

Original Research Paper

Mineral characteristics and geodynamic setting of Kuh-Siah peridotites, N Sabzevar ophiolite, NE Iran

Hanieh Dadgar¹, Ghasem Ghorbani*¹, and Hadi Shafaii-Moghadam¹¹ School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2023 August 12

Accepted: 2023 December 03

Available online: 2024 June 21

Keywords:

Minerals chemistry

Peridotite

Supra-subduction zone

Kuh-Siah

Ophiolite

Sabzevar

ABSTRACT

The mantle sequence of the Kuh-Siah ophiolitic suite is located in N Sabzevar, Central Iran structural zone and consists mainly of harzburgite, dunite, lherzolite, pyroxenite, and chromitite lenses. The Fo% of olivines in peridotites ranges between 91-96%, and plotting them in the Ezubonin-Mariana peridotites. The Al₂O₃ content of orthopyroxene in harzburgites and lherzolites is relatively low, showing a tendency towards orthopyroxenes of forearc-abyssal peridotites. The clinopyroxene in the pyroxenites also has low Al₂O₃ and TiO₂ content and placing it in the forearc peridotite field. While this mineral in harzburgite and lherzolites has a higher content of Al₂O₃ and TiO₂ and is plotted in the abyssal peridotites field. The spinel in lherzolites resemble oceanic peridotites, while in harzburgites, it shows a tendency towards forearc and oceanic peridotites. The spinels in dunites exhibit high Cr# and appear to be derived from a boninitic melt in high degrees of partial melting from a depleted mantle source under hydrous conditions. Based on minerals chemistry characteristics (indicating the dual nature of the MORB_IAT_BONINITIC), the evolution of this mantle sequence has been involved in a supra-subduction zone, resulting from the northward subduction of the sub-branch of Neotethys Ocean (Sabzevar suture) beneath the Alborz during the Cretaceous.

1. Introduction


In general, the Upper Cretaceous ophiolites of the Peri-Arabic belt represent the Neotethys oceanic lithosphere that existed between Gondwana and Eurasia. These ophiolites start from Troodos (Cyprus) and after passing through the eastern Mediterranean and Syria, they enter Iran and then Oman. Ophiolites are remnants of the oceanic lithosphere generally seen on the margins of continental plates and

representing ancient sutures. Most of the Iran's ophiolites are remnants of the Neotethys oceanic crust, which connect the ophiolites of the eastern Mediterranean to the ophiolites of northern India and the Himalayas. The Sabzevar ophiolite complex is the largest and most complete ophiolite complex in the northeastern Iran. According to some authors, in the Upper Cretaceous period, the Sabzevar basin in the Binalud

* Corresponding author: Ghasem Ghorbani; E-mail: ghorbani@du.ac.ir

Citation:Dadgar, H., Ghorbani, Gh., Shafaii-Moghadam, H., 2024. Mineral characteristics and geodynamic setting of Kuh-Siah peridotites, N Sabzevar ophiolite, NE Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 34(2), 132, 131-150. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.409365.2110>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2024.409365.2110 dor: 20.1001.1.10237429.1403.34.2.8.4This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

area was closed due to the convergence of the Lut block with the eastern Alborz, resulting in the subduction of the oceanic crust to the north, and exposing the remains of the Sabzevar ophiolite (Berberian and King, 1981; Shojaat *et al.*, 2003). This article attempts to discuss and determine their formation conditions and geodynamic setting by using chemical data from chromium spinel and other minerals found in various rocks in this area.

2. Research methodology

During this study, about 100 samples from different mantle units of the study area including types of peridotites along with dykes and chromite lenses with minimal alteration were selected for microscopic studies. Electron microprobe studies have also been carried out using the JXA8800R device, with an accelerating voltage of 20 kV and a current of 20 nA at the Université Blaise Pascal in France. The analyzed rocks include lherzolite (olivine, clinopyroxene, orthopyroxene and spinel minerals), harzburgite (olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel minerals), dunite (olivine and spinel minerals), clinopyroxenite (clinopyroxene, orthopyroxene and spinel minerals) and chromitite (olivine and spinel minerals).

3. Results

3.1. Geological setting

Sabzevar ophiolitic zone is a part of ring ophiolites of central Iran, located in the north-northeastern margin of the Central- east Iranian microcontinent. This ophiolitic complex spans approximately about 150 km in length and 10-30 km width (Fig. 1). It represents an almost complete ophiolitic sequence, comprising all the units of an ideal ophiolitic complex. In general, the Sabzevar ophiolitic sequence can be divided into a series of mantle sequences, including harzburgites, lherzolites, dunites (Fig. 2) and chromitites along with serpentinites, as well as crustal sequences consisting of ultramafic cumulus, pegmatites-gabbros, gabbros, gabbro-norites, diorites, sheeted dykes, pillow lavas and lava flows, alongside Upper Cretaceous-Lower Paleocene sediments (Shafaii-Moghadam *et al.*, 2014; Shafaii-Moghadam *et al.*, 2015). The peridotite rocks exposed in the mantle part of the studied area mainly include harzburgite and lenses of dunite, which are usually transformed into serpentinite due to alteration and are green gray to dark green in color. In some areas, harzburgites have coarse and shiny orthopyroxenes (enstatite-bronzite composition) and elongated (with kink bands and cleavage bending) (Fig. 2-a to d). Dunitic rocks can be seen as massed

to irregular lenses around chromitites and inside harzburgite host rocks (Fig. 2-a to c).

3.2. Petrography

The peridotites of the studied area include harzburgites, dunites, pyroxenites and lherzolites, among which harzburgites are more widespread in the region. The texture of these rocks is mostly mesh, poikilitic and in some cases granoblastic.

-Olivine: The olivine porphyroclasts in harzburgites and lherzolites are typically coarse-grained, sometimes fine-grained, and have been partially transformed into serpentine. On the other hand, olivines in dunites are coarser-grained and occasionally more intensely altered to serpentine, indicating a mesh texture (Fig. 3-A).

-Orthopyroxenes: Orthopyroxene porphyroclasts can be classified into two generations: 1) Large orthopyroxenes (approximately 4 millimeters), which have rounded margins and are mostly shapeless. They contain thin exsolution lamellae of clinopyroxene (Fig. 3-B). 2) Orthopyroxene porphyroclasts with dimensions of approximately 1-3 millimeters are surrounded by spinel droplet-shaped minerals, fine-grained olivine, and clinopyroxene. In some cases, orthopyroxenes exhibit exsolution, and their external shape appears as pseudomorphs after bastite. On the surface of some field samples, orthopyroxenes are prominent, showing preferred orientation and stretching, indicative of plastic deformation (Fig. 3-B).

-Spinel: Spinel grains in the studied samples exhibit three forms: 1) Small, worm-shaped spinels around orthopyroxene porphyroclasts, 2) Coarse-grained spinels with dimensions of approximately 1 millimeter, which are dark black to brown (rich in chromium) and have euhedral to anhedral shapes (Fig. 3-C), and 3) Smaller grains with dimensions less than 0.5 millimeters, light brown in color (rich in aluminum), scattered in the rock matrix.

-Clinopyroxene: This mineral is present in small dimensions (1-0.5 millimeters) in lherzolites (Fig. 3-D). It can also occur as inclusions within orthopyroxene grains of harzburgite or even around large orthopyroxene porphyroclasts. In addition to the mentioned minerals, altered plagioclases are observed within some harzburgites that contain abundant droplet-shaped spinels (not shown). The formation of these plagioclases is attributed to rock/

melt reactions during the passage of basaltic melts through the host peridotites.

3.3. Minerals Chemistry

-Olivine: On average, olivines found in the studied peridotites have a forsterite content ranging from 91% to 96%. The forsterite content of olivine in harzburgites (91% to 94.5%), dunites (93% to 96%), and chromitites (94% to 95%) is higher than that in lherzolites (92% to 93%). The weight percentage of nickel oxide also varies: in harzburgites, it ranges from 17.0% to 44.0%, in lherzolites from 23.0% to 36.0%, and in chromitites from 45.0% to 74.0%. Fig. 4 illustrates the forsterite content plotted against nickel oxide for the olivines in the studied peridotites. Table 1 show electron probe analysis of olivines from the Kuh-Siah peridotites.

-Orthopyroxenes: The orthopyroxenes present in harzburgites ($Wo_{0.97} En_{93.32} Fs_{1.09}$ to $Wo_{1.90} En_{97.02} Fs_{5.38}$), lherzolites ($Wo_{1.23} En_{93.18} Fs_{3.58}$ to $Wo_{0.214} En_{94.82} Fs_{5.40}$), and clinopyroxenites ($Wo_{0.51} En_{87.01} Fs_{11.91}$ to $Wo_{0.87} En_{87.58} Fs_{12.12}$) exhibit compositions ranging from enstatite to bronzite (not shown). As observed in Fig. 5, orthopyroxenes in lherzolites (2.65 to 4.02) and harzburgites (2.28 to 5.06) have higher aluminum oxide content compared to clinopyroxenites (0.88 to 1.02). Generally, the aluminum oxide content in orthopyroxenes from peridotite samples is relatively low and falls within the overlapping range of forearc and abyssal plain peridotites. Table 2 show electron probe analysis of orthopyroxenes from the Kuh-Siah peridotites.

-Clinopyroxenes: Clinopyroxenes in harzburgites ($Wo_{0.46.77} En_{44.67} Fs_{3.23}$ to $Wo_{51.13} En_{48.85} Fs_{4.52}$), lherzolites ($Wo_{46.33} En_{47.83} Fs_{3.57}$ to $Wo_{48.40} En_{49.45} Fs_{4.31}$), and clinopyroxenites ($Wo_{47.20} En_{47.37} Fs_{0.0}$ to $Wo_{50.62} En_{50.32} Fs_{4.21}$) exhibit diopside compositions. In Fig. 6-A, the TiO_2 content is plotted versus Al_2O_3 for the clinopyroxenes. As observed in this diagram, the aluminum oxide content (along with titanium oxide) in clinopyroxenes from pyroxenites is at its lowest, and they also follow the trend of melt percolation. This indicates that clinopyroxenites have a magmatic origin and crystallized from a basaltic melt (Ishii *et al.*, 1992). On the other hand, harzburgites and lherzolites have clinopyroxenes with higher aluminum and titanium content, indicating an affinity for clinopyroxenes in the harzburgites of the abyssal zone. In the Na vs. Cr diagram for clinopyroxenes (Kornprobst *et al.*, 1981), the peridotite formation environment of the Kuh-Siah region is oceanic (Fig. 6-B). Similarly, in the Ti

vs. Cr diagram for clinopyroxenes (Kornprobst *et al.*, 1981), they also fall within the oceanic tectonites setting (Figure 6-C). The studied samples in the Cr oxide vs. magnesium number ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) diagrams (Fig. 7-A), $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs. Al_2O_3 (Fig. 7-B), Na_2O vs. Al_2O_3 (Fig. 7-C), and Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 oxide (Figure 7-D) for clinopyroxenes are mostly situated within the overlapping range of forearc and abyssal peridotites. Table 3 show electron probe analysis of clinopyroxenes from the Kuh-Siah peridotites.

-Spinel: Spinel is an important accessory mineral in ophiolitic complex peridotites and exhibits a wide range of compositions. Spinel minerals are stable and resistant to alteration, making them reliable indicators (Barnes *et al.*, 2001). Consequently, they can be used for petrogenesis and tectonic environment determination in the studied region. Spinel is the most significant mineral in terms of compositional variations and serves as an indicator for understanding processes affecting peridotite rocks. The composition of spinels in the studied lherzolites, harzburgites, and dunites is plotted in the diagram of chromium number vs. magnesium number (Dick and Bullen, 1984) in Fig. 8-A. As shown in this diagram, the composition of spinels in lherzolites and harzburgites tends toward oceanic peridotites and overlaps with forearc peridotites, while the spinels in dunites and chromitites fall within the boninitic range. It appears that these spinels crystallized from a boninitic melt. In Figure 8B, the weight percentage of TiO_2 is plotted versus the chromium number (Tamura and Arai, 2006). Similar to Figure 8-A, the composition of spinels in lherzolites and harzburgites aligns with abyssal peridotites, while the spinels in dunites and chromitites are characterized by higher chromium numbers and fall within the boninitic range. In Figures 9-A and 9-B, titanium oxide vs. aluminum oxide and the Fe^{2+}/Fe^{3+} ratio vs. aluminum oxide are plotted for the studied spinels. According to studies by Kamenetsky *et al.* (2001), the Al_2O_3 and TiO_2 values in spinels are related to the abundance of these oxides in the parental magma, making them useful indicators for parental magma composition and environment. In these diagrams, lherzolites and harzburgites predominantly fall within the overlapping field between abyssal peridotites and supra-subduction zone peridotites, while dunites and chromitites exhibit an affinity for supra-subduction zone peridotites. Furthermore, the Al_2O_3 content versus Cr_2O_3 of spinel minerals (Fig.10-A) in the peridotites of the Kuh-Siah region indicates that these ophiolitic peridotites are within the range of mantle array peridotites. This observation is further supported by the placement of

the studied samples within the residual peridotites field in the Al-Cr-Fe³⁺ ternary diagram (Jan and Windley, 1990) (Figs. 10-B and C). Table 4 show electron probe analysis of spinels from the Kuh-Siah peridotites.

