

## Petrogenesis of the Garmab area serpentinites from Ophiolite-Radiolithic zone of Kermanshah (west Iran) using chemistry of minerals and phase diagrams

Mirmohammad Miri<sup>1</sup>, Mohammad Ebrahimi<sup>2</sup>, Ayoub Veisiniya<sup>3\*</sup>

1-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

2-Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

3-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

**Keywords:** Serpentine, Mineral chemistry, Kermanshah ophiolitic complex, Garmab

### 1-Introduction

Geodynamic evolution of the Zagros belt is related to the opening and closure of the Neotethys between the Arabian and Iran plates (Berberian and King, 1981). Subduction of the Neotethys lithosphere toward the northeast beneath the Iranian plates and the subsequent related continental collision were accompanied by the emplacement of the Kermanshah ophiolites (Allahyari et al., 2010), the Neyriz ophiolites (Nadimi, 2002) and the Kurdistan ophiolites (Saccani et al., 2014). The Kermanshah ophiolitic complex extends as a belt with approximately 230 km length and 30-30 km width along the Zagros Main Thrust and is part of the Kermanshah-Penjween ophiolitic belt. According to Shafaii Moghadam and Stern (2011) this ophiolitic complex belongs to the Zagros outer ophiolitic belt. The Kermanshah ophiolitic complex has preserved geodynamic evolution of the southern part of the Neotethys Ocean between the Arabian shield and the Sanandaj-Sirjan block.

Serpentinization is an important phenomenon occurs in mantle wedge in subduction zones (Ewans and Hawkins, 1979). It is a hydration reaction process during it mafic minerals such as olivine and pyroxene react with H<sub>2</sub>O to form one or more of serpentine polymorphs (Palandri and Reed, 2004). Serpentinites are essential for transferring water from spreading ridges to subduction zones and therefore play an important role in the global geochemical cycle (Hattori and Guillot, 2003, 2007; Deschamps et al., 2010). They form in various tectonic environments with specific mineralogy, texture and parental rocks (O'Hanley, 1996). Serpentine minerals form in the oceanic lithosphere close to the spreading centers and in the orogenic belts due to the due to interaction with hot water (Azer and Khalil, 2005). During serpentinization, various polymorphs of serpentines form. Identifying the polymorphs and determining their textural relationship provide us important information about serpentinites formation mechanism and environments in which they formed. Therefore, they are important for interpreting tectonic history the area where they are found.

### 2-Methodology

After fieldwork and petrography studies, 5 samples of serpentinized peridotitic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex were selected to study whole-rock and mineral chemistry. The analyses were accomplished in Chinese Academy of Science-Institute of Geology and Geophysics (CAS-IGG). Major and minor oxides were analyzed by XRF, Phillips PW 1500. Rare earth elements (REEs) and trace elements were determined using an ICP-MS instrument model (VG-PQII). Mineral analyses were carried out using a Cameca SX Five electron probe micro analyzer with A 30 kV accelerating voltage and probe current of 15 nA. The X-ray diffraction analyses carried out at University of Zanjan using a Bruker advance D8 x-ray instrument at 2 $\theta$  between 0 and 80.

### 3- Results and discussion

The mineral assemblage serpentine + brucite + chlorite + tremolite + magnetite occurs in the Garmab serpentinites. Whole rocks analyses demonstrate that the serpentinites formed from a harzburgite parent rock. They replaced both the olivines and orthopyroxenes in the samples. X-ray diffraction (XRD) and electron

\* Corresponding author: a.vaisy69@gmail.com

DOI: 10.22055/AAG.2020.32165.2074

Received 2020-01-05

Accepted 2020-05-24

microprobe analyses studies reveal that three serpentine polymorphs (lizardite, antigorite and chrysotile) are present in the studied samples. Moreover, serpentines replacing the olivines and orthopyroxenes are different in  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  contents and can be separated in major oxide variation diagrams. In general, the olivine replacing serpentines contain more  $\text{SiO}_2$  and less  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

The serpentine polymorphs are not stable at the same P-T conditions. Changes in P-T conditions may cause polymorphic transformation. In low grade ( $P < 4$  kbar,  $T = 200\text{--}300$  °C), chrysotile is the stable polymorph. Lizardite is stable at temperature about 300 °C and pressure higher than 4 kbar (Schwartz et al., 2013). In temperatures between 350 to 400 °C lizardite and antigorite are found simultaneously but in temperature range of 400 to 550 °C, antigorite is the only stable polymorph (Evans, 2004; Schwartz et al., 2013). However, Al content increase temperature stability of the lizardite in comparison to the antigorite (Dungan, 1979). Meanwhile, presence of  $\text{Al}^{3+}$  and  $\text{Cr}^{3+}$  may increase stability condition of antigorite (Bromiley and Pawley, 2003).

Based on the calculated P-T phase diagram (pseudosection) for the studied serpentinites, it can be inferred that the assemblage serpentine + brucite + chlorite + tremolite + magnetite formed in temperature range of 350 to 400 °C and pressures higher than 4 kbar. Hydration of the studied serpentinites incepted by reaction of harzburgite (mainly composed of olivine and orthopyroxene) with hot fluids below 850 °C caused formation of chlorite and talc. Antigorite, lizardite and chrysotile formed in temperatures lower than 600 °C, 400 °C and 300 °C, respectively. Subsequent metamorphism events resulted from magmatic activities in the area caused to some polymorphic transformations and formation of the serpentine polymorphs together.

#### 4-Conclusions

According to this study, the following conclusions are obtained:

- The Garmab serpentinites have been produced by the extensive alteration of the harzburgitic rocks. The alteration started in sea floor at first and then continued during their emplacement in the continent.
- Chemical composition of the study serpentines and XRD analyses results demonstrate that they are mainly antigorite and lizardite together with some chrysotile. The serpentine polymorphs formed in the studied rocks due to variations in P-T condition during subsequent metamorphism events.
- The calculated P-T phase diagram for the study rocks indicate that the chlorite - talc - brucite - chrysotile formed in sequence due to hydration of harzburgitic rocks temperature range of 800 to 200 °C. Although, the contemporaneous presence of lizardite and antigorite indicate that these rocks have subsequently undergone green schist metamorphism at temperature about 350-400 °C.

#### Acknowledgments

The authors are so thankful to Prof. Zhang Zhiyong who support us in EMPA at the Chinese Academy of Science-Institute of Geology and Geophysics (CAS-IGG). The authors also thank Shahid Chamran University of Ahvaz for some financial supports (grant no. SCU.EG98.44295). We are grateful to editor-in-chief Dr. Manouchehr Chitsaza and two anonymous reviewers for their constructive critics.

#### References

- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. Masoudi, F., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ophiolite* 35, 71-90.
- Azer M.K., Khalil A.E.S., 2005. Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, Central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 43(5): 525–536.
- Berberian, M. King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Bromiley, G.D. Pawley, A.R., 2003. The stability of antigorite in the system  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (MSH) and  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (MASH) the effects of  $\text{Al}_3$  substitution on high-pressure stability. *American Mineralogist* 88, 99-108.
- Bucher, K., Grape, R., 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer Berlin, Heidelberg, 441 p.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andréani, M., Hattori, K., 2010. In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology* 69, 262-277.
- Dungan, M.A. 1979. A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *The Canadian Mineralogist* 17, 771-784.

- Evans, B.W., 2004. The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable, *International Geology Review* 4, 479-506.
- Evans, C. Hawkins, J., 1979. Mariana-arc trench system: Petrology of "seamounts" on the trench-slope break. *Eos Transactions American Geophysical Union* 60, 968 (Abstract).
- Fryer, P., Ambos, E. L., Hussong, D.M., 1985. Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology* 13, 774-777.
- Hattori, K., Guillot, S., 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology* 31, 525-528.
- Hattori, K., Guillot, S., 2007. Geochemical character of serpentinites associated with high to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, 1-27.
- Hyndman, R. D., Peacock, S., M. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417-432.
- Nadimi, A., 2002. Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo-spreading center, Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 93- 104.
- O'Hanley D. S., 1996. *Serpentinites records of tectonic and petrological history*, Oxford University Press, Oxford, 277 p.
- Palandri, J.L. Reed, M.H., 2004. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization rodingitization and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1115-1133.
- Prichard H. M., 1979. A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the Ocean crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 231-241.
- Sabzehei M., 1998. Upper Proterozoic-Lower Paleozoic ultramafic-mafic association of southeast Iran, Product of an ophiolitic magma of komatiitic affinity. *International Ophiolite Symposium Finland*.
- Saccani, E., Allahyari, K., Rahimzadeh, B., 2014. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. *Tectonophysics* 621, 132-147.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Nicollet, C., Debret, B., Auzende, A.L., 2013. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos* 178, 197-210.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, S., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites, formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine* 148, 762-801.

**HOW TO CITE THIS ARTICLE:**

Miri, M., Ebrahimi, M., Veisiniya, A., 2021. Petrogenesis of the Garmab area serpentinites from Ophiolite-Radiolithic zone of Kermanshah (west Iran) using chemistry of minerals and phase diagrams. *Adv. Appl. Geol.* 10(4), 634-651.

DOI: 10.22055/AAG.2020.32165.2074

url: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_15863.html?lang=en](https://aag.scu.ac.ir/article_15863.html?lang=en)

## بررسی پتروژنز سرپانتینیت‌های منطقه گرماب در پهنه افیولیت کرمانشاه (غرب ایران) با استفاده از شیمی کانی‌ها و نمودارهای فازی

میرمحمد میری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

محمد ابراهیمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

ایوب ویسی‌نیا\*

گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۲۳

\*a.vaisy69@gmail.com

### چکیده

منطقه گرماب در شمال شرقی کامپاران جای دارد و بخشی از مجموعه معروف به پهنه افیولیت کرمانشاه است. این مجموعه در میان پهنه سندنج - سیرجان و پهنه راندگی زاگرس قرار دارد. پریدوتیت‌های این پهنه تحت تاثیر دگرسانی گرمابی به صورت کامل و یا بخشی با سرپنتینیت جایگزین شده‌اند. بر اساس مطالعات سنگ نگاری، این سرپنتینیت‌ها از آگیری الیون و ارتوپروکسن شکل گرفته است. تجزیه الکترون مایکروپروب و پراش پرتو ایکس (XRD) نمونه‌ها نشان می‌دهد که در سرپنتینیت‌های منطقه گرماب، هر سه چند ریخت سرپنتین (کریزوتیل، لیزاردیت و آنتیگوریت) حضور دارند. سرپنتینیت‌های حاصل از الیون‌ها دارای  $\text{SiO}_2$  بیشتر و  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  کمتری نسبت به انواع حاصل از ارتوپروکسن‌ها هستند که تفاوت در منشاء آنها را به خوبی آشکار می‌سازد. نمودار فازی محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این سرپنتینیت‌ها احتمالاً در طی دو رویداد دگرگونی شکل گرفته‌اند؛ رویداد اول شامل دگرسانی و آگیری هارزبورژیت تا دماهای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۴ کیلوبار است. رویداد دوم در نتیجه افزایش دما و فشار تا بیشتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد و ۴ کیلوبار رخ داده است.

