

Research Article

Mineralogy, geochemistry of spinels in chromitites and host peridotites in Nehbandan Ophiolitic Complex, eastern Iran

Hamid Karimzadeh^{1*}, Mohammad Rahgoshay², Iman Monsef³

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

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

3- Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan 45137-66731, Iran

Keywords: *Mineralogy, Geochemistry, Spinel, Chromitite, Nehbandan Ophiolitic Complex.*

1-Introduction

Ophiolites are a set of oceanic rocks with variable structural, geochemical and mineralogical characteristics. The Iranian ophiolites distribution follows the tectonic setting of the Iranian plateau. Therefore, chromite mines inside ophiolites have been of interest for a long time. The Nehbandan ophiolitic complex in eastern Iran, as one of Iran's most crucial ophiolite outcrops, hosts chromite deposits in the Cheshmeh-anjir, Bandan, and Zolfaqari areas which are located in the southwest of Nehbandan city.

2-Material and methods

The thin and 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. The spinels were analyzed by a CAMECA SX100 Electron Probe Micro Analyzer (EPMA), With 15 kV, 20 nA rays, and counting times of 10 to 30 seconds at peaks for different minerals in the University of Hong Kong. The Fe³⁺ amounts were calculated using stoichiometry through the Droop (1987) method.

3-Results and discussions

In Cheshmeh-anjir, Bandan and Zolfaqari, host peridotites of chromitites are of harzburgite type. These harzburgites are composed of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and spinel (Karimzadeh et al., 2020; Karimzadeh et al., 2023). On the classification diagrams for spinels (Kapsiotis, 2009; Arai et al., 2006), the spinels from the Cheshmeh-anjir and Bandan peridotites plot in the fields of spinel and are of Cr-spinel type, while Zolfaqari spinels lie in the chromite field, and the Zolfaqari area spinels are of Al-chromite. According to Matsumoto and Arai (2001), spinels are vermicular in lherzolites and become subhedral towards harzburgite and finally euhedral in dunite and chromitite, and the degree of roundness of spinels increases in this direction, which is also true for the studied samples. Generally, spinels in the harzburgites were subhedral. In chromitites, when the texture of the rock is adcumulative, spinels form above 55% of the whole rock, while the volume of interstitial liquid is less than 5%. Spinel make up more than 95% of the whole rock. In most cases, the spinel boundaries were irregular, which is evidence of their high-temperature deformation, and also, the pull-apart microstructure is evidence of their temperature, which is higher than 1200 degrees Celsius (Huang et al., 2004). Low-temperature deformation in spinels is also associated with crystal breakage and shifting. Low-temperature fractures were caused by the extension of serpentinization (Huang et al., 2004). The classification of spinels for the studied areas by chemical composition is shown in the diagram of Cr/ (Cr + Al) versus Mg/ (Mg + Fe²⁺) (Kapsiotis, 2009). Spinel

* Corresponding author: hamidkarimzadeh73@yahoo.com

DOI: <https://doi.org/10.22055/aag.2022.41913.2319>

Received: 2022-09-17

Accepted: 2022-11-12

from the Cheshmeh-anjir and Zolfaqari chromitites plot in the spinel domain, and those from the Bandan chromitites plot between the border of spinel and magnesiochromite. In the diagram of Cr-Fe³⁺-Al components (Arai et al., 2006), all the spinels from Cheshmeh-anjir and Zolfaqari plot in the Cr-spinel field. At the same time, those from the bandan chromitite lie between Cr-spinel and Al-bearing chromite, and some even lie within the Al-bearing chromite field. The volume of interstitial liquid in most cases was olivine which became serpentine, reducing it during the formation of chromitites due to the gravitational fall of spinels, respectively, forming chromitites with orthocumular texture, mesocumular texture, and adcumular texture. This phenomenon is shown in the chromitites of the Cheshmeh-anjir, Bandan, and Zolfaqari areas, and sometimes all three stages of accumulation can be seen in a thin section. Generally, ophiolites could originate from different tectonic settings such as Mid-Ocean Ridges (MORB) or back-arc settings, as well as the Supra-Subduction Zone (SSZ) or fore-arc setting (Pearce et al., 1984). based on the Fe²⁺/Fe³⁺ versus Al₂O₃ diagram (Franz and Wirth, 2000), the spinels in the peridotites of the Zolfaqari area were the SSZ type, the spinels in the Bandan area peridotites were the MORB type. Finally, the spinels in the peridotites of the Cheshmeh-anjir area show the transition state. Therefore, they are in the field of MORB type, but they were also very close to the field of SSZ type. The spinels in the chromitites of the Bandan area were completed in the SSZ type field, and the spinels in the chromitites of Cheshmeh-anjir and Zolfaqari areas were also in the MORB type field, but at the same time, they also very close to the SSZ type field. This issue is very important in the case of the Zolfaqari area because its samples have even entered the SSZ type field. The degree of partial melting of peridotites depends on the Cr# component of spinels, and there is an inverse relationship with the amount of Al₂O₃ component in spinels of peridotites (Hellebrand et al., 2001). Therefore, the high degree of partial melting in harzburgites could indicate their remelting in the presence of fluid due to hydrous conditions. (Hirose and Kawamoto, 1995). On the other hand, peridotites with a high degree of depletion, such as the Zolfaqari area, are of the high Cr and SSZ type peridotites, which are residual in high degrees of partial melting and are formed in the fore-arc. On the contrary, Bandan peridotites with a low degree of depletion were high Al and MORB type peridotites formed in the back-arc, and the Cheshmeh-anjir peridotites were intermediate as well. During the abduction of the ophiolite, strong tectonic movements change the structural order from the initial state. Therefore, the confusional phenomenon can be seen in the whole sequence of ophiolites. Generally, in ophiolites, chromite deposits form in the upper mantle's upper levels near the Moho transition zone (Proenza et al., 2008). In some cases, they accumulate in the form of scattered accumulations in the lower crust. chromitite deposits are related to the formation of harzburgites (Arai and Miura, 2015). The host harzburgites of chromitites in the Oman ophiolite confirm re-fertilization, indicating the formation of chromites as a result of the melt-mantle reaction. (Leblanc and Ceuleneer, 1992). However, the formation of some ophiolites has been associated with SSZ (Miyashiro, 1973). The presence of podiform chromite deposits in the mantle sequence was suggested as an indicator for SSZ ophiolites. Although this feature is not entirely differentiating because there are also small chromite deposits in the MORB-type ophiolites. However, podiform chromite deposits are generally formed in SSZ ophiolites (Pearce et al., 1984). In contrast to another theory, it presents a model that the melt-rock reaction process could change the composition of the primary melt from tholeiitic to boninitic, and both high Cr-chromitites and high Al-chromitites could form in a typical tectonic setting; there is no need to consider different tectonic setting for them (Rollinson, 2005). The presence of water has been considered necessary for forming ophiolitic chromitites which proves the formation of chromite in the SSZ (Dilek et al., 2000). However, chromitization can occur in the MORB (Matveev and Ballhaus, 2002). MORB-type spinels have low Cr, and, in contrast, high-Cr spinels are formed in arc-related ophiolitic chromitites in the SSZ (Arai and Matsukage, 1998). The spinels in the chromitites of the Bandan area were SSZ type, and the chromitites of the Cheshmeh-anjir and Zolfaqari areas were MORB type. Nevertheless, they also show the characteristics of the SSZ type. Significantly, some spinels in the Zolfaqari chromitites should be considered SSZ type. At the beginning of the formation of the Tethys Ocean, in the middle of it, the phenomenon of the expansion of mid-oceanic ridges was dominant and led to the formation of MORB type, and further, the phenomenon of subduction happened on the side of the ocean caused the formation of SSZ type. The transition state is also between them. Finally, the complete closure of the Tethys Ocean and the abduction of a small part of it, which caused the formation of the

ophiolite, allows the formation of spinels in three different tectonic settings in a small area such as the Nehbandan Ophiolitic Complex.

4-Conclusion

Chromite deposits of Nehbandan Ophiolitic Complex were often found as lenticular structures. Chromitites were of alpine type. The chemical properties of Bandan chromitites are characterized by higher #Cr than Cheshmeh-anjir and Zolfaqari chromitites, and this is an essential point due to the deposit size in the Bandan area. The chromitites of the Nehbandan Ophiolitic Complex, especially the Bandan area, formed the SSZ type in the fore-arc tectonic setting. Although the Cheshmeh-anjir chromitites are considered N-MORB type, they have chemical properties close to SSZ type. Considering that from the petrological point of view, the high-Cr chromitites could be related with SSZ type ophiolites with high certainty, but this is not the case with the Bandan chromitites because the origin of host harzburgites in the Bandan area is of N-MORB type which is formed in the back-arc tectonic setting. Moreover, the origin of the host harzburgites in the Zolfaqari area with high partial melting is the SSZ type, and the Cheshmeh-anjir area is the transition state. The reason for this critical issue should be sought in the influence of tectonic factors in the Nehbandan ophiolitic complex. In such a way, strong tectonic movements have caused a vast dissociation in this complex. As a result, even the tectonic setting of the host harzburgites does not match with the chromitites. Therefore, from an applied point of view, special attention should be paid to this issue in the prospecting phase of chromite.

Acknowledgments

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

References

- Arai, S., Matsukage, K., 1998. Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: A comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos* 43, 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00003-6)
- Arai S., Shimizu Y., Ismail S.A. and Ahmed A.H., 2006. Low-T formation of high-Cr spinel with apparently primary chemical characteristics within podiform chromitite from Rayat, northeastern Iraq. *Mineralogical Magazine*, 70, 499-508. <https://doi.org/10.1180/0026461067050353>
- Arai, S., Miura, M., 2015. Podiform chromitites do form beneath midocean ridges. *Lithos* 232, 143–149. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.015>
- Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A., 2000. Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program. *Geological Society of America Special Paper* 349, 139–147. <https://doi.org/10.1130/SPE349>
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine* 51, 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Franz, L., Wirth, R., 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismark Archipel- ago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 283-295. <https://doi.org/10.1007/s004100000188>
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B., Hofmann, A.W., 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, 677-681. <https://doi.org/10.1038/35070546>
- Hirose, K., Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPA: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 463–473. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00096-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U)
- Huang, X., Li, J., Kusky, T.M., Chen, Z., 2004. Microstructures of the 2.50 Ga podiform Chromite, North China craton and implicatins for the deformation and rheology of the Archean oceanic lithospheric

- mantle. *Developments in Precambrian Geology* 13, 321-337. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(04\)13010-7](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(04)13010-7)
- Kapsiotis, A., 2009. PGM and Chromite Mineralization Associated with the Petrogenesis of the Vourinos and Pindos Ophiolite Complexes, Northwestern Greece. Unpublished Ph.D. thesis, University of Patras, Patras, Greece, p. 891.
- Karimzadeh, H., Rahgoshay, M., 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, 157-176. (In Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v12i2.76889>
- Karimzadeh, H., Rahgoshay, M., Monsef, I., 2023. Mineralogy and geochemistry of clinopyroxene in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex, eastern Iran. *Geosciences Journal* 33, 135-154. (In Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.360594.2030>
- Leblanc, M., Ceuleneer, G., 1992. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos* 21, 231-257. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(91\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90002-3)
- Matsumoto, I., Arai, S., 2001. Morphological and chemical variations of chromian spinel in dunite-harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implications for mantle/melt reaction and chromitite formation processes. *Mineralogy and Petrology* 73, 305-323. <https://doi.org/10.1007/s007100170004>
- Matveev, S., Ballhaus, C., 2002. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 235-243. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00860-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00860-9)
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos complex was probable formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 218-281. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90118-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90118-0)
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications 16, 77-94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Escayola, M., Cábana, C., Schalamuk, A., Garuti, G., 2008. Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *Ore Geology Reviews* 33, 32-48. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.009>
- Rollinson, H., 2005. Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model. *The Island Arc* 14, 542-550. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00482.x>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Karimzadeh, H., Rahgoshay, M., Monsef, I., 2023. Mineralogy, geochemistry of spinels in chromitites and host peridotites in Nehbandan Ophiolitic Complex, eastern Iran. *Adv. Appl. Geol.* 13(2), 576-599.