4. Discussions

The peridotites of the studied area include harzburgites, dunites, pyroxenites and lherzolites, among which harzburgites are more widespread in the region. The texture of these rocks is mainly porphyroclastic, mesh, poikilitic and in some cases granoblastic. Olivine and orthopyroxene are among the main minerals of peridotites in the region, while clinopyroxene and spinel account for a smaller percentage. On average, the olivines in the studied peridotites have a forsterite content ranging from 90 to 97%. The olivines in harzburgites, lherzolites, and chromitites are plotted in and near the region where the Iso-Bonin-Mariana peridotites are located, (Figure 4-a) following the process of fractional crystallization of olivine (Figure 4-b). Orthopyroxene in lherzolites and harzburgites have relatively higher aluminum oxide content compared to clinopyroxenites. In general, the amount of aluminum oxide in orthopyroxene for the peridotite samples is relatively low and falls within the common range for forearc and Abyssal peridotites. The amount of aluminum oxide (along with titanium oxide) in clinopyroxene for pyroxenites is at its lowest level, while harzburgites and lherzolites have clinopyroxenes with higher amounts of aluminum and titanium indicating a tendency towards clinopyroxenes found in harzburgites in the abyssal region.

Spinel is an important secondary mineral in peridotites of ophiolitic complexes and exhibits a wide compositional range. The composition of spinels in lherzolites and harzburgites is similar to oceanic peridotites and also overlaps with fore-arc peridotites, whereas the spinels in dunites and chromitites fall within the boninitic range. These spinels appear to have crystallized from a boninitic melt. According to the studies by Kamenetsky *et al.* (2001), the amounts of Al₂O₃ and TiO₂ in spinels are indicative of their parent magma's composition and environment, making them useful as indicators. In the presented diagrams, lherzolites and harzburgites are mostly plotted within the MORB and supra-subduction zone peridotites fields, while dunites and chromitites tend to cluster around supra-subduction zone peridotites field. Moreover, comparing the Al₂O₃ content of spinel minerals to their Cr₂O₃ content in the peridotites of Kuh-Siah (Fig. 10-a) reveals that they fall within the range of mantle peridotites. This observation is further supported by locating the samples in the region corresponding to residual

mantle peridotites on the Al-Cr-Fe³⁺ ternary diagram (Jan and Windley, 1990) (Fig. 10-b). Ophiolites can generally be classified into two groups based on their formation location: one group forms at mid-ocean ridges (MOR), while the other group forms at supra-subduction zones (SSZ) (Pearce *et al.*, 1984; Shervais, 2001). The mantle peridotites of supra-subduction ophiolites mainly have the composition of harzburgite (HOT), while the mantle peridotites of the mid-ocean ridge primarily consist of lherzolite (LOT). As mentioned above, the dominant rock composition in the studied peridotites of Kuh-Siah is harzburgite. Additionally, chromite is commonly found within the harzburgite-dunite mantle sections (Figure 2-c) and the mantle-crust transition zone (Moho transition zone), especially in ophiolites of supra-subduction zones. Chromite is not observed in MOR types (Arai, 1997). In the studied area, the presence of numerous chromite mines serves as evidence for the environment of the Kuh-Siah ophiolites in the supra-subduction zones. Boninite and adakite are typically considered as subduction-related magmatism (Pearce *et al.*, 1984; Defant and Drummond, 1990). As can be seen in Figure 8, the studied dunites and chromitites have a boninite nature, and it indicates that the Kuh-Siah ophiolites originated from a relatively depleted mantle in hydrous conditions or as a result of high partial melting (Dick and Bullen, 1984). Adakites are also widely spread and exposed in the ophiolitic belt of north Sabzevar in the Kuh-Siah area. spinel in lherzolites and harzburgites has a low to medium chromium number and they are plot in abyssal peridotite environments and on the border with the forearc field (Fig. 8). Spinel of dunitic-chromitite-pyroxenitic rocks have a higher chromium number (boninite range) and are similar to Alpine and arc-type peridotites. The presence of boninite series in this belt indicates the presence of a refractory mantle origin such as harzburgite, and this issue is consistent with having high magnesium oxide (MgO= 35-41%wt and FeO= 7-8%wt) in the studied peridotite rocks. Therefore, based on these evidences, it can be concluded that the North Sabzevar ophiolite was formed above the supra-subduction zones. Therefore, the geological position of the peridotitic rocks of the study area has similar characteristics to the forearc setting and has been formed during the initial stages of the subduction of the Sabzevar sea/ocean with a northward slope and the convergence between the Central Eastern Iranian Microcontinent (CEIM) and Alborz (Turan) plate during the Cretaceous.

5. Conclusion

The peridotite sequence in the northern part of Sabzevar

mainly consists of harzburgites, dunites, lherzolites, and clinopyroxenites. Based on the field evidence, including petrological observations and the predominance of harzburgite rocks, the presence of chromitites, and the existence of the boninite series, it suggests that the Sabzevar peridotites have suffered a relatively high partial melting condition of mantle. The chemistry of minerals especially spinels, clinopyroxenes, orthopyroxenes and olivines show that this ophiolitic complex has MORB-

IAT-Boninitic geochemical characteristics and probably their evolution likely occurred in a supra-subduction zone environment.

Acknowledgement

All logistical supports for the fieldwork came from Damghan University, Iran. We thank to editor in-chief, and two anonymous reviewers for the positive comments and suggestions, improving the manuscript greatly.

ویژگی‌های کانی‌شناسی و محیط ژئودینامیکی پریدوتیت‌های کوه سیاه، افیولیت شمال سبزوار، شمال خاور ایران

هانیه دادگر^۱، قاسم قربانی^{۱*} و هادی شفایی مقدم^۱^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

چکیده

توالی گوشته‌ای افیولیت کوه سیاه در شمال سبزوار و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد و عمدتاً شامل هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، پیروکسینیت و عدسی‌های (لنزهای) کرومیت می‌باشند. درصد فورستریت الیون در پریدوتیت‌ها بین ۹۱ تا ۹۶ درصد بوده و در قلمرو پریدوتیت‌های ایزوبونین-ماریانا قرار می‌گیرند. میزان اکسید آلومینیم ارتوپیروکسن در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها نسبتاً پایین است و گرایش به ارتوپیروکسن‌های پریدوتیت‌های آیسال-جلوقوس دارند. کلینوپیروکسن پیروکسینیت‌ها واجد اکسید آلومینیم و تیتان پایینی بوده و گرایش به پریدوتیت‌های جلوقوس داشته، در حالی که کلینوپیروکسن در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها دارای اکسید تیتان و آلومینیم بالاتر است و در محدوده پریدوتیت‌های آیسال واقع می‌گردند. اسپینل موجود در لرزولیت‌ها متمایل به پریدوتیت‌های آیسال بوده، در حالی که اسپینل موجود در هارزبورژیت‌ها گرایش به پریدوتیت‌های جلوقوس و آیسال نشان می‌دهند. اسپینل‌های دونیت‌ها دارای عدد کرم بالا بوده و به نظر می‌رسد که از یک مذاب بونینیتی در درجات بالای ذوب بخشی از یک منشا گوشته‌ای تهی شده تحت شرایط آب‌دار حاصل شده‌اند. شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های مورد مطالعه بیانگر ماهیت دوگانه آیسال-جلوی قوس-بونینیت هستند و به نظر می‌رسد که تکامل این سکانس گوشته‌ای در ارتباط با یک محیط فرافروانش (سوپراسابداکشن) و حاصل از فروانش زیر شاخه اقیانوس تیس جوان (خط درز سوچر) سبزوار) به زیر ورقه البرز (توران) در زمان کرتاسه می‌باشد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۱۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

شیمی کانی‌ها

پریدوتیت

پهنه فرافروانش

کوه سیاه

افیولیت

سبزوار

۱- پیش‌نوشتار

نظر برخی از نگارندگان، در کرتاسه بالایی حوضه سبزوار در ناحیه بینالود در اثر همگرایی بلوک لوت با البرز خاوری بر اثر فروانش پوسته اقیانوسی به سوی شمال بسته شده و طی آن بقایای افیولیتی سبزوار رخمون پیدا کرده است (Berberian and Shojaat *et al.*, 2003; King, 1981). حیدری (۱۳۹۴) زمین‌شیمی و سنگ‌زایی (پتروژنز) توالی گوشته‌ای افیولیت منطقه فرومد را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مطالعه و تشکیل این مجموعه افیولیتی را در یک محیط پهنه فرافروانش می‌داند. نقره‌یان (Noghreyan, 1982) تشکیل مجموعه افیولیتی سبزوار را بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گدازه‌ها و گابروها، در یک محیط پشت قوس می‌داند. کهنسال و همکاران (۱۳۹۴) زمین‌شناسی و زمین‌شیمی توالی خروجی افیولیتی ناحیه فرومد را مطالعه و شکل‌گیری توالی خروجی افیولیتی این ناحیه را در یک محیط

به طور کلی افیولیت‌های کرتاسه بالایی کمر بند پری عربی (Peri-Arabic) نماینده سنگ‌کره (لیتوسفر) اقیانوسی تیس جوان (نئوتیس) بوده که در حدفاصل گندوانا و اوراسیا وجود داشته است. این افیولیت‌ها از تروُدوس (قبرس) شروع شده و پس از گذشت از خاور مدیترانه و سوریه وارد ایران و سپس عمان می‌گردند. سرزمین ایران در بخش میانی کمر بند کوهزایی آلپ-همالیا قرار دارد و تحت تاثیر رخدادهای زمین‌ساختی مختلفی واقع شده است و از نظر رخنمون‌های افیولیتی جایگاه ویژه‌ای به لحاظ زمین‌شناسی در این کمر بند دارد. بیشتر افیولیت‌های ایران بقایایی از پوسته اقیانوسی تیس جوان هستند که افیولیت‌های خاور مدیترانه را به افیولیت‌های شمال هندوستان و همالیا متصل می‌کنند. مجموعه افیولیتی سبزوار بزرگ‌ترین و کامل‌ترین مجموعه افیولیتی در بخش شمال خاور ایران است. بر اساس مطالعات انجام شده، به

* نویسنده مسئول: قاسم قربانی؛ E-mail: ghorbani@du.ac.ir

ماخذنگاری:

دادگر، ه.، قربانی، ق. و شفایی مقدم، ه.، ۱۴۰۳، ویژگی‌های کانی‌شناسی و محیط ژئودینامیکی پریدوتیت‌های کوه سیاه، افیولیت شمال سبزوار، شمال خاور ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۴(۲)، ۱۳۲-۱۵۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.409365.2110>

doi: 10.22071/gsj.2024.409365.2110



doi: 20.1001.1.10237429.1403.34.2.8.4

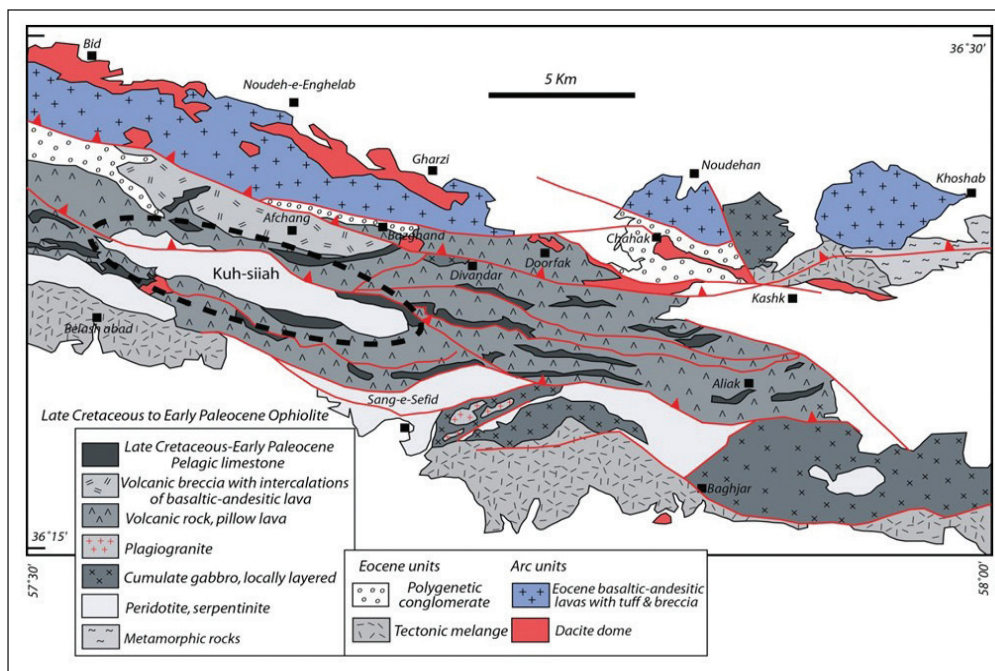
حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

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

که گسترش بازشدگی حوضه اقیانوسی سبزوار را از زمان تریاس پسین تا نئوژن توصیف می‌نماید. به طور کلی در سال‌های اخیر مطالعات گسترده‌ای در خصوص مجموعه سنگ‌شناسی مرتبط با مجموعه افیولیتی موجود در بخش‌های مختلف پهنه سبزوار انجام گرفته است (Nasrabady et al., 2011; Brocker et al., 2021; Lucci et al., 2016; Jamshidi et al., 2018; Kazemi et al., 2019). یکی از ابزارهای مورد استفاده برای بررسی سنگ‌شناسی و جایگاه ژئودینامیکی سنگ‌ها، شیمی کانی‌های موجود در آن‌هاست. در این مقاله سعی بر آن است تا با استفاده از داده‌های شیمی کانی‌های کروم اسپینل و سایر کانی‌های موجود در سنگ‌های مختلف این منطقه شرایط تشکیل و موقعیت ژئودینامیکی آن‌ها مورد بحث و بررسی و مشخص گردد.