**کلمات کلیدی:** سرپنتین، شیمی کانی، پهنه افیولیتی کرمانشاه، گرماب

### مقدمه

جنوبی را که بین سپر عربستان (گندوانا) و بلوک سندنج- سیرجان واقع بوده را در خود ثبت نموده است (Zarei Sahamieh and Moradpour, 2017).

سرپنتینی شدن یک واکنش آگیری است که در آن آب با کانی‌های فرومنیزین مثل الیون و پروکسن واکنش می‌دهد و یکی از چند ریخت‌های سرپنتین تشکیل می‌شود (Palandri and Reed, 2004). سرپنتینی شدن فرآیندی مهم در پشته‌های میان اقیانوسی و مناطق فرورانشی می‌باشد (Ewans and Hawkins, 1979; Azer and Khalil, 2005). در این مناطق، کانی‌های گروه سرپنتین در اثر چرخه‌های آب داغ از درون سنگ‌کره شکل می‌گیرند (Azer and Khalil, 2005). از اینرو، سرپنتینیت‌ها به عنوان یک مسیر مهم برای انتقال آب در این مناطق شناخته شده و در نتیجه نقش مهمی را در چرخه زمین‌شیمیایی جهانی ایفا می‌کنند (Hattori and Guillot, 2003, 2007; Deschamps et al., 2010). آگیری سرپنتینیت‌ها در حین فرورانش و در دمای حدود ۶۵۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد باعث انتشار آب و عناصر سیال از میان گوه گوشته‌ای شده و رخداد ذوب بخشی را تسهیل می‌کند (Scambelluri et al., 2004; Deschamps et al., 2010; )

تحولات زمین ساختاری کمربند زاگرس را بیشتر در ارتباط با باز و بسته شدن نفوتتیس بین دو صفحه ایران و عربستان و فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نفوتتیس با شیب به سمت شمال شرق به زیر حاشیه فعال پسته قاره‌ای ایران در نظر گرفته‌اند (Berberian and King, 1981). آثار فرورانش نفوتتیس و برخورد قاره‌ای همراه آن در این منطقه، با جایگیری افیولیت‌های کرمانشاه (Allahyari et al., 2010)، نیریز (Nadimi, 2002) و کردستان (Saccani et al., 2014) همراه بوده که در امتداد راندگی اصلی زاگرس معروف به پهنه خرد شده جای گرفته‌اند. کمپلکس افیولیتی کرمانشاه به صورت نواری به طول تقریبی ۲۳۰ کیلومتر و پهنای ۶۰-۳۰ کیلومتر در غرب ایران در راندگی اصلی زاگرس رخنمون داشته و بخشی از کمربند افیولیتی به شدت گسیخته کرمانشاه-پنجوبین در نظر گرفته شده است (Falah et al., 2020). به اعتقاد Shafaii Moghadam و Stern (۲۰۱۱) این کمپلکس افیولیتی از جمله افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس است. کمپلکس افیولیتی کرمانشاه شامل چندین مجموعه سنگی است که تکامل ژئودینامیکی شاخه اقیانوسی نفوتتیس

مجموعه افیولیتی کامیاران شامل یک قلمرو ماگمایی وسیع از شرق صحنه تا شمال و شمال شرق کامیاران بوده و رخنمون‌های مجموعه افیولیتی مورد مطالعه را نیز شامل می‌گردد. این مجموعه متشکل از چندین ورقه رورانده شامل سرپنتینیت‌های برشی، جریان‌های گدازه و میان‌لایه‌های رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی هستند (Braud, 1987). توده‌های نفوذی بزرگ گابرویی و دیوریتی، رسوبات و بازالت‌های پالئوسن-ائوسن را قطع می‌کنند. میان‌لایه‌های مرمر و سنگ آهک سیلیسی شده موجود در بین بازالت‌ها نیز سن پالئوسن-ائوسن دارند (Braud, 1987).

همانگونه که در (شکل b1) مشاهده می‌گردد، در منطقه کرمانشاه-کامیاران، در راستای جنوب غرب-شمال شرق، چهار واحد اصلی به شرح زیر قابل تشخیص هستند:

واحد رادیولاریت یا زیرپهنه رادیولاریت کرمانشاه با ضخامت حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر شامل نهشته‌های چرتی، شیلی و کربنات می‌باشد (Gharib and De Wever, 2010). این زیرپهنه در طول دوران مزوزوئیک در دریای نئوتتیس (Baumgartner, 2013) و در حاشیه غربی دریای نئوتتیس مرکزی و حاشیه لبه شرقی گندوانا نهشته شده است (Gharib and De Wever., 2010).

واحد سنگ‌های آهکی ستر بیستون شامل یک سری از سنگ‌های آهکی با رخساره روی قاره‌ای برای واحد کربناته تریاس و رخساره سکوی قاره‌ای برای واحدهای جوانتر از تریاس می‌باشند. حوضه تکتونیک این واحدهای رسوبی کربناته را با توجه به شباهت رخساره‌ای در زاگرس می‌توان قسمتی از حاشیه غیر فعال صفحه آفریقا-عربستان در نظر گرفت (Shahidi and Nazari, 1997). افیولیت‌های کرمانشاه بر روی سنگ‌های بیستون رانده شده‌اند. وجود فلیش‌های میوسن در زیر مجموعه افیولیتی (Agard et al., 2005) نشان دهنده فعال شدن دوباره و برخورد راندگی اولیه بدنه افیولیت با سنگ آهک بیستون می‌باشد.

زیرپهنه افیولیت شامل گابروها و پریدوتیت‌های سکانس گوشته‌ای و پوسته‌ای بوده و در بیشتر قسمت‌ها فاقد سنگ‌های آتشفشانی است (Agard et al., 2005). سن افیولیت‌ها با استفاده از روش سن-سنجی K/Ar حدود  $83 \pm 6$  تا  $86 \pm 6$  میلیون سال تخمین زده شده است (Delaloye and Desmons, 1980; Braud, 1987). شواهد ژئوشیمیایی نشان دهنده شباهت سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه افیولیتی با تولیت‌های جزایر قوسی و جزایر اقیانوسی بوده (Hassanipak and Ghazi, 1999). درحالی که گابروها مشابه MORB هستند (Fabien, 2005) و در محیط پشته میان اقیانوسی به وجود آمده‌اند (Allahyari et al., 2010; Whitechurch et al., 2013).

توالی ترشیری شامل گدازه‌های بازالتی بالشی است که توسط سنگ آهک‌های پلاژیک آلئولینید پالئوسن-ائوسن پایینی و رسوبات فلیشی لوتسین ( $48/6 - 40/4$  میلیون سال) تا پریابونین ( $37/2 -$

Vils et al., 2011). در افیولیت‌ها، سرپنتینی شدن به دو صورت ایستا و پویا روی می‌دهد؛ نوع ایستا مربوط به دگرگونی کف اقیانوس و نوع پویا به صورت چند فازی بوده و در طی به جایگیری افیولیت‌ها رخ می‌دهد (Sabzehei, 1998).

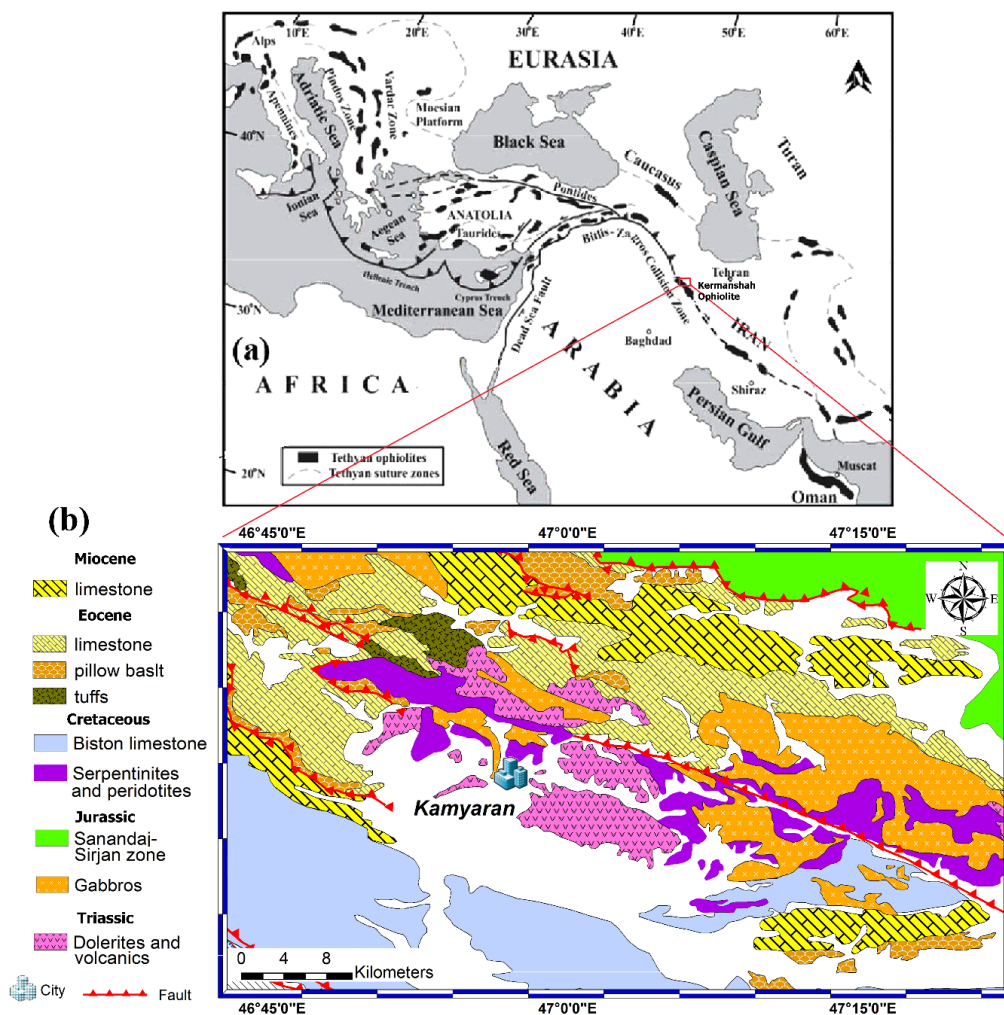
چند ریخت‌های سرپنتین در شرایط دما و فشار مختلفی شکل می‌گیرند (Evans, 2004; Schwartz et al., 2013)، لذا بررسی سرپنتین‌ها و نحوه تشکیل آنها در مجموعه‌های افیولیتی می‌تواند اطلاعات مهمی از رخداد دگرسانی در پشته‌های میان اقیانوسی، شرایط دما و فشار جایگیری افیولیت‌ها و نیز سایر فرآیندهای تاثیرگذار در تحول کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی آنها ارائه دهد. استفاده از نمودارهای فاز دما-فشار راهکاری مناسب و تا اندازه زیادی قابل اعتماد جهت پیگیری روند و نحوه دگرگونی و تشکیل مجموعه‌های کانی‌شناسی می‌باشد. از اینرو، در این پژوهش سعی شده است که با بررسی دقیق کانی‌های گروه سرپنتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی گوریت) از نظر بافت، ساختار واکنشی و ترکیب شیمیایی و با استفاده از نمودارهای مختلف، شرایط دما و فشار دگرگونی و نحوه تشکیل سرپنتینیت‌های افیولیت کرمانشاه در منطقه کامیاران از دیدگاهی تازه مورد بررسی قرار گیرد.

