0.13
Nd	0.00	0.16	0.14	0.10	0.10	1.03	1.07	1.20	1.06	1.01
Sm	0.00	0.08	0.06	0.02	0.05	1.45	0.82	1.33	0.75	0.47
Eu	0.02	0.05	0.02	0.01	0.02	0.38	0.40	0.48	0.33	0.22
Gd	0.00	0.02	0.10	0.11	0.00	2.72	2.01	1.82	1.36	0.96
Tb	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.51	0.35	0.43	0.26	0.20
Dy	0.11	0.21	0.16	0.08	0.22	3.37	2.84	2.86	2.01	1.31
Ho	0.05	0.06	0.09	0.08	0.07	0.70	0.54	0.56	0.39	0.31
Er	0.22	0.16	0.30	0.17	0.22	1.71	1.45	1.70	1.18	0.90
Tm	0.04	0.05	0.03	0.03	0.05	0.28	0.20	0.25	0.16	0.09
Yb	0.38	0.41	0.41	0.38	0.32	1.79	1.45	1.17	0.93	0.82
Lu	0.06	0.04	0.04	0.05	0.04	0.19	0.21	0.21	0.15	0.11
Pb	0.00	0.08	0.15	0.00	0.00	0.16	0.32	0.13	0.16	0.00

۳-۴- شیمی کانی عناصر کمیاب کلینوپیروکسن‌ها

نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب کلینوپیروکسن‌ها در جدول ۱ آورده شده است. در بررسی نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب کلینوپیروکسن‌ها و انتقال آنها به نمودارهای Ti در برابر Zr، Nd و Sr به‌طور جداگانه معلوم می‌شود که به‌جز پریدوتیت‌های کلاته‌شاهپوری و چشمه انجیر که از نوع بالای منطقه فرورانش هستند. بقیه پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان مانند قدمگاه، ناسفنده کوه، لاه کوه، سفیدکوه، بندان و زلفقاری از نوع منطقه آیسال می‌باشند (شکل ۶).



شکل ۶- A) نمودار Ti در برابر Nd و جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مناطق مختلف مجموعه افیولیتی نه‌بندان (Bizimis et al., 2000). B) نمودار Ti در برابر Zr و جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌ها (Gornova et al., 2020). C) نمودار Ti در برابر Sr و جایگاه زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌ها (Gornova et al., 2020).

Figure 6- A) Ti vs. Nd diagram and tectonic setting of clinopyroxenes in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex (Bizimis et al., 2000). B) T vs. Zr diagram and tectonic setting of clinopyroxenes in peridotites (Gornova et al., 2020). C) Ti vs. Sr diagram and tectonic setting of clinopyroxenes in peridotites (Gornova et al., 2020).

Er, Tm, Yb و Lu نیز غنی‌شدگی نشان می‌دهند. ولی در مناطق کلاته‌شاهپوری و چشمه انجیر، عناصر گروه دوم نیز تا حدودی تهی شده هستند (شکل ۷- A و F).

۳-۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت کلینوپیروکسن‌ها

عناصر نادر خاکی، عناصر بسیار با ارزشی هستند که در تعیین سرگذشت ماگماهای مختلف کاربرد دارند. عناصر نادر خاکی به دو گروه عناصر نادر خاکی سبک که شامل La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu و گروه عناصر نادر خاکی سنگین که شامل Lu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb است، تقسیم بندی می‌شود؛ و در یک تقسیم‌بندی دیگر، در سه گروه شامل عناصر نادر خاکی سبک، متوسط و سنگین طبقه‌بندی می‌شوند. عناصر نادر خاکی سبک عناصری شامل La, Ce, Pr, Nd و Sm است. عناصر نادر خاکی متوسط شامل Eu, Gd, Tb و Dy است و در نهایت، اعضای گروه عناصر نادر خاکی سنگین شامل Ho, Er, Tm, Yb و Lu است (Mange and Wright, 2007). بر مبنای جدول ۱، در نمودارهای عنکبوتی کلینوپیروکسن‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان بهنجار شده نسبت به کندریت، عناصر نادر خاکی سبک، تهی‌شدگی و عناصر نادر خاکی سنگین، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۸) که البته در مورد کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه سفید کوه و زلفقاری تا حدودی این موضوع صدق نمی‌کند و می‌توان گفت