پهنه افیولیتی سبزوار قسمتی از افیولیت‌های حلقوی ایران مرکزی به‌شمار رفته که در حاشیه شمال-شمال‌خاور خرده قاره ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). این مجموعه افیولیتی حدود ۱۵۰ km طول و ۳۰-۱۰ km پهنا داشته و یک مجموعه افیولیتی تقریباً کامل، متشکل از تمامی واحدهای یک توالی افیولیتی ایده‌آل به حساب می‌آید (Shojaat et al., 2003).

فراروانش و در یک حوضه پشت کمان در نظر گرفته‌اند. شجاعت و همکاران (Shojaat et al., 2003) در مجموعه افیولیتی سبزوار ۳ نوع از سنگ‌های مافیک شامل بازالت‌های N-MORB و گابروها، بازالت‌های E-MORB و بازالت‌های با ویژگی قوس آتشفشانی مشخص نموده است. در منطقه سلطان‌آباد واقع در شمال خاور سبزوار، مجموعه دگرگونی مرتبط با پهنه فراروانش در رخساره‌های گلاکوفان-لاسونیت (شیست‌های آبی)، گرانولیت و شیست سبز رخمون دارند (Rossetti et al., 2010; Omrani et al., 2013). سنگ‌های پوسته‌ای افیولیت سبزوار توسط رسوبات پلاژیک کامپانین تا ماستریشین زیرین (۷۵ تا ۶۸ میلیون سال) پوشیده شده‌اند و سن سنجی پلاژیوگرنیت‌های موجود در این مجموعه افیولیتی به روش اورانیم-سرب زیرکن، سن‌های ۹۹/۹ تا ۷۷/۸ میلیون سال را به دست می‌دهند (Moghadam et al., 2021). مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2014) بر اساس مطالعات ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی نشان داده‌اند که ماگماتیسزم در شمال مجموعه افیولیتی شمال سبزوار از کرتاسه پسین شروع و تا زمان پلیستوسن ادامه داشته است. جعفری و قاسمی (Jafari and Ghasemi, 2023) با مروری کامل بر داده‌ها و شواهد زمین‌شناسی موجود در حوضه اقیانوسی سبزوار، مدل نمادینی را ارائه داده‌اند



شکل ۱- نمایش واحدهای سنگی تشکیل دهنده کمر بند افیولیتی شمال سبزوار (با تغییرات از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار (مجیدی، ۱۳۷۸)) و موقعیت منطقه مورد مطالعه.

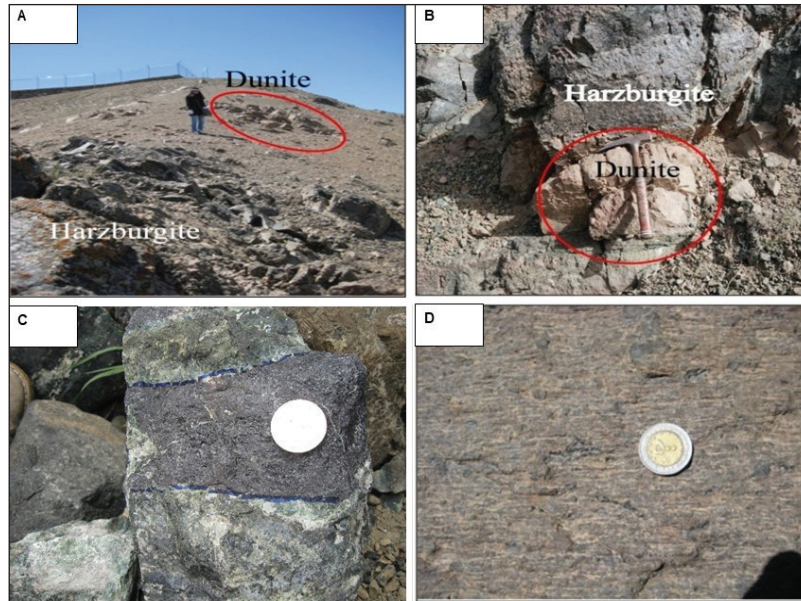
Figure 1. Display of lithological units forming the ophiolitic belt in northern Sabzevar (with modifications from the geological map 1:100,000 Sabzevar (Majidi, 1999), along with the study area location.

پلیو-کواترنری و سنگ‌های رسوبی میوسن تا پلیو-کواترنری می‌باشند. سنگ‌های دگرگونی فشار بالای گلاکوفان شیست و گرانولیت با پروتولیت مافیک واقع در شمال-شمال خاور سبزوار در منطقه سلطان آباد نیز گسترش به نسبت زیادی دارند (Shafaii-Moghadam et al., 2014). سنگ‌های پیریدوتیتی رخمون یافته در بخش گوشته‌ای منطقه مورد مطالعه به طور عمده شامل هارزبورژیت و عدسی‌هایی از دونیت می‌باشند که به طور معمول در اثر دگرسانی به انواع سرپانتین تبدیل شده‌اند و به رنگ سبز خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند. سنگ‌های دونیتی را می‌توان به صورت عدسی‌های منظم توده‌ای تا نامنظم در اطراف کرومیتیت‌ها

به طور کلی توالی افیولیتی سبزوار را می‌توان به صورت مجموعه‌ای متشکل از توالی‌های گوشته‌ای مشتمل بر هارزبورژیت‌ها، لوزولیت‌ها، دونیت‌ها (شکل ۲-A, B) و کرومیتیت‌ها به همراه سرپانتینیت‌ها و نیز توالی‌های پوسته‌ای شامل کومولا‌های اولترامافیکی به همراه پگماتیت گابروها، گابروها، گابرونوریت‌ها، دیوریت‌ها و کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای تا انبوهه‌های دایکی مافیک تا فلیسک، گدازه‌های بالشی (پیلولاواها) و گدازه‌های جریان‌ی به همراه رسوبات کرتاسه بالایی- پالئوسن زیرین معرفی نمود (Shafaii-Moghadam et al., 2014, 2015). واحدهای آتشفشانی-رسوبی شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری انوسن تا

گوشته‌ای این افیولیت‌ها را تشکیل داده‌اند، افزون بر این، کرومیتیت‌ها نیز گاهی به صورت پدیفرم به همراه هاله دونیتی در برخی مناطق دیده می‌شوند (شکل ۲-۲). هارزبورژیت‌ها در برخی مناطق دارای ارتوپروکسن‌های درشت (شکل ۲-۲) و براق (انستاتیت - برونزیت) و کشیده شده (در مقطع نازک دارای کینک باند و خم‌شدگی رخ‌ها) هستند. بهترین رخنمون پریدوتیت‌ها در مناطقی نظیر روستای شاره، کوه سیاه، روستای دلبر، جغتای، فرومد و افچنگک دیده می‌شوند (حیدری و همکاران، ۱۳۹۸؛ دادگر، ۱۳۹۱).

و در داخل سنگ‌های میزبان هارزبورژیتی شاهد بود (شکل‌های ۲-۲ تا C)، به طوری که این سنگ‌ها با برگ‌وارگی‌های (فولیاسیون) هارزبورژیتی همگام و گاهی به صورت نامنظم و بی‌ارتباط با ساختمان آن‌ها در پیکره‌های هارزبورژیتی پراکنده‌اند. هارزبورژیت‌ها به رنگ سبز تیره و کانی‌های اصلی این واحد الیون، ارتوپروکسن و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن و اسپینل می‌باشد. سنگ‌های دونیتی نیز در صحرا به رنگ قهوه‌ای روشن در سطح هوازده (شکل ۲-۲) و به رنگ سبز تیره در سطح تازه مشاهده می‌شوند. هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها بخش اعظم توالی



شکل ۲-۲ (A و B) نمایی دور و نزدیک از سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی در منطقه دکل که به ترتیب با رنگ تیره و نخودی یا کرم روشن در سطح هوازده از هم قابل تفکیک هستند، دید به سمت شمال باختر. دونیت‌ها به صورت عدسی (لنز) و یا لایه مانند در داخل هارزبورژیت‌ها مشاهده می‌شوند. (C) همراهی نوارهای کرومیتیتی با دونیت‌ها. (D) کشیدگی ارتوپروکسن‌ها در پریدوتیت‌های منطقه.

Figure 2- A and B) Distant and close views of harzburgite and dunite rocks in the Dakal region. These rocks are distinguishable by their dark and light brown or cream colors on the altered surface, respectively, view toward the northwest. The dunites appear as lens-shaped or layered structures within the harzburgites; C) Association of chromitite bands with dunites; D) Orientation of orthopyroxene in the peridotites.

۲- داده‌ها و اطلاعات

۲-۱- سنگ‌نگاری

پریدوتیت‌های منطقه مورد مطالعه شامل هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها، پیروکسنیت‌ها و لرزولیت‌ها می‌باشند که در این میان هارزبورژیت‌ها از گستردگی بیشتری در منطقه برخوردار هستند. بافت این سنگ‌ها عمدتاً مشبک، پویی کیلیتیک و در برخی موارد گرانوبلاستیک می‌باشد. الیون و ارتوپروکسن از جمله کانی‌های اصلی پریدوتیت‌های منطقه بوده در حالی که کلینوپیروکسن و اسپینل درصد کمتری را به خود اختصاص می‌دهند.

الیون: پورفیرو کلاست‌های الیون موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در ابعاد درشت‌دانه و گاهی ریزدانه بوده که به صورت بخشی به سرپانتین دگرسان شده‌اند.

۲- روش پژوهش

در طی این مطالعه حدود ۱۰۰ نمونه دستی از واحدهای مختلف گوشته‌ای منطقه مورد مطالعه شامل انواع پریدوتیت‌ها به همراه دایک‌ها و عدسی‌های کرومیتیتی با کمترین دگرسانی جهت مطالعات میکروسکوپی انتخاب شدند. مطالعات الکترون مایکروپروب نیز با استفاده از دستگاه مدل JXA8800R، با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV و جریان ۲۰ nA در دانشگاه Université Blaise Pascal فرانسه انجام گرفته است. کانی‌های سنگ‌های آنالیز شده شامل لرزولیت (کانی‌های الیون، کلینوپیروکسن، ارتوپروکسن و اسپینل)، هارزبورژیت (کانی‌های الیون، ارتوپروکسن، کلینوپیروکسن، اسپینل)، دونیت (کانی‌های الیون، اسپینل)، کلینوپیروکسنیت (کانی‌های کلینوپیروکسن، ارتوپروکسن، اسپینل) و کرومیتیت (الیون، اسپینل) هستند.

۲- دانه‌های درشت اسپینل با ابعاد حدود ۱ میلی‌متر که دارای رنگ سیاه و قهوه‌ای تیره (غنی از کروم) و شکل‌دار تا بی شکل بوده (شکل ۳-۳) و ۳- دانه‌هایی در ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر و به رنگ قهوه‌ای روشن (غنی از آلومینیم) که به صورت قطره‌ای در زمینه سنگ پراکنده بوده و به تبلور از مذاب‌های بازالتی در حال تراوش از پریدوتیت‌های میزبان نسبت داده می‌شوند.