DOI: <https://doi.org/10.22055/aag.2022.41913.2319>

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_18254.html

©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

کانی شناسی، ژئوشیمی اسپینل های موجود در کرومیتیت ها و پریدوتیت های میزبان در مجموعه

افیولیتی نهبندان، شرق ایران

حمید کریم زاده*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

محمد رهگشای

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

ایمان منصف

دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی ۴۵۱۳۷-۶۶۷۳۱، ایران

*hamidkarimzadeh73@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۲۲

چکیده

در مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری مجموعه افیولیتی نهبندان، پریدوتیت های میزبان کرومیتیت ها از نوع هارزبورژیت هستند. این هارزبورژیت ها از کانی هایی مانند الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن و اسپینل تشکیل شده اند. اسپینل موجود در پریدوتیت های مناطق چشمه انجیر و بندان از نوع کروم-اسپینل و در منطقه زلفقاری از نوع کرومیت آلومینیوم دار است. و اسپینل موجود در کرومیتیت های مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری همگی از نوع کروم-اسپینل است. فقط تعدادی از نمونه های بندان از نوع کرومیت آلومینیوم دار هستند. کرومیتیت های این مناطق از نوع انبانه ای یا آلیپی می باشند. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و تعیین خاستگاه تکتونیکی، اسپینل های موجود در هارزبورژیت های منطقه زلفقاری، درجه تهی شدگی و ذوب بخشی بالاتر و از نوع SSZ هستند، اسپینل های موجود در هارزبورژیت های منطقه بندان، درجه تهی شدگی و ذوب بخشی پایین تر و از نوع N-MORB می باشند و اسپینل های موجود در پریدوتیت های منطقه چشمه انجیر، حالت گذار بین این دو را نشان می دهند. اسپینل های موجود در کرومیتیت های منطقه بندان نیز از نوع SSZ و Cr بالاتری دارند. اسپینل های موجود در کرومیتیت های مناطق چشمه انجیر و زلفقاری از نوع N-MORB می باشند. ولی در عین حال، به نوع SSZ نیز بسیار شبیه هستند. در کرومیتیت های مناطق چشمه انجیر و زلفقاری میزان Al بالاتر از کرومیتیت های منطقه بندان است.

واژه های کلیدی: کانی شناسی، ژئوشیمی، اسپینل، کرومیتیت، مجموعه افیولیتی نهبندان

۱-مقدمه

افیولیت ها به عنوان مجموعه ای از سنگ های اقیانوسی با خصوصیات ساختاری، ژئوشیمیایی و کانی شناسی متغیر هستند. پراکندگی افیولیت های ایران مطابق با شرایط تکتونیکی فلات ایران است که در شکل ۱ دیده می شود. در بین افیولیت های ایران، مجموعه افیولیتی نهبندان در شرق ایران از اهمیت زیادی برخوردار هست. از دیرباز معادن کرومیت در داخل افیولیت ها مورد توجه بوده است. کرومیتیت ها و پریدوتیت های میزبان در مجموعه افیولیتی نهبندان شامل مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری هستند که در جنوب غربی شهر نهبندان قرار گرفته اند و در پهنه جوش خورده سیستان قرار دارند. مختصات جغرافیایی مناطق یاد شده در جدول ۱ آمده است.

همینطور موقعیت مناطق مطالعه شده در نقشه زمین شناسی مشخص شده است (شکل ۱). مطالعات اولیه زمین شناسی این ناحیه توسط Stocklin و همکاران (۱۹۷۷) انجام شده است. مطالعه منطقه بین بلوک لوت و افغانستان توسط Tirrul و همکاران (۱۹۸۳)، صورت پذیرفته است. گستره های مورد مطالعه این پژوهش در بخش شمال شرقی نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زابل، قرار گرفته اند (Alavi Naini et al., 1990). همینطور این مناطق در نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نهبندان (Tirrul et al., 1989) و ۱/۱۰۰۰۰۰ بندان قرار می گیرند (Griffis et al., 1980). بررسی های ژئوشیمیایی و پتروژنز پریدوتیت های شمال شرق نهبندان، توسط Delavari و همکاران (۲۰۰۹) صورت پذیرفته است. مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی شرق و شمال شرق مجموعه افیولیت های نهبندان

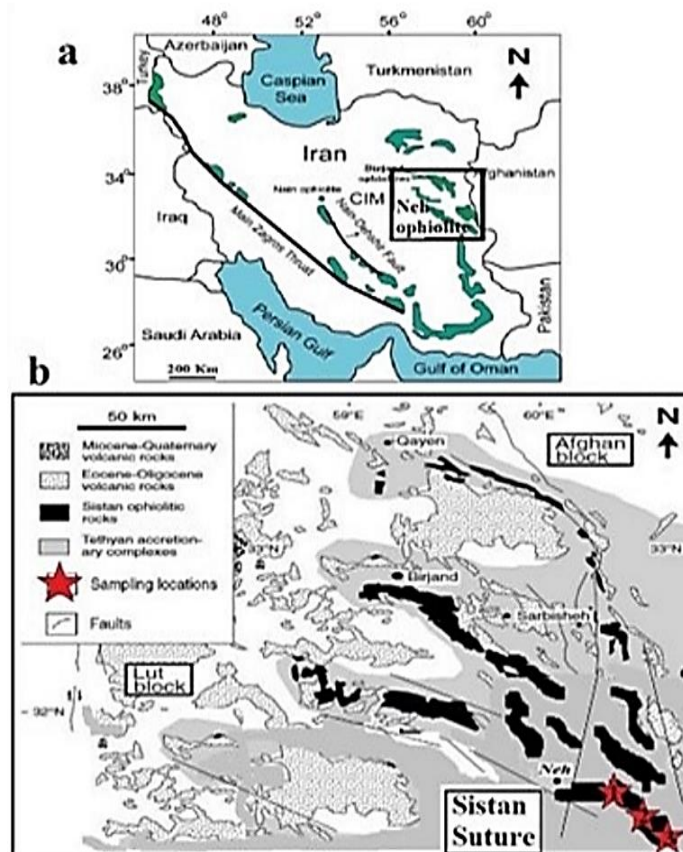
افیولیتی نهبندان در سه محیط تکتونیکی متفاوت تشکیل شده‌اند و مناطق پریدوتیتی مختلف این مجموعه، منشأ متفاوتی از همدیگر را نشان می‌دهند. قابل ذکر است تاکنون پژوهش قابل توجهی روی کرومیت‌های این ناحیه صورت نپذیرفته است. لذا هدف اصلی این پژوهش بررسی پتروزن کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های گوشته‌ای میزبان آن‌ها در مجموعه افیولیتی نهبندان است.

توسط Saccani و همکاران (۲۰۱۰) انجام شده است. جدیدترین بررسی‌های جامع زمین‌شناختی در این ناحیه توسط Karimzadeh و همکاران (۲۰۲۰)، Karimzadeh (۲۰۲۱) و Karimzadeh و همکاران (۲۰۲۳) صورت پذیرفته است. در این پژوهش‌ها علاوه بر بخش گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نهبندان، بخش پوسته‌ای این مجموعه نیز بررسی شده‌اند و نتیجه‌گیری بر این شده است که پریدوتیت‌های مجموعه

جدول ۱- مختصات جغرافیایی مناطق کرومیتی در مجموعه افیولیتی نهبندان.

Table 1. Geographical coordinates of chromite areas in Nehbandan ophiolitic complex quadrangle.

Point	Longitude	Latitude
Cheshmeh-anjir area	60°31'93"	31°32'42"
Bandan area	60°40'37"	31°17'54"
Zolfagari area	60°43'50"	31°13'29"



شکل ۱- (a) پراکندگی افیولیت‌های ایران و موقعیت مجموعه افیولیتی نهبندان و (b) نقشه زمین‌شناسی شرق ایران، مجموعه افیولیتی نهبندان و مناطق پژوهشی که با علامت ستاره و شماره داخل‌شان مشخص هستند که به ترتیب عبارت هستند از ۱- منطقه چشمه انجیر، ۲- منطقه بندان، ۳- منطقه زلفقاری (Zarrinkoub et al., 2012). (Neh=نهبندان)

Fig. 1. (a) Distribution of ophiolites of Iran and the location of Nehbandan ophiolitic complex and (b) Geological map of eastern Iran, Nehbandan Ophiolitic Complex and the research areas marked with asterisks and numbers inside them, which are respectively: 1-Cheshmeh anjir area, 2-Bandan area, 3-Zolfagari area (Zarrinkoub et al., 2012). (Neh=Nehbandan)

۲- روش کار

در این پژوهش جهت مطالعات سنگ شناسی و کانی نگاری از سنگ ها مقاطع نازک و صیقلی تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده از نمونه ها توسط میکروسکوپ پلاریزان OLYMPUS مدل BH-2 و مقاطع صیقلی توسط میکروسکوپ انعکاسی OLYMPUS مدل BX-60 بررسی شده اند. تعیین ترکیب شیمی کانی های موجود در نمونه های ماگمایی، از دستگاه الکترون مایکروپروب (EMPA) مدل CAMECA SX100 که شرایط آنالیزی شامل ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان اشعه ۲۰ نانو آمپر با زمان های شمارش ۱۰ تا ۳۰ ثانیه در پیک ها، برای کانی های مختلف هستند که در دانشگاه هنگ کنگ انجام شده است. در محاسبه مقدار Fe^{3+} برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی ها نیز از استوکیومتری کانی ها استفاده شده است (Droop, 1987). نتایج در جدول های ۲ تا ۷ ارائه شده اند.

۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

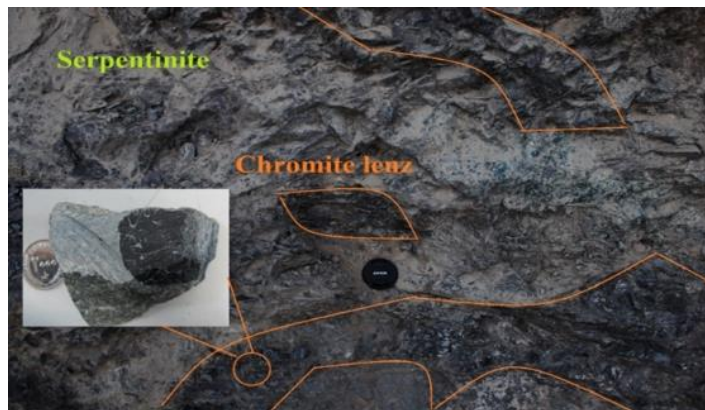
کرومیتیت ها و پریدوتیت های میزبان در مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری در پهنه جوش خورده سیستان قرار دارند. در شرق ایران ذخایر کرومیت از نوع پادیفرم (Podiform) یا انبانهای که به نام نوع آلپی نیز شناخته می شود، هستند. از ویژگی های آن ها می توان به ذخیره محدود و شکل نامنظم توده ها اشاره کرد. قابل یادآوری است در این ناحیه معدن کرومیت دیگری نیز به نام خوانشرف در ده کیلومتری شرق شهر نهبندان وجود دارد که بطور کامل تخلیه شده است. محدوده اول مورد مطالعه، معدن کرومیت چشمه انجیر است که جزء معادن فرعی بوده و توسعه قابل توجهی ندارد. این معدن در کنار جاده نهبندان - زابل واقع شده و از طریق جاده اصلی حدود ۴۵ کیلومتر از نهبندان فاصله دارد و پس از آن نیز با پیموند حدود ۵ کیلومتر از طریق یک جاده فرعی قابل دسترسی است. ته نشست های کرومیت در این معدن به صورت رگه ها و توده های عدسی شکل کم حجم با محل تماس تکتونیک درون پریدوتیت شدیداً سرپانتینی شده مشهود هستند (شکل ۲). اصلی ترین ذخیره کرومیت شرق ایران معدن کرومیت بندان است. این معدن به عنوان دومین محدوده مورد مطالعه در حدود ۸۵ کیلومتری نهبندان در بین نهبندان - زابل در فاصله ۱۳ کیلومتری غرب روستای بندان واقع گردیده است. توده کرومیتیت در این معدن که عملیات معدن کاری از سطح

زمین و به صورت روباز انجام می شود اغلب به شکل ساختارهای دایکی شکل و یا ساختارهای ورقه ای در درون پریدوتیت گوشته ای میزبان قرار دارد (شکل ۳a). حداکثر ضخامت توده های ورقه ای کرومیتیت به حدود ۲ متر می رسد. بر مبنای نوع جایگیری ته نشست کرومیتیت ممکن است تصور شود که این توده ها محصول تبلور از مذابی باشند که در جهت گسل های درون پریدوتیت های بخش بالایی گوشته تزریق شده اند.