۳-۵- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در کلینوپیروکسن‌ها

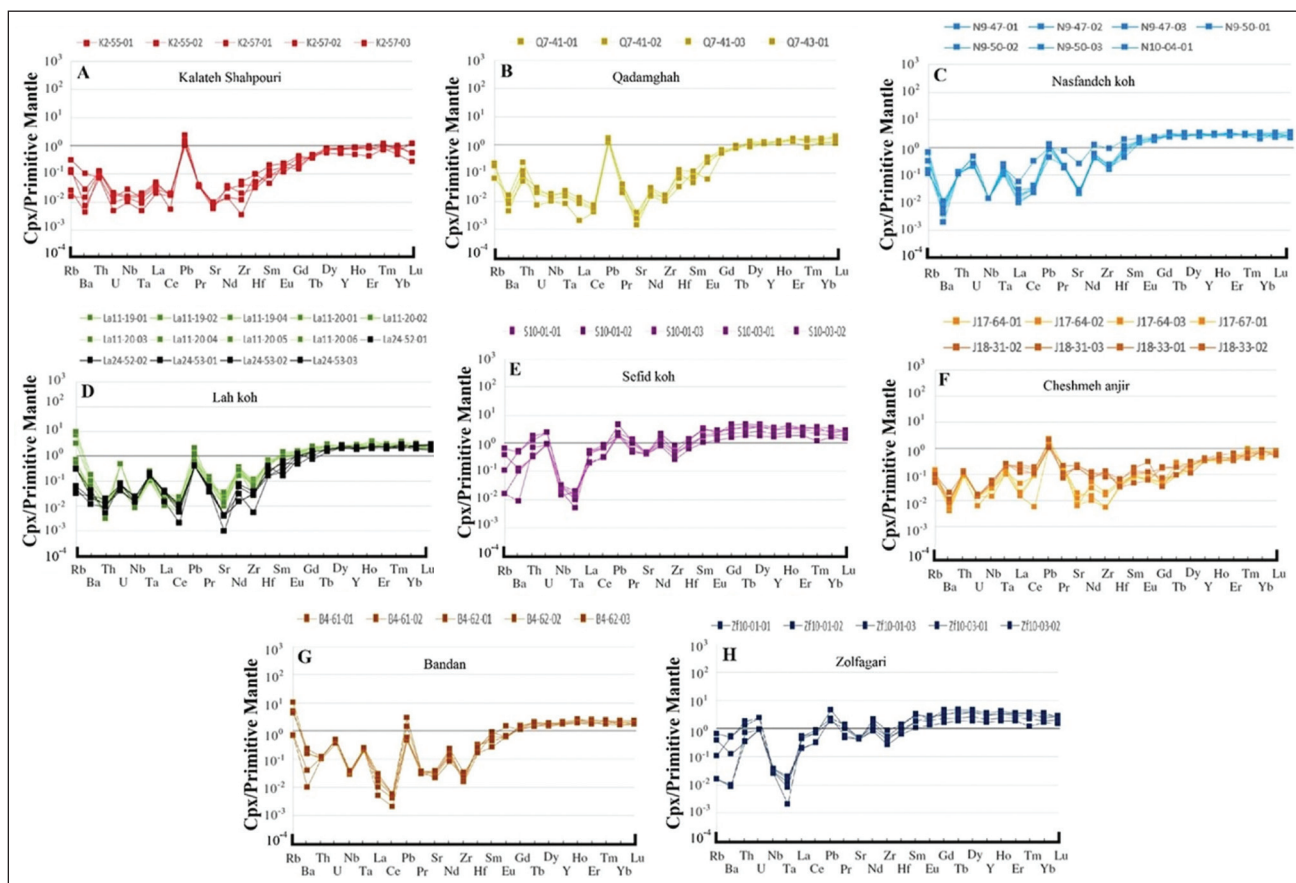
عناصر ناسازگار (Incompatible) را می‌توان به دو گروه تقسیم بندی کرد: ۱- عناصر لیثوفیل یونی بزرگ یا LILE و ۲- عناصر با قدرت میدان بالا یا HFSE. عناصر شامل HFSE مانند Sr، Rb و Ba هستند که دارای شعاع یونی بزرگ هستند و به سادگی در طی دی‌هیدراسیون (Dehydration) وارد فاز ماگما می‌شوند. عناصر شامل HFSE عناصری مانند U، Th، Hf، Nb، Zr، REE و Ta هستند که دارای بار الکتریکی بالا بوده و شعاع اتمی آنها نیز کوچک است. پس تمایل چندانی برای ورود به فاز ماگما ندارند (Albarede, 2003).