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

مجموعه افیولیتی گرماب در شمال شرق کامیاران رخنمون دارد و بخشی از مجموعه معروف به نوار افیولیت کرمانشاه و بین پهنه سنجج - سیرجان و زاگرس مرتفع قرار دارد. همچنین این مجموعه به‌عنوان بخشی از زمین‌درز نئوتتیس، محل برخورد دو صفحه ایران مرکزی و عربی بوده و در محدوده نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه (Shahidi and Nazari, 1997) و در بخش شمال غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میانراهان (Rafia and Shahidi, 1999) واقع شده است. گستره نوار افیولیتی از منطقه صحنه-هرسین (در جنوب شرق) آغاز و با روند شمال غرب-جنوب شرق در امتداد راندگی زاگرس در محدوده‌های میانراهان، کامیاران، سه‌ول‌آوا، پیرانشهر Ghazi and Hassanipak., 1999; Whitechurch et al., 2013; Allahyari et al., 2014; Saccani et al., 2014) و پنجوین در شمال عراق (Aswad et al., 2011) ادامه می‌یابد. افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه در ایران، افیولیت‌های هاتای، قزل‌داغ و کیلو در ترکیه و افیولیت‌های بارباسیت در سوریه باقی‌مانده‌های پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند (Floyd et al., 1998; Garfunkel, 2006; Pearce and Robinson, 2010). که در امتداد پهنه جوش خورده زاگرس-بتلس، افیولیت‌های عمان در آسیا را به افیولیت‌های ترودوس در مدیترانه متصل می‌کنند (شکل a1). در واقع، افیولیت کرمانشاه بخشی از یک کمربند افیولیتی ۳۰۰۰ کیلومتری است که از سوریه شروع و پس از عبور از جنوب ترکیه و زاگرس به عمان می‌رسد.

به صورت منطقه‌ای از میان افیولیت‌ها می‌گذرند. نفوذی‌های گابروی ائوسن دارای تمایلات ژئوشیمیایی کالک‌آلکان و تولیتی هستند (Fabien, 2005). کنگلومراهای الیگوسن بالایی - میوسن زیرین (با خرده‌سنگ‌های رادیولاریت، افیولیت و دگرگونه‌های پهنه سنندج - سیرجان) به صورت ناپیوسته روی تمام واحدهای مذکور قرار گرفته‌اند.

۳۳/۹ میلیون سال) پوشیده شده‌اند (Agard et al., 2005). توالی قبل از رسوبگذاری چینه‌ای الیگومیوسن، بر روی افیولیت‌های کرمانشاه رانده شده است (Agard et al., 2005). نفوذی‌های مافیک گابرو-دیوریتی ائوسن (K/Ar: 38-40 Ma) (Braud and Bellon, 1974) رسوبات فلیشی پالتوسن-ائوسن را قطع نموده‌اند و (Letierrier, 1985; Braud, 1987; Agard et al., 2005)



شکل ۱- (a) نقشه پراکندگی افیولیت‌های نئوتتیس در طول پهنه زاگرس-بیتلیس (با کمی تغییر از (Dilek and Furnes, 2011) و (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه افیولیتی کرمانشاه. منطقه مورد مطالعه با چهارگوش سیاه بر روی آن مشخص شده است (با کمی تغییرات از (Rafia and Shahidi, 1999).  
 Fig. 1. (a) Map of Neo-Tethys ophiolite distribution along the Zagros-Bitlis zone (after Ghazi and Hassanipak, 1999). (b) Simplified geological map of the Kermanshah ophiolitic complex. The study area is shown by the black rectangle (modified after Rafia and Shahidi, 1999).

قابل توجهی برخوردار هستند. سنگ‌های هارزبورژیتی گسترده‌ترین واحد سنگی مجموعه پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲b). در نمونه دستی، این سنگ‌ها در قسمت‌های هوازده، نارنجی تا قهوه‌ای بوده و در سطوح شکست تازه به رنگ سیاه تا سبز تیره دیده می‌شوند. سنگ‌های لرزولیتی به صورت بخش‌های کوچک عدسی شکل در داخل هارزبورژیت‌ها مشاهده می‌گردند. بعضی

### زمین‌شناسی منطقه گرماب

در منطقه گرماب، توالی کامل افیولیتی دیده نمی‌شود و مجموعه افیولیتی بیشتر دربردارنده پریدوتیت سرپنتینی شده‌ای است که به وسیله دایک‌های گابروی قطع شده و با آهک‌های پلاژیک ائوسن پوشیده شده است (شکل ۲a). پریدوتیت‌ها، پایین‌ترین بخش توالی افیولیتی شمال شرق کامیاران را به خود اختصاص داده و از گسترش



شکل ۲- (a) تصویر صحرایی پریدوتیت ها همراه با واحدهای رسوبی قرار گرفته بر روی آن‌ها (دید به سمت شمال شرق)، (b) تصویری از رخنمون سنگ‌های هارزبورژیتی (Hz) حوالی روستای گرماب با ظاهری سالم و دگرسانی کم که توسط دایک‌های رودنگیتی به رنگ روشن قطع شده‌اند (دید به سمت شمال غرب)، (c) عدسی‌هایی از هارزبورژیت به نسبت سالم که توسط سرپنتین نوع آنتیگوریت دربرگرفته شده‌اند، (d) تصویر صحرایی از سنگ‌های پریدوتیتی کاملاً سرپنتینی شده، (e) تصویر نمونه دستی سرپنتینیت همراه با نوارهای کریزوتیل که در اثر تغییر شکل نوع پلاستیک- شکننا ایجاد شده‌اند، (f) پریدوتیت همراه با رگه‌هایی از سرپنتینیت، (g) تصویر شماتیک از نحوه رشد رشته‌های کریزوتیلی مورب همراه با تصویر میکروسکوپی نور پلاریزه متقاطع (XPL) و (h) نمونه دستی نشان دهنده رشد رگه کریزوتیل در سرپنتینیت.

Fig. 2 (a) Field photo of the ophiolites and the overlying sedimentary units (view to the northeast), (b) A field photo showing an outcrop of the unaltered harzburgitic rocks (Hz) cut by light colored rodingitic dykes around the Garmab village (view to the northwest), (c) Lenses of relatively fresh harzburgite surrounded by serpentine (antigorite), (d) Field photo of the peridotitic rocks that were completely altered to serpentinite, (e) A hand specimen of serpentinite containing chrysotile bands formed by the plastic-elastic deformation, (f) Peridotite containing serpentinites veins, (g) A sketch draw demonstrating the formation mechanism of veins of crosscutting fibers of chrysotile together with the microscopic photograph taken in XPL and (h) Hand specimen of chrysotile veins in the serpentinites.

مشاهده می‌شوند.

مرز تماس پریدوتیت‌ها با دیگر سنگ‌های موجود در منطقه غالباً گسله و تکتونیک است. هارزبورژیت و لرزولیت‌ها عمدتاً تحت تأثیر دگرسانی به سرپنتینیت تبدیل شده‌اند. سرپنتینیت‌های منطقه مورد مطالعه در بررسی صحرایی عمدتاً در امتداد پهنه‌های گسلی قرار

از قطعات هارزبورژیتی، از سرپنتینی شدن مصون مانده و به صورت قطعات بیضی شکل و کشیده دگرسان نشده، توسط آنتیگوریت‌های رشته‌ای و توده‌ای در بر گرفته شده‌اند (شکل ۲c). بواسطه عملکرد گسل جوان زاگرس توأم با گسل اصلی زاگرس، منطقه بصورت یک پهنه برشی است، لذا غالب سنگ‌های پریدوتیتی به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ

ترمولیت-اکتینولیت دیگر کانی‌های مهم موجود در این نمونه‌ها هستند که همگی در نتیجه دگرسانی کانی‌های فرومنیزین ایجاد شده‌اند (شکل b۳). بافت‌های مشبک (شکل d۳)، ساعت‌شنی (شکل e-۳)، باستیت (شکل b۳) و رگچه‌ای (شکل f۳) در این نمونه‌ها رخداد دارند که در نتیجه درجات مختلف دگرسانی ایجاد شده‌اند. بافت باستیت در نتیجه جایگزینی کامل ارتوپروکسن‌ها توسط سرپنتین شکل گرفته (شکل b۳) و سبب تشکیل قالب‌های کاذب متعددی در سنگ شده است. بافت مشبک نیز در نتیجه سرپنتینی شدن الیوین‌ها در امتداد شکستگی‌ها ایجاد شده است. در این بافت، حاشیه‌های نوارها از بلورهای لیزاردیت کشیده و مراکز آنها از لیزاردیت و کریزوتیل ساخته می‌شود (Viti and Mellini, 1998). این فرآیند از حاشیه الیوین به سمت داخل و مرکز بلور توسعه می‌یابد و اغلب حواشی متحدالمرکزی از سرپنتین را در اطراف دانه‌ها به وجود می‌آورد. تشکیل پوشش سرپنتینی در اطراف الیوین‌ها باعث گند شدن فرآیند سرپنتینی شدن می‌شود. به این ترتیب بخشی از الیوین‌ها در نمونه‌هایی که هنوز کاملاً سرپنتین نشده‌اند، در میان شبکه‌های سرپنتین مشاهده می‌شوند (Prichard, 1979). در برخی موارد بقایای به جای مانده از الیوین‌ها نیز به خوبی قابل مشاهده هستند (شکل c۳).