حداقل سه نوع بافت در کرومیتیت های این معدن قابل رویت است که بافت پوست پلنگی (Lampard Texture) (شکل ۳b)، بافت ادکومولا بدون ناخالصی (شکل ۳d) و حالت بینابینی این دو بافت (شکل ۳c) در این معدن عمومیت دارند. معدن «کرومیت زلفقاری» سومین محدوده مورد مطالعه هم در امتداد آن ها، در ۹۵ کیلومتری جنوب شرق شهر نهبندان به سمت زابل در منتهای الیه استان خراسان جنوبی در مرز استان سیستان و بلوچستان قرار دارد. ته نشست های کرومیت در این معدن نیز به صورت ساختار رگه ای - عدسی شکل (شکل ۴a) با بافتی یکدست (شکل ۴b) در درون پریدوتیت های که تا حدودی سرپانتینی شده اند (شکل ۴c)، حضور دارند.

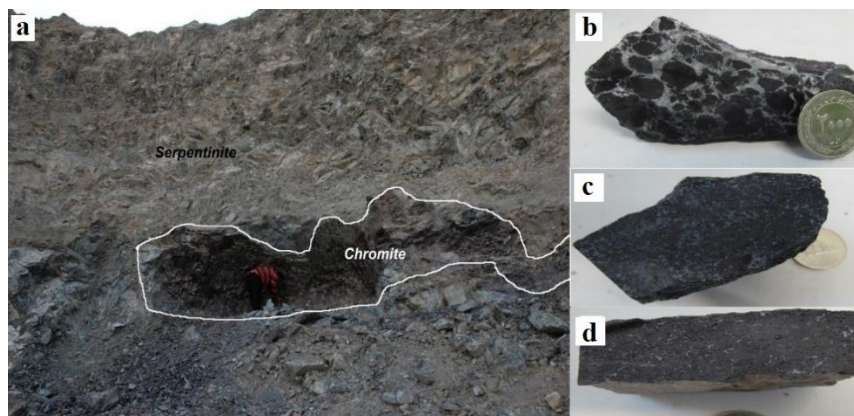
۴- پتروگرافی

در مجموعه افیولیتی نهبندان، سنگ های اولترامافیک عمدتاً شامل پریدوتیت های از نوع هارزبورژیت هستند. آنالیز مدال نمونه های میکروسکوپی در مناطق مورد مطالعه چشمه انجیر، بندان و زلفقاری بر اساس روش (Le; Streckisen, 1979; Bas, 2000) نیز این موضوع را تایید می کند (شکل ۵). به طور کلی در پریدوتیت های مجموعه افیولیتی نهبندان میزان الیوین بین ۷۰ تا ۸۹ درصد، ارتوپیروکسن ۱۰ تا ۳۰ درصد و کلینوپیروکسن کمتر از ۴ درصد حجمی هستند. بالاترین نرخ ارتوپیروکسن را در هارزبورژیت های زلفقاری می بینیم که تا ۳۰ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. در مقابل، هارزبورژیت های بندان کمترین نرخ ارتوپیروکسن را نشان می دهند که در حدود ۱۰ درصد حجمی در کل سنگ است و هارزبورژیت های چشمه انجیر از این منظر، حدواسط هستند (شکل ۵). کروم - اسپینل یک فاز فرعی است که در اکثر پریدوتیت ها حضور داشته و درصد حجمی آن معمولاً کمتر از ۲ درصد است. همین موضوع شمارش درصد حجمی این کانی را با مشکل مواجه می کند.



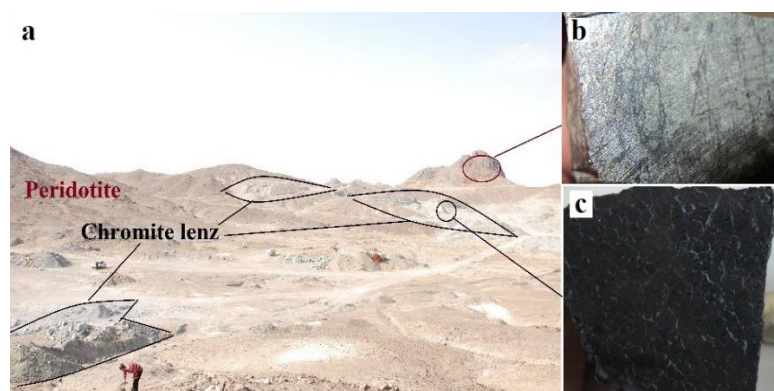
شکل ۲- کرومیت‌ها در معدن چشمه انجیر به صورت رگه‌ای - عدسی شکل و کم حجم با محل تماس تکتونیکی در درون پریدوتیت‌های شدیداً سرپانتینی شده مشخص هستند.

Fig. 2. Chromites in Cheshmeh anjir mine in the form of veins-lenses and low-volume which are characterized by the tectonic contact within the strongly serpentinized peridotites.



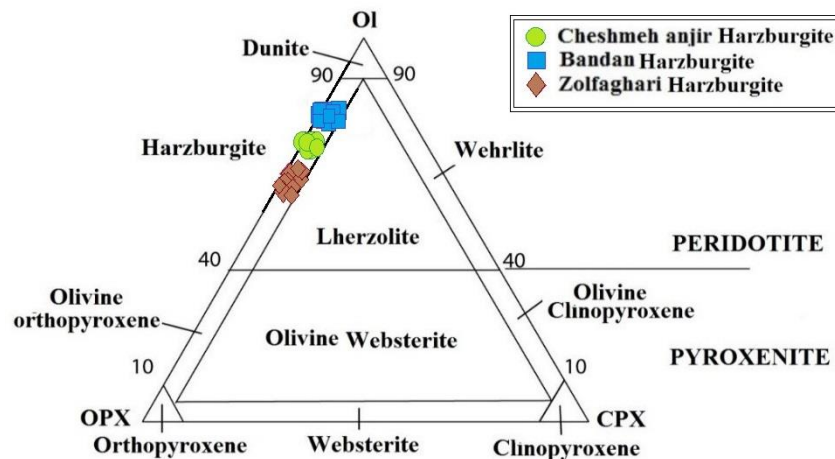
شکل ۳- (a) کرومیتیت‌های دارای ساختار ورقه‌ای با مرزی تیز در درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای میزبان (b) بافت پوست پلنگی کرومیت‌ها (c) بافت حالت بینابینی در آن‌ها و (d) بافت ادکومولا بدون ناخالصی در معدن بندان نشان داده شده است.

Fig. 3. (a) chromitites have sheet structure with sharp boundaries within the host mantle peridotites (b) Leopard texture of chromites (c) interstitial texture in them, and (d) adcumula texture without impurity in Bandan mine is shown.



شکل ۴- ساختار رگه‌ای - عدسی شکل کرومیتیت‌ها در درون پریدوتیت‌های معدن زلفقاری. (b) نمونه دستی پریدوتیت‌ها و (c) نمونه دستی کرومیتیت‌ها.

Fig. 4. (a) vein-lens structure of chromitites inside the peridotites of Zolfaqari mine. (b) Manual sample of peridotites, and (c) Manual sample of chromitites.



شکل ۵- نمودار مثلثی اشتريکایزن برای طبقه‌بندی سنگ‌های اولترامافیک (Streckeisen, 1979; Le Bas, 2000). بر اساس درصد مدال کانی‌های الیوین، ارتوپيروکسن و کلینوپيروکسن، پریدوتیت‌های مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری از نوع هارزبورژیت هستند.

Fig. 5. Streckeisen ternary diagram for the classification of ultramafic rocks (Streckeisen, 1979; Le Bas, 2000) Based on the modal proportions of olivine, orthopyroxene and clinopyroxene minerals, the studied peridotites of the Cheshmeh anjir, Bandan and Zolfaghari area are classified as harzburgite.

۴-۲- پتروگرافی اسپینل در پریدوتیت‌ها

اسپینل‌ها در مقاطع نازک، کانی‌هایی با رنگ تیره و اپک هستند. در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نهبندان، اندازه اسپینل‌ها در اکثر موارد کمتر از ۱ میلی متر و به ندرت تا ۲ میلی متر نیز می‌رسد (شکل ۶ a). در مواردی نیز به صورت ادخال در درون دیگر کانی‌هاست (شکل ۶ b). تا حدودی به صورت نیمه شکل تا شکل دار دیده می‌شوند (شکل ۶ c). ولی در اکثر اوقات دارای حاشیه گرد شده و تورفته هستند و بدین لحاظ منعکس کننده منشأ برجای مانده از فرایند ذوب هستند (شکل ۶ d). گاهی ادخال کانی‌های سیلیکاتی مثل الیوین در داخل اسپینل‌ها وجود دارد که از خصوصیات اسپینل سالم است. در دگرسانی شدید اسپینل‌ها که به رنگ قهوه‌ای تا قرمز متمایل به قهوه‌ای در PPL دیده می‌شود از تبدیل آن به اسپینل غنی از آهن تشکیل می‌گردد. دگرسانی در این کانی، فرآیندی است که اغلب از حاشیه و در طول شکستگی‌ها با جایگزین شدن آهن، همراه است (شکل ۶ e). تشکیل نوار مگنتیت ثانویه در کناره اسپینل را در نتیجه تبادل Mg^{2+} و Fe^{2+} بین اسپینل و فازهای سیلیکاته همراه خصوصاً با کانی الیوین دانسته‌اند (Barnes, 2000). در این حالت به طور کامل ترکیب شیمیایی کانی تغییر کرده و به فریت-کرومیت تبدیل می‌شود. میزان شدت دگرسانی اسپینل‌ها از میزان شدت سرپانتینی شدن پریدوتیت‌های میزبان پیروی می‌کند و با هم رابطه مستقیم دارند (شکل ۶ e).

۴-۱- پتروگرافی الیوین، ارتوپيروکسن و کلینوپيروکسن

در پریدوتیت‌ها

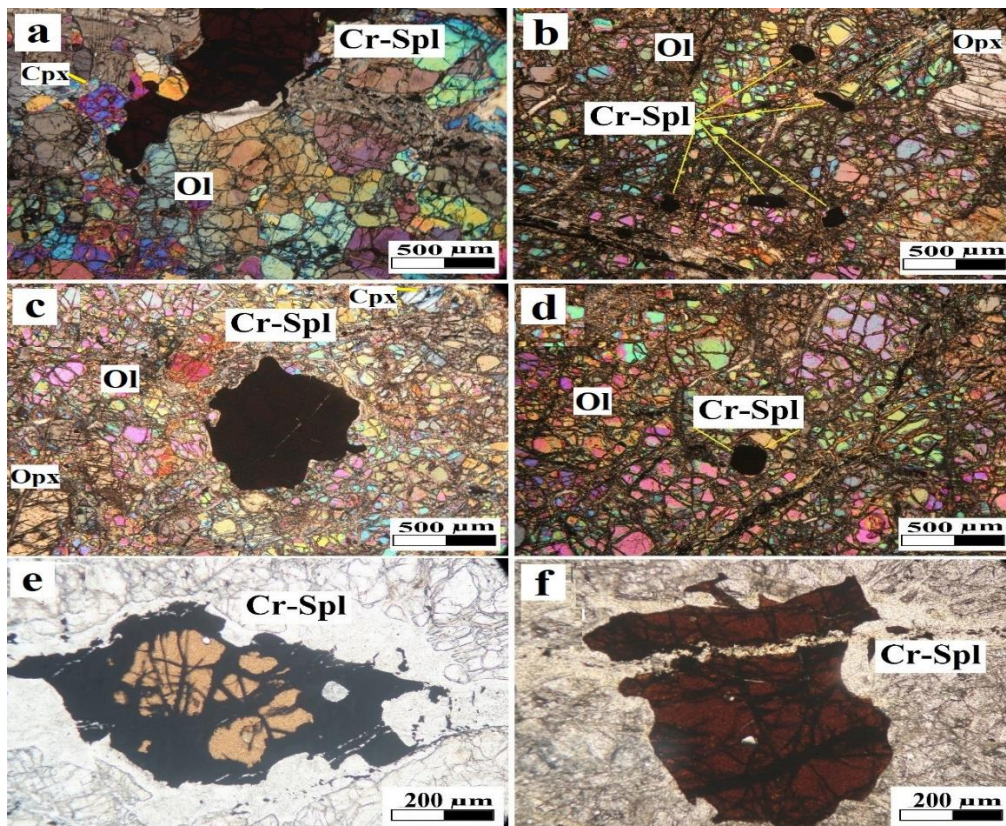
الیوین، کمترین مقاومت را در مقابل دگرسانی دارد و معمولاً از بقیه کانی‌ها بیشتر دگرسان می‌شود. ولی در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نهبندان، نمونه‌هایی با دگرسانی بسیار کم و الیوین تقریباً حفظ شده نیز وجود دارد (شکل ۶ a). آثار ذوب گوشته‌ای در الیوین‌ها کاملاً مشخص هست. به صورتی که الیوین‌ها با مرز اتصال دانه‌ای ناصاف در مرز تماس الیوین-الیوین یا الیوین-ارتوپيروکسن و یا کلینوپيروکسن به شکل زبانه‌ای وارد همدیگر شده‌اند (شکل ۶ b, c).