بر اساس جدول ۱، عناصر کمیاب و ناسازگار کلینوپیروکسن‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند که در همه مناطق بدون استثنا در عنصر Pb غنی‌شدگی اتفاق افتاده است (همه تصاویر شکل ۷). عنصر Ta در مناطق سفیدکوه و زلفقاری با افت زیاد همراه است (شکل ۷- E و H). عنصر Ba در تمام مناطق تهی‌شدگی نشان می‌دهد. عناصر Zr، Nb و Ta حدودی Sr نیز در همه مناطق با تهی‌شدگی همراه است و بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهد. لازم به یادآوری است که جداشدگی U از Th، Nb از Ta و Zr از Hf کاملاً قابل مشاهده است (شکل ۷). در کلینوپیروکسن‌های مناطق ناسفنده کوه، سفیدکوه، قدمگاه، لاه کوه، بندان و زلفقاری، عناصر La، Ce، Pr، Nd، Sm، Eu و Gd تهی‌شدگی و عناصر Tb، Dy، Ho

به‌طور کلی می‌توان گفت، فراوانی عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان از عنصر La به سمت عنصر Lu نمودارها افزایشی می‌شوند. به صورتی که عناصر در نمودارهای عنکبوتی از چپ به راست به صورت افزایشی و صعودی دیده می‌شوند که البته در قسمت عناصر نادر خاکی سنگین، افزایش نسبتاً سیری ضعیف‌تر و تقریباً خطی موازی با محور افقی را طی می‌کنند.

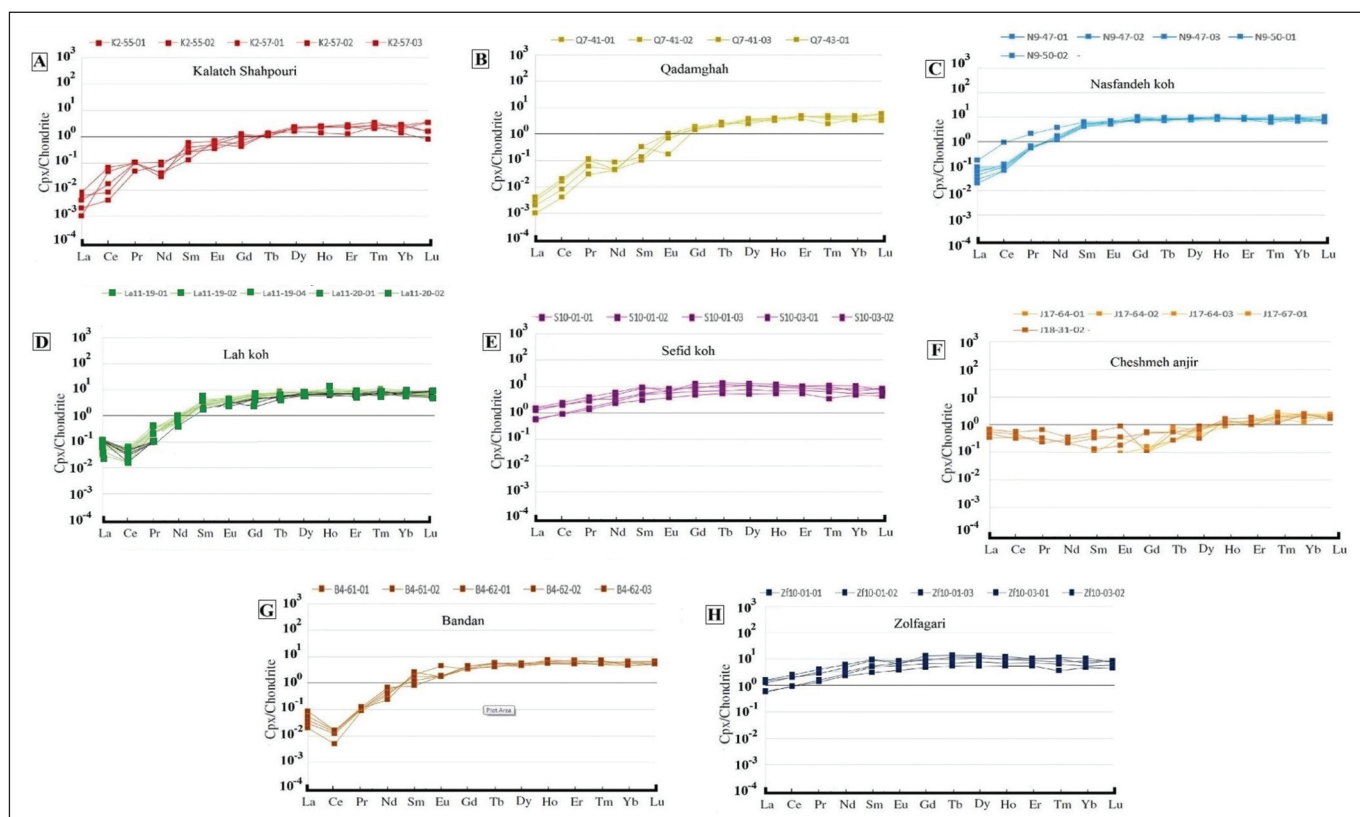
حتی در عناصر نادر خاکی سبک نیز غنی‌شدگی نسبت به کندریت آشکار است (شکل ۸- A و H).

در کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های لاه‌کوه و بندان تهی‌شدگی شدیدتر در Ce نسبت به بقیه عناصر نادر خاکی سبک قابل تشخیص است (شکل ۸- D و G). در کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های کلاته‌شاهپوری و قدمگاه نیز این حالت تهی‌شدگی البته به‌صورت ملایم‌تر در مورد عنصر Nd دیده می‌شود (شکل ۸- A و B).



شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر ناسازگار کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). A) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه کلاته شاهپوری. B) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه قدمگاه. C) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه ناسفنده کوه. D) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه لاه‌کوه. E) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه سفید کوه. F) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه چشمه انجیر. G) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه بندان. H) نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه زلفقاری.

Figure 7. Spider diagram of the incompatible elements of clinopyroxenes normalized to the primary mantle in peridotites of the Nehbandan ophiolitic complex (Sun and McDonough, 1989). A) Spider diagram of clinopyroxenes in Kalateh Shahpouri area. B) Spider diagram of clinopyroxenes in Qadamgah area. C) Spider diagram of clinopyroxenes in Nasfandeh- Kouh area. D) Spider diagram of clinopyroxenes in Lah-Kouh area. E) Spider diagram of clinopyroxenes in Sefid- Kouh area. F) Spider diagram of clinopyroxenes in Cheshmeh anjir area. G) Spider diagram of clinopyroxenes in Bandan area. H) Spider diagram of clinopyroxenes in Zolfaghari area.



شکل ۸- نمودار عنکبوتی بهنجار شده عناصر نادر خاکی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه کلاته شاهپوری (B). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه قدمگاه (C). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه ناسفنده کوه (D). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه لاه کوه (E). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه سفید کوه (F). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه چشمه انجیر (G). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه بندان (H). نمودار عنکبوتی کلینوپیروکسن‌ها در منطقه زلفقاری.

Figure 8. Spider diagram of REE of clinopyroxenes normalized to chondrite in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex (Sun and McDonough, 1989).

A) Spider diagram for Kalateh-Shahpouri peridotites. B) Spider diagram for Qadamgah peridotites. C) Spider diagram for Nasfandeh- Kouh peridotites. D) Spider diagram for peridotites of Lah-Kouh area. E) Spider diagram for Sefid- Kouh peridotites. F) Spider diagram for Cheshmeh anjir peridotites. G) Spider diagram for Bandan peridotites. H) Spider diagram for Zolfaghari peridotites.

برای افیولیت عمان، جایگاه زمین‌ساختی پشته‌های میان اقیانوسی مطرح بوده است (Nicolas, 1989) ولی در مطالعات جدیدتر، جایگاه زمین‌ساختی بالای منطقه فروانش را پیشنهاد می‌کنند (Ishikawa et al., 2002; Tamura and Arai, 2006). این اوصاف، برای معرفی پریدوتیت‌هایی با درجه بالای ذوب بخشی و تهی‌شدگی، جایگاه زمین‌ساختی بالای منطقه فروانش مقبولیت دارد. از این رو، در این مقاله نیز از این مدل ژئودینامیکی پیروی شده است.