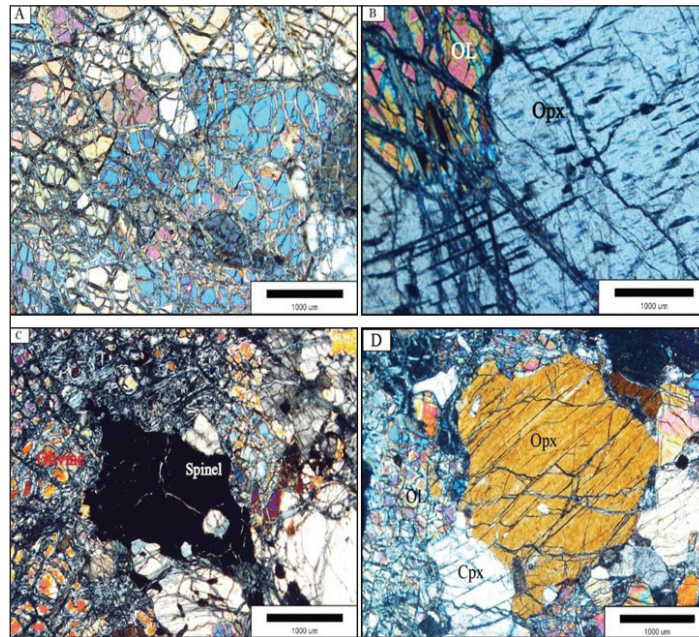
۳- **کلینوپروکسن:** این کانی در ابعاد کوچک (۱-۰/۵ میلی‌متر) در لرزولیت‌ها (شکل ۳-۳) وجود داشته، اما به صورت میانبار (انکلوژیون) در داخل ارتوپروکسن‌های هارزبورژیت‌ها و یا حتی در اطراف پورفیروکلاست‌های درشت ارتوپروکسن نیز دیده می‌شوند.

افزون بر کانی‌های یاد شده، پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده از دیگر کانی‌هایی می‌باشند که در داخل برخی از هارزبورژیت‌هایی که حاوی مقدار زیادی از اسپینل‌های قطره‌ای شکل می‌باشند، دیده شده (نشان داده نشده است) و تشکیل آن‌ها به واکنش سنگ/مذاب در طی عبور مذاب بازالتی از میان پریدوتیت میزبان نسبت داده می‌شود.

از سوی دیگر، الیون‌های موجود در دونیت‌ها دانه درشت‌تر بوده و گاهی با شدت بیشتری به سرپانتین تبدیل شده‌اند و بیانگر بافت شبکه‌ای (مش) هستند (شکل ۳-۳A).

۱- **ارتوپروکسن:** پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن را می‌توان در قالب دو نسل مورد بررسی قرار داد: ۱- ارتوپروکسن‌های بزرگ (حدود ۴ میلی‌متر)، دارای حاشیه‌های گرد شده و اکثراً بی‌شکل که دارای تیغه‌های اکسولوشن باریک کلینوپروکسن هستند (شکل ۳-۳B)، ۲- پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن که دارای ابعاد حدود ۱-۳ میلی‌متر بوده و در اطراف توسط کانی‌های اسپینل قطره‌ای شکل، الیون دانه ریز و کلینوپروکسن احاطه شده‌اند. در برخی موارد، ارتوپروکسن‌ها دگرسان و قالب خارجی آن‌ها به صورت دروغ‌ریخت (سودومورف) باسیت وجود دارند. در سطح برخی نمونه‌های صحرایی ارتوپروکسن‌ها به صورت برجسته و دارای جهت‌بایی و کشیدگی و نشان‌دهنده دگرشکلی پلاستیکی هستند (شکل ۳-۳B).

۱- **اسپینل:** دانه‌های اسپینل موجود در نمونه‌های مورد مطالعه به سه شکل دیده می‌شوند: ۱- اسپینل‌های کرمی شکل کوچک در اطراف پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن،



شکل ۳-۳A) بقایای الیون موجود در دونیت‌های مورد مطالعه. B) الیون و ارتوپروکسن (دارای تیغه‌های اکسولوشن کلینوپروکسن) در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه. C) الیون‌های سرپانتینی شده به همراه اسپینل‌های درشت و بی‌شکل در هارزبورژیت‌ها. D) الیون به همراه ارتوپروکسن، اسپینل و کلینوپروکسن در لرزولیت‌های مورد مطالعه.

Figure 3- A) Relicts of olivine present in the studied dunites; B) Olivine and orthopyroxene (with clinopyroxene exsolution lamellae) in the studied harzburgites; C) Serpentinized olivines along with coarse and irregular-shaped spinels in the harzburgites; D) Olivine accompanied by orthopyroxene, spinel, and clinopyroxene in the studied lherzolites.

۹۵/۶) بالاتر از لرزولیت‌ها (۹۲/۵ تا ۹۳) هستند. میزان درصد وزنی اکسید نیکل نیز در هارزبورژیت‌ها بین ۰/۱۷ تا ۰/۴۴ درصد وزنی، در لرزولیت‌ها بین ۰/۲۳ تا ۰/۳۶ درصد وزنی و در کرومیت‌ها بین ۰/۴۵ تا ۰/۷۴ درصد وزنی تغییر می‌کند. در شکل ۴ میزان فورستریت در برابر اکسید نیکل برای الیون‌های پریدوتیت‌های مورد مطالعه

۲-۳- شیمی کانی‌ها

۱- **الیون:** به طور میانگین الیون‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه دارای فورستریتی برابر ۹۱ تا ۹۶ درصد می‌باشند. میزان فورستریت الیون در هارزبورژیت‌ها (۹۱ تا ۹۴/۵)، دونیت‌ها (۹۳/۲ تا ۹۶/۲) و کرومیت‌ها (۹۴/۹ تا

و کلیئوپروکسنیت‌ها ($Wo_{0.87} En_{87.58} Fs_{12.12}$ تا $Wo_{0.51} En_{87.01} Fs_{11.91}$) دارای ترکیب انستاتیت تا پرونزیت می‌باشند (نشان داده نشده است). همان‌گونه که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، ارتوپروکسن موجود در لرزولیت‌ها (۲/۶۵ تا ۴/۰۲) و هارزبورژیت‌ها (۲/۲۸ تا ۵/۰۶) به نسبت دارای اکسید آلومینیم بالاتری نسبت به کلیئوپروکسنیت‌ها (۰/۸۸ تا ۱/۰۲) می‌باشند. به طور کلی میزان اکسید آلومینیم ارتوپروکسن نمونه‌های پریدوتیتی نسبتاً پایین بوده و در محدوده مشترک پریدوتیت‌های جلوکوس و آیسال جای می‌گیرند. در جدول ۲ میزان عناصر تشکیل دهنده ارتوپروکسن‌های مورد مطالعه آورده شده است.

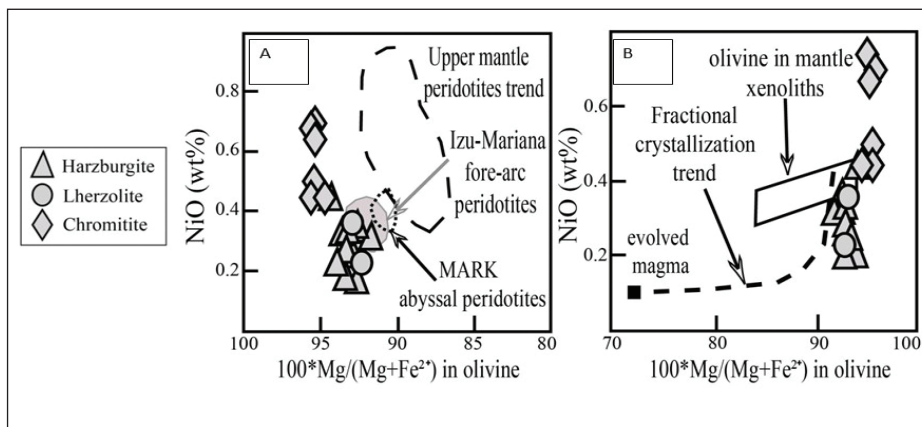
رسم شده است. در این نمودار، قلمرو پریدوتیت‌های آیسال پشته میان اقیانوسی اطلس (MARK) و پریدوتیت‌های جلو کوس ماریانا-ایزوبونین ترسیم و نمایش داده شده‌اند. الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها و کرومیت‌ها در و نزدیک به قلمرو پریدوتیت‌های جلوکوس ایزوبونین-ماریانا قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱) و از روند تبلور تفریقی الیون (شکل ۴-۲) پیروی می‌کنند. در جدول ۱ میزان عناصر تشکیل دهنده الیون‌های مورد مطالعه آورده شده است.

—**ارتوپروکسن:** ارتوپروکسن موجود در هارزبورژیت‌ها ($Wo_{0.97} En_{93.32} Fs_{1.09}$) تا ($Wo_{2.14} En_{94.82} Fs_{5.40}$) لرزولیت‌ها ($Wo_{1.23} En_{93.18} Fs_{3.58}$) تا ($Wo_{1.90} En_{97.02} Fs_{5.38}$)

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای الیون‌های متعلق به پریدوتیت‌های مورد مطالعه کوه سیاه. (Ha: هارزبورژیت، Lz: لرزولیت، Ch: کلیئوپروکسنیت، Du: دونیت).

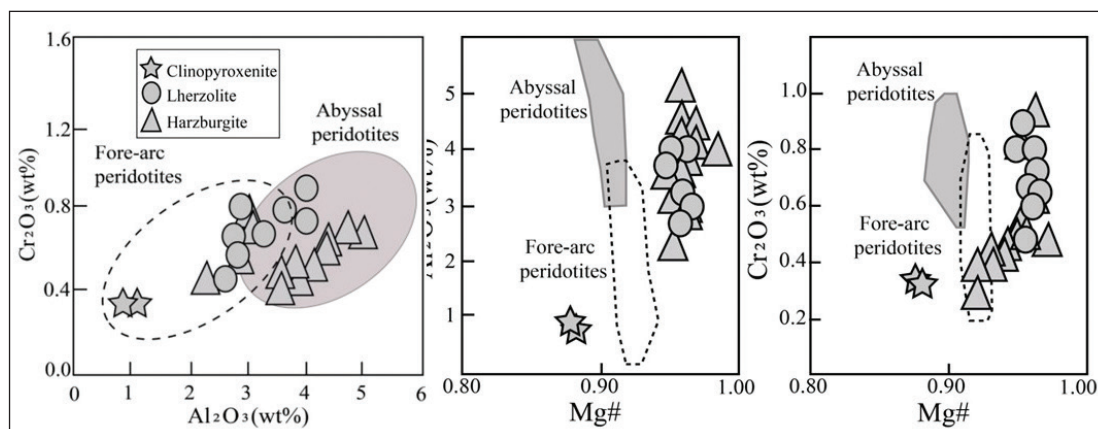
Table 1. Electron probe analysis of olivines from the Kuh-Siah peridotite (Ha: Harzburgite, Lz: Lherzolite, Ch: Clinopyroxenite, Du: Dunite).

Sample	SZ-126	SZ-126	SZ-126	SZ-143	SZ-143	Sz-125	Sz-125	Sz-124	Sz-124
Lithology	Ha	Ha	Ha	Lz	Lz	Ch	Ch	Du	Du
Mineral	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
SiO ₂	40.88	41.16	40.36	40.71	40.85	41.70	41.98	42.09	41.96
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.92	0.73
FeO	7.32	8.03	6.45	6.84	7.29	4.51	4.29	3.75	3.90
MnO	0.10	0.07	0.14	0.22	0.12	0.18	0.00	0.00	0.18
MgO	51.20	51.06	51.44	51.53	51.27	53.44	53.53	54.53	53.96
NiO	0.35	0.30	0.17	0.36	0.23	0.66	0.69	-	-
CaO	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	99.89	100.65	98.58	99.69	99.78	100.52	100.51	101.35	100.73
Si	0.974	0.980	0.961	0.962	0.973	0.996	1.000	0.992	0.995
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.146	0.160	0.129	0.135	0.145	0.090	0.086	0.074	0.077
Fe ³⁺	0.051	0.0396	0.0766	0.0761	0.0531	-	-	-	-
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mn	0.002	0.001	0.003	0.004	0.002	0.004	0.000	0.000	0.004
Mg	1.819	1.813	1.827	1.815	1.821	1.902	1.901	1.915	1.908
Ni	0.007	0.006	0.003	0.007	0.004	0.013	0.013	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.014
Ca	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	2.99	2.99	2.99	2.92	2.95	3.01	3.00	3.00	3.00
Fo	92.57	91.89	93.43	93.07	92.61	95.26	95.69	96.27	95.39
Fa	7.43	8.11	6.57	6.93	7.39	4.52	4.33	3.72	3.88



شکل ۴- A و B) رابطه بین میزان اکسید نیکل و درصد فورستریت الیون در پریدوتیت‌های سکانس گوشته‌ای افیولیت‌های منطقه کوه سیاه. میزان نیکل در دوتیت‌ها محاسبه نشده است. محدوده ترکیب الیون‌های بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت‌های) گوشته‌ای از تاکاهاشی و همکاران (Takahashi *et al.*, 1987) و روند تفریق بلورین الیون از ماگمای اولیه از نییدا (Niida, 1997) هستند.