پورفیروکلاست‌های ارتوپيروکسن معمولاً حاشیه نامنظم داشته و اندازه آن‌ها اساساً کمتر از ۲ میلی متر است (شکل ۶ b). به طوری که با جلای برنزی در نمونه دستی نیز قابل تشخیص هستند. کینک باند، خم‌شدگی در کلیواژ و خاموشی موجی در پورفیروکلاست‌های ارتوپيروکسن شواهدی از فشارهای دمایی بالا است (شکل ۶ c).

اندازه کلینوپيروکسن به صورت دانه‌های مجزا از کمتر از ۱ میلی متر می‌رسند. در برخی موارد نیز بصورت ادخال درون الیوین وجود دارد (شکل ۶ a). این کانی به طور طبیعی حاشیه‌های نامنظم و دارای خوردگی هست (شکل ۶ c) که شواهد ذوب گوشته‌ای را در خود ثبت کرده است.

می شود (شکل ۶f).

بافت کششی-جدایشی از مشخصات بارز این کانی محسوب

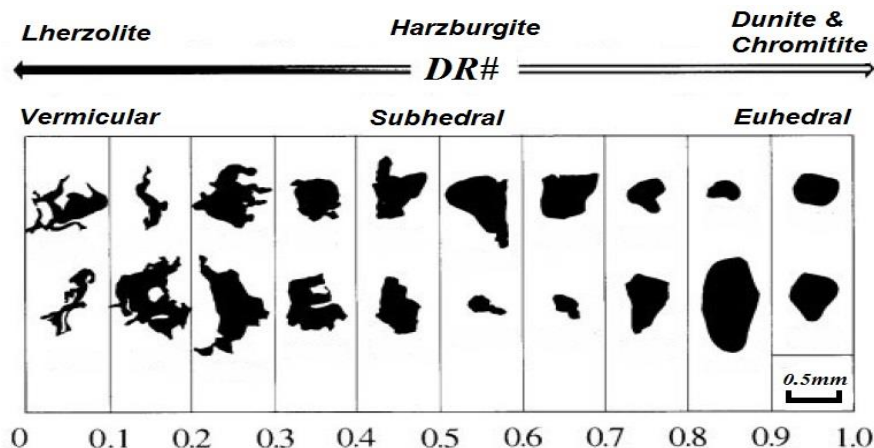


شکل ۶- (a) اندازه اسپینل‌ها در اکثر موارد کمتر از ۱ میلی متر و به ندرت تا ۲ میلی متر نیز می‌رسند. (b) اسپینل به صورت ادخال درون دیگر کانی‌ها. (c) اسپینل‌های نیمه شکل دار. (d) اسپینل‌های نیمه شکل دار در زمینه‌ای از الیوین‌ها. (e) دگرسانی شدید اسپینل‌ها به صورت رنگ قهوه‌ای تا قرمز متمایل به قهوه‌ای در نور PPL که این کانی را تبدیل به اسپینل غنی از آهن با رنگ کاملاً تیره می‌کند و (f) بافت کششی-جدایشی در اسپینل‌ها. علائم اختصاری از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است. (Ol= الیوین، Opx= ارتوپیروکسن، Cr-Spl= کروم اسپینل، Cpx= کلینوپیروکسن).

Fig. 6. (a) The size of spinels in most cases is less than 1 mm and rarely up to 2 mm. (b) spinel as inclusions in other minerals. (c) Subhedral spinels. (d) Subhedral spinels in a context of olivines. (e) intense alteration of spinels as brown to red-brown color in PPL which transforms this mineral into iron-rich spinel with a completely dark color and (f) pull-apart texture in spinels. Abbreviations are adapted from Whitney and Evans (2010). (Ol= olivine, Opx= orthopyroxene, Cpx= clinopyroxene, Cr-Spl= chromium spinel).

شکل دار بودن اسپینل‌ها در انواع هارزبورژیت‌های مطالعه شده دیده می‌شود. بطوری که اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه زلفقاری با درجه تهی‌شدگی و ذوب بخشی بالاتر، خودشکل‌تر از اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه بندان با درجه تهی‌شدگی و ذوب بخشی پایین‌تر هستند و اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه چشمه انجیر، حالت گذار بین این دو را نشان می‌دهند.

به عقیده Arai و Matsumoto (۲۰۰۱) اسپینل‌ها در لرزولیت‌ها ورمیکولار هستند و به سمت هارزبورژیت نیمه شکل‌دار و در نهایت در دونیت و کرومیتیت تمام شکل‌دار می‌شوند و همینطور درجه گردش‌دهی اسپینل‌ها در این مسیر افزایش پیدا می‌کند (شکل ۷). در نمونه‌های مورد پژوهش نیز این موضوع کاملاً صدق می‌کند. بطوری که در هارزبورژیت‌های مطالعه شده، اسپینل‌های موجود در آن‌ها عموماً نیمه شکل‌دار هستند. بنابر همین اصل تفاوت‌هایی نیز در میزان گردش‌دهی و



شکل ۷- اسپینل در لرزولیت‌ها و میکولار و در هارزبورژیت نیمه شکل و در نهایت در دونیت‌ها و کرومیتیت‌ها تمام شکل دار است؛ و تعیین DR# یا درجه گردی (Matsumoto and Arai, 2001).

Fig. 7. Spinel is vermicular in lherzolites and subhedral in harzburgite and finally, is euhedral in dunites and chromitites; and determining DR# or degree of roundness (Matsumoto and Arai, 2001).

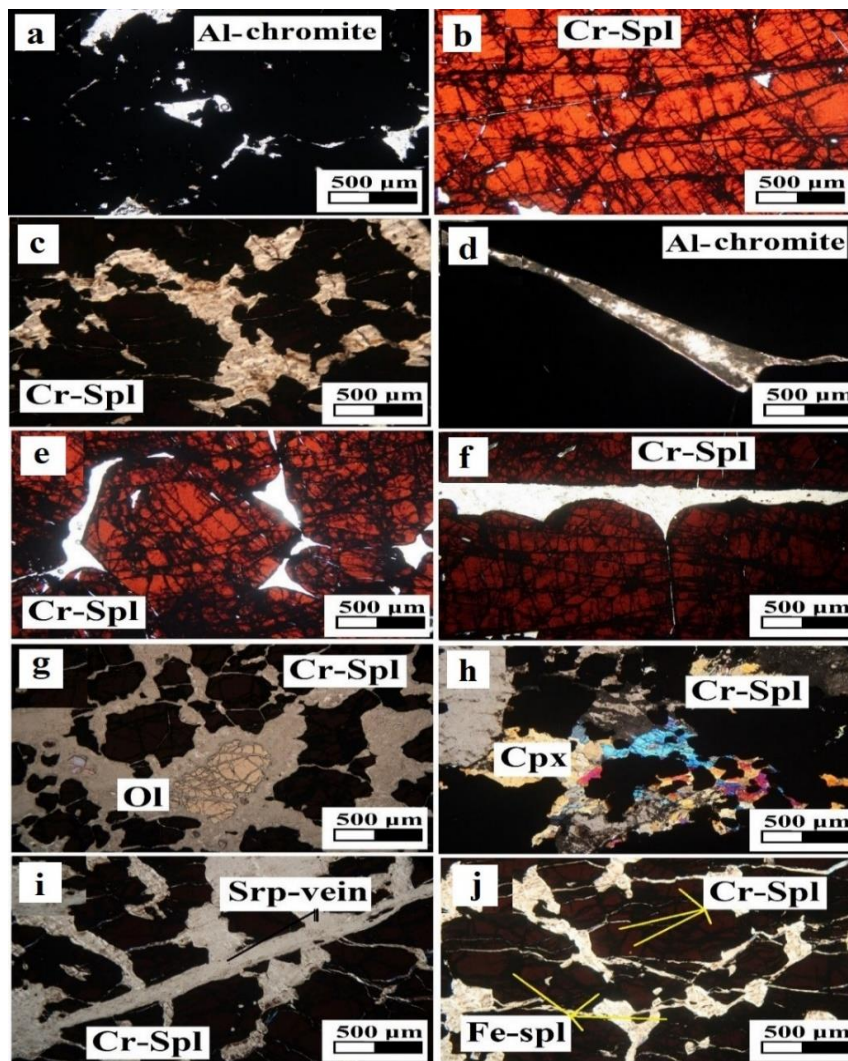
کانی‌های سیلیکاتی مانند الیوین (شکل ۸ g) و کلینوپیروکسن (شکل ۸ h) دیده می‌شوند که باقی مانده پریدوتیت‌های مولد گوشته‌ای هستند که تا حدودی دچار دگرسانی نیز شده‌اند. دگرسانی سرپانتینی شدن در همین کانی‌ها به ویژه در الیوین‌ها موجب بافت رگه‌ای سرپانتینی و قطع کردن اسپینل‌ها توسط همین رگه‌ها شده است (شکل ۸ i)؛ مانند اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها، اسپینل‌های کرومیتیتی نیز در اثر دگرسانی شدید رنگ قهوه‌ای تا قرمز متمایل به قهوه‌ای که از تبدیل آن‌ها به فرو - اسپینل با رنگ تیره‌تر دیده می‌شوند. دگرسانی در این جا نیز با جایگزین شدن اسپینل‌های غنی از آهن معمولاً از حاشیه و در طول شکستگی‌ها انجام می‌گیرد (شکل ۸ j).

اسپینل‌ها در یک جهت خاص طویل شده و به موازات هم و به دنبال هم قرار گرفته‌اند (شکل ۸ c). در اکثر مواقع نیز، مرزهای بین اسپینل‌ها، نامنظم و طویل‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۸ d). این شواهد نشانگر دگرشکلی درجه حرارت بالا در اسپینل‌هاست. و همین‌طور ریز ساختار کششی-جدایشی در درجه حرارت بالاتر از ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود (Huang et al., 2004). دگرشکلی درجه حرارت پایین در اسپینل‌ها نیز با شکسته شدن و جا به جا شدن بلور همراه است. شکستگی‌های درجه حرارت پایین، ناشی از گسترش سرپانتینی شدن است (Huang et al., 2004).

۳-۴- پتروگرافی اسپینل در کرومیتیت‌ها

در کرومیتیت‌ها، درصد حجمی اسپینل‌ها بالای ۵۵ درصد حجمی کل سنگ است و در مواردی که بافت سنگ از نوع تمام انباشتی (Accumulate) باشد، حجم کانی‌هایی که از مایع بین‌بلوری متبلور می‌شوند کمتر از ۵ درصد حجمی کل سنگ هستند. پس در این موارد اسپینل‌ها بالای ۹۵ درصد حجمی کل سنگ را تشکیل می‌دهند.