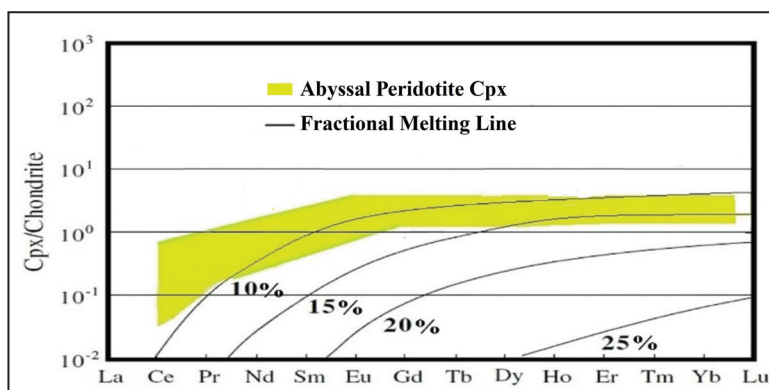
میزان مقادیر TiO_2 و $Mg\#$ ، Al_2O_3 ، Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن‌ها معرف جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های میزبان آنهاست. مقادیر بالای $Mg\#$ آنها، معرف جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های نوع بالای منطقه فروانش هستند و مقادیر بالای Al_2O_3 و Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن‌ها نیز معرف جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی یا آبیسال هستند (Xiong et al., 2019).

همبستگی مثبت بین Al_2O_3 و Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان دیده می‌شود. این کلینوپیروکسن‌ها، از این منظر شبیه دیوپسیدهای حاصل از فعالیت‌های گرمایی افیولیت شمال عمان هستند (Akizawa et al., 2011). احتمالاً این کلینوپیروکسن‌ها، تولید شده توسط سیالات غنی از کلسیم در شرایط دمای بالا، بیش از ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشند (Python et al., 2007).

مطابق شکل ۹، محدوده قرارگیری عناصر نادر خاکی کلینوپیروکسن‌ها، به جز مناطق کلاته شاهپوری و چشمه انجیر در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت، تقریباً با منطقه آبیسال یا پشته‌های میان اقیانوسی همخوانی دارند (Seyler et al., 2001). درجه ذوب بخشی نیز با توجه به میزان عناصر نادر خاکی سبک و سنگین کلینوپیروکسن‌ها، حدود ۵ تا ۱۵ درصد را نشان می‌دهد. بالاترین درجه ذوب بخشی مربوط به مناطق کلاته شاهپوری و چشمه انجیر (۱۵ درصد ذوب بخشی) می‌باشد (Sano and Kimura, 2007).

۴- بحث

افیولیت‌ها به‌طور کلی می‌توانند از جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی مانند پشته‌های میان اقیانوسی یا مراکز گسترشی پشت‌قوس و هم‌منطور مناطق بالای منطقه فروانش یا جلو قوس منشأ گرفته باشند (Pearce et al., 1984). به طوری که در پشته‌های میان اقیانوسی درجه ذوب بخشی و درجه تهی‌شدگی غالباً پایین هستند. در مقابل، جایگاه زمین‌ساختی بالای منطقه فروانش، درجه ذوب بخشی و درجه تهی‌شدگی بالایی دارند (Niu and Hekinian, 1997). طبیعتاً تهی‌شدگی درجه بالای پریدوتیت‌ها، نتیجه فرایندهای بالای منطقه فروانش است (Pearce et al., 1984). در گذشته



شکل ۹- نمودار عنکبوتی بهنجارشده عناصر نادر خاکی کلینوپیروکسن‌ها نسبت به کندریت؛ محدوده سبز رنگ کلینوپیروکسن‌های پریدوتیت‌های جایگاه زمین‌ساختی آبیسال یا پشته‌های میان اقیانوسی (Seyler et al., 2001) و خط‌های محدوده ۱۰، ۱۵، ۲۰ و ۲۵ درصدی ذوب بخشی (Sano and Kimura, 2007).

Figure 9. REE spider diagram of clinopyroxenes normalized to chondrite; Green ranges of clinopyroxenes from abyssal or mid-ocean ridge peridotites (Seyler et al., 2001) and range lines of 10%, 15%, 20%, and 25% partial melting (Sano and Kimura, 2007).