Figure 4- A and B) The relationship between nickel oxide content and the percentage of forsterite in peridotites from the ophiolitic sequence of the Kuh-Siah region. The Nickel content has not been calculated for dunites. The compositional range of olivine in mantle xenoliths is based on Takahashi *et al.* (1987), and the trend of olivine crystal fractionation from primary magmas is after Niida (1997).



شکل ۵- نمودارهای اکسید کروم در برابر اکسید آلومینیم و اکسید آلومینیم و کروم در برابر عدد منیزیم ($100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) برای ارتوپروکسن‌های پریدوتیت‌های توالی گوشته‌ای افیولیت‌های کوه سیاه. ناحیه پریدوتیت‌های اقیانوسی ژرف از جانسون و همکاران (Johnson *et al.*, 1990) و پریدوتیت‌های جلو قوس از ایشی و همکاران (Ishii *et al.*, 1992).

Figure 5. Chromium oxide (Cr_2O_3) versus aluminum oxide (Al_2O_3), along with the aluminum-chromium oxide versus magnesium number ($100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) diagrams, are plotted for orthopyroxenes of mantle sequence peridotites of Kuh-Siah ophiolites. The abyssal peridotite region data is after Johnson *et al.* (1990), and the forearc peridotite region data is from Ishii *et al.* (1992).

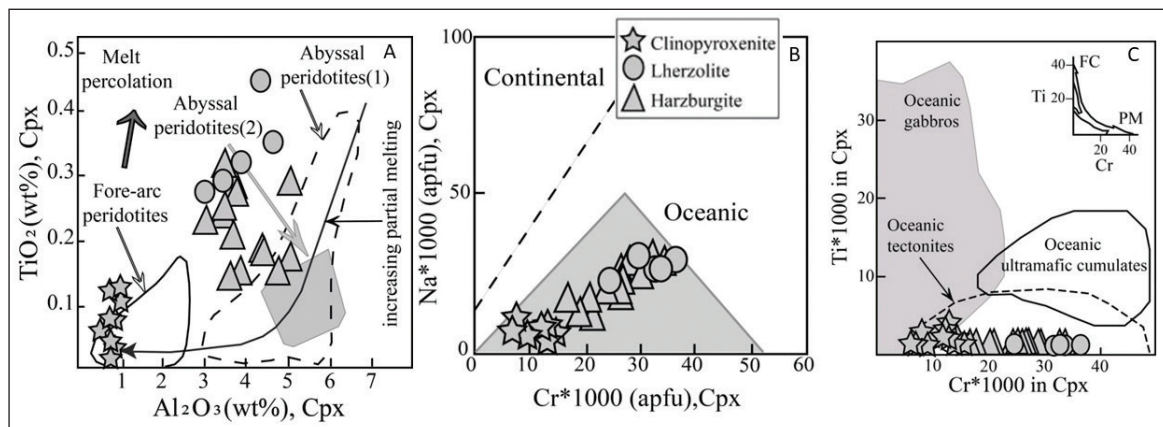
جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای ارتوپروکسن‌های متعلق به پریدوتیت‌های مورد مطالعه کوه سیاه. (Ha: Harzburgite, Lz: Lherzolite, Ch: کلینوپروکسنیت، Du: دونیت).

Table 2. Electron probe analysis of orthopyroxenes from the Kuh-Siah peridotite (Ha: Harzburgite, Lz: Lherzolite, Ch: Clinopyroxenite, Du: Dunite).

Sample	SZ-135	SZ-135	SZ-143	SZ-143	SZ-143	SZ-123	SZ-123
Lithology	Ha	Ha	Lz	Lz	Lz	Ch	Ch
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO ₂	54.44	54.270	53.93	55.000	55.09	56.08	56.34
TiO ₂	0.04	0.010	0.12	0.130	0.11	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	4.59	4.270	4.02	3.740	3.97	1.02	0.88
Cr ₂ O ₃	0.67	0.610	0.73	0.810	0.90	0.33	0.33
FeO	2.60	2.196	2.47	3.543	3.18	8.07	7.98
Fe ₂ O ₃	4.26	4.749	4.50	3.364	4.18	1.32	1.47
MnO	0.18	0.040	0.22	0.140	0.12	0.21	0.24
MgO	34.62	34.680	34.24	34.320	34.70	32.60	33.01
NiO	0.01	0.000	0.00	0.040	0.01	0.00	0.00
CaO	0.49	0.660	0.68	0.730	0.63	0.27	0.27
Na ₂ O	0.00	0.000	0.00	0.010	0.00	0.00	0.00
Total	101.89	101.486	100.90	101.827	102.89	100.56	100.56
Si	1.844	1.8452	1.848	1.8683	1.854	1.958	1.957
Al ⁴⁺	0.1559	0.1548	0.1521	0.1317	0.1464	0.024	0.022
Al ⁶⁺	0.027	0.0163	0.010	0.0180	0.011	0.042	0.036
Ti	0.001	0.0003	0.003	0.0033	0.003	0.000	0.001
Cr	0.018	0.0164	0.020	0.0218	0.024	0.009	0.009
Fe ₃	0.108	0.1215	0.116	0.0860	0.106	0.034	0.038
Fe ₂	0.074	0.0625	0.071	0.1007	0.089	0.236	0.233
Mn	0.005	0.0012	0.006	0.0040	0.003	0.006	0.007
Mg	1.748	1.7578	1.749	1.7379	1.741	1.696	1.709
Ni	0.000	0.0000	0.000	0.0011	0.000	0.000	0.000
Ca	0.018	0.0240	0.025	0.0266	0.023	0.017	0.010
Total	3.996	4.00	4.00	4.00	3.996	4.02	4.02
Wo	0.97	1.30	1.35	1.42	1.23	0.87	0.51
En	95.03	95.31	94.82	93.17	93.95	87.01	87.58
Fs	4.00	3.38	3.83	5.39	4.83	12.12	11.91

به کلینوپروکسن‌های هارزبورژیت‌های ناحیه ایسال نشان می‌دهند. در نمودار Na در برابر Cr کلینوپروکسن (Kornprobst *et al.*, 1981) محیط تشکیل پریدوتیت‌های منطقه کوه سیاه سبزوار محیط اقیانوسی می‌باشند (شکل ۶-B). در نمودار Ti در برابر Cr کلینوپروکسن (Kornprobst *et al.*, 1981) نیز در قلمرو تکتونیت‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۶-C). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای اکسید کروم در برابر عدد منیزیم، (شکل ۷-A) عدد منیزیم در برابر اکسید آلومینیم، (شکل ۷-B) اکسید سدیم در برابر اکسید آلومینیم و (شکل ۷-C) و اکسید کروم در برابر اکسید آلومینیم (شکل ۷-D) برای کلینوپروکسن، تقریباً همگی نمونه‌ها در قلمرو مشترک جلو قوس و ایسال قرار می‌گیرند. در جدول ۳ میزان عناصر تشکیل دهنده کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه آورده شده است.

—کلینوپروکسن: کلینوپروکسن در هارزبورژیت‌ها (Wo_{46.77} En_{44.67} Fs_{3.23}) تا (Wo_{51.13} En_{48.85} Fs_{4.52}) لرزولیت‌ها (Wo_{46.33} En_{47.83} Fs_{3.57}) تا (Wo_{48.40} En_{49.45} Fs_{4.31}) و کلینوپروکسنیت‌ها (Wo_{47.20} En_{47.37} Fs_{0.0}) تا (Wo_{50.62} En_{50.32} Fs_{4.21}) دارای ترکیب دیوپسید می‌باشند. در شکل ۶-A میزان TiO₂ در برابر Al₂O₃ کلینوپروکسن‌ها رسم شده است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود، میزان اکسید آلومینیم (به همراه اکسید تیتان) کلینوپروکسن در پیروکسنیت‌ها در پایین‌ترین حد خود بوده، افزون بر این، از روند تراوش مذاب (Melt percolation) پیروی می‌نمایند. این امر نشان می‌دهد که کلینوپروکسنیت‌ها دارای منشا ماگمایی بوده و از تبلور یک مذاب بازالتی حاصل شده‌اند (Ishii *et al.*, 1992). از سوی دیگر، هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها دارای کلینوپروکسن‌هایی با میزان آلومینیم و تیتان بالاتری بوده و گرایش

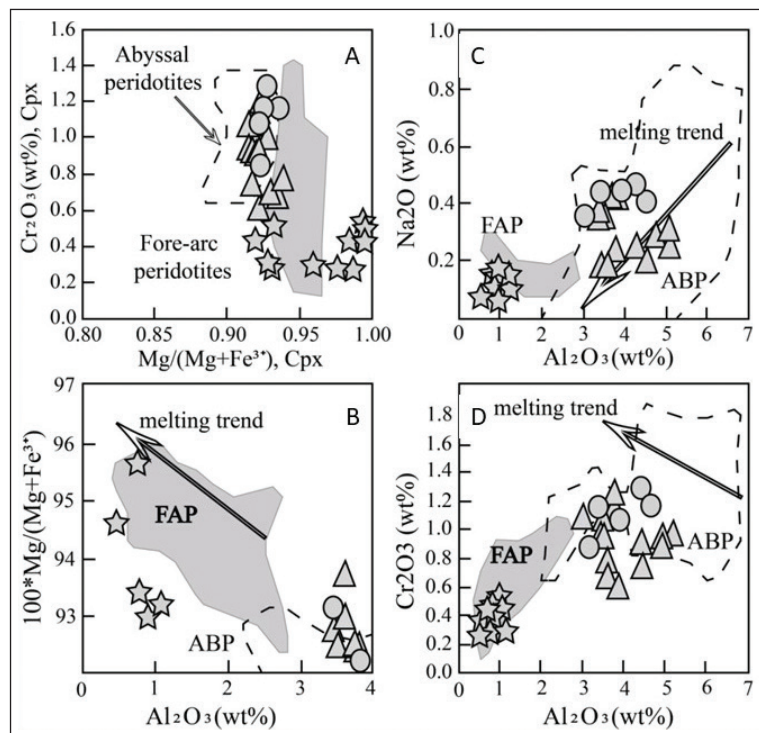


شکل ۶- A) نمودار اکسید تیتان در برابر اکسید آلومینیم برای کلینوپروکسن‌های پریدوتیت‌های سکناس گوشته‌ای افیولیت کوه سیاه. B) نمودار Na در برابر Cr برای کلینوپروکسن (Kornprobst *et al.*, 1981) ماهیت اقیانوسی پریدوتیت‌های مورد مطالعه تایید می‌شود. C) نمودار Ti در برابر Cr کلینوپروکسن، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو تکتونیت‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند. پریدوتیت‌های اقیانوسی ۱ از هبرت و همکاران (Hebert *et al.*, 1990) پریدوتیت‌های اقیانوسی ۲ از جانسون و همکاران (Johnson *et al.*, 1990) و پریدوتیت‌های جلوقوس از ایشی و همکاران (Ishii *et al.*, 1992).

Figure 6- A) The relationship between titanium oxide (TiO₂) versus aluminum oxide (Al₂O₃) for clinopyroxenes of mantle sequence peridotites of Kuh-Siah ophiolites; B) The sodium (Na) versus chromium (Cr) diagram for clinopyroxenes confirms the oceanic nature of the studied peridotites (Kornprobst *et al.*, 1981); C) In the titanium (Ti) versus chromium (Cr) diagram for clinopyroxenes, the studied samples fall within the oceanic tectonites field. Abyssal peridotites 1 are from Hebert *et al.* (1990), abyssal peridotites 2 are from Johnson *et al.* (1990), and forearc peridotites are from Ishii *et al.* (1992).