در مقطع نازک، کانی کرومیت آلومینیوم‌دار موجود در کرومیتیت‌بندان، به دلیل میزان بالای Cr، رنگ سیاه دارند (شکل ۸ a) و کروم-اسپینل‌های کرومیتیت‌های چشمه‌انجیر و زلفقاری به دلیل میزان Al بالایی که دارند به رنگ قرمز مایل به نارنجی دیده می‌شوند (Karimzadeh, 2021) (شکل ۸ b). ظاهر کشیده اسپینل‌ها در کرومیتیت‌ها نشان از تحمل فشار ناشی از حرکات تکتونیکی هست (شکل ۸ c). در اسپینل‌های مختلف بافت‌های کششی (Pull apart texture) کاملاً مشهود است (شکل ۸ d). اسپینل‌ها در موقع انباشتی شدن (Accumulation) حالت‌هایی از چرخیدن را حین سقوط نشان می‌دهند (شکل ۸ e). در بعضی از اسپینل‌ها مرز بین دانه‌های خودشکل خیلی برجسته و تیز هستند (شکل ۸ f). در بین فضای خالی اسپینل‌ها در کرومیتیت‌های چشمه‌انجیر

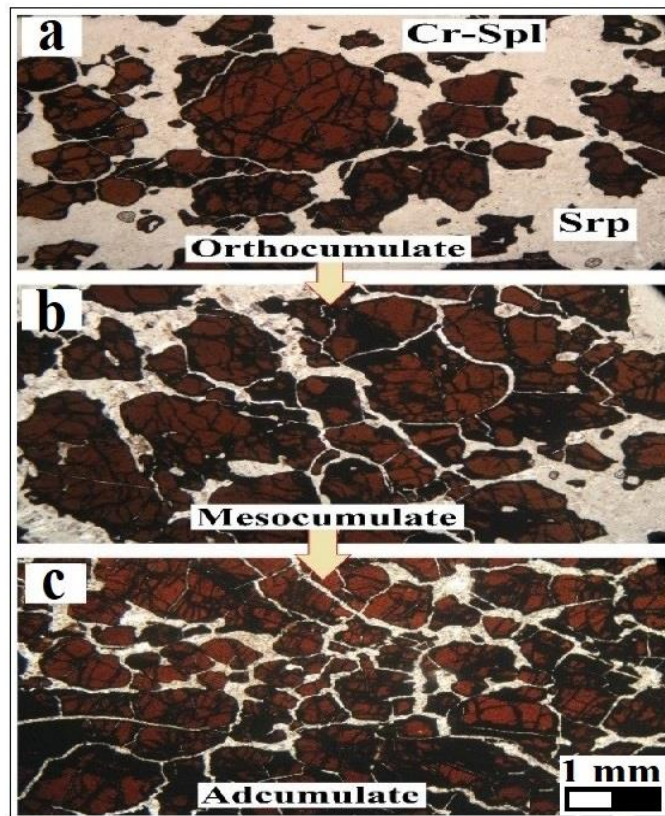


شکل ۸- در کرومیتیت‌ها (a) رنگ تیره نشان از کروم بالا دارد. (b) رنگ قرمز روشن نشان از آلومینیوم بالا دارد. (c) ظاهر کشیده که ناشی از تحمل فشار. (d) بافت کششی. (e) نشانه‌های چرخش در اسپینل‌ها نسبت به دانه‌های اطراف. (f) محل تماس شارپ دانه‌ها. (g) الیوین در میان اسپینل‌ها. (h) کلینوپیکروکسن در میان اسپینل‌ها. (i) رگه‌های سرپانتینی در داخل کرومیتیت‌ها و (j) اثر دگرسانی و تیره شدن اسپینل‌ها از حاشیه توسط شکستگی‌ها به واسطه فرو- اسپینل شدن. علائم اختصاری از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است. (Spl= اسپینل، Ol= الیوین و Cpx= کلینوپیکروکسن).

Fig. 8. In chromitites (a) Dark color indicates high chromium. (b) Bright red color indicates high aluminum. (c) Elongated appearance caused by pressure bearing. (d) Pull-apart texture. (e) Signs of rotation in spinels relative to surrounding grains. (f) Sharp contact of grains. (g) Olivine among spinels. (h) Clinopyroxene among spinels. (i) Serpentine veins within chromitites, and (j) Effect of alteration and darkening of spinels from the rim by fractures due to ferro-spinelization. Abbreviations are adapted from Whitney and Evans (2010). (Spl= spinel, Ol=olivine and Cpx=clinopyroxene).

ادکومولایی یا تمام انباشتی تشکیل می‌دهند. این پدیده در کرومیتیت‌های چشمه انجیر، بندان و زلفقاری کاملاً قابل مشاهده است و حتی بعضاً هر سه مرحله انباشت شدن را در یک مقطع نازک هم می‌توان دید (شکل ۹).

حجم مایع بین بلوری که در اکثر مواقع، ترکیب الیوینی دارند و بعداً سرپانتینی شده‌اند، در طی تشکیل و تکوین کرومیتیت‌ها، در اثر سقوط ثقلی اسپینل‌ها، با کاهش حجم میان بافتی به ترتیب، کرومیتیت‌هایی با بافت ارتوکومولایی یا انباشتی ناقص و بعد بافت مزوکومولایی یا نیمه انباشتی و در نهایت بافت



شکل ۹- اسپینل‌های درون کرومیتیت‌ها در مجموعه افیولیتی نه‌بندان به خوبی مراحل تکوین انباشتی شدن را نشان می‌دهد. (a) بافت ارتوکومولایی یا ناقص انباشتی. (b) بافت مزوکومولایی یا نیمه انباشتی و (c) بافت ادکومولایی یا تمام انباشتی.

Fig. 9. Cr-spinels inside the chromitites in the Nehbandan ophiolitic complex show well the stages of accumulation development. (a) Orthocumular or incompletely cumulated texture. (b) Mesocumulate or semicumulate texture and (c) adcumulate or fully cumulative texture.

محدوده اسپینل می‌افتند (شکل ۱۰ a) و از نوع کروم-اسپینل هستند (شکل ۱۰ b). و اسپینل‌های زلفقاری در محدوده کرومیت جای می‌گیرند (شکل ۱۰ a). و همینطور اسپینل‌های زلفقاری در محدوده کرومیت آلومینیوم‌دار هستند (شکل ۱۰ b).
الیون‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان عموماً نوع فورستریت هستند ولی در پریدوتیت‌های منطقه زلفقاری از نوع کریزولیت و ارتوپروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان عموماً نوع انستاتیت و برونزیت هستند. اگرچه در نمونه‌های پریدوتیتی منطقه بندان، نوع پیژونیت نیز دیده می‌شود. کلینوپروکسن‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان عموماً دیوپسید هستند و کلینوپروکسن‌های پریدوتیت بندان در مرز بین دیوپسید و اوژیت قرار می‌گیرند (Karimzadeh, 2021).

۵- کانی‌شناسی

ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها در پریدوتیت‌ها و کرومیتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان در جدول‌های ۲ تا ۷ ارائه شده است. در ادامه اسپینل‌ها بر اساس این داده‌ها در طبقه‌بندی ارایه شده توسط Kapsiotis (۲۰۰۹)، Arai و همکاران (۲۰۰۶) بررسی خواهند شد.

۵-۱- کانی‌شناسی اسپینل و سیلیکات‌ها در پریدوتیت‌ها

ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان در جدول‌های ۲ تا ۴ ارائه شده است. بر اساس طبقه‌بندی اسپینل‌ها (Kapsiotis, 2009; Arai et al., 2006)، اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری نشان داده شده است (شکل ۱۰). اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های چشمه انجیر و بندان در

جدول ۲- نتایج آنالیز کانی شیمی اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه چشمه انجیر و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها. (Chr= کرومیت و Hr= هارزبورژیت).

Table 2. The results of mineral chemical analysis of spinels in harzburgites of Cheshmeh anjir area and calculation of their structural formula. (Chr= chromite and Hr= harzburgite).

Sample	J-10-1	J-10-2	J-10-3	J-10-4	J-10-5	J-18-1	J-18-2	J-18-3	J-18-4
Mineral	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
Rock	Hrz	Hrz	Hrz	Hrz	Hrz	Hrz	Hrz	Hrz	Hrz
SiO ₂	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.20	0.00
TiO ₂	0.25	0.26	0.40	0.28	0.25	0.26	0.40	0.28	0.25
Al ₂ O ₃	32.81	32.98	31.51	30.47	32.55	31.00	30.75	28.16	29.75
Cr ₂ O ₃	34.01	34.06	35.20	36.18	34.50	34.37	34.66	32.99	36.02
FeO	14.79	14.91	15.12	15.70	14.22	19.62	19.97	25.09	19.31
MnO	0.13	0.13	0.16	0.18	0.13	0.22	0.23	0.21	0.25
MgO	17.09	17.17	17.11	16.80	17.71	14.22	13.91	12.80	14.10
NiO	0.16	0.18	0.17	0.15	0.16	0.10	0.12	0.08	0.09
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.00
Na ₂ O	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
K ₂ O	0.03	0.04	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01
TOTAL	99.48	99.86	99.88	99.83	99.84	99.87	99.89	99.90	99.92
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms								
Si	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.006	0.000
Ti	0.014	0.005	0.009	0.006	0.010	0.001	0.000	0.001	0.000
Al	1.111	1.119	1.076	1.046	1.102	1.079	1.074	1.001	1.042
Cr	0.779	0.775	0.806	0.833	0.783	0.803	0.812	0.787	0.846
Fe ⁺³	0.078	0.091	0.096	0.102	0.088	0.112	0.110	0.195	0.109
Fe ⁺²	0.268	0.258	0.263	0.268	0.244	0.361	0.373	0.416	0.361
Mn	0.005	0.003	0.003	0.004	0.003	0.005	0.006	0.005	0.006
Mg	0.734	0.737	0.738	0.729	0.758	0.626	0.614	0.576	0.624
Ni	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TOTAL	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.41	0.41	0.43	0.26	0.25	0.43	0.44	0.45	0.46
Mg#	0.73	0.71	0.71	0.73	0.71	0.62	0.58	0.63	0.63
Fe ²⁺ #	0.72	0.77	0.77	0.76	0.77	0.70	0.66	0.71	0.72
Fe ³⁺ #	0.28	0.23	0.23	0.24	0.23	0.30	0.34	0.29	0.28

۵-۲- کانی‌شناسی اسپینل در کرومیتیت‌ها

ترکیب شیمیایی اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های چشمه انجیر، بندان و زلفقاری در جدول‌های ۵ تا ۷ آمده است. بر مبنای داده‌های شیمیایی، طبقه‌بندی اسپینل‌های مناطق مورد پژوهش بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها در نمودار (Cr/(Cr+Al) در مقابل (Mg/(Mg + Fe²⁺)) (Kapsiotis, 2009). اسپینل‌های کرومیتیت‌های چشمه انجیر و زلفقاری در دامنه اسپینل می‌افتند و اسپینل‌های کرومیتیت بندان در بین مرز اسپینل و منیزیکرومیت جای می‌گیرند (شکل ۱۱ a). و در نمودار مؤلفه‌های Cr-Fe⁺³-Al (Arai et al., 2006)، همه

اسپینل‌های چشمه انجیر و زلفقاری در محدوده کروم-اسپینل می‌افتند. ولی اسپینل‌های کرومیتیت بندان، در محدوده بین کروم-اسپینل و کرومیت آلومینیوم‌دار و بعضی حتی در داخل محدوده کرومیت آلومینیوم‌دار جای می‌گیرند (شکل ۱۱ b). در یک مطالعه پترولوژیکی با روش‌شناسی صحیح می‌بایست مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی حداکثر تطابق را با هم داشته باشند. اختلاف رنگ در اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها، با شیمی آن‌ها که انواع مختلف را نشان می‌دهند تا حدودی مطابقت دارد. بطوری که گذشت، کانی کرومیت آلومینیوم‌دار موجود در کرومیتیت بندان، به خاطر میزان بالای کروم، رنگ

سیاه و تیره تر نسبت به کروم-اسپینل های موجود در کرومیت های چشمه انجیر و زلفقاری با میزان آلومینیوم بالا را دارد که اسپینل هایی به رنگ قرمز مایل به نارنجی دیده می شوند. ولی از منظر شکل و اندازه تفاوت چندانی نشان نمی دهند و تقریباً پدیده های مختلف پتروگرافی مشترکی را به نمایش می گذارند.

جدول ۳- نتایج آنالیز کانی شیمی اسپینل های موجود در هارزبورژیت های منطقه بندان و محاسبه فرمول ساختاری آن ها. (Chr= کرومیت و Hrз= هارزبورژیت).

Table 3. The results of mineral chemical analysis of spinels in harzburgites of Bandan area and calculation of their structural formula. (Chr= chromite and Hrз= harzburgite).

Sample Mineral	B-9-1 Chr	B-9-2 Chr	B-9-3 Chr	B-9-4 Chr	B-9-5 Chr	B-9-6 Chr	B-9-7 Chr	B-9-8 Chr	B-9-9 Chr
Rock	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз
SiO ₂	0.21	0.10	0.01	0.19	0.09	0.02	0.18	0.11	0.03
TiO ₂	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.08	0.05	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	43.60	44.55	44.32	43.62	44.58	44.39	43.64	44.63	44.41
Cr ₂ O ₃	22.76	22.77	22.80	22.79	22.88	22.87	22.82	22.70	22.92
FeO	14.84	14.82	14.91	14.87	14.53	14.93	14.88	14.87	14.91
MnO	0.10	0.19	0.15	0.11	0.19	0.16	0.12	0.18	0.15
MgO	17.73	17.37	17.17	17.78	17.40	17.22	17.79	17.24	17.27
NiO	0.25	0.18	0.21	0.24	0.19	0.22	0.23	0.20	0.19
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.56	99.98	99.69	99.66	99.88	99.92	99.71	99.93	99.99
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms								
Si	0.005	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Ti	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002
Al	1.416	1.444	1.440	1.417	1.445	1.442	1.418	1.446	1.444
Cr	0.496	0.495	0.497	0.497	0.496	0.498	0.498	0.497	0.497
Fe ⁺³	0.072	0.054	0.058	0.073	0.054	0.058	0.074	0.054	0.058
Fe ⁺²	0.263	0.283	0.282	0.264	0.283	0.282	0.265	0.283	0.282
Mn	0.002	0.004	0.003	0.002	0.005	0.004	0.002	0.004	0.005
Mg	0.732	0.710	0.706	0.736	0.712	0.709	0.738	0.715	0.710
Ni	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TOTAL	3.000	3.000	3.000	3.001	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.26	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24
Mg#	0.73	0.71	0.71	0.73	0.71	0.71	0.73	0.71	0.71
Fe ²⁺ #	0.76	0.77	0.77	0.76	0.77	0.77	0.76	0.77	0.77
Fe ³⁺ #	0.24	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23

جدول ۴- نتایج آنالیز کانی شیمی اسپینل های موجود در هارزبورژیت های منطقه زلفقاری و محاسبه فرمول ساختاری آن ها. (Chr= کرومیت و Hrз= هارزبورژیت).