طبیعی است. تهی شدگی Ba نیز نشان از مناطق آبیسال دارد (Xu et al., 2000). عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسن‌های نوع آبیسال یک توزیع خطی نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند (Bodinier and Godard, 2007). در کلینوپیروکسن‌های نوع پشته‌های میان اقیانوسی، عناصر نادر خاکی سبک مانند La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu و Gd تا حدودی تهی شدگی و عناصر نادر خاکی سنگین مانند Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb و Lu نیز غنی شدگی نشان می‌دهند (Seyler et al., 2001) که در نمودارهای کلینوپیروکسن‌های بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه مناطق ناسفنده کوه و سفیدکوه به طور کامل و همینطور تا حدودی در مناطق قدمگاه، بندان و زلفقاری آشکار است و در نوع بالای منطقه فروانش، عناصر نادر خاکی، تهی شدگی نشان می‌دهند (Seyler et al., 2001) که در مناطق کلاته‌شاهپوری و چشمه انجیر به این صورت است. در مطالعه نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی کلینوپیروکسن‌ها بهنجارشده نسبت کندریت (Seyler et al., 2001; Sano and Kimura, 2007) مشخص شد که درجه ذوب بخشی برای لرزولیت‌های ناسفنده کوه و سفیدکوه و هارزبورژیت‌های قدمگاه، بندان و زلفقاری تقریباً بین ۵ تا ۱۰ درصد و برای هارزبورژیت‌های مناطقی مانند کلاته شاهپوری و چشمه انجیر ۱۵ درصد می‌باشد. این موضوع با نتایج حاصل شده در نمودارهای Ti در برابر Sr و Nd, Zr (Bizimis et al., 2000; Gornova et al., 2020) تقریباً همخوانی دارد. میزان بالای عنصر Nd در کلینوپیروکسن‌ها نشانه درجه ذوب بخشی و تهی شدگی پایین در پریدوتیت‌های میزبان آنهاست (Bizimis et al., 2000). همین موضوع در مورد عناصر Zr و Sr نیز کاملاً صادق می‌باشد (Gornova et al., 2020).

عناصر نادر خاکی در دماهایی پایین عناصر بی تحرکی هستند (Hulme et al., 2010) و تقریباً هیچ ارتباطی با پدیده سرپانتینی شدن، نشان نمی‌دهند (Zhou et al., 2005). غنی شدگی عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسن‌های نوع آبیسال نسبت به کندریت کاملاً طبیعی است (Bodinier and Godard, 2007). این موضوع با کلینوپیروکسن‌های موجود در همه پریدوتیت‌های مورد مطالعه به جز مناطق کلاته‌شاهپوری و چشمه انجیر مطابقت کامل دارد. تهی شدگی عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسن‌های این مناطق نسبت به کندریت نیز جایگاه زمین‌ساختی بالای منطقه فروانش را تداعی می‌کند (Bodinier and Godard, 2007).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی کلینوپیروکسن‌ها به چهار عامل بستگی دارند: ۱- ترکیب شیمیایی و ساختار مذاب؛ ۲- توزیع کاتیون‌ها در شبکه پیروکسن؛ ۳- عوامل فیزیکی به ویژه دما؛ ۴- تاریخچه تبلور مذاب (Nisbet and Pearce, 1977). در این رابطه بهتر است از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن استفاده شود؛ زیرا ترکیب شیمیایی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بیشتر به ترکیب مذاب اولیه سازنده سنگ میزبان شبیه هستند؛ و ترکیب فنوکریست‌ها ویژگی‌های شیمیایی بین انواع ماگماها را بهتر و دقیق‌تر نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

تهی شدگی و غنی شدگی عناصر ناسازگار در کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های نهندان نسبت به گوشته اولیه منجر به تغییر در الگوهای توزیع عناصر یاد شده می‌شود. به طور کلی کلینوپیروکسن‌ها با تهی و غنی شدگی در LILE (متحرک در سیالات آب‌دار) و همچنین HFSE (غیرمتحرک در سیالات آب‌دار) آشکارا نشان می‌دهند که این ویژگی باید ناشی از رفتار مذاب اولیه‌ای باشد که پریدوتیت‌ها از آن تشکیل شده‌اند (Parkinson and Pearce, 1998; Gornova et al., 2020). کلینوپیروکسن‌های گوشته‌ای افیولیت‌های عمان یک بی‌هنجاری مثبت خیلی برجسته در Sr و Eu نشان می‌دهند (Akizawa et al., 2011). این موضوع با بی‌هنجاری منفی Sr در کلینوپیروکسن‌های این مطالعه همخوانی ندارد. کلینوپیروکسن‌های مناطق فروانش یا گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای از LILE غنی شده و از HFSE تهی شده‌اند (Xu et al., 2000; Bodinier and Godard, 2007). ولی در مقابل، کلینوپیروکسن‌های نوع آبیسال یا نوع پشته‌های میان اقیانوسی یک توزیع خطی صاف در این عناصر نشان می‌دهند (Bodinier and Godard, 2007). با توجه به الگوی زمین دینامیک مجموعه افیولیتی نهندان، در بیشتر مناطق مورد مطالعه، ویژگی‌های مناطق آبیسال نمایان است. هرچند در برخی مناطق نیز ویژگی‌های بالای منطقه فروانش چیره می‌شود. در نمودارهای عنکبوتی جداشدگی U از Th در شرایط اکسید شده انجام می‌پذیرد (Bali et al., 2011). همینطور جدا شدگی Nb از Ta و Zr از Hf در زمان گاززدایی اتفاق می‌افتد (Danyushevsky et al., 1995).