شکل ۷- A) اکسید کروم در برابر عدد منیزیم، B) عدد منیزیم در برابر اکسید آلومینیم، C) اکسید سدیم در برابر اکسید آلومینیم و D) اکسید کروم در برابر اکسید آلومینیم برای کلینوپروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های کوه سیاه سبزوار. در شکل D محدوده پریدوتیت‌های ژرف از هاملین و بوتاتی (Hamlyn and Bonatti, 1980)، جانسون و همکاران (Johnson *et al.*, 1990)، ژوتو و همکاران (Juteau *et al.*, 1990) و پریدوتیت‌های جلوی قوس از ایشی و همکاران (Ishii *et al.*, 1992). در شکل‌های C، B و D روند ذوب و محدوده‌های (Abyssal peridotites) ABP و (Fore-arc peridotites) FAP از بیج و همکاران (Page *et al.*, 2009) اقتباس شده‌اند.

Figure 7- A) The Cr₂O₃ versus Mg/(Mg+Fe); B) The Mg/(Mg+Fe) versus Al₂O₃; C) Na₂O versus Al₂O₃ and D) Cr₂O₃ versus Al₂O₃ for the clinopyroxenes of Kuh-Siah peridotites. In Figure D, the abyssal peridotite region data is after Hamlyn and Bonatti (1980), Johnson *et al.* (1990), and Juteau *et al.* (1990), while the forearc peridotite data is after Ishii *et al.* (1992). The trend of melting and the ABP (Abyssal peridotites) and FAP (Fore-arc peridotites) boundaries are based on Page *et al.* (2009).



جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپروکسن‌های متعلق به پریدوتیت‌های مورد مطالعه کوه سیاه. (Ha: هارزبورژیت، Lz: لرزولیت، Ch: کلینوپروکسنیت، Du: دونیت).

Table 3. Electron probe analysis of clinopyroxenes from the Kuh-Siah peridotite (Ha: Harzburgite, Lz: Lherzolite, Ch: Clinopyroxenite, Du: Dunite).

Sample	SZ-135	SZ-135	SZ-135	SZ-143	SZ-143	Sz-121	Sz-121	Sz-121
Lithology	Ha	Ha	Ha	Lz	Lz	Ch	Ch	Ch
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	50.50	51.74	51.59	50.95	52.13	53.45	53.73	54.12
TiO ₂	0.29	0.14	0.18	0.37	0.30	0.00	0.08	0.02
Al ₂ O ₃	5.13	3.58	4.51	4.57	3.40	0.68	0.93	1.02
Cr ₂ O ₃	0.94	0.78	0.73	1.18	1.17	0.25	0.43	0.50
Fe ₂ O ₃	2.97	2.32	3.10	2.72	2.54	2.67	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	3.07	2.80
MnO	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.09	0.16	0.10
MgO	16.66	17.51	17.44	16.93	17.60	17.92	16.84	17.28
NiO	0.04	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08
CaO	23.51	24.48	23.23	23.37	23.74	23.95	23.77	23.74
Na ₂ O	0.26	0.17	0.21	0.40	0.43	0.08	0.07	0.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	100.34	100.80	101.13	100.61	101.40	99.91	99.08	99.76
Si	1.831	1.862	1.853	1.840	1.865	1.984	1.977	1.975
Al ⁴⁺	0.1692	0.1381	0.1469	0.1598	0.1346	0.029	0.023	0.025
Al ⁶⁺	0.050	0.014	0.044	0.035	0.009	0.029	0.023	0.025
Ti	0.008	0.004	0.005	0.010	0.008	0.000	0.002	0.001
Cr	0.027	0.022	0.021	0.034	0.033	0.007	0.013	0.014
Fe ³⁺	0.081	0.063	0.084	0.074	0.069	0.073	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.094	0.085
Mn	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.003	0.005	0.003
Mg	0.900	0.939	0.934	0.912	0.939	0.973	0.924	0.940
Ni	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Ca	0.913	0.944	0.894	0.904	0.910	0.935	0.937	0.928
Na	0.018	0.012	0.015	0.028	0.030	0.006	0.005	0.005
Total	3.998	4.00	4.00	3.997	3.998	4.069	4.00	4.00
Mg#	0.92	0.94	0.92	0.92	0.93	0.93	1.00	1.00
Wo	48.20	48.50	46.77	47.85	47.47	47.20	50.35	49.68
En	47.53	48.27	48.85	48.23	48.96	49.12	49.65	50.32
Fs	4.27	3.23	4.38	3.92	3.57	3.69	0.00	0.00

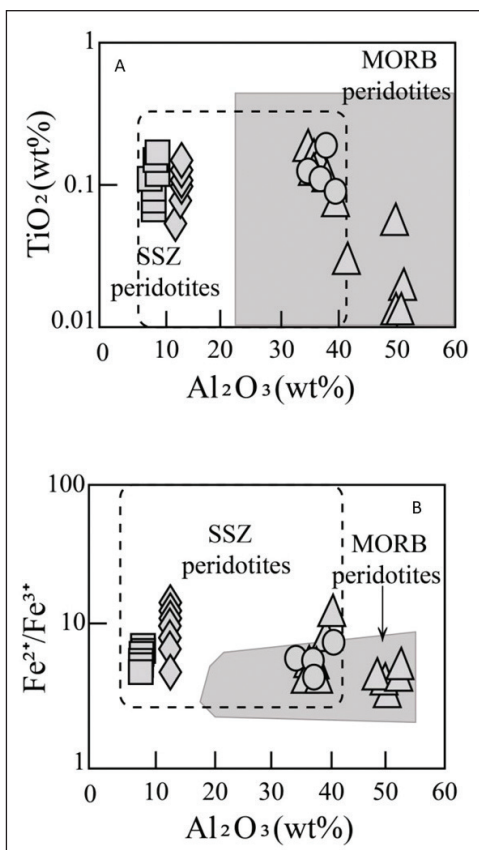
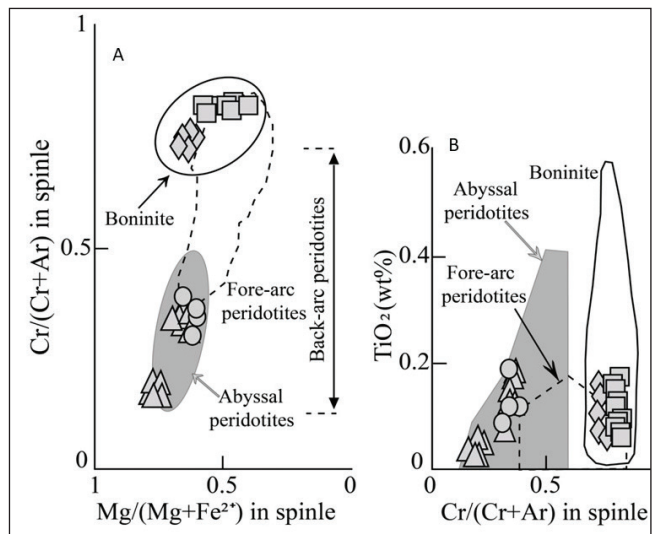
هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های مورد مطالعه در نمودار عدد کروم در برابر عدد منیزیم (Dick and Bullen, 1984) در شکل A-8 رسم شده است. همان‌گونه که در این شکل مشخص می‌باشد، ترکیب اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها گرایش به پریدوتیت‌های اقیانوسی و در قلمرو مشترک با پریدوتیت‌های جلو قوس قرار می‌گیرند، در حالی که اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها و کرومیت‌ها در محدوده بونینیتی قرار می‌گیرند. به نظر می‌رسد این اسپینل‌ها از یک مذاب با گرایش بونینیتی متبلور شده‌اند. در شکل B-8 درصد وزنی TiO₂ در برابر عدد کروم (Tamura and Arai, 2006) رسم شده است. در این شکل نیز مانند شکل A-8 ترکیب اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها گرایش به پریدوتیت‌های اقیانوسی ژرف می‌باشند و اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها و کرومیت‌ها با مقادیر

اسپینل: اسپینل به عنوان یک کانی فرعی مهم در پریدوتیت‌های مجموعه‌های افیولیتی است و گستره ترکیبی وسیعی نشان می‌دهد. اسپینل‌های کانی‌های پایدار و مقاوم در برابر دگرسانی بوده و شاخص قابل اطمینانی هستند (Barnes and Roeder, 2001). به همین دلیل می‌توان از آنها جهت تشخیص سنگ‌زایی (پتروژنز) و محیط زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه استفاده کرد. اسپینل مهم‌ترین کانی به لحاظ تغییرات ترکیبی و به عنوان شاخصی برای فهم فرایندهای موثر بر سنگ‌ها در سنگ‌های پریدوتیتی می‌باشد و در داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی کانی اسپینل کروم‌دار، میزان عدد کروم (Cr#) اسپینل سنگ‌های پریدوتیتی شاخص مناسبی برای تعیین درجه ذوب بخشی در گوشه بالایی است و با استفاده از آن می‌توان به منشأ پریدوتیت‌ها پی برد (Dick and Bullen, 1984). ترکیب اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها،

پهنه فرافورانش نشان می‌دهند. همچنین محتوای Al_2O_3 کانی‌های اسپینل موجود در پریدوتیت‌های کوه سیاه در برابر مقادیر Cr_2O_3 آن‌ها (شکل ۱۰-A) نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های افیولیت کوه سیاه در گستره روند پریدوتیت‌های گوشته‌ای واقع می‌شوند. این مسئله با قرارگیری نمونه‌های مورد در قلمرو پریدوتیت‌های گوشته پسماند در نمودار سه تایی $Al-Cr-Fe^{3+}$ (Jan and Windley, 1990) نیز تایید می‌شود (شکل ۱۰-B و C). در جدول ۴ میزان عناصر تشکیل دهنده اسپینل‌های مورد مطالعه آورده شده است.

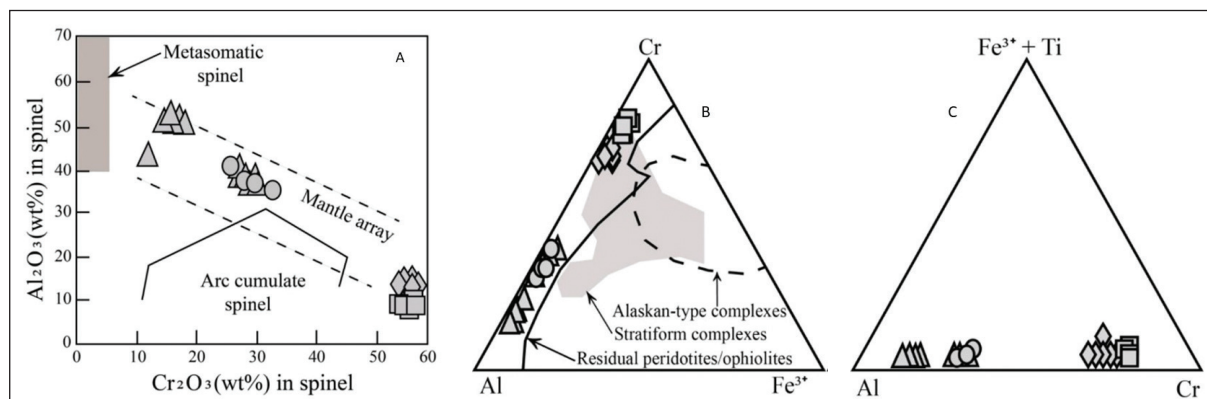
بالای عدد کروم مشخص شده و در محدوده بونیتی قرار می‌گیرند. در شکل ۹-A و B اکسید تیتان در برابر اکسید آلومینیم و نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در برابر اکسید آلومینیم برای اسپینل‌های مورد مطالعه رسم شده است. بر اساس مطالعات کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky *et al.*, 2001)، مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 موجود در اسپینل‌ها به میزان این اکسیدها در ماگمای والدشان مربوط می‌شود، بنابراین، می‌تواند به عنوان شناساگرهایی برای ترکیب و محیط ماگمای والد استفاده شوند. در این نمودارها، لِرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها بیشتر در محدوده مشترک بین پریدوتیت‌های مورب و پهنه فرافورانش پلات شده و دونیت‌ها و کرومیت‌ها گرایش به پریدوتیت‌های

شکل ۸-A) عدد کروم در برابر عدد منیزیم (با تغییرات از دیک و بولن - Dick and Bullen, 1984) و B) اکسید تیتان در برابر عدد کروم برای اسپینل‌های مورد مطالعه (Tamura and Arai, 2006). (محدوده پریدوتیت‌های ژرف و جلوی قوس از تامورا و آرای (Arai, 2006) و پریدوتیت‌های پشت قوس از مانیر و همکاران (Monnier *et al.*, 1995)).
Figure 8- A) The chrome number ($Cr/(Cr+Al)$) versus $Mg/(Mg+Fe)$ (with modifications from Dick and Bullen, 1984) and B) The TiO_2 versus $Cr/(Cr+Al)$ for the studied spinels (Tamura and Arai, 2006). The abyssal peridotite field is from Tamura and Arai (2006), and the forearc peridotite field is from Monnier *et al.* (1995).