Table 4. The results of mineral chemical analysis of spinels in harzburgites of Zolfagari area and calculation of their structural formula. (Chr= chromite and Hrз= harzburgite).

Sample Mineral	ZF-6-1 Chr	ZF-6-1 Chr	ZF-6-1 Chr	ZF-6-1 Chr	ZF-6-1 Chr	ZF-1-1 Chr	ZF-1-2 Chr	ZF-1-3 Chr	ZF-1-4 Chr
Rock	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз	Hrз
SiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO ₂	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71
Al ₂ O ₃	23.5	23.60	23.58	23.61	23.46	23.55	23.65	23.64	23.57

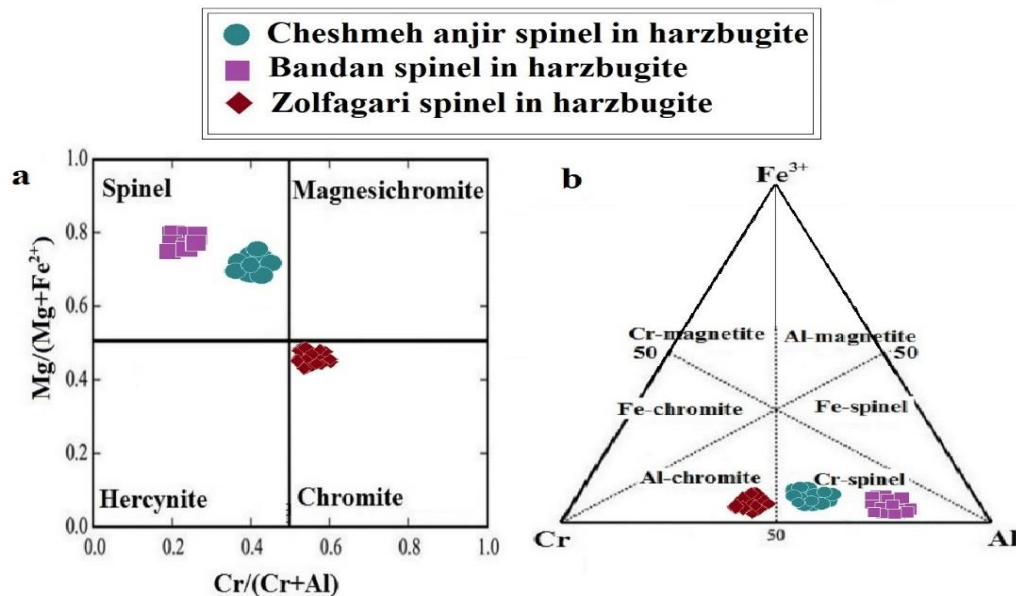
ادامه جدول ۴

Cr ₂ O ₃	41.3	41.29	41.27	41.33	41.38	41.44	41.21	41.22	41.09
FeO*	23.4	23.44	23.40	23.49	23.50	23.35	23.37	23.30	23.33
MnO	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32
MgO	10.1	10.00	10.09	10.13	10.08	10.05	10.15	10.18	10.30
NiO	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
TOTAL	99.52	99.52	99.52	99.52	99.52	99.52	99.52	99.52	99.52
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms								
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017
Al	0.869	0.870	0.867	0.870	0.864	0.862	0.871	0.896	0.866
Cr	1.020	1.019	1.018	1.021	1.020	1.020	1.022	1.021	1.023
Fe ³⁺	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074	0.074
Fe ²⁺	0.530	0.530	0.530	0.530	0.530	0.530	0.530	0.530	0.530
Mn	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008
Mg	0.467	0.465	0.469	0.470	0.469	0.468	0.471	0.473	0.478
Ni	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TOTAL	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.55	0.54	0.54	0.54
Mg#	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.48
Fe ²⁺ #	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85
Fe ³⁺ #	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15

۶- شیمی کانی اسپینل‌های پریدوتیتی و کرومیتیتی

بر اساس جدول‌های ۲ تا ۷ و وارد کردن در نمودار Al_2O_3 در مقابل Fe^{2+}/Fe^{3+} (Franz and Wirth, 2000)، اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه زلفقاری در محدوده نوع SSZ (Supra-Subduction Zone) قرار می‌گیرند، اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه بندان در محدوده نوع MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) قرار می‌گیرند و در آخر اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه چشمه انجیر، حالت گذار بین این دو را نشان می‌دهند، بطوری که در محدوده نوع MORB قرار دارند ولی بسیار نزدیک به محدوده نوع SSZ نیز هستند (شکل ۱۲ a). افیولیت‌ها

به‌طور کلی می‌توانند از جایگاه‌های مختلف تکتونیکی مانند پشته‌های میان اقیانوس یا مراکز گسترشی پشت قوس (Back-arc) و همین‌طور مناطق بالای منطقه فرورانش یا SSZ که از محیط جلو قوس (Fore-arc) منشأ گرفته باشند (Pearce et al., 1984). اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های منطقه بندان به طور کامل در محدوده نوع SSZ قرار می‌گیرند، اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های مناطق چشمه انجیر و زلفقاری نیز با اینکه در محدوده نوع MORB قرار می‌گیرند ولی در عین حال، به محدوده نوع SSZ نیز بسیار نزدیک هستند. این موضوع در مورد منطقه زلفقاری بسیار مهم است، چرا که نمونه‌هایی از آن حتی وارد محدوده نوع SSZ نیز شده است (شکل ۱۲ b).



شکل ۱۰- (a) طبقه‌بندی اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها در نمودار $Cr/(Cr + Al)$ در مقابل $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (Kapsiotis, 2009). اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های چشمه انجیر و بندان در دامنه اسپینل می‌افتند و اسپینل‌های زلفقاری در محدوده کرومیت جای می‌گیرند و (b) در نمودار مؤلفه‌های $Cr-Fe^{3+}-Al$ (Arai et al., 2006)، اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های چشمه انجیر و بندان در محدوده کرومیت - اسپینل می‌افتند ولی اسپینل‌های زلفقاری در محدوده کرومیت آلومینیوم دار جای می‌گیرند.

Fig. 10. (a) Classification of spinels from the studied harzburgites based on their chemical composition using $Cr/(Cr + Al)$ versus $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ diagram (Kapsiotis, 2009). The spinels in the peridotites of Chasmeh anjir and Bandan are in the spinel range, and the Zolfagari spinels are in the chromite range and (b) In the diagram of $Cr-Fe^{3+}-Al$ components (Arai et al., 2006), the spinels in Chasmeh anjir and Bandan peridotites plot in the Cr-spinel range, but the Zolfagari spinels are in the Al-chromite range.

جدول ۵- نتایج آنالیز کانی شیمی اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های منطقه چشمه انجیر و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها. (Chr= کرومیت و Crt= کرومیتیت).

Table 5. The results of mineral chemical analysis of spinels in chromitites of Cheshmeh anjir area and calculation of their structural formula. (Chr= chromite and Crt= chromitite).

Sample Mineral	J-1-1 Chr	J-1-2 Chr	J-1-3 Chr	J-1-4 Chr	J-1-5 Chr	J-3-1 Chr	J-3-2 Chr	J-3-3 Chr	J-3-4 Chr	J-3-5 Chr
Rock	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt
SiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.18	0.00
TiO ₂	0.78	0.82	0.72	0.93	1.01	0.24	0.22	0.24	0.43	0.16
Al ₂ O ₃	26.95	26.06	27.78	29.26	28.53	32.91	33.09	33.31	26.90	29.41
V ₂ O ₃	0.10	0.14	0.10	0.15	0.14	0.09	0.10	0.07	0.19	0.13
Cr ₂ O ₃	30.77	31.07	30.06	28.86	28.08	34.55	34.31	34.16	38.07	38.10
Fe ₂ O ₃	10.87	11.51	10.81	10.02	11.44	4.23	4.40	4.10	4.44	4.57
FeO	17.98	18.08	17.95	17.80	18.18	9.78	9.40	10.04	15.98	9.99
MnO	0.35	0.33	0.30	0.30	0.27	0.21	0.16	0.17	0.25	0.21
MgO	12.01	11.79	12.10	12.50	12.11	17.75	18.08	17.71	13.34	17.29
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.06	0.08	0.09	0.03	0.07	0.07	0.02	0.00	0.14	0.00
NiO	0.13	0.09	0.10	0.14	0.14	0.17	0.20	0.19	0.10	0.14

ادامه جدول ۵

Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms									
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.005	0.000
Ti	0.018	0.019	0.016	0.021	0.023	0.005	0.005	0.005	0.010	0.003
Al	0.969	0.942	0.995	1.039	1.019	1.113	1.116	1.125	0.956	1.011
V	0.002	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.005	0.003
Cr	0.742	0.753	0.722	0.687	0.673	0.784	0.776	0.774	0.908	0.879
Fe ⁺³	0.249	0.266	0.247	0.227	0.261	0.091	0.095	0.088	0.101	0.100
Fe ⁺²	0.459	0.464	0.456	0.449	0.461	0.235	0.225	0.241	0.403	0.244
Mn	0.009	0.009	0.008	0.008	0.007	0.005	0.004	0.004	0.006	0.005
Mg	0.546	0.539	0.548	0.561	0.547	0.759	0.771	0.756	0.600	0.751
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000
Ni	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.004	0.005	0.004	0.002	0.003
Total	3.000	2.999	3.000	3.000	2.999	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.43	0.44	0.42	0.40	0.40	0.42	0.41	0.41	0.49	0.46
Mg#	0.54	0.54	0.55	0.56	0.54	0.75	0.77	0.76	0.60	0.76
Fe ^{2+#}	0.65	0.64	0.65	0.66	0.66	0.71	0.70	0.73	0.80	0.71
Fe ^{3+#}	0.35	0.36	0.35	0.34	0.36	0.29	0.30	0.27	0.20	0.29

جدول ۶- نتایج آنالیز کانی شیمی اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های منطقه بندان و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها. (Chr= کرومیت و Crt=کرومیتیت).

Table 6. The results of mineral chemical analysis of spinels in chromitites of Bandan area and calculation of their structural formula. (Chr= chromite and Crt= chromitite).

