

The study of north Makran ophiolitic mélangé tectonic setting based on mineral chemistry, southeast of Iran

Aziz Ollah Tajvar¹, Mohammadmahdi Khatib^{1*}, Mohammadhosien Zarrinkoub¹

1- Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

Keywords: North Makran ophiolite, Abyssal peridotite, Southeast of Iran, Spinel chemistry

1-Introduction

The chemical composition of ultramafic rocks in ophiolites sequence has been a controversial topic for geologists for years (Arif and Jan, 2006). Recently, geologists have focused their studies on the mantle sequence of ophiolites in order to determine the history of ophiolites' evolution and distinguish the environment of their formation (e.g., Morishita et al., 2009; Choi et al., 2008; Zanetti et al., 2006; Moradpour et al., 2017). Hence, the mantle sequence of north Makran ophiolitic mélangé, in the southeast of Iran, is selected for this study.

2-Methodology

The north Makran area contains the oldest rocks in the Makran accretionary wedge and includes three central tectonostratigraphic units separated by major thrust zones (McCall et al., 1985; Dolati, 2010; Haghypour et al., 2012; Burg, 2018): (1) The Didar metamorphic complex consists of low grade to very low-grade metamorphic flow and pillow basalts, siltstone, mudstone and pelagic limestone with lenses of blueschist (Hunziker et al., 2017), (2) The north Makran ophiolite mélangé, a primarily complete ophiolitic sequence include ultramafic bodies intruded by several mafic intrusive rocks, and lavas and deep-sea sediments cover all these rocks, and (3) The continental Bajkan-Durkan complex of intermediate to felsic rocks covered by recrystallized limestone (Hunziker et al., 2015). In this study, we recognize different lithologies in north Makran ophiolite and investigate the relationship between them. We measured structural elements (Such as fault types, folding, dyke directions, magmatic foliation and other structural elements) and their geometric kinematics. After sample collection, 18 polished-thin sections were prepared, and two sections were selected for chemical analysis of main minerals.

3- Discussion and conclusion

Combining field observations, petrology, and structural data represent north Makran ophiolite contain a practically complete sequence from oceanic lithosphere with well-preserved mantle and crust sequences. The dominant structures are WNW-ESE thrust faults with north-northeast dip resulting in SSW-ward transportation. Peridotite (i.e., harzburgite, dunite and lherzolite) is the most abundant rock type in the mantle sequence of the complex. Olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and a few spinels are the main rock-forming minerals, and granular, poikilitic and mesh are the main textures in them. The alignment of orthopyroxene and olivine porphyroclasts defines a primary magmatic foliation, and the kink band indicate upper mantle subsolidus deformation of these rocks. Electron microprobe analyses of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel in harzburgites and dunites show that olivine is forsterite (Fo: 87-90), orthopyroxene is enstatite (En: 88-91), clinopyroxene is diopside (En: 44-48, Wo: 48-52), and spinel is Al-Cr bearing (Spl: 54-69, Chr: 21-36). The mean values of Mg# ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) in olivine, clinopyroxene, and orthopyroxene are 0.86, 0.92, 0.96 respectively, and Cr# ($Cr\# = Cr/(Cr + Al + Fe^{3+})$) in spinel is 0.27.

The chemical composition of olivine and spinel indicate that the peridotites of the studied area are abyssal type, belong to sub-oceanic crust-mantle, and show 10 to 15 percent of partial melting. Based on discriminant

*Corresponding author: mkhatib@birjand.ac.ir

DOI: 10.22055/aag.2020.31127.2041

Received 2019-09-17

Accepted 2020-07-14

diagrams, Makran peridotites represent mid-oceanic ridge (MOR) affinities with no distinguishable and conclusive subduction influence. Therefore, north Makran ophiolite mélangé has formed in an extensional basin between the central Iranian microcontinents (Lut block), the north-northeast, and the continental sliver of Bajkan-Durkan complex to the south-southwest.