شکل ۹-A) TiO_2 versus Al_2O_3 و B) نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در برابر اکسید آلومینیم برای اسپینل‌های مورد مطالعه. (محدوده پریدوتیت‌های SSZ (Supra-Subduction Zone) و پریدوتیت‌های MORB (Mid Ocean Ridge Basalts) با تغییر از کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky *et al.*, 2001)) هارزبورژیت‌ها و لِرزولیت‌ها در هر دو محدوده SSZ و MORB و دونیت‌ها و کرومیت‌ها در محدوده SSZ قرار گرفته‌اند.

Figure 9- A) The TiO_2 versus Al_2O_3 and B) The ratio of Fe^{2+}/Fe^{3+} versus Al_2O_3 for the studied spinels. The compositional range of peridotites in the Supra-Subduction Zone (SSZ) and Mid Ocean Ridge Basalts (MORB) is after Kamenetsky *et al.* (2001). Harzburgites and lherzolites fall within both the SSZ and MORB compositional ranges, while dunites and chromites are plotted in the SSZ domain.



شکل ۱۰- A) اکسید آلومینیم در برابر اکسید کروم برای اسپینل‌های مورد مطالعه. محدوده‌های مشخص شده از کنراد و کی (Conrad and Kay, 1984)، هاگرتی (Haggerty, 1988) و کپزینسکاس و همکاران (Kepezhniskas *et al.*, 1995). B) ارتباط بین Cr, Al, Fe³⁺ در اسپینل موجود در پریدوتیت‌های سبزوار. محدوده‌های مشخص شده از جان و ویندلی (Jan and Windley, 1990). تمام نمونه‌ها در محدوده پریدوتیت‌های پسماند افیولیتی قرار گرفته‌اند. C) ارتباط بین Cr, Al, Fe³⁺+Ti (از ایروین - Irvine, 1967).

Figure 10- A) The Al₂O₃ versus Cr₂O₃ for the studied spinels. The specified compositional ranges are after Conrad and Kay (1984), Haggerty (1988), and Kepezhniskas *et al.* (1995); B) The correlation between Cr, Al, and Fe³⁺ in the spinels present in the Sabzevar peridotites. The specified compositional ranges are from Jan and Windley (1990). All samples fall within the residual ophiolitic peridotite domain; C) The relationship between Cr, Al, Fe³⁺, and Ti (after Irvine, 1967).

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای اسپینل‌های متعلق به پریدوتیت‌های مورد مطالعه کوه سیاه. (Ha: هارزبورژیت، Lz: لرزولیت، Ch: کلینوپروکسنیت، Du: دونیت).

Table 4. Electron probe analysis of spinels from the Kuh-Siah peridotite (Ha: Harzburgite, Lz: Lherzolite, Ch: Clinopyroxenite, Du: Dunite).

Sample	SZ-135	SZ-135	SZ-135	Sz-125	Sz-125	Sz-124	Sz-124	Sz-143	Sz-143
Lithology	Ha	Ha	Ha	Ch	Ch	Du	Du	Lz	Lz
Mineral	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl
SiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.58
TiO ₂	0.02	0.05	0.02	0.14	0.00	0.14	0.13	0.11	0.09
Al ₂ O ₃	52.05	50.18	51.85	13.86	13.62	8.44	9.77	36.82	40.25
Cr ₂ O ₃	16.86	17.42	15.49	57.00	57.95	57.63	60.06	30.37	26.22
Fe ₂ O ₃	2.37	3.55	2.89	2.31	1.81	4.43	2.90	3.16	2.45
FeO	11.00	11.22	10.96	13.48	13.21	21.01	15.41	15.95	16.31
MnO	0.13	0.15	0.12	0.25	0.22	0.36	0.14	0.19	0.21
MgO	19.34	18.79	19.03	13.48	13.21	7.65	11.84	14.27	14.98
NiO	0.24	0.19	0.25	0.07	0.06	-	-	0.08	0.03
ZnO	0.06	0.33	0.00	0.10	0.02	-	-	0.38	0.26
Total	102.21	101.88	100.61	100.64	100.82	99.65	100.27	101.57	101.59
Si	0.001	0.000	0.00	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.016
Al	1.601	1.561	1.615	0.516	0.508	0.338	0.376	1.238	1.328
Fe ²⁺	0.240	0.248	0.2424	0.358	0.370	0.606	0.424	0.381	0.382
Fe ³⁺	0.046	0.071	0.0576	0.053	0.041	0.105	0.068	0.068	0.052
Ti	0.000	0.001	0.0004	0.003	0.000	0.003	0.003	0.002	0.002
Mn	0.003	0.003	0.0027	0.007	0.006	0.010	0.004	0.005	0.005
Mg	0.752	0.740	0.7498	0.635	0.623	0.388	0.576	0.607	0.625
Ni	0.005	0.004	0.0053	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Zn	0.001	0.006	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.008	0.005
Cr	0.348	0.364	0.3237	1.425	1.450	1.550	1.549	0.685	0.580
Total	2.998	2.997	2.996	3.001	3.000	3.000	3.001	2.995	2.995
Mg#	0.758	0.749	0.760	0.639	0.627	0.390	0.576	0.615	0.621
Cr#	0.179	0.189	0.170	0.734	0.741	0.821	0.805	0.356	0.304

۴- بحث

۴-۱- موقعیت ژئودینامیکی پریدوتیت‌های مورد مطالعه

افیولیت‌ها را می‌توان به طور کلی بر مبنای جایگاهی که تشکیل می‌شوند در دو گروه تقسیم بندی نمود. یک گروه در موقعیت پشته‌های میان اقیانوسی (MOR) و گروه دوم در جایگاه پهنه فرافروانش (SSZ) (Pearce *et al.*, 1984; Shervais, 2001). این دو گروه تفاوت‌هایی با یکدیگر دارند. پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌های پهنه فرافروانش عمدتاً دارای ترکیب هارزبورژیت (HOT) و پریدوتیت‌های گوشته پشته میان اقیانوسی عمدتاً دارای ترکیب لرزولیت (LOT) هستند. ترکیب سنگ چیره در پریدوتیت‌های مورد مطالعه کوه سیاه، هارزبورژیت‌ها می‌باشند. در مناطق فرورانش در نتیجه کاهش نقطه ذوب، ناشی از اضافه شدن سیالات حاصل از ورقه فرورو و کاهش فشار در نتیجه صعود استنوسفر در گوه گوشته، سبب ذوب بخشی زیاد و در نتیجه تشکیل گدازه‌های دیرگداز (مانند بونینیت‌ها) (شکل ۸) و پسماند هارزبورژیتی در این مناطق می‌شود (Shervais, 2001). همچنین کرومیت در داخل بخش‌های گوشته‌ای هارزبورژیت-دونیت (شکل ۲-C) و پهنه انتقالی گوشته-پوسسته (پهنه انتقالی موهو)، به ویژه در افیولیت‌های پهنه‌های فرافروانش معمول هستند و در نوع MOR مشاهده نمی‌شوند (Arai, 1997). در منطقه مورد مطالعه، وجود معادن گوناگون کرومیت، گواه بر محیط افیولیت‌های کوه سیاه، در پهنه‌های فرافروانش می‌باشند (شکل ۲-C؛ حیدری و همکاران، ۱۳۹۸). بونینیت و آداکیت معمولاً به عنوان ماگماتیسیم مرتبط و همراه با فرورانش در نظر گرفته می‌شوند (Pearce *et al.*, 1984; Defant and Drummond, 1990). تقریباً تمام سنگ‌های بونینیت یا سری بونینیت در نواحی پهنه گسترش جلو قوس یافت شده‌اند و در مراحل اولیه توسعه جلو قوس ظاهر می‌شوند تا این که در مرحله گسترش پشت قوس به وجود آیند (Hickey and Frey, 1982; Kerrich *et al.*, 1998). بونینیت معمولاً در سیستم‌های فرورانش درون اقیانوسی (intra-oceanic subduction systems) رخ می‌دهد و نشان‌دهنده یک جزیره قوسی نابالغ است. برخی پژوهشگران بر این باورند که اگر بونینیت در یک مجموعه افیولیتی یافت شود، افیولیت به عنوان تشکیل شده در یک محیط جزیره قوسی تایید می‌شود و توسط فرورانش تحت تاثیر قرار گرفته است (Zhang and Zhou, 2001). آداکیت یکی دیگر از سنگ‌های مهم مرتبط با ماگماتیسیم فرورانش است و در قوس‌های آتشفشانی رخنمون دارند و عموماً با مراحل اولیه فرورانش پوسسته اقیانوسی همراه هستند (Pearce *et al.*, 1984; Defant and Drummond, 1990). همچنان که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، دونیت‌ها و کرومیت‌های مورد مطالعه در سری بونینیت قرار می‌گیرند و بیانگر آن است که افیولیت‌های کوه سیاه از یک گوشته نسبتاً تهی شده در شرایط آب‌دار و یا در نتیجه ذوب بخشی بالا به وجود آمده‌اند (Dick and Bullen, 1984). آداکیت‌ها نیز در منطقه مورد مطالعه در نوار افیولیتی شمال سبزوار به فراوانی گسترش و رخنمون دارند (محمدی گرجی و همکاران، ۱۳۹۴). وجود سری بونینیت در این نوار بیانگر وجود یک منشا گوشته‌ای دیرگداز مانند هارزبورژیت است و این مسئله با دارا بودن اکسید منیزیم بالا (اکسید منیزیم ۳۵ تا ۴۱ و اکسید آهن ۷ تا ۸ درصد وزنی) در سنگ‌های پریدوتیتی مورد مطالعه سازگار است (دادگر، ۱۳۹۱). بنابراین، می‌توان با توجه به این شواهد نتیجه گرفت که افیولیت شمال سبزوار در بالای پهنه‌های فرورانش تشکیل شده است.

در منطقه کوه سیاه ترکیب اسپینل‌های لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها دارای عدد کروم پایین تا متوسط بوده و در محیط‌های پریدوتیت‌های آبیسال و در مرز با جلو قوس قرار می‌گیرند (شکل ۸). اسپینل‌های سنگ‌های دونیتی-کرومیتیتی-

پریوکسنیتی دارای عدد کروم بالاتر (قلمرو بونینیتی) و مشابه با پریدوتیت‌های نوع آلپی و کمان هستند. همان‌گونه که در نمودارهای مختلف از جمله شکل‌های ۵ تا ۹ قابل مشاهده است، پریدوتیت‌های مورد مطالعه دارای دو ترکیب متفاوت می‌باشند: ۱- لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌هایی با میزان اکسید آلومینیم بالا که گرایش به پریدوتیت‌های اقیانوسی و اقیانوسی-جلو قوس نشان می‌دهند و ۲- پریدوتیت‌هایی با میزان اکسید آلومینیم پایین مشابه با پریدوتیت‌های ناحیه جلو قوس و بونینیت هستند. برخی افیولیت‌ها که هم ویژگی‌های پشته‌های میان اقیانوسی (mid-ocean ridge) و هم جزایر کمائی (island-arc) را نشان می‌دهند به عنوان افیولیت‌های فرافروانش (supra-subduction zone (SSZ) ophiolites) نامیده می‌شوند (Pearce *et al.*, 1984). چنین ویژگی‌هایی در افیولیت‌های شاخص کمرند آلپی نیز وجود دارند. برای مثال، بخش عمده پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت عمان دارای منشا ایسال هستند (برای مثال، Niculas, 1989; Arai *et al.*, 2006). در افیولیت کاسترنج کالیفرنیا نیز ترکیبی از هارزبورژیت‌های SSZ و لرزولیت‌های آبیسال وجود دارند (Choi *et al.*, 2008)، افیولیت‌های فرافروانش (برای مثال، افیولیت ترودوس، سماعیل، عمان و قبرس) در بالای صفحات گسترش پهنه‌های فرورانش، مانند سیستم‌های جدید کمان - گودال ایزوبونین-ماریانا و تونگا-کرمادک تشکیل می‌شوند (Reagan *et al.*, 2010). این افیولیت‌ها معمولاً ویژگی‌های زمین‌شیمیایی MORB-IAT-boninitic نشان می‌دهند (Dilek and Furens, 2011). افیولیت‌های جلو قوس نتیجه زایش پوسسته اقیانوسی در طی بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی و وقوع آغاز فرورانش اصلی است (Dilek and Furens, 2011; Pearce and Robinson, 2010). بسیاری از زمین‌شناسان حوضه‌های پشت قوس را که در آن انواع ماگماها از نوع مورب تا نوع کمان موجود می‌باشند نیز به عنوان مکان تشکیل افیولیت‌های فرافروانش در نظر می‌گیرند (برای مثال، Moore *et al.*, 1984; Pearce *et al.*, 1984). بنابراین، موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه را که دارای ویژگی‌های مشابه با این مناطق می‌باشند را می‌توان در یک جایگاه جلو قوس در طی مراحل اولیه فرورانش حاصل از فرورانش رو به شمال اقیانوس یا دریای سبزوار و همگرایی بین پلت‌های خرد قاره خاور ایران مرکزی و البرز (توران) در نظر گرفت. افزون بر ویژگی‌های بخش‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی منطقه مورد مطالعه در این مقاله، همچنان که در پیش‌نویس نیز اشاره شد، مطالعات پیشین انجام شده بر روی سنگ‌های بازالتی و گابروی این مجموعه نیز تایید کننده محیط تشکیل در پهنه فرافروانش برای مجموعه افیولیتی سبزوار می‌باشد.