### روش‌های آنالیزی

پس از انجام بررسی‌های صحرائی و میکروسکوپی تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های پریدوتیتی سرپنتینی شده برای تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب گردیدند. نمونه‌های منتخب برای تجزیه شیمیایی سنگ کل به انیستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین ارسال گردید. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی با دقت ۰/۲ درصد و عناصر فرعی و کمیاب با دقت ۰/۰۵ تا ۲ ppm با استفاده از روش XRF و به کمک دستگاه فلورسانس اشعه ایکس مدل Phillips PW 1500 اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی، نمونه‌ها در ظروف تفلونی به مدت ۶ روز در دمای ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد در مخلوط اسید فلئوریدریک و اسید نیتریک حل شدند. سپس محلول حاصل را خشک نموده و جامد باقی مانده را در ۵۰ میلی‌متر اسید نیتریک ۱ درصد حل نموده و با استفاده از دستگاه اسپکترومتر جرمی مدل NexION 2000 ICP-MS ساخت شرکت PerkinElmer اندازه‌گیری شدند. انحراف استاندارد نسبی برای عناصر اصلی ۲%± و برای سایر عناصر ۵%± می‌باشد. تجزیه شیمی نقطه‌ای کانی‌ها (۵۰ نقطه) نیز توسط دستگاه SX 5 Cameca با ولتاژ شتاب دهنده ۳۰ کیلو وات و جریان پرتوی ۲۰ نانو آمپر صورت گرفت (جدول ۲). جهت تایید نتایج تجزیه شیمیایی، تعداد دو نمونه (A-36 و A-39) از سرپنتینیت‌های مورد مطالعه توسط روش پراش پرتو ایکس (XRD) در

گرفته‌اند و دارای رنگ‌های سبز تا سبز تیره می‌باشند. از نظر مورفولوژیکی سرپنتینیت‌های مورد مطالعه را می‌توان به دو گروه تقسیم‌بندی کرد:

الف) برشی‌شده: بخش‌های دچار فرسایش شده، مواد خردشده‌ای را در اطراف بلوک‌ها و سرپنتینیت‌های توده‌ای تشکیل می‌دهند (شکل d۲). بافت‌های اولیه تحت تأثیر فرایندهای دینامیکی از بین رفته و بلورهای سرپنتین جهت‌یافتگی خاصی را نشان می‌دهند. رنگ کلی این سرپنتینیت‌ها سبز زیتونی تا سیاه است. ب) توده‌ای: به صورت رخنمون‌های منفردی از بلوک‌های مجزا می‌باشند و اغلب بقایایی از سنگ مادر اولیه را در داخل خود نشان می‌دهند (شکل e-۲). با توجه به مشاهدات صحرائی می‌توان گفت سرپنتینیت‌های افیولیتی گرماب غالباً به گروه دوم نزدیک‌تر هستند. شواهد ساختاری حاصل از رفتار پلاستیک-شکنا در سرپانتینیت‌های منطقه گرماب مشاهده می‌شوند. معمولاً این رژیم تغییر شکلی در مقیاس میکروسکوپی توسط گسل‌های نوع امتداد لغز و در مقیاس میکروسکوپی توسط ترک‌های ریز برشی قابل تشخیص است (Bellot, 2008). شکاف‌های ریز توسط رشته‌های کریزوتیل پر شده‌اند و در برخی از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند (شکل f۲). مکانیزمی به نام «پرشدگی شکاف» برای توصیف ساختمان و رشد این دسته از سرپانتین‌ها (کریزوتیل‌ها) که رشد آن‌ها در رگه‌ها به شکل نواری است، ذکر شده است (Andreani et al., 2004). در (شکل g۲ و h) رگه ضخیم کریزوتیل در نمونه سرپنتینی مشاهده می‌شود. زمانی که دیگر هیچ الیوینی در سنگ باقی نمانده باشد رشد کریزوتیل در سنگ شروع می‌شود. در این زمان رشته‌های کریزوتیل به صورت قائم یا مؤرب در سنگ شروع به رشد می‌کنند (Prichard, 1979).

### سنگ‌نگاری

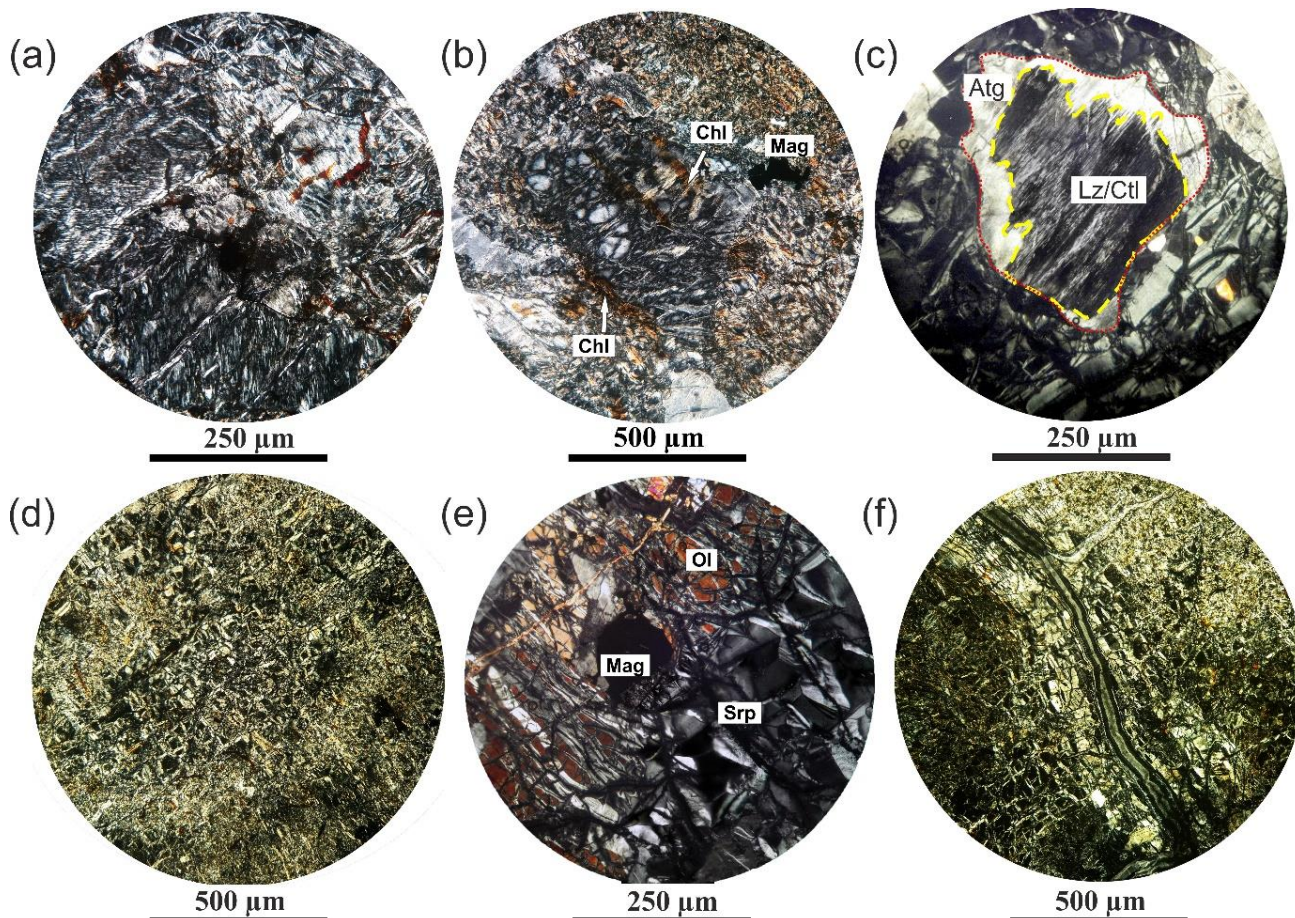
سنگ‌های مادر سرپنتینیت‌های مورد مطالعه به طور متوسط متشکل از ۷۵-۷۰ درصد الیوین، ۲۵-۱۰ درصد ارتوپروکسن، حدود ۱۰ درصد کلینوپروکسن و ۲-۱ درصد کروم‌اسپینل با بافت دانه‌ای هستند. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی می‌توان آنها را هارزبورژیت تا لزلولیت نامید. میزان و درجه دگرسانی در آنها متفاوت است به طوری که برخی از آنها کاملاً به سرپنتینیت تبدیل شده‌اند، اما در انواع کمتر دگرسان شده می‌توان الیوین‌ها و پروکسن‌هایی را مشاهده نمود که به طور بخشی توسط سرپنتین جایگزین شده‌اند (شکل ۳). در اینجا پریدوتیت‌های با درجه دگرسانی بالا که کمتر از ۱۰ درصد از کانی‌های اولیه را در خود حفظ کرده‌اند به عنوان سرپنتینیت در نظر گرفته شده‌اند.

سرپنتین به دو صورت در نمونه‌های سرپنتینیت مشاهده می‌شود: سرپنتین‌های رشته‌ای (فیبری) که بخش عمده نمونه‌ها را به خود اختصاص داده و زمینه سنگ را می‌سازند (شکل a۳) و سرپنتین‌های صفحه‌ای که عمدتاً به صورت قالب‌های کاذب (سودومورف) جانشین ارتوپروکسن شده‌اند (شکل b۳). کلریت، بروسیت، مگنتیت، تالک و



advance D8 و با زاویه پراش (2θ) ۰ تا ۸۰ درجه انجام شده است.

پژوهشکده فناوری‌های نوین زیستی دانشگاه زنجان مورد بررسی قرار گرفتند. این تجزیه توسط دستگاه XRD مدل Bruker



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های سرپنتینیت مطالعه شده. (a) زمینه متشکل از سرپانتین‌های رشته‌ای (کریزوتیل و لیزاردیت)، (b) بافت باستیت حاصل از جانشینی ارتوپروکسن توسط سرپنتین، (c) تبدیل شدن سرپنتین‌های رشته‌ای به انواع صفحه‌ای، (d) بافت مشبک حاصل از جانشینی کامل الیوین توسط لیزاردیت، (e) بافت ساعت‌شنی حاصل از جانشینی الیوین با لیزاردیت و (f) رگچه سرپنتین. علائم اختصاری کانی‌ها: Atg: آنتیگوریت، Chl: کلریت، Clt: کریزوتیل، Lz: لیزاردیت، Mag: مگنتیت و Srp: سرپنتین (Whitney and Evans, 2010).

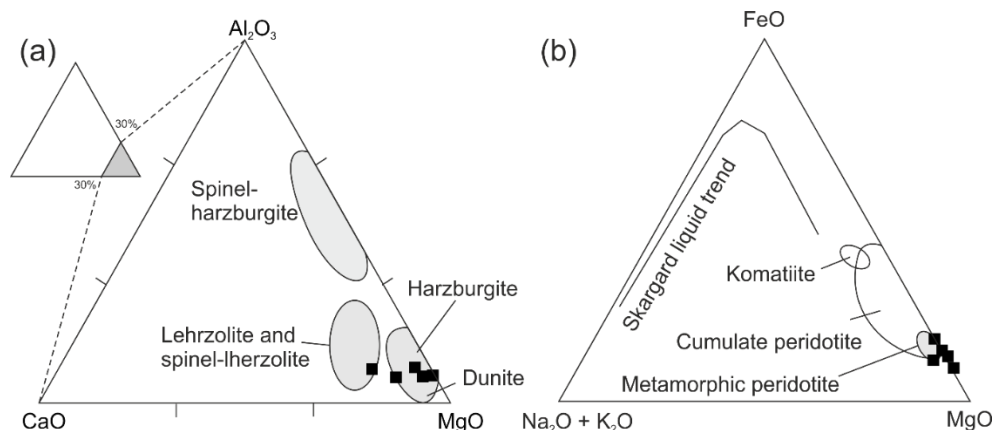
Fig. 3. (a) Microscopic photographs of the studied serpentinites. (a) The groundmass consists of fibrous serpentine (chrysotile and lizardite), (b) Bastite texture formed by replacement of orthopyroxene with serpentine, (c) Transformation of fibrous serpentine into lamellar serpentine, (d) Mesh structure formed by complete replacement of olivine with lizardite, (e) Hour glass zoning formed by replacement of olivine with lizardite and (f) Serpentine veinlet. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). The abbreviations are Atg: antigorite, Chl: chlorite, Clt: chrysotile, Lz: lizardite, Mag: magnetite and Srp: serpentine.