Sample	B-5-1	B-5-2	B-5-3	B-5-4	B-5-5	B-7-1	B-7-2	B-7-3	B-7-4	B-7-5
Mineral	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
Rock	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt
SiO ₂	0.04	0.04	0.00	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
TiO ₂	0.86	0.14	0.53	0.23	0.69	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09
Al ₂ O ₃	24.80	28.20	24.96	26.75	23.94	27.25	27.20	27.34	27.55	27.48
V ₂ O ₃	0.26	0.13	0.18	0.13	0.19	0.14	0.13	0.12	0.13	0.16
Cr ₂ O ₃	36.65	39.19	36.72	38.02	40.08	39.84	40.68	40.96	40.22	38.94
Fe ₂ O ₃	7.69	5.10	8.24	5.45	5.44	3.87	3.34	2.69	3.33	4.36
FeO	16.06	8.99	15.74	15.59	16.17	14.13	13.39	14.06	13.55	14.29
MnO	0.27	0.21	0.27	0.29	0.27	0.20	0.26	0.25	0.27	0.22
MgO	13.10	17.79	13.10	13.32	12.83	14.27	14.80	14.36	14.64	14.19
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.08	0.09	0.07	0.10	0.15	0.08	0.01	0.01	0.06	0.11
NiO	0.16	0.12	0.16	0.09	0.17	0.14	0.10	0.13	0.16	0.13
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms									
Si	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ti	0.020	0.003	0.012	0.005	0.016	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	0.892	0.971	0.898	0.953	0.865	0.962	0.957	0.964	0.969	0.970
V	0.006	0.003	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004
Cr	0.884	0.905	0.886	0.908	0.971	0.944	0.960	0.969	0.949	0.922
Fe ⁺³	0.177	0.112	0.189	0.124	0.125	0.087	0.075	0.061	0.075	0.098

ادامه جدول ۶

Fe ²⁺	0.410	0.220	0.401	0.394	0.414	0.354	0.334	0.352	0.338	0.358
Mn	0.007	0.005	0.007	0.007	0.007	0.005	0.007	0.006	0.007	0.006
Mg	0.596	0.775	0.596	0.600	0.586	0.637	0.659	0.640	0.651	0.633
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002
Ni	0.004	0.003	0.004	0.002	0.004	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003
Total	2.999	3.000	2.999	3.000	2.999	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.50	0.48	0.50	0.49	0.53	0.50	0.50	0.50	0.49	0.49
Mg#	0.59	0.78	0.60	0.60	0.59	0.64	0.64	0.65	0.66	0.64
Fe ²⁺ #	0.70	0.66	0.68	0.76	0.77	0.80	0.80	0.85	0.82	0.78
Fe ³⁺ #	0.30	0.34	0.32	0.24	0.23	0.20	0.20	0.15	0.18	0.22

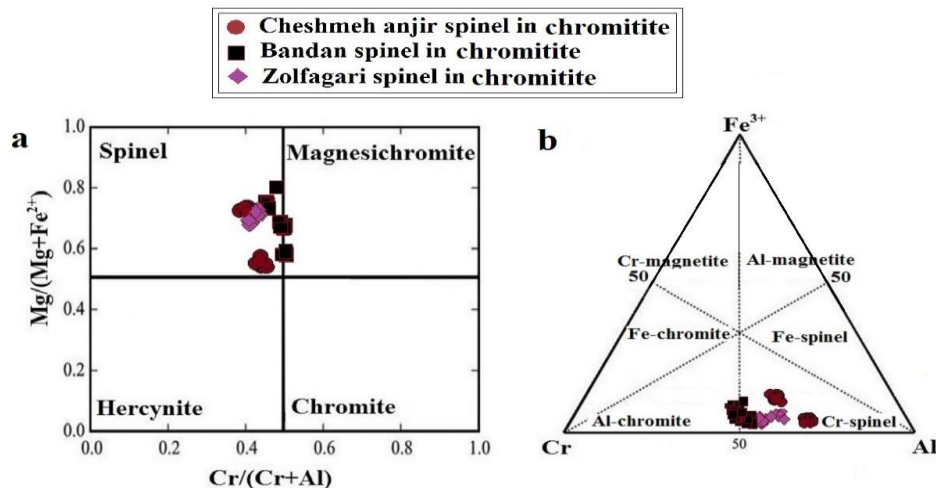
جدول ۷- نتایج آنالیز کانی شیمی اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های منطقه زلفقاری و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها. (Chr= کرومیت و Crt= کرومیتیت).

Table 7. The results of mineral chemical analysis of spinels in chromitites of Zolfagari area and calculation of their structural formula. (Chr= chromite and Crt= chromitite).

Sample Mineral	Zf-2-1 Cr	Zf-2-2 Cr	Zf-2-3 Cr	Zf-2-4 Cr	Zf-2-5 Cr	Zf-3-1 Cr	Zf-3-2 Cr	Zf-3-3 Cr	Zf-3-4 Cr	Zf-3-5 Cr
Rock	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt	Crt
SiO ₂	0.06	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.03	0.04	0.05	0.05
TiO ₂	0.27	0.28	0.29	0.22	0.26	0.27	0.28	0.29	0.22	0.26
Al ₂ O ₃	31.14	31.51	31.31	31.29	30.44	30.14	30.51	30.31	30.29	29.44
V ₂ O ₃	0.15	0.11	0.10	0.12	0.11	0.15	0.11	0.10	0.12	0.11
Cr ₂ O ₃	35.79	35.58	35.48	35.36	35.30	36.79	36.58	36.48	36.36	36.30
Fe ₂ O ₃	4.28	4.11	4.60	4.80	5.86	4.30	4.13	4.62	4.82	5.88
FeO	11.04	11.19	10.69	10.86	10.33	11.06	11.21	10.71	10.88	10.35
MnO	0.17	0.15	0.18	0.18	0.25	0.17	0.15	0.18	0.18	0.25
MgO	16.88	16.79	17.13	16.94	17.17	16.84	16.75	17.08	16.90	17.13
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
ZnO	0.07	0.08	0.00	0.00	0.04	0.07	0.08	0.00	0.00	0.04
NiO	0.13	0.15	0.16	0.15	0.20	0.13	0.15	0.16	0.15	0.20
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.0	100.0
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms									
Si	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Ti	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006
Al	1.066	1.078	1.069	1.070	1.044	1.046	1.058	1.049	1.050	1.024
V	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003
Cr	0.822	0.816	0.813	0.811	0.812	0.842	0.836	0.833	0.831	0.832
Fe ⁺³	0.094	0.090	0.100	0.105	0.128	0.095	0.091	0.101	0.106	0.129
Fe ⁺²	0.268	0.272	0.259	0.264	0.251	0.269	0.273	0.260	0.265	0.252
Mn	0.004	0.004	0.005	0.004	0.006	0.004	0.004	0.005	0.004	0.006
Mg	0.731	0.726	0.740	0.733	0.744	0.729	0.724	0.738	0.731	0.742
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001
Ni	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005
Total	3.000	3.000	3.000	2.999	3.000	3.000	3.000	3.000	2.999	3.000

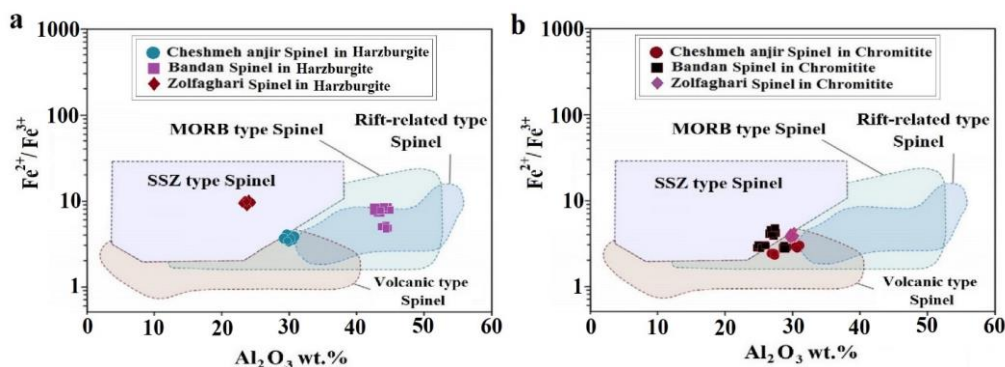
ادامه جدول ۷

Cr#	0.44	0.43	0.43	0.43	0.44	0.46	0.45	0.45	0.45	0.46
Mg#	0.73	0.73	0.74	0.74	0.75	0.72	0.72	0.73	0.74	0.74
Fe ²⁺ #	0.74	0.75	0.72	0.72	0.66	0.75	0.76	0.73	0.73	0.67
Fe ³⁺ #	0.26	0.25	0.28	0.28	0.34	0.25	0.24	0.27	0.27	0.33



شکل ۱۱- (a) طبقه‌بندی اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های مورد مطالعه بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها در نمودار $Cr/(Cr + Al)$ در مقابل $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (Kapsiotis, 2009). اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های چشمه انجیر و زلفقاری در دامنه اسپینل می‌افتند و اسپینل‌های بندان در بین مرز اسپینل و منیزیکرومیت جای می‌گیرند (b) در نمودار مؤلفه‌های $Cr-Fe^{3+}-Al$ (Arai et al., 2006)، اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های چشمه انجیر و زلفقاری در محدوده کرومیت - اسپینل می‌افتند ولی اسپینل‌های کرومیت بندان در دامنه بین کرومیت - اسپینل و آلومینیوم کرومیت و بعضی در داخل آلومینیوم کرومیت جای می‌گیرند.

Fig. 11. (a) Classification of of spinels from the studied chromitites based on their chemical composition using $Cr/(Cr + Al)$ versus $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ diagram (Kapsiotis, 2009). The spinels in the chromitites of Chasmeh anjir and Zolfagari are in the spinel range, and bandan spinels are located between spinel and magnesiochromite. (b) In the diagram of $Cr-Fe^{3+}-Al$ components (Arai et al., 2006), The spinels in the chromitites of Chashmeh anjir and Zolfagari plot in the Cr-spinel range, but the bandan spinels of chromitites are in the range between Cr-spinel and Al-chromite, and some of them are placed inside the Al-chromite.



شکل ۱۲- (a) نمودار Fe^{2+}/Fe^{3+} در مقابل Al_2O_3 (Franz and Wirth, 2000) و جایگاه تکتونیکی اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری. (b) جایگاه تکتونیکی اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های مناطق چشمه انجیر، بندان و زلفقاری.

Fig. 12. (a) Diagram of Fe^{2+}/Fe^{3+} versus Al_2O_3 (Franz and Wirth, 2000) and the tectonic setting of spinels in the peridotites of Cheshmeh anjir, Bandan and Zolfagari regions. (b) The tectonic setting of spinels in the chromitites of Cheshmeh anjir, Bandan and Zolfagari regions.

۷- بحث

ترازهای فوقانی گوشته بالایی نزدیک مرز گوشته - پوسته و یا به اصطلاح در منطقه گذار موهو جایگیری می کنند (Proenza et al., 2008). در برخی موارد نیز به صورت دانه‌های پراکنده در انباشته‌های قاعده پوسته تجمع می‌یابند. تشکیل نهشته‌های کرومیتیتی با تشکیل هارزبورژیت‌ها در ارتباط است (Arai and Miura, 2015).

هارزبورژیت میزبان کرومیتیت‌های نوع آلپی در افیولیت عمان نیز بافت‌های حاصل از باروری مجدد نشان می‌دهند و خویشاوندی در ماهیت و تشکیل کرومیتیت‌ها در اثر واکنش مذاب - سنگ گوشته‌ای را تقویت می کند (Leblanc and Ceuleneer, 1992).

بین زمین شناسان پذیرفته شده است که اسپینل‌ها از ذوب بخشی منشأ گرفته از گوشته تشکیل می‌شوند (Coleman, 1977). ترکیب شیمیایی مذاب مادر اسپینل یکی از مهم‌ترین عوامل ژئوشیمی آن‌هاست. به علاوه شرایط فیزیکی همچون فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن بر روی شیمی اسپینل موثر هستند (Prichard et al, 1993). کرومیتیت‌های Al بالا و Cr پایین عموماً از مذاب‌های تولئی ایتی نشات گرفته می‌شوند. در مقابل کرومیتیت‌های Cr بالا از مذاب‌هایی با ویژگی بونینیتی تشکیل می‌شوند (Zhou and Robinson, 1994).

از آن موقع که تشکیل برخی افیولیت‌ها را با جایگاه‌های SSZ در ارتباط دانسته‌اند (Miyashiro, 1973). حضور نهشته‌های کرومیتی پادیفرم درون توالی گوشته‌ای همچون یک شاخص برای افیولیت‌های SSZ عنوان شد. این ویژگی با وجود این که به طور کامل متمایز کننده نیست چرا که نهشته‌های کرومیتی کوچکی نیز درون افیولیت‌های نوع MORB وجود دارد. ولی در یک قاعده کلی تمامی نهشته‌های کرومیتی پادیفرم اصلی در افیولیت‌های SSZ تشکیل می‌شوند (Pearce et al., 1984). رابطه بین نهشته‌های کرومیت پادیفرم و افیولیت‌های SSZ از پیچیدگی‌های خاصی برخوردار است ولی تصور بر این است که حضور آب حاصل از پلیت فروزانده شده در افیولیت‌های SSZ می‌تواند باعث توسعه حجم اسپینل و الیوین شده و موجب تشکیل گسترده الیوین و کرومیت شود. در مقابل نظریه‌ای دیگر، الگویی را ارائه می‌دهد که فرایند واکنش مذاب - سنگ می‌تواند موجب تغییر ترکیب مذاب مادر از خاصیت تولئی ایتی به بونینیتی شود، و در آن هم کرومیتیت‌های Cr بالا و هم کرومیتیت‌های Al بالا می‌توانند در یک جایگاه تکتونیکی

درجه ذوب بخشی پریدوتیت‌ها با میزان مؤلفه Cr# اسپینل‌های موجود در آن‌ها رابطه مستقیم و با میزان مؤلفه Al_2O_3 اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها رابطه معکوس دارند (Hellebrand et al., 2001). درجه بالای ذوب بخشی در هارزبورژیت‌ها می‌تواند بیانگر ذوب مجدد آن‌ها با حضور سیال باشد چراکه شرایط آبدار باعث افزایش درجه ذوب بخشی پریدوتیت می‌شود (Hirose and Kawamoto, 1995). پریدوتیت‌هایی با تهی شدگی درجه بالا مانند منطقه زلفقاری از نوع پریدوتیت‌های کروم بالا و نوع SSZ هستند که حاصل باقیمانده ذوب در درجات بالای ذوب بخشی هستند که در محیط جلو قوس تشکیل شده‌اند. در مقابل، پریدوتیت‌هایی با تهی شدگی درجه پایین مانند منطقه بندان از نوع پریدوتیت‌های آلومینیوم بالا و نوع MORB هستند که در محیط پشت قوس تشکیل شده‌اند. پریدوتیت‌های منطقه چشمه انجیر نیز حدواسط هستند. در این مواقع، سنگ‌های هارزبورژیتی از مذاب‌های میان اقیانوسی و یا از تله‌های باقیمانده در لیتوسفر هارزبورژیتی، آن هم احتمالاً در نتیجه پدیده‌ای به نام باروری دوباره (Refertilization)، به وجود آمده‌اند (Monsef et al., 2019).