۵- نتیجه‌گیری

سکانس گوشته‌ای افیولیت شمال سبزوار عمدتاً مشتمل بر هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت و کلینوپروکسنیت می‌باشد. بر اساس شواهد صحرائی از جمله از نظر سنگ‌شناسی و چیره بودن سنگ‌های هارزبورژیتی، وجود کرومیت‌ها و آداکیت‌ها در این مجموعه افیولیتی و وجود سری بونینیتی بیانگر آن است که پریدوتیت‌های منطقه کوه سیاه جزو افیولیت‌های آلپی بوده و شرایط ذوب بخشی نسبتاً بالای گوشته را متحمل شده‌اند. شیمی کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها به ویژه اسپینل‌ها و کلینو و ارتوپروکسن‌ها و الیون‌ها نشان می‌دهند که این مجموعه افیولیتی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی MORB-IAT-Boninitic داشته و احتمالاً تحول و تکامل آن در یک محیط ساختاری پهنه فرافروانش به وجود آمده است.

کتابنگاری

- حیدری، م.، ۱۳۹۴، ژئوشیمی و پتروژنز سکانس گوشته‌ای افیولیت منطقه فرومد (شمال غرب سبزوار). پایان نامه کارشناسی ارشد پتروژنی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ص ۱۴۱.
- حیدری، م.، قربانی، ق.، شفایی مقدم، ه.، ۱۳۹۸، ترکیب اسپینل به عنوان شاخص پتروژنتیکی بخش گوشته‌ای افیولیت فرومد، شمال باختر سبزوار، شمال خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۱۲، ص ۵۹ تا ۷۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.93546.1205>
- دادگر، ه.، ۱۳۹۱، پتروژنی و ژئوشیمی پریدوتیت‌های افیولیت سبزوار (کوه سیاه)، شمال شرق ایران: مثالی از یک گوشته مرتبط با زون فرورانش. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، ص ۱۱۱.
- کهنسال، ر.، قربانی، م.، پورمعافی، س.م.، خلعت‌بری جعفری، م.، عمرانی، ح.، ذوالفقاری، ص.، سلیمانی، س.، ۱۳۹۴، زمین‌شناسی و ژئوشیمی توالی خروجی افیولیتی در ناحیه فرومد، شمال خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۵، شماره ۹۷، ص ۳۸۷ تا ۳۹۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41593>
- مجیدی، ج.، ۱۳۷۸، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمدی گرجی، ا.، قربانی، ق.، شفایی مقدم، ه.، ۱۳۹۴ ژئوشیمی و پتروژنز آداکیت‌های دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار با تکیه بر نتایج ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵، ص ۵۱ تا ۶۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42381>

References

- Arai, S., 1997. Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resour. Geol.* 47, 177e187.
- Arai, S., Kadoshima, K., and Morishita, T., 2006. Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society* 163, 869-879. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-057>
- Barnes, S.J., and Roeder, P.L., 2001. "The range of spinel composition in terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks." *Contribution to Mineralogy and Petrology* 42, 2279-2302.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran." *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265.
- Brocker, M., Omrani, H., Berndt, J., E., and Moslempour, M., 2021. Unravelling metamorphic ages of suture zone rocks from the Sabzevar and Makran areas (Iran): Robust age constraints for the larger Arabia–Eurasian collision zone. *Journal of metamorphic geology* 39, 1099-1129. <https://doi.org/10.1111/jmg.12603>
- Choi, S.H., Shervais, J.W., and Mukasa, S.B., 2008. Supra-subduction and abyssal peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contrib Mineral Petrol*, 156:551–576. [10.1007/s00410-008-0300-6](https://doi.org/10.1007/s00410-008-0300-6)
- Conrad, W.K., and Kay, R.W., 1984. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleotian arc. *Journal of petrology*, 25, 88-125.
- Dadgar, H., 2013. *Petrology and geochemistry of mantle peridotites in Zabzevar ophiolite (Kuh Siah), NE Iran: An example of a supra-subduction zone-type mantle peridotite. M.Sc. Thesis, School of Earth Sciences, Damghan university, Damghan, Iran. (In Persian).*
- Defant, M. J., and Drummond, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.
- Dick, H. J. B., and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine – type peridotites and spatially associated lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, 123, 387–411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>
- Haggerty, S.E., 1988. Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts. *Journal of Geological Society of Australia* 14, 687–699.
- Hamlyn, P.R., and Bonatti, E., 1980. "Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle." *Earth and Planetary Science Letters* 48 (1), 65–79.
- Hébert, R., Adamson, A. C., and Komor, S. C., 1990. Metamorphic petrology of ODP 109 Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 106/109* (eds R. Detrick, J. Honnorez, W.B. Bryan *et al.*), College Station, Texas, pp.103-115.
- Heidari, M., 2015. *Geochemistry and petrogenesis of the mantle sequence of Forumad ophiolite, NW Sabzevar. M. Sc. Thesis in Petrology, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran. (In Persian).*
- Heidari, M., Ghorbani, G.H., and Shafaii- Moghadam, H., 2019. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Forumad ophiolite, NW Sabzevar, NE Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences, Vol. 28, No. 112, P. 59-70, Summer.* <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.93546.1205> (In Persian).
- Hickey, R.L., and Frey, F.A., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implication for their source. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 46, 2099–2115.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I- Petrogenetic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-103.

- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H., and Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 125. In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 125 (eds P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking *et al.*), College Station, Texas, pp.445-485.
- Jafari A., and Ghasemi, H., 2023. Geologic history of the Sabzevar oceanic Basin, NE Iran: An overview from continental rifting to obduction in the NeoTethys oceanic system. *Journal of Asian Earth Sciences* 245 (2023) 105559. *Journal of Asian Earth Sciences* 245, 105559. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105559>
- Jamshidi, K.h., Ghasemi, H., Laicheng, M., and Sadeghian, M., 2018. Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences. *Geopersia* 8, 111–130. <https://doi.org/10.22059/geope.2017.242944.648352>
- Jan, M.Q., and Windley, B.F., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31, 667–715.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95, 2661-2678.
- Juteau, T., Berger, E., and Cannat, M., 1990. "Serpentinized, residual mantle peridotites from the MAR Median Valley, ODP Hole 670A (21°10'N, 45°02'W, Leg 109): Primary mineralogy and geothermometry." In: Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W.B., Juteau, T., *et al.*, (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 106/109, 27-45.
- Kamenetsky, V., Crawford, A.J., and Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology* 42, 655–671. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- Kazemi, Z., Ghasemi, H., Tilhac, R., Griffin, W., Shafaii Moghadam, H., O'Reilly, S., and Mousivand, F., 2019. Late Cretaceous subduction-related magmatism on the southern edge of Sabzevar basin, NE Iran. *J. Geol. Soc. London* 176, 530–552. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-076>.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: Evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36, 1505–1527.
- Kerrick, R., Wyman, D., and Fan, J., 1998. Boninite series: low Ti tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 303–316.
- Kohansal, R., Ghorbani, M., Pourmoafi, S. M., Khalatbari Jafari, M., Omrani, J., Zolfaghari, S., and Soleimani, S., 2015. *Geology and geochemistry of ophiolitic extrusive sequence Foromad area, NE Iran. Scientific Quarterly Journal, Geosciences, Vol. 25, No. 97, 387-396. https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41593, (In Persian).*
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D., and Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between subcontinental and suboceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 241-254.
- Lucci, F., Rossetti, F., Charles White, J., Shafaii Moghadam, H., Shirzadi, A., and Nasrabad, M., 2016. Tschermak fractionation in calc-alkaline magmas: the Eocene Sabzevar volcanism (NE Iran). *Arab. J. Geosci.* 9, 573. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-016-2598-0>
- Majidi, J., 1999. *1:100000 geological map of Sabzevar. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (In Persian).*
- Moghadam, H. S., Li, Q. L., Kirchenbauer, M., Garbe-Schönberg, D., Lucci, F., Griffin, W. L., and Ghorbani, G., 2021. Geochemical and Isotopic Evolution of Late Oligocene Magmatism in Quchan, NE Iran. *Geochemistry, Geophysics, geosystems. AGU. Advancing earth and Space Science*, 1-40. Doi:10.1029/2021GC009973
- Mohammadi, E., Ghorbani, Gh., and Shafaii Moghadam, H., 2015. *Geochemistry and Petrogenesis of the Adakites in the Southern Domains of the Northern Sabzevar Ophiolites; With Emphasis on Sr-Nd-Pb Isotopes Results, Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 24 (95), p. 51-62. https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42381. (In Persian).*
- Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R., and Cotten, J., 1995. "Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)." *Geology* 23, 851–854. DOI: 10.1130/0091-7613
- Moores, E. M., Robinson, P. T., Malpas, J., Xenophontos, C., 1984. Model for origin of the Troodos massif, Cyprus, and other Mideast ophiolites geology, 12, pp.500- 503.
- Nasrabad, M., Rossetti, F., Theye, T., Vignaroli, G., 2011. Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran). *Solid Earth Discuss.* 3, 477–526. <http://dx.doi.org/10.5194/se-2-219-2011>
- Nicolas, A., 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Series in Petrology and Structural Geology, vol. 4. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, p. 367.
- Niida, K., 1997. "Mineralogy of MARK peridotites: replacement through magma channeling examined from Hole 920D, MARK area." In: Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., Elthon, D., (Eds.), Proceeding of the Ocean Drilling Program (ODP), Scientific Results, Leg 153, 265-275.
- Noghreyan, M.K., 1982. Evolution géochimique, mineralogique et structurale d'un edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie centrale), NE de l'Iran These Doc d'Etat, Université de Nancy, France.
- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Altenberger, U., and Lange, M., 2013. The Sabzevar blueschists of the north-central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys-related oceanic crust subduction: *International Journal of Earth Sciences*, v. 102, no. 5, p. 1491–1512, doi: 10.1007/s00531-013-0881-9.

- Pagé, P., Bédard, J.H., and Tremblay, A., 2009. "Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: the Ordovician Thetford Mines Ophiolite". *Lithos* 113, 21–47. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.030>
- Pearce, J.A., and Robinson, P.T., 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting: *Gondwana Research*, v. 18, p. 60. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.003>
- Pearce, J.A., Lippard S. J., and Roberts S., 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells M. F. (ed), *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London, Special Publications, 16, pp.77-89.
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, B., Kelley, K., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S., Cash, J., Fryer, P., Benton Hanan, B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J.I., Peate, D. W., Rowe, M. C., and Woods, M., 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin Mariana system: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v11(3), <https://doi.org/10.1029/2009GC002871>.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, S.M.H., and Moin Vaziri, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova* 22, 26–34. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00912.x>
- Shafaii-Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Arai, S., Stern, R.J., Ghorbani, G., Tamura, A., and Ottley, C., 2015. Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research*, 27, 575-593. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.007>
- Shafaii-Moghadama, H., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., and Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210-211, p.224-241. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004>
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, geosystems*, V2. <https://doi.org/10.1029/2000GC000080>
- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K., and Ghazi, A.M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1053-1067. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00143-8](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00143-8)
- Takahashi, E., Uto, K., and Sand chilling, J.G., 1987. "Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid Atlantic Ridge 29°N to 73°N." *Tech. Rep. ISEI, Okayama Univ., Ser. A*,9, 1-14.
- 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, 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.012>
- Zhang, Q., and Zhou, G.Q., 2001. *Ophiolites of China*. Science Press, Beijing.