درجه بالای انتشار و انرژی بالای فعال‌ساز Pb در شرایط بدون آب و بافر اکسیژن در کلینوپیروکسن‌های نوع دیوپسید رخ می‌دهد (Cherniak, 2001). پس غنی شدگی Pb در کلینوپیروکسن‌های مجموعه افیولیتی نهندان که نوعاً دیوپسید هستند، امری

۵- نتیجه‌گیری

پایین مربوط به جایگاه زمین‌ساختی پشته‌های میان اقیانوسی یا آبی‌سال هستند و در حوضه‌های پشت‌قوس تشکیل شده‌اند و در مقابل، هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری و چشمه‌انجیر نیز از نوع پریدوتیت‌های بالای منطقه‌فرورانش بوده و از حوضه‌های جلو‌قوس منشأ گرفته‌اند و دارای درجه ذوب بخشی و تهی‌شدگی بالایی هستند.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور (INSF) برای حمایت‌های معنوی و مادی تشکر می‌نمایند.

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان و بررسی شیمی کانی آنها نتیجه‌گیری می‌شود که پریدوتیت‌های کلاته‌شاهپوری، قدمگاه، لاه‌کوه، چشمه‌انجیر، بندان و زلفقاری از نوع هارزبورژیت و مناطق سفیدکوه و ناسفنده‌کوه از نوع لرزولیت هستند. نوع کلینوپیروکسن‌های این مجموعه به‌طور عموم، دیوپسید می‌باشند. از مطالعه ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نمودارهای عنکبوتی کلینوپیروکسن‌های بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت این مجموعه مشخص گردید که پریدوتیت‌های ناسفنده‌کوه، بندان، زلفقاری و سفیدکوه با درجه ذوب بخشی و تهی‌شدگی

کتابنگاری

- علوی نایینی، م.، افتخارزاد، ج.، آقابات، ع.، ۱۳۶۹، نقشه زمین‌شناسی زابل، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حمزه‌پور، ب.، ۱۳۵۳، نقشه زمین‌شناسی چهار فرسخ، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کریم‌زاده، ح.، رهگشای، م.، منصف، ا.، ۱۳۹۹، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نه‌بندان، شرق ایران. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، تابستان ۱۳۹۹، سال دوازدهم، شماره ۴۶، ص. ۱۵۷-۱۷۶. <https://doi.org/10.22067/econg.v12i2.76889>.
- کریم‌زاده، ح.، ۱۴۰۰، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز مجموعه افیولیت‌های نه‌بندان. رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۷ ص.

References

- Alavi Naeini, M., Eftekharnejad, J., Aghanabati, A., 1990. Geological map of Zabol, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran. (In Persian).
- Albarede, F, 2003. Geochemistry: an introduction. Cambridge University Press. 60 pp.
- Akizawa, N., Arai, S., Tamura, A., Uesugi, J., and Python, M., 2011. Crustal diopsidites from the northern Oman ophiolite: evidence for hydrothermal circulation through suboceanic Moho. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 106, 261–266. <https://doi.org/10.2465/jmps.110621b>.
- Bali, E., Audetat, A., and Keppler, H., 2011. The mobility of U and Th in subduction zone fluids: an indicator of oxygen fugacity and fluid salinity. Contributions to Mineralogy and Petrology 161(4): 597–613. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0552-9>.
- Bizimis, M., Salters, V.J.M., and Bonatti, E., 2000. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs: Chemical Geology 165(1): 67–85. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00164-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00164-3).
- Bodinier, J.L., and Godard, M., 2007. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. Treaties on Geochemistry, 2(1): 1–73. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02004-1>.
- Cherniak, D.J., 2001. Pb diffusion in Cr diopside, augite, and enstatite, and consideration of the dependence of cation diffusion in pyroxene on oxygen fugacity. Chem. Geol., 177(3): 381–397. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00421-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00421-6).
- Danyushevsky, L.V., Sobolev, A.V., and Falloon, T.J., 1995. North Tongan high-Ca boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction zone-transform fault transition. Journal of Geodynamics 20(3): 219–241. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00013-Y](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00013-Y).
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 2013. An introduction to the rock-forming minerals, 3th edition, Longman Scientific & Technical, 528pp.
- Delavari M., Amini S., Sacconi E., and Beccaluva L., 2009. Geochemistry and Petrology of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran. Journal of Applied Sciences, 9(15): 2671–2687. <https://doi.org/10.3923/jas.2009.2671.2687>.
- Gornova, M., Karimov, A., Skuzovatov, S., and Belyaev, V., 2020. From Decompression Melting to Mantle-Wedge Refertilization and Metamorphism: Insights from Peridotites of the Alag Khadny Accretionary Complex (SW Mongolia). Minerals, 10(5): 396–421. <https://www.mdpi.com/2075-163X/10/5/396>.
- Hulme, S.M., Wheat, C.G., Fryer, P., and Mottl, M.J., 2010. The porewater chemistry of the Mariana serpentinite mud volcanoes is a window to the seismogenic zone. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(1): 1–29. <https://doi.org/10.1029/2009GC002674>.
- Hamzehpour, B., 1975. Geological map of Chahar Farsakh, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran. (In Persian).
- Ishikawa, T., Nagaishi, K., and Umino, S., 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for the thermal condition during the transition from spreading ridge to arc, Geology 30(10): 899–902. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0899:BVITOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0899:BVITOO>2.0.CO;2).