مجموعه سنگ‌های اولترامافیک برای نهشته‌های بزرگ سولفیدی نیز توانایی دارند؛ اما توده‌های افیولیتی تنها از نظر کانسارهای کرومیت مورد توجه بوده‌اند و فاقد نهشته‌های بزرگ سولفیدی هستند (Rajabzadeh and Al Sadi, 2015). کانسارهای کرومیت به دو شکل نوع انبانه‌ای یا آلپی و نوع لایه‌ای (Stratiform) دیده می‌شوند. ذخایر نوع آلپی کرومیت در مقایسه با نوع لایه‌ای حجم کمتری داشته و در اکثر اوقات به شکل نا منظم و گاهی با دگرشکلی شدید درون سنگ میزبان پریدوتیت گوشته‌ای قرار می‌گیرند. به لحاظ شیمی کانی، کرومیت نوع آلپی در مقایسه با نوع لایه‌ای درصد Cr_2O_3 و Al_2O_3 بالاتر و Ti کمتر دارد. کانسارهای نوع انبانه‌ای در مجموعه‌های افیولیتی و افیولیت ملانژها واقع شده‌اند.

در هنگام جایگیری یا بالا آمدن افیولیت و آشفتنگی‌های تکتونیکی همراه آن، نظم ساختاری از حالت سالم اولیه دور می‌شود. لذا پدیده به هم ریختگی به‌طور گسترده در کل توالی چینه سنگی افیولیت‌ها دیده می‌شود. در افیولیت‌ها با یک قاعده کلی ته‌نشست‌های کرومیتی در شکل‌های مختلف معمولاً در

۸- نتیجه گیری

ذخیره‌های کرومیتی مجموعه افیولیتی نه‌بندان اغلب به صورت ساختارهای ورقه‌ای و یا عدسی شکل پیدا هستند. کرومیتیت‌ها با پریدوتیت‌هایی از نوع هارزبورژیت میزبانی می‌شوند. این کرومیتیت‌ها از نوع آلپی هستند. خصوصیات ژئوشیمیایی کرومیتیت‌های منطقه بندان با Cr# بالاتر نسبت به کرومیتیت‌های مناطق چشمه انجیر و زلفقاری مشخص شده و همینطور به خاطر بزرگی ذخیره این منطقه از اهمیت بالایی برخوردار است. کرومیتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان خصوصاً منطقه بندان از نوع SSZ هستند که در محیط تکتونیکی جلو قوس یا Fore-arc تشکیل شده‌اند. هر چند کرومیتیت‌های منطقه چشمه انجیر از نوع N-MORB محسوب می‌شود ولی خصوصیات شیمیایی نزدیک به نوع SSZ دارند. با توجه به اینکه از لحاظ پترولوژیکی کرومیتیت‌های Cr بالا را با قطعیت زیاد می‌توان با افیولیت‌های نوع SSZ در ارتباط دانست ولی در مورد کرومیتیت‌های منطقه بندان چنین نیست، چرا که خاستگاه هارزبورژیت‌های میزبان منطقه بندان با ذوب بخشی پایین از نوع N-MORB هستند که در محیط تکتونیکی پشت قوس یا Back-arc تشکیل شده‌اند. و خاستگاه هارزبورژیت‌های میزبان منطقه زلفقاری با ذوب بخشی بالا نیز از نوع SSZ هستند و در مورد منطقه چشمه انجیر حالت گذار بین این دو حاکم است. دلیل این موضوع مهم را باید در تأثیر عوامل تکتونیکی بر مجموعه افیولیتی نه‌بندان جستجو کرد. بطوری که حرکات شدید گسلی موجب شده است که یک در هم ریختگی در این مجموعه رخ بدهد، تا آنجا که حتی خاستگاه تکتونیکی هارزبورژیت‌های میزبان با خاستگاه تکتونیکی کرومیتیت‌های موجود در آن‌ها با هم مطابقت نداشته باشد. پس به لحاظ کاربردی، در مرحله اکتشاف و پیجویی کرومیت باید به این مهم توجه ویژه داشت.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از بنیاد ملی علم ایران برای حمایت‌های معنوی و مادی تشکر می‌نمایند.

مشترک تشکیل شوند؛ و نیازی نیست که برای آن‌ها جایگاه‌های متفاوتی در نظر گرفته شود (Rollinson, 2005). موضوع مهم دیگری که گواه بر تشکیل کرومیت در جایگاه SSZ است. حضور آب برای تشکیل کرومیتیت‌های افیولیتی ضروری دانسته شده است (Dilek et al., 2000). با همه این اوصاف، کرومیت‌زایی می‌تواند در جایگاه MORB نیز اتفاق بیافتد (Matveev and Ballhaus, 2002). اسپینل‌های نوع MORB، دارای Cr پایینی هستند و در مقابل اسپینل‌های Cr بالا در کرومیتیت‌های افیولیتی وابسته به قوس در موقعیت‌های SSZ تشکیل می‌شوند (Arai and Matsukage, 1998).

اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های منطقه بندان نوع SSZ هستند و اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های مناطق چشمه انجیر و زلفقاری نیز با اینکه از نوع MORB هستند ولی در عین حال، خصوصیات نوع SSZ را نیز نشان می‌دهند. خصوصاً، بعضی از اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های منطقه زلفقاری را باید از نوع SSZ دانست. درجه تهی‌شدگی بالای عنصر K موجود در پریدوتیت‌ها و کرومیتیت‌ها نشان از نوع پشته‌های میان اقیانوسی نرمال در آنهاست که با نام N-MORB (Normal-Mid-Ocean Ridge Basalt) شناخته می‌شود (Warren, 2016). این موضوع تا حدودی در مورد نمونه‌های این پژوهش نیز صدق می‌کند.

گسترده‌گی اقیانوس تتیس که مجموعه افیولیتی نه‌بندان نیز از بقایای آن محسوب می‌شود، علت قرار گیری اسپینل‌ها در سه محیط تکتونیکی مختلف هست. بطوری که در اوایل تکوین اقیانوس در میانه آن پدیده گسترش پشته‌های میان اقیانوسی غالب بوده و منجر به تشکیل نوع MORB شده است و در ادامه، پدیده فرورانش و ایجاد قوس در کناره اقیانوس، تشکیل نوع SSZ موجب شده است. حالت گذار نیز بین این دو قرار دارد. در نهایت با بسته شدن کامل اقیانوس تتیس و رورانده‌گی قسمت کوچکی از آن که موجب تشکیل افیولیت شده است، این امکان را می‌دهد تا ما در محیط نسبتاً کوچکی مانند مجموعه افیولیتی نه‌بندان، اسپینل‌هایی که در سه محیط تکتونیکی مختلف تشکیل شده‌اند را در کنار هم ببینیم.

مراجع

Alavi Naini, M., Eftekharneshad, J., Aghanabati, A., 1990. Geological map of Zabol, Scale 1/250000. Geological Survey of Iran.

- Arai, S., Matsukage, K., 1998. Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: A comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos* 43, 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00003-6)
- Arai S., Shimizu Y., Ismail S.A. and Ahmed A.H., 2006. Low-T formation of high-Cr spinel with apparently primary chemical characteristics within podiform chromitite from Rayat, northeastern Iraq. *Mineralogical Magazine* 70, 499-508. <https://doi.org/10.1180/0026461067050353>
- Arai, S. and Miura, M., 2015. Podiform chromitites do form beneath midocean ridges. *Lithos* 232, 143–149. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.015>
- Barnes, S.J., 2000. Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology* 41, 387–409. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.3.387>
- Coleman, R.G., 1977. *Ophiolites*: New York, Springer-Verlag, P. 229.
- Delavari M., Amini S., Saccani E., Beccaluva L., 2009. Geochemistry and Petrology of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran. *Journal of Applied Sciences* 9, 2671-2687. <https://doi.org/10.3923/jas.2009.2671.2687>
- Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A., 2000. Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program. *Geological Society of America Special Paper* 349, 139–147. <https://doi.org/10.1130/SPE349>
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine* 51, 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Franz, L., Wirth, R., 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismark Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 283-295. <https://doi.org/10.1007/s004100000188>
- Griffis, R. j., Johns, J. W., Willoughby, N.O., Camp, V.E., 1989. Geological map of Bandan. Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J.B., Hofmann, A.W., 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, 677-681. <https://doi.org/10.1038/35070546>
- Hirose, K., Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPA: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 463–473. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00096-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U)
- Huang, X., Li, J., Kusky, T.M., Chen, Z., 2004. Microstructures of the 2.50 Ga podiform Chromite, North China craton and implications for the deformation and rheology of the Archean oceanic lithospheric mantle. *Developments in Precambrian Geology* 13, 321-337. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(04\)13010-7](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(04)13010-7)
- Kapsiotis, A., 2009. PGM and Chromite Mineralization Associated with the Petrogenesis of the Vourinos and Pindos Ophiolite Complexes, Northwestern Greece. Ph.D. thesis. University of Patras. Patras.
- Karimzadeh, H., Rahgoshay, M., 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, 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. Tehran.
- Karimzadeh, H., Rahgoshay, M., Monsef, I., 2023. Mineralogy and geochemistry of clinopyroxene in peridotites of Nehbandan ophiolitic complex, eastern Iran. *Geosciences Journal* 33, 135-154. (In Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.360594.2030>
- Le Bas, M.J., 2000. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Journal of Petrology* 41, 1467–1470. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>
- Leblanc, M., Ceuleneer, G., 1992. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos* 21, 231-257. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(91\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90002-3)

- Matsumoto, I., Arai, S., 2001. Morphological and chemical variations of chromian spinel in dunite-harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implications for mantle/melt reaction and chromitite formation processes. *Mineralogy and Petrology* 73, 305–323. <https://doi.org/10.1007/s007100170004>
- Matveev, S., Ballhaus, C., 2002. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 235–243. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00860-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00860-9)
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos complex was probable formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 218–281. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90118-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90118-0)
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Pirouz, M., Chiaradia, M., Michel Grégoire, M., Ceuleneer, G., 2019. The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust. *International Geology Review* 61, 1313–1339. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1507764>
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications 16, 77–94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R., 1993. Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society Special Publication 76, 257–272. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.28>
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Escayola, M., Cávana, C., Schalamuk, A., Garuti, G., 2008. Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *Ore Geology Reviews* 33, 32–48. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.009>
- Rajabzadeh, M.A., Al Sadi, F., 2015. Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman. *Journal of Economic Geology* 7, 259–276. (In Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v7i2.35550>
- Rollinson, H., 2005. Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model. *The Island Arc* 14, 542–550. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00482.x>
- Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., 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, 209–228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016>
- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mémoires Société Géologique de France* 8, 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, 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)
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94, 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., Meixner, H.M., 1989. Geological map of Nehbandan. Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Warren, J.M., 2016. Global variations in abyssal peridotite compositions. *Lithos* 248, 193–219. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.023>
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187. <https://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S. L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., 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, 392–405. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>
- Zhou M.F, Robinson P.T., 1994. High-chromium and high-aluminum podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle. *International Geology Review* 36, 678–686. <https://doi.org/10.1080/00206819409465481>