بسیار بالاتر مقدار اکسید آهن (میانگین ۷/۹٪) می‌باشد. همچنین این سنگ‌ها دارای مقادیر پائینی اکسید آلومینیوم (میانگین ۱٪) و اکسید کلسیم (میانگین ۰/۷۳٪) هستند. جهت تعیین پروتولیت این سنگ‌ها از نمودار سه‌تایی  $Al_2O_3$ -CaO-MgO (Li et al., 2004) استفاده شد که بر اساس آن نمونه‌ها عمدتاً در محدوده هارزبورژیت تا دونیت قرار می‌گیرند که با مشاهدات صحرائی صورت گرفته از منطقه و نیز مطالعات پیشین در توالی افیولیتی گرماب (Veisnia, 2017) سازگاری دارد.

## نتایج

### شیمی سنگ کل

نتایج آنالیز شیمیایی سرپنتینیت‌های مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده‌اند. مقادیر بالای LOI نمونه‌ها نشان دهنده میزان بالای دگرسانی در آنها است. در نمودار سه تایی  $FeO-Na_2O+K_2O-MgO$  (Li et al., 2004) نیز نمونه‌های آنالیز شده سرپنتینیتی در محدوده پریدوتیت‌های دگرسان شده قرار می‌گیرند. به طور کلی در این نمونه‌ها مقدار اکسید منیزیم (میانگین ۳۸٪)



شکل ۴- تعیین پرتولیت سرپنتینیت‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای سه‌تایی، (a)  $Al_2O_3$ -CaO-MgO و (b)  $FeO$ - $Na_2O+K_2O$ -MgO (Li et al., 2004).  
 Fig. 4 Determining the protolite of the study serpentinites using (a)  $Al_2O_3$ -CaO-MgO and (b)  $FeO$ - $Na_2O+K_2O$ -MgO ternary diagrams (Li et al., 2004).

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه های سرپنتینیت منطقه گرماب. مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی بر حسب ppm.

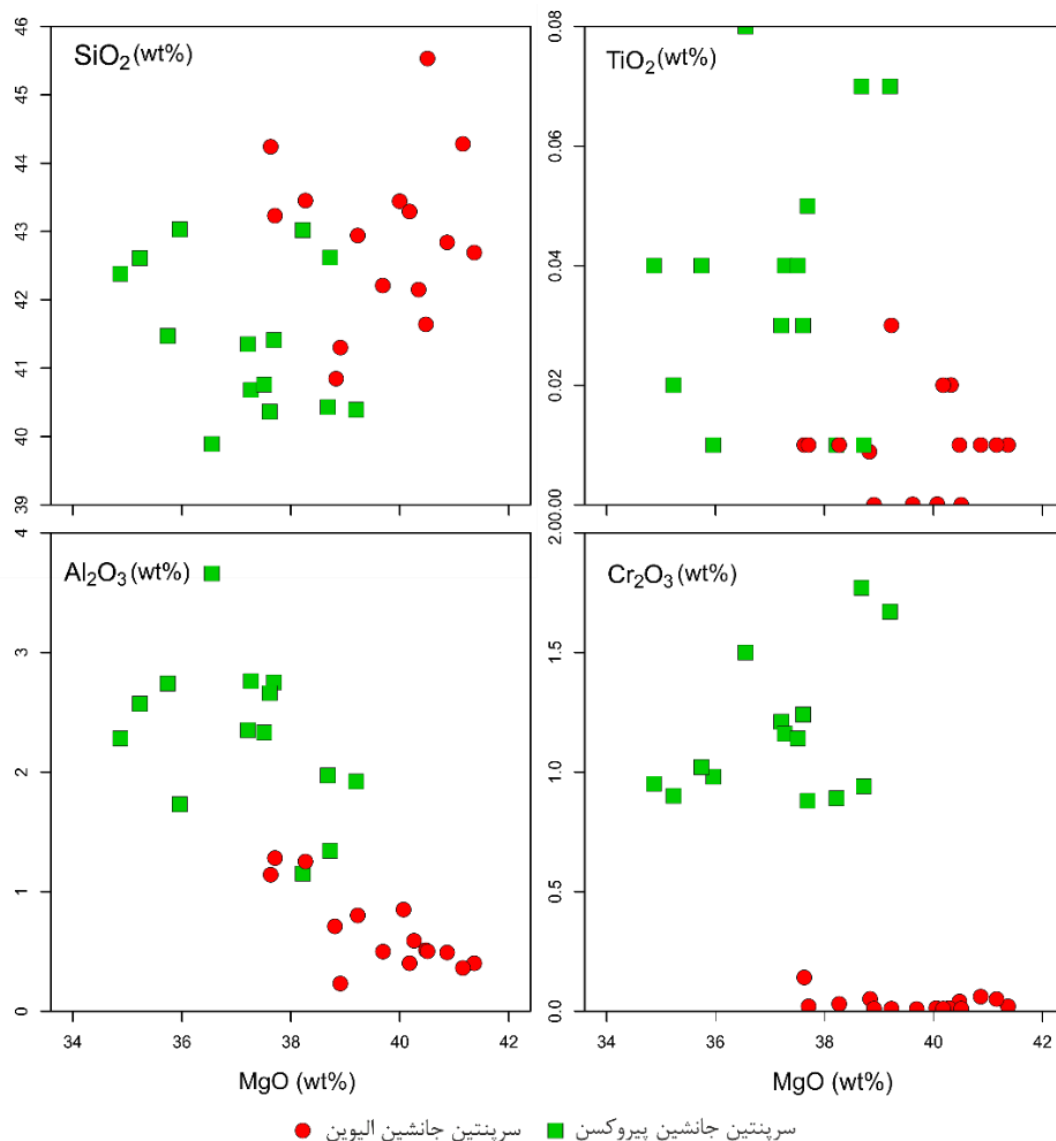
Table 1: Results of whole-rock chemical analysis of serpentinites from Garmab area. The major elements are in wt.% and trace elements are in ppm.

Oxide	A-36	A-39	A-17	A-23	A-35
SiO <sub>2</sub>	39.89	38.78	39.2	39.45	38.98
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.22	0.92	0.92	1.19	0.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.4	7.94	8.3	8	8.04
MnO	0.12	0.12	0.09	0.13	0.17
MgO	38.16	38.57	37.73	37.55	37.37
CaO	0.42	0.34	0.03	1.72	1.15
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01
LOI	12.11	12.62	13.11	11.04	11.63
Sum	99.37	99.34	99.42	99.25	98.33
Ba	2.6	2.3	3.1	2.1	2.5
Be	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ce	0.05	0.25	0.05	0.41	0.16
Co	90.4	83.1	93.5	90.9	106
Cr	1670	1330	1960	1810	1520
Cs	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cu	0.2	1.1	0.2	8.1	1
Dy	0.05	0.06	0.04	0.08	0.06
Er	0.06	0.06	0.05	0.08	0.06
Eu	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ga	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05
Gd	1.24	1.22	1.03	1.43	1.14
Hf	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ho	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
La	0.5	0.11	0.05	0.19	0.06
Lu	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Nb	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Nd	0.02	0.12	0.02	0.15	0.08
Ni	1660	1660	1670	1570	1730
Pb	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2
Pr	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Rb	0.1	0.3	0.1	0.7	0.1
Sc	11	8	10	13	10
Sm	0.02	0.03	0.02	0.4	0.03
Sr	1.7	1.7	0.8	2.9	22.1
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Tb	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Th	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Tm	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
U	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
V	50	33	47	60	42
Y	0.33	0.45	0.28	0.62	0.37
Yb	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07
Zn	30.4	32.2	30.8	36.3	33.2
Zr	1	1	1	1	1
Mg#	92	91.9	91.6	92.2	91.8

## شیمی کانی

به طور کلی می‌توان گفت که سرپنتین‌های که جانشین الیوین شده‌اند دارای  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$  و  $TiO_2$  کمتر و  $SiO_2$  بیشتری نسبت به انواع که جانشین پیروکسن شده‌اند، هستند. جهت تمایز سرپنتین‌های آنالیز شده از یکدیگر و نیز رده‌بندی آنها از نمودارهای تقسیم‌بندی شیمیایی استفاده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، عمده سرپنتین‌ها در محدوده همپوشانی آنتیگوریت، لیزاردیت و کریزوتیل قرار می‌گیرند (شکل a و b). این موضوع نشان می‌دهد که این کانی‌ها در حال تبدیل از یک چند ریخت به نوع دیگر می‌باشند.

نتایج آنالیزهای شیمیایی سرپنتین‌های مطالعه شده به همراه فرمول ساختاری آنها که بر اساس ۷ اتم اکسیژن محاسبه گشته در جدول ۲ ارائه شده اند. با توجه به اینکه سرپنتین‌های نمونه‌ها هم حاصل جانشینی الیوین و ارتوپروکسن بوده و هم به صورت رگه‌ای رخداد دارند، آنالیزهای آنها در جدول به صورت مجزا آورده شده‌اند. بر اساس داده‌های ارائه شده در جدول ۲، مشخص است که سرپنتین‌های آنالیز شده از نظر شیمیایی دارای تفاوت هستند. تفاوت در مقدار منیزیم، بارزترین این تفاوت‌ها است که می‌تواند مبنای تفکیک نمونه‌ها باشد. بر این اساس، نمودارهای تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی در برابر مقدار منیزیم ترسیم شدند (شکل ۵).



شکل ۵- نمودارهای تغییرات مقادیر  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$ ،  $SiO_2$  و  $TiO_2$  در برابر  $MgO$  برای سرپنتین‌های مطالعه شده جهت تفکیک انواع شکل گرفته از الیوین و پیروکسن. همانطور که مشاهده می‌شود، سرپنتین‌هایی که جانشین پیروکسن‌ها شده‌اند دارای  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$  و  $TiO_2$  بالاتر و  $SiO_2$  کمتری نسبت به انواعی هستند که جانشین الیوین شده‌اند.

Fig. 5 Variation diagrams for  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$ ،  $SiO_2$  and  $TiO_2$  versus  $MgO$  for the study serpentines in order to make difference between the serpentines replaced pyroxene or olivine. The serpentines replacing pyroxenes have higher contents of  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$ ،  $SiO_2$  and  $TiO_2$  relative to those replacing olivine.