References

- Arif, M., Jan, M.Q., 2006. Petrotectonic significance of the chemistry of chromite in the ultramafic mafic complexes of Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences* 27(5), 628-646.
- Choi, S.H., Shervais, J.W., Mukasa, S.B., 2008. Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156(5), 551-571.
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermo-chronology across the Makran accretionary wedge in Iran. Ph.D. Thesis, Swiss Institute of Technology (ETH), 165p.
- Haghipour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Faridi, M., 2012. Rate of crustal shortening and non-Coulomb behaviour of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters* 355, 187-198.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P., Von Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics* 34, 571-593.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Moulas, E., Reusser, E., Omrani, J., 2017. Formation and preservation of fresh lawsonite: Geothermobarometry of the North Makran Blueschists, southeast Iran. *Metamorphic Geology* 65, 1-25.
- McCall, G.J.H., Eftekhari-Nezhad, J., Samimi-Namin, M., Arshadi, S., 1985. Explanatory Text of the Fannuj Quadrangle Map 1:250,000. In: McCall, G.J.H. (Ed.). Tehran, Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.
- Morishita, T., Hara, K., Nakamura, K., Sawaguchi, T., Tamura, A., Arai, S., Okino, K., Takai, K., Kumagai, 2009. Igneous, alteration and exhumation processes recorded in abyssal peridotites and related fault rocks from an oceanic core complex along the Central Indian Ridge. *Petrology* 50 (7), 1299-1325.
- Moradpour, A., Zarei, R., Ahmadi, A., Sarikhani, R., 2017. Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys. *Journal of Geosciences* 62, 165-186.
- Zanetti, A., D'Antonio, M., Spadea, P., Raffone, N., Vannucci, R., Brugeir, O., 2006. Petrogenesis of mantle peridotites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM). *Ophioliti* 31, 189-206.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Tajvar, A., Khatib, M., Zarrinkoub, M., 2021. The study of north Makran ophiolitic mélangé tectonic setting based on mineral chemistry, southeast of Iran. *Adv. Appl. Geol.* 11(1), 43-62.

DOI: 10.22055/aag.2020.31127.2041

url: https://aag.scu.ac.ir/article_15856.html?lang=en

بررسی جایگاه زمین‌ساختی افیولیت ملائز شمال مکران بر اساس شیمی کانی‌ها، جنوب خاوری ایران

عزیزالله تاجور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

محمد مهدی خطیب*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

محمد حسین زرین کوب

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۶/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۲۴

* mkhatib@birjand.ac.ir

چکیده

منطقه مورد بررسی بخشی از افیولیت ملائز شمال مکران، واقع در جنوب خاوری ایران است. این مجموعه افیولیتی، حاوی یک توالی نسبتاً کامل از سنگ‌کره‌ی اقیانوسی می‌باشد که در آن بخش گوشته‌ای و پوسته‌ای به خوبی حفظ شده است. عمده ساختارهای منطقه شامل گسل‌های رورانه با روند WNW-ESE با شیب به سمت شمال و شمال شرق هستند که در نتیجه‌ی عملکرد آنها مواد سنگی به سمت SSW رانده شده‌اند. فراوانترین واحد سنگی تشکیل دهنده‌ی توالی گوشته‌ای این مجموعه‌ی افیولیتی، پریدوتیت (هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت) است. کانی‌های الیون، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و به مقدار کمتر اسپینل، سازنده‌های اصلی این سنگ‌ها بوده و بافت‌های غالب در آنها دانه‌ای، پوئی‌کلیتی و مشبک هستند. بررسی ریزپردازش الکترونی کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل در دونیت و هارزبورژیت نشان می‌دهد الیون از نوع فورستریت (Fo: 87-90)، ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت (En: 88-91)، کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید (En: 44-48, Wo: 48-) و اسپینل آلومنیوم - کروم دار (Spl: 54-69, Chr: 21-36) است. میانگین عدد منیزیم ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$) در الیون، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به ترتیب ۰/۸۶، ۰/۹۲، ۰/۹۶ و میانگین عدد کروم ($Cr\# = Cr/(Cr + Al + Fe^{3+})$) در اسپینل ۰/۲۷ می‌باشد. ترکیب شیمیایی الیون و اسپینل نشان می‌دهد پریدوتیت‌های مورد بررسی از نوع ابیسال بوده، به گوشته‌ی زیر پوسته‌ی اقیانوسی تعلق دارند و متحمل ۱۰ تا ۱۵ درصد ذوب بخشی شده‌اند. بر اساس نمودارهای جدا کننده‌ی محیط‌های زمین‌ساختی، پریدوتیت‌های مکران خصوصیات پشته میان اقیانوسی را به نمایش گذاشته و شواهدی که نمایانگر محیط فرورانش باشد، در آنها مشاهده نمی‌شود. بنابراین افیولیت شمال مکران در یک حوضه کششی بین دو بلوک قاره‌ای تشکیل شده است. خرده قاره‌ی ایران مرکزی (بلوک لوت) در سمت شمال - شمال شرق و باریکه‌ی قاره‌ای باجکان - دورکان، در جنوب - جنوب غرب این حوضه‌ی اقیانوسی قرار داشته‌اند.

کلمات کلیدی: پریدوتیت ابیسال، شیمی اسپینل، افیولیت شمال مکران، جنوب شرق ایران

مقدمه

الترامافیک را در طول تکامل افیولیت‌ها تعیین می‌کند (Donnelly et al., 2004). (۱) ترکیب گوشته اولیه که وابسته به محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگها است، و (۲) نوع و مقدار ذوب شدگی که به وسیله‌ی شرایط دما و فشار محیط کنترل می‌شود. از جمله مهمترین مناطقی که مجموعه‌های افیولیتی در آن برنزد داشته و می‌توان به مطالعه توالی گوشته‌ای آن پرداخت، کمربند کوهزایی آلپ-همالیا است. افیولیت ملائز شمال مکران در جنوب شرق ایران نیز بخشی از همین کمربند کوهزایی محسوب می‌شود (شکل ۱a) (McCall et al., 1985; McCall, 1977). مطالعات اولیه بر روی این مجموعه‌ی افیولیتی توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران صورت گرفته که منجر به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ و Eftekhari-Nezhad et al., 1979) (۱/۱۰۰۰۰۰) شده است.

توالی گوشته‌ای، مهم‌ترین و عمده‌ترین سنگ‌های موجود در هر مجموعه افیولیتی است که شناخت این توالی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در رابطه با تکامل و جایگاه زمین‌ساختی افیولیت‌ها ارائه دهد (Arif and Jan, 2006). از همین‌رو در سال‌های اخیر پژوهشگران مختلف برای تعیین تاریخچه‌ی تحولی افیولیت‌ها و تشخیص محیط شکل‌گیری آنها، بررسی‌های خود را روی این توالی گوشته‌ای متمرکز کرده‌اند (Morishita et al., 2009; Choi et al., 2008; Zanetti et al., 2006; Moradpour et al., 2017). با وجود پیچیدگی فراوان ویژگی‌های زمین‌شناسی افیولیت‌ها، داده‌های کانی-شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های الترامافیک همراه این مجموعه‌ها برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی آنها اهمیت ویژه‌ای دارند (Ahmed et al., 2005). دو عامل اصلی خصوصیات زمین‌شیمیایی سنگ‌های

۱۵ تا ۲۰ ثانیه و قطر باریکه الکترونی متمرکز ۱ تا ۳ میکرون در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفته است. بررسی و پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی با استفاده از نرم افزارهای Iqpet, GCDKit و Minpet انجام شده و داده‌های حاصل از برداشت‌های صحرایی و اندازه‌گیری ساختارهای مختلف با استفاده از نرم افزارهای FaultKIN, Stereonet و Wintensor تجزیه و تحلیل شده است.

زمین‌شناسی افیولیت ملانژ شمال مکران

سرگذشت زمین‌شناسی جنوب خاوری ایران تحت تاثیر همگرایی بین صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد (شکل ۱a). در این منطقه، فرورانش سنگ‌کره‌ی اقیانوسی عمان به زیر سنگ‌کره‌ی قاره‌ای اوراسیایی ایران و پاکستان از کرتاسه فوقانی آغاز شده و امروزه نیز ادامه دارد (Arthurton et al., 1982; Berberian et al., 1982; McCall and Kidd, 1982). منطقه مکران از چهار واحد تکنونواستراتیگرافی اصلی تشکیل شده که به وسیله راندگی‌های بزرگ از هم جدا می‌شوند؛ این واحدها از جنوب به شمال به ترتیب عبارتند از: مکران ساحلی، مکران بیرونی، مکرانی درونی و مکران شمالی (Dolati, 2010) (شکل ۱b). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، افیولیت ملانژ شمال مکران واقع در مکران شمالی است (شکل ۱a و ۱b). این منطقه با روند شرقی - غربی تا شمال غرب - جنوب شرق حاوی قدیمی‌ترین سنگهای منطقه مکران بوده (McCall et al., 1995; Dolati, 2010) و از سه واحد تکنونواستراتیگرافی اصلی تشکیل شده است (شکل ۱c): ۱) مجموعه دگرگونی دیدار شامل جریان‌های بازالتی، گدازه‌های بالشی، سیلت، مادستون و سنگ آهک‌های پلاژیک که متحمل دگرگونی درجه پایین تا خیلی پایین شده و عدسی‌هایی از شیست آبی در آن مشاهده می‌شوند (McCall et al., 1985). Eftekhari-Nezhad و همکاران (۱۹۷۹) و Dolati (۲۰۱۰) بر اساس مجموعه فسیلی سن این سنگها را کرتاسه پایانی برآورد کرده‌اند، ۲) افیولیت‌های شمال مکران؛ یک توالی نسبتاً کامل افیولیتی شامل توده‌های الترامافیک است که چندین توده نفوذی مافیک در آنها نفوذ کرده و کل این مجموعه توسط گدازه‌های آتشفشانی و رسوبات عمیق دریایی پوشیده می‌شوند (McCall et al., 1985)، و ۳) مجموعه باجکان - دورکان حاوی سنگهای آذرین درونی حدواسط تا اسیدی که توسط سنگ آهک‌های تجدید تبلور یافته پوشیده می‌شوند. Hunziker و همکاران (۲۰۱۵) سن مجموعه سنگهای گرانیتوئیدی این منطقه را ژوراسیک اولیه تا میانی برآورد کرده‌اند و معتقدند این مجموعه به سمت غرب ادامه یافته و به منطقه سندانج - سیرجان می‌پیوندد.

مجموعه افیولیت ملانژ شمال مکران در چهارگوش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ فوج توسط McCall و همکاران (۱۹۹۵) به صورت یک توالی افیولیتی کامل و غیردگرسان شده به همراه مقداری سنگهای دگرگونی درجه پایین و گدازه‌های آتشفشانی با میان لایه‌های رسوبی معرفی شده‌اند که توسط رسوبات دریایی عمیق و کم‌عمق به سن

(McCall et al., 1985). مطالعات اخیر در این منطقه توسط Hunziker و همکاران (۲۰۱۷) روی شرایط تشکیل لائوسونیت‌ها در مجموعه سنگهای دگرگونی صورت گرفته است. این محققین معتقدند لائوسونیت‌های مجموعه دیدار در یک دگرگونی پس‌رونده و در شرایط دمایی بین ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۹ تا ۱۴ کیلو بار تشکیل شده‌اند. Moslempour و همکاران (۲۰۱۵ و ۲۰۱۷