- Karimzadeh, H., Rahgoshay, M., and Monsef, I., 2020. Mineralogy, Geochemistry, and Petrogenesis of Kalateh-Shahpouri, Qadam-Gah and Nasfandeh Kuh peridotites, Nehbandan Ophiolitic Complex, East of Iran. *Journal of Economic Geology*, 12(2): 157-176. (In Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v12i2.76889>.
- Karimzadeh, H., 2021. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of Nehbandan Ophiolites Complex (Eastern Iran). Ph.D. thesis. Shahid Beheshti University. Iran. 227 p. (In Persian).
- Le Bas, M.J., 2000. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Journal of Petrology*, 41(10):1467-1470. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>.
- Mange, M. A., and Wright, D., 2007. Heavy minerals in use, Elsevier, Amsterdam, 370pp.
- Nicolas, A., 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publishers, 384 pp.
- Nisbet, E. G., Pearce, J. A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to mineralogy and petrology*, 63(2): 149-160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>.
- Niu, Y., and Hékinian, R., 1997. Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett*, 146(2): 243-258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00218-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00218-X).
- Parkinson, I.J., and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Petrology* 39(9): 1577-1618. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.9.1577>.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*, 16(1): 77-94. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1984.016.01.06>.
- Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J.-A., and Arai, S., 2007. Oman diopside: a new lithology diagnostic of very high-temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centers. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3): 289-305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.030>.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Publishing Group. 352 pp.
- Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117(4): 209-228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016>.
- Sano, S., and Kimura, J.I., 2007. Clinopyroxene REE geochemistry of the Red Hills Peridotite, New Zealand: interpretation of magmatic processes in the upper mantle and in the Moho transition zone. *Journal of Petrology*, 48(1): 113-139. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl056>.
- Seyler, M., Toplis, M.J., Lorand, J.P., Luguët, A., and Cannat, M., 2001. Clinopyroxene microtextures reveal incompletely extracted melts in abyssal peridotites. *Geology*, 29(2):155-158. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0155:CMRIEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0155:CMRIEM>2.0.CO;2).
- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mémoires Société Géologique de France*, 8(1): 333-353.
- Streckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendation and suggestion of the IUGS, sub-commission on the systematic of Igneous Rock. *Geology*, 7(7): 331-335. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<331:CANOVR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<331:CANOVR>2.0.CO;2).
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313-346. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tamura, A., and Arai, S., 2006. Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos* 90(2): 43-56. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.012>.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134-150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2).
- Tirrul, R., Johns, J.W., Willoughby, N.O., Camp, V.E., Griffis, R.J., Bell, I.R., and Meixner, H.M., 1989. Geological map of Nehbandan, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187. <https://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Xiong, F., Dilek, Y., Wirth, R., Xu, X., and Yang, J., 2019. Opx-Cpx exsolution textures in lherzolites of the Cretaceous Purang Ophiolite (S. Tibet, China), and the deep mantle origin of Neotethyan abyssal peridotites, *International Geology Review*, 62(6): 665-682. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1627678>.

- Xu, X.S., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., and Zhou, X.M., 2000. Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: A LAM-ICPMS trace element study. *Journal of Petrology* 41(1): 111–148. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.1.111>.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K.N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H.Y., and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154(26): 392–405. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Edwards, S., and Qi, L., 2005. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Journal of Petrology*, 46(3), 615–639. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh091>.