جدول ۱- نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای سرپنتین حاصل از کانی‌های الیوین (Ol) و ارتوپروکسن (Opx). فرمول ساختاری بر مبنای ۷ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

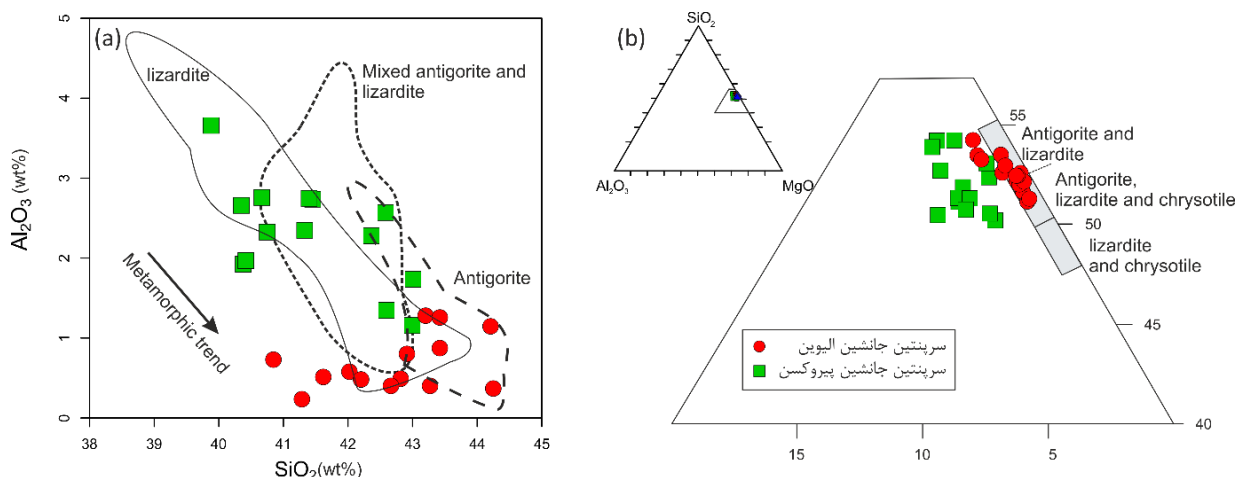
Table 2. The results of point analyses of serpentinite from the olivines (Ol) and orthopyroxenes (Px). The structural formula are based on 7 oxygen atoms.

Sample No.	K18-1	18-2 K	K 18-3	K 18-4	K 24-1	K 24-2	K 24-3	K 24-4	24-5 K	K 24-6	K 98-1	K 98-2	K 98-3
Source mineral	Ol	Ol	Ol	Ol	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO <sub>2</sub>	43.29	44.28	41.30	42.69	41.47	40.68	42.94	43.45	43.23	41.35	42.61	42.38	45.53
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.01	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.36	0.23	0.40	2.74	2.76	0.80	1.25	1.28	2.35	2.57	2.28	0.50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.05	0.01	0.02	1.02	1.16	0.01	0.03	0.02	1.21	0.90	0.95	0.01
FeO	1.72	1.54	1.66	1.71	3.08	3.03	2.54	3.62	3.42	3.04	4.68	4.40	3.11
MnO	0.03	0.02	0.07	0.05	0.06	0.04	0.07	0.05	0.07	0.06	0.15	0.04	0.06
MgO	40.18	41.16	38.91	41.37	35.74	37.27	39.23	38.27	37.71	37.21	35.23	34.87	40.51
CaO	0.08	0.03	0.05	0.04	1.13	0.12	0.08	0.05	0.08	0.13	0.27	0.23	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.39	0.37	0.32	0.39	0.38	0.26	0.34	0.32	0.31	0.23	0.13	0.44	0.35
Total	86.11	87.81	82.58	86.70	85.71	85.40	86.06	87.07	86.16	85.57	86.61	85.66	90.17
Si	2.04	2.04	2.00	2.00	1.98	1.95	2.03	2.04	2.05	1.98	2.02	2.03	2.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.02	0.02	0.01	0.02	0.16	0.16	0.05	0.07	0.07	0.13	0.14	0.13	0.12
Cr	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.07	0.06	0.07	0.07	0.12	0.12	0.10	0.14	0.14	0.12	0.19	0.17	0.11
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	2.82	2.83	2.81	2.90	2.55	2.66	2.76	2.67	2.66	2.65	2.49	2.49	2.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.95	4.95	4.96	4.99	4.92	4.95	4.95	4.93	4.92	4.98	4.90	4.88	4.93

ادامه جدول ۲

Table 2 (Continued).

Sample No.	98-6 K	K 98-4	K 98-5	170-1 K	K 170-2	K 170-3	K 170-4	K 170-5	K 170-6	K 33-1	K 33-2	K 33-3
Source mineral	Opx	Opx	Opx	Ol	Ol	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO <sub>2</sub>	39.41	39.89	43.03	42.84	41.64	40.43	40.39	40.36	40.76	44.24	43.02	42.62
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.08	0.01	0.01	0.01	0.07	0.07	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.08	3.66	1.73	0.49	0.51	1.97	1.92	2.66	2.33	1.14	1.15	1.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.47	1.50	0.98	0.06	0.04	1.77	1.67	1.24	1.14	0.14	0.89	0.94
FeO	4.92	4.54	4.76	2.46	2.07	2.33	2.48	2.74	2.43	2.53	1.76	1.85
MnO	0.05	0.10	0.13	0.01	0.05	0.03	0.08	0.05	0.03	0.03	0.02	0.05
MgO	33.77	36.55	35.96	40.87	40.48	38.68	39.20	37.61	37.51	37.63	38.22	38.72
CaO	1.79	0.17	0.09	0.04	0.03	0.03	0.02	0.06	0.07	0.18	0.02	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.13	0.19	0.18	0.23	0.32	0.18	0.13	0.38	0.56	0.42	0.17	0.16
Total	85.70	86.70	86.88	87.03	85.16	85.49	85.98	85.15	84.92	86.38	85.29	85.71
Si	1.91	1.9	2.03	2.00	2.00	1.94	1.93	1.94	1.96	2.04	2.04	2.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.23	0.21	0.10	0.03	0.01	0.11	0.11	0.15	0.13	0.06	0.06	0.08
Cr	0.06	0.06	0.04	0.00	0.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.01	0.03	0.04
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	2.00	0.18	0.19	0.10	0.07	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.07	0.07
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.44	2.6	2.53	2.85	2.81	2.76	2.78	2.7	2.70	2.71	2.70	2.72
Ca	0.09	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.95	4.97	4.92	4.98	4.96	4.97	4.99	4.96	4.95	4.93	4.91	4.93



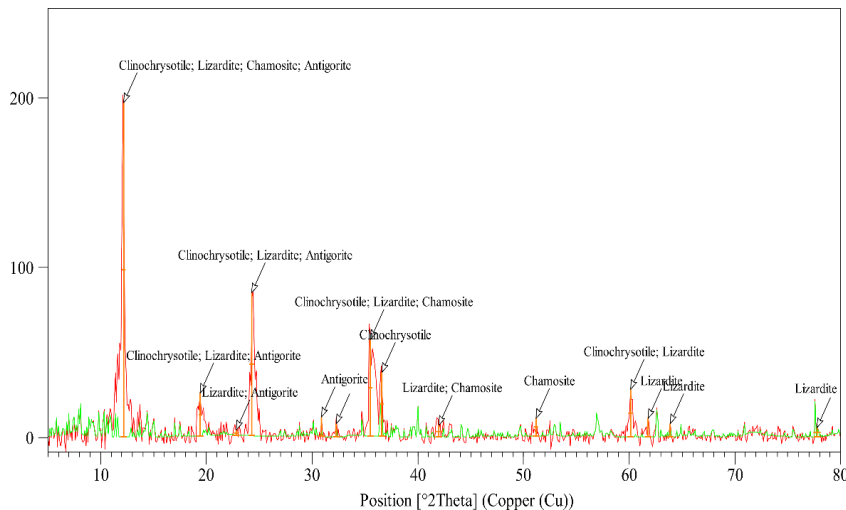
شکل ۶- (a) رده بندی سرپنتین های آنالیز شده با استفاده از نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  (Dungan, 1979) و (b) رده بندی سرپنتین های مورد مطالعه با استفاده نمودار سه تایی  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $SiO_2$  (Wicks and Plant, 1979).

Fig. 6. (a) Classification of the analyzed serpentines using  $SiO_2$  versus  $Al_2O_3$  diagram (Dungan, 1979) and (b) Classification of the studied serpentines using  $Al_2O_3$ - $MgO$ - $SiO_2$  ternary diagram (Wicks and Plant, 1979).

کریزوتیل، لیزاردیت و آنتیگوریت هستند. همچنین کانی شاموسیت (کلریت غنی از منیزیم) نیز در این آنالیزها شناسایی شد که با مشاهدات سنگ نگاری انطباق دارد.

### آنالیز XRD

نتایج آنالیز XRD تعداد نمونه (A-39) از سرپنتینیت های مورد مطالعه در (شکل ۷) ارائه شده است. همانطور که مشاهده می شود پیک های به دست آمده از این آنالیز نیز نشان دهنده حضور همزمان



شکل ۷- نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) سرپنتینیت منطقه گرماب.

Fig. 7. X-ray diffraction graph for the serpentinites from the Garmab area.

صورت می گیرد مربوط به جایگیری افیولیت ها می باشد (Sabzehei, 1998).

از آنجایی که سرپنتینیت شدن نوعی واکنش آبدار است، بنابراین رخداد آن مستلزم نفوذ آب داغ به درون سنگ های فوق بازیک می باشد. عمده این دگرسانی ها در کف اقیانوس و محل پشته های اقیانوسی یعنی جایی که مقادیر فراوانی سیال داغ واکنش گر وجود دارد رخ می دهند، هرچند در سکانس های افیولیتی نیز می تواند این

### بحث

فرآیند سرپنتینیتی شدن نوعی دگرسانی گرمایی دما پائین (کمتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد) سنگ های فوق بازیک (اساساً پریدوتیت و کماثیت) است که در تمامی محیط های تکتونیکی رخ می دهد (Fryer et al., 1985; Hyndman and Peacock, 2003). این فرآیند به دو صورت ایستا و پویا به وقوع می پیوندد که نوع ایستا مربوط به دگرگونی کف اقیانوس و نوع پویا که به صورت چند فازی

کریزوتیل و لیزاردیت را مشخص می‌کند (Viti and Mellini, 1998). زمانی که الیون به طور کامل توسط سرپنتین جایگزین شده باشد، لیزاردیت چند ریخت پایدار خواهد بود (Prichard, 1979). تشکیل بافت ساعت شنی نیز نشان می‌دهد که الیون به طور کامل توسط چندریخت لیزاردیت جانشین شده است (Evans, 2004). همچنین Viti و Mellini (۱۹۹۸) عقیده دارند که بافت مشبک در حضور مقادیر سیال فراوان شکل گرفته و در نبود این شرایط بافت ساعت شنی به جای آن ایجاد می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه این دو بافت به صورت همزمان دیده می‌شوند که نشان دهنده تغییر محتوای سیال در طی مراحل مختلف دگرسانی است. رگچه‌های سرپنتین نیز در نتیجه عبور سیالات آبدار در امتداد درزه‌ها و شکاف‌های سنگ ایجاد شده‌اند و عمدتاً دارای کریزوتیل می‌باشند.

به منظور بررسی این روندهای دگرگونی، یک نمودار فازی (سودسکشن یا مقطع فرضی) با استفاده از ترکیب سنگ کل نمونه A-39 که دارای کامل‌ترین مجموعه کانیایی در مطالعات سنگ نگاری می‌باشد، ترسیم شد (شکل ۸). این نمودار با استفاده از نرم‌افزار Theriak/Domino (de Capitani and Petrakakis, 2010) و در سیستم FMASH (FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) محاسبه گشته و سیال آن به صورت آب خالص و مازاد در نظر گرفته شده است. محدوده تبدیل چند ریخت آنتیگوریت-لیزاردیت بر اساس نتایج مطالعات تجربی (Schwartz et al., 2013) به شکل اضافه شده است. Veisinia و همکاران (۲۰۱۸) میانگین دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۲۲ کیلو بار را برای شرایط تشکیل هارزبورژیت‌های منطقه تخمین زده‌اند. این مقادیر به عنوان شرایط آغازین دگرسانی بر روی نمودار مشخص شده است. پیکان شماره ۱، تغییرات در کانی‌شناسی پریدوتیت‌ها طی کاهش فشار و دما و رخداد دگرسانی را نشان می‌دهد. فشار کمتر از ۴ کیلو بار با توجه نتایج به دست آمده از مطالعات پیشین انتخاب شده است (Schwartz et al., 2013; Guillot et al., 2015).

همانطور که مشاهده می‌شود، در دماهای بالاتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد، مجموعه پایدار شامل الیون + ارتوپیروکسن می‌باشد که همان ترکیب کانی‌شناسی هارزبورژیت محسوب می‌شود. در نتیجه واکنش این کانی‌ها با آب، در دماهای کمتر از ۸۵۰ درجه سانتیگراد، در ابتدا اسپینل و سپس کلریت از ارتوپیروکسن و الیون شکل گرفته و به مجموعه کانی‌شناسی اضافه می‌شود. تالک کانی دیگری است که در دمای کمتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد در نتیجه مصرف الیون و ارتوپیروکسن شکل می‌گیرد. بالاخره در دماهای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد سرپنتین در مجموعه ظهور می‌کند و مجموعه کانی‌شناسی به صورت سرپنتین + کلریت + تالک می‌شود. با رسیدن به دماهای کمتر از ۴۰۰، درجه سانتیگراد، بروسیت نیز شکل می‌گیرد. همانطور که مشخص است، در این شرایط، آنتیگوریت پایدار است و برای تشکیل کریزوتیل دما باید تا کمتر از ۲۰۰ درجه سانتیگراد پائین برود.

فرآیند ادامه یابد (Prichard, 1979). دمای لازم برای رخداد این فرآیند گرمایی نیز می‌تواند توسط برهمکنش آب-سنگ و یا از طریق نفوذی‌های بازیک در حال تبلور تامین شود (Fyfe and Lonsdale; 1981; Bach, et al., 2002). در نتیجه این برهم کنش‌ها، دمای سیال بالا رفته و کانی‌های الیون و پیروکسن را تحت تاثیر قرار می‌دهد.

به هر حال در یک روند کاهش دما و فشار، اولین چند ریخت سرپنتین می‌تواند در دمای حدود ۶۰۰ درجه سانتیگراد از واکنش الیون و ارتوپیروکسن با آب شکل بگیرد (مانند Evans, 2004; Bucher and Grapes, 2011). واکنش‌های زیر می‌توانند این موضوع را توضیح دهند:

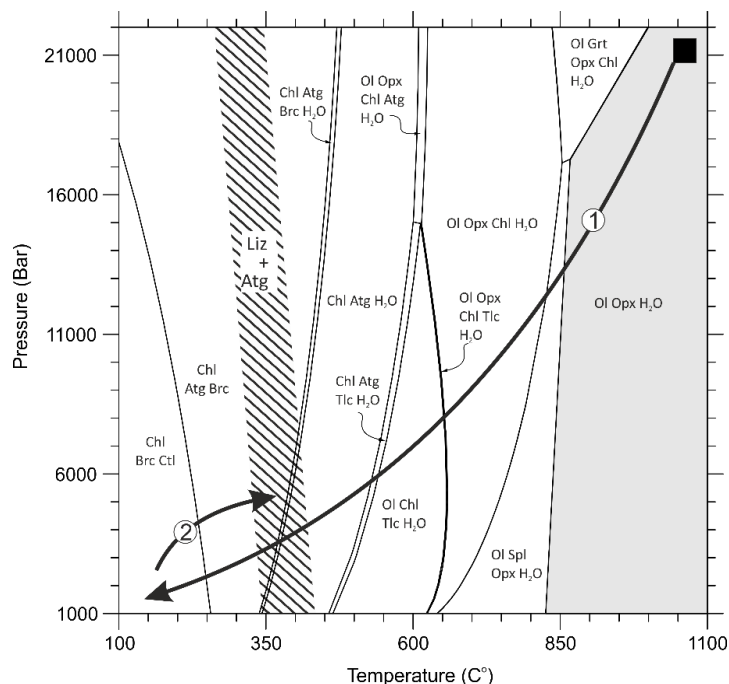
- ۱) واکنش (۱) ارتوپیروکسن + الیون + آب + اکسیژن = سرپنتین + مگنتیت
- ۲) واکنش (۲) ارتوپیروکسن + آب = سرپنتین + سیلیس (محلول)
- ۳) واکنش (۳) الیون + سیلیس (محلول) + آب = سرپنتین
- ۴) واکنش (۴) الیون + آب = سرپنتین + بروسیت
- ۵) واکنش (۵) ارتوپیروکسن + آب = سرپنتین + تالک

رخداد این واکنش‌ها سبب شکل‌گیری مجموعه دگرگونی سرپنتین + بروسیت + کلریت + ترمولیت + مگنتیت در نتیجه دگرسانی پریدوتیت‌ها در منطقه گرماب شده است. نتایج آنالیزهای XRD و میکروپروب به همراه مشاهدات میکروسکوپی آشکار ساختند که سرپنتین‌های مورد مطالعه مخلوطی از هر سه چند ریخت متداول سرپنتین یعنی لیزاردیت، آنتیگوریت و کریزوتیل می‌باشند. اما باید این نکته مد نظر قرار گیرد که این چند ریخت‌ها همگی در شرایط دما و فشاری یکسان پایدار نیستند و با تغییرات دما و فشار به یکدیگر تبدیل می‌شوند. به عبارت دیگر در فرآیندی برعکس فرآیند آنگیری پریدوتیت‌ها. به طور کلی در دگرگونی‌های درجه پائین ( $P < 4\text{ kbar}$ ,  $T = 200\text{--}300\text{ }^\circ\text{C}$ ) آنتیگوریت حضور ندارد و چند ریخت پایدار کریزوتیل می‌باشد که با افزایش دما به حدود ۳۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای بالاتر از ۴ کیلو بار، لیزاردیت چند ریخت پایدار خواهد بود (Schwartz et al., 2013). در دماهای ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد، مخلوطی از لیزاردیت و آنتیگوریت در سنگ حضور دارند اما در دماهای ۴۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد، آنتیگوریت تنها چند ریخت پایدار خواهد بود (Evans, 2004; Schwartz et al., 2013). با این وجود، به عقیده Dungan (۱۹۷۹) حضور آلومینیوم در محلول جامد ممکن است پایداری حرارتی لیزاردیت را نسبت به آنتیگوریت افزایش دهد. از طرف دیگر، حضور کاتیون‌های سه ظرفیتی مانند آلومینیوم و کروم هم می‌تواند پایداری آنتیگوریت را افزایش دهد (Bromiley and Pawley, 2003).

جانشینی کریزوتیل‌ها توسط آنتیگوریت که در حاشیه برخی از قالب‌های کاذب معمول است (شکل ۳) در نتیجه افزایش دما و در طی دگرگونی پیش‌رونده رخ می‌دهد (Evans, 2004). حضور بافت مشبک در الیون‌ها (شکل ۳) نیز تغییر و تبدیل بین چندریخت‌های

توده‌های ماگمایی در منطقه روی داده باشد. با توجه به اینکه شواهد کافی برای نفوذ توده‌های ماگمایی در منطقه دیده نمی‌شود و اینکه دگرگونی ناحیه‌ای پس از جایگیری افیولیت‌ها در منطقه به صورت تغییر شکل کانی‌ها و تشکیل فازهای جدید مانند اکتینولیت و کلریت دیده می‌شود (Veisnia, 2017)، نظریه اول مبنی بر تشکیل چندریخت‌های مختلف سرپنتین در افیولیت‌های غرب ایران تخت تاثیر یک دگرگونی ناحیه‌ای پس از جایگیری محتمل‌تر است.

بنابراین، مجموعه کریزوتیل + کلریت + بروسیت را می‌توان در شرایط رخساره زیر شیبست سبز این سنگ‌ها در نظر گرفت. موضوعی که می‌بایست مد نظر قرار گیرد، این است که چند ریخت‌های سرپنتین می‌توانند در طی افزایش دما و فشار (رخداد دگرگونی دوباره) مجدداً به یکدیگر تبدیل شوند که این موضوع در مطالعات سنگ نگاری نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۳b). افزایش دما در سرپنتینیت‌ها در نتیجه فازهای دگرگونی ناحیه‌ای در طی جایگیری افیولیت و یا حتی ممکن است پس از آن و تحت تاثیر نفوذ



شکل ۸- نمودار فازی دما-فشار (سودوسکشن) محاسبه شده برای نمونه سرپنتینیت شماره A-39. محدوده پایداری لیزاردیت + آنتیگوریت از Evans (۲۰۰۴).

Fig. 8. Calculated P-T phase diagram (pseudosection) for the serpentinites sample A-39. The stability field of lizardite + antigorite is after Evans (2004).

(Valinasab Zarnagh et al., 2014) و پیرانشهر (2007) شرایطی کمابیش مشابه را برای تشکیل سرپنتینیت‌ها تعیین نموده‌اند.

### نتیجه‌گیری

بر اساس مجموع بررسی‌های صورت گرفته در این پژوهش، موارد زیر را می‌توان نتیجه‌گیری نمود:

سرپنتینیت‌های منطقه گرماب از دگرسانی درجه بالای سنگ مادر (پروتولیت) هارزبورژیتی شکل گرفته‌اند که عمده کانی‌های آنها شامل الیوین و ارتوپپروکسن بوده‌اند.

آنالیزهای شیمیایی و مشاهدات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که سرپنتینیت‌های مورد مطالعه عمدتاً از نوع آنتیگوریتی و لیزاردیتی هستند. هرچند آنالیز پراش پرتو ایکس حضور کریزوتیل را نیز اثبات می‌کند. همچنین سرپنتینیت‌های حاصل از الیوین‌ها و ارتوپپروکسن‌ها دارای ترکیبی متفاوت از یکدیگر بوده و می‌توان آنها را با استفاده از

به هر روی، حضور همزمان آنتیگوریت، کریزوتیل و لیزاردیت نشان دهنده دگرگونی دوباره سرپنتینیت‌های مورد مطالعه تا دمای بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد که سبب شکل‌گیری دوباره آنتیگوریت شده است. این فاز دگرگونی با پیکان شماره ۲ نشان داده شده است. افزایش فشار تا بالاتر از ۴ کیلو بار بر اساس تعیین محدوده پایداری فشاری کریزوتیل (Schwartz et al., 2013) انتخاب شده است. همانطور که در بالا نیز عنوان شد محدوده دمایی ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، محل پایداری همزمان دو چند ریخت لیزاردیت و آنتیگوریت می‌باشد (Evans, 2004; Schwartz et al., 2013). ویژگی‌های ژئوشیمیایی سرپنتینیت‌های مورد مطالعه با این موضوع سازگار است، چرا که آنها عمدتاً مخلوطی از چندریخت‌های لیزاردیت و آنتیگوریت می‌باشند (شکل ۷). مطالعات صورت گرفته بر روی نحوه دگرگونی پریدوتیت‌های افیولیتی تکاب (Hajjaliooghi et al., )

به یکدیگر که حاصل افزایش دمای و فشار تا محدوده رخساره شیست سبز است آشکار می‌باشد.

#### قدردانی

نویسندگان مقاله مراتب سپاسگزاری خود را از آقای پروفیسور Zhang Zhiyong از آکادمی علوم چین (CAS-IGG) که امکان انجام آنالیزهای مایکروپروب را در فراهم نمودند، ابرار می‌دارند. همچنین از مشارکت دانشگاه شهید چمران اهواز در بخشی از هزینه‌ها (گرنه شماره SCU.EG98.44295) قدردانی می‌گردد. نویسندگان از سردبیر مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، جناب آقای دکتر منوچهر چیت‌سازان و داوران محترم که با نظرات ارزنده خود موجب ارتقاء هرچه بیشتر مقاله شدند سپاسگزاری می‌نمایند.

فراوانی اکسیدهای  $\text{MgO}$  و  $\text{TiO}_2$  و  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  از یکدیگر به خوبی تفکیک نمود.

نتایج حاصل از این پژوهش، نشان می‌دهد که افیولیت‌های پهنه کرمانشاه در طی چند مرحله مختلف دگرگون شده‌اند. مرحله اول در کف اقیانوس آغاز شده در طی دگرسانی هارزبورژیت‌ها توالی کانی‌های کلریت - تالک - آنتیگوریت - بروسیت - کریزوتیل به ترتیب از دمای ۸۰۰ درجه سانتیگراد تا کمتر از ۲۰۰ درجه سانتیگراد شکل گرفته‌اند. حضور همزمان لیزاردیت و آنتیگوریت نشان می‌دهد که پس از این فاز، این سنگ‌ها دوباره دچار یک فاز دگرگونی دیگر تا دماهای بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد (رخساره شیست سبز بالایی) شده‌اند. شواهد بافتی رخداد این واکنش در تبدیلات چندریخت‌های سرپنتین

#### منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science* 94(3), 401-419.
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. Masoudi, F., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ophioliti* 35, 71-90.
- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B. Zeda, O., 2014. Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 79, 312-328.
- Andreani, M., Boullier, A.M. Gratier, J.P., 2005. Development of schistosity by dissolution crystallization in a Californian serpentinite gouge. *Journal of Structural Geology* 27, 2256-2267.
- Aswad, K. J., Aziz, N. R. and Koyi H. A., 2011. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petro-tectonic history of the Zagros suture zone, Kurdistan region, Iraq. *Geological Magazine* 148, 802-818.
- Azer M.K., Khalil A.E.S., 2005. Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, Cenatral Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 43(5): 525-536.
- Bach, W., Banerjee, N.R., Dick, H.J. Baker, E.T., 2002. Discovery of ancient and active hydrothermal systems along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge 10°-16°E. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3, 1-14.
- Baumgartner, P., 2013. Mesozoic radiolarites-accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. *Sedimentology* 60, 292-318.
- Bellot, J.P., 2008. Natural deformation related to serpentinisation of an ultramafic inclusion within a continental shear zone: The key role of fluids. *Tectonophysics* 40, 133-144.
- Berberian, M. King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Braud, J. Bellon, H., 1974. Donnes nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah- Hamadan; nature, age et interpretation des series métamorphiques et des intrusions évolution structural. *Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris, France*.
- Braud, J., 1987. La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranian): reconstitution paléogéographique, Évolution Géodynamique, Magmatique et Structurale. *Thèse Doctorat d'État, Paris, Géodiffusion Mémoire* 5.
- Bromiley, G.D. Pawley, A.R., 2003. The stability of antigorite in the system  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (MSH) and  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (MASH) the effects of  $\text{Al}_3$  substitution on high-pressure stability. *American Mineralogist* 88, 99-108.
- Bucher, K., Grape, R., 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 8<sup>th</sup> edition, Springer Berlin, Heidelberg, 441 p.
- De Capitani, C.K., 2010. Petrakakis the computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist* 95, 1006-1016.
- Delaloye, M. Desmons, J., 1980. Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68, 83-111.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andréani, M., Hattori, K., 2010. In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology* 69, 262-277.



- Dilek Y., Furnes H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", *Geological Society of America Bulletin* 123: 387-411.
- Dungan, M.A. 1979. A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *The Canadian Mineralogist*, 17, 771-784.
- Evans, B. W. 2004. The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable, *International Geology Review* 4, 479-506.
- Evans, C. Hawkins, J., 1979. Mariana-arc trench system: Petrology of "seamounts" on the trench-slope break. *Eos Transactions American Geophysical Union* 60, 968 (Abstract).
- Fabien, H. 2005. Les ophiolites de Kermanshah (Iran): Naissance dun arc intra-oceanique Eocene en fin de subduction de la Neotethys. *Memori de stage de Recherche Master*.
- Falah, S., Ahamadi Khalaji, A., Veisinia, A., Tahmasbi, Z., Rahimzadeh, B., 2020. The study of mineral chemistry of the harzburgite in the Noorabad-Harsin ophiolite complex: An evidence from the evolution of partial melting of mantle peridotite from the deep ocean to the subduction zone. *Petrology* 41, 1-28.
- Floyd, P.A., Yaliniz, M.K., Goncuoglu, M.C., 1998. Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Lithos* 42, 225-4.
- Fryer, P., Ambos, E. L., Hussong, D.M., 1985. Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology* 13, 774-777.
- Fyfe, W.S., Lonsdale, P., 1981. Ocean floor hydrothermal activity. In: C. Emiliani (Ed), *The Sea*. Wiley, New York, pp. 589-638.
- Garfunkel, Z. 2006. Neotethyan ophiolites: formation and obduction within the life cycle of the host basins. In: Robertson A.H.F., (Ed.), *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 301-26.
- Gharib, F., De Wever, P., 2010. Radiolaires mésozoïques de la formation de Kermanshah (Iran). *Comptes Rendus Palevo* 19, 209-219.
- Ghazi, A. M. Hassanipak, A.A., 1999. Geochemistry of sub-alkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implications for Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 17, 319- 332.
- Guillot S, Schwartz S, Reynard B, Agard P, Prigent C., 2015. Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, 646: 1-19.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G.T.R., Oberhänsli, R., Bousquet, R., 2007. Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine* 71, 203-222.
- Haldar, S.K., Tišljarić, J. 2014. *Introduction to Mineralogy and Petrology*, Elsevier, 354 p.
- Hattori, K., Guillot, S., 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology* 31, 525-528.
- Hattori, K., Guillot, S., 2007. Geochemical character of serpentinites associated with high to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, 1-27.
- Hyndman, R. D., Peacock, S., M. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417-432.
- Leterrier, J., 1985. Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos* 18, 311-329.
- Li, X.P., Rahn, M., Bucher, K., 2004. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 159-177.
- Nadimi, A., 2002. Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo-spreading center, Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 93- 104.
- Palandri, J.L. Reed, M.H., 2004. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization rodingitization and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1115-1133.
- Pearce, J.A., Robinson, P.T., 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research* 18, 60-81.
- Prichard, H M., 1979. A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the Ocean crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 231-241.
- Rafia, R., Shahidi, A., 1999. *Geological Map of Mianrahan*, scale: 1:100000. Geological survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran.
- Sabzehei M., 1998. Upper Proterozoic-Lower Paleozoic ultramafic-mafic association of southeast Iran, Product of an ophiolitic magma of komatiitic affinity. *International Ophiolite Symposium Finland*.

- Saccani, E., Allahyari, K., Rahimzadeh, B., 2014. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. *Tectonophysics* 621, 132–147.
- Scambelluri, M., Müntener, O., Ottolini, L., Pettke, T.T., Vannucci, R., 2004. The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. *Earth and Planetary Science Letters* 222: 217-234.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Nicollet, C., Debret, B., Auzende, A.L., 2013. Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178, 197-210.
- Shafai Moghadam, H. and Stern, S., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites, formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine* 148, 762–801.
- Shahidi, M., Nazari, H., 1997. Geological map of Harsin, 1:100.000 scale. Geological survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran.
- Valinasab Zarnagh, F., Hajialioghli, R., Moazzen, M., 2014. Serpentinization of the Piranshahr peridotites: investigations on serpentine polymorphs and metamorphic evolutions of the metaperidotites. *Petrology* 20, 71-90 (in Persian with English abstract).
- Veisina, A. 2017. Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Garmab peridotite complex, Kermanshah ophiolite, northeast Kamyaran. MSc thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran (in Persian with English abstract).
- Veisina, A., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A., Ahmadian, J., Azimzadeh, A.M., 2018. Mineral chemistry and tectonic setting of mantle peridotites of the Garmab ophiolitic sequence, NE Kamyaran. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 3, 241-266.
- Vils, F., Müntener, O., Kalt, A., Ludwig, T., 2011. Implications of the serpentine phase transition on the behavior of beryllium and lithium–boron of subducted ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 1249–1271.
- Viti, C., Mellini, M., 1998. Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *European Journal of Mineralogy* 10, 1341-1359.
- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R. and Jolivet, L., 2013. Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction. *Lithos* 182-183, 11–32.
- Whitney, D.L. Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wicks, F.J., Plant A.G., 1979. Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentinite textures. *Canadian Mineralogists* 17, 785-830.
- Zarei Sahamieh, R., Moradpour, A., Geochemistry and petrology of Harsin–Sahneh ophiolitic complex (NE of Kermanshah—west of Iran) an evidence of Southern Neo-Tethys Ocean tectonic. *Aeabian Journal of Geoscience* 8, 8347-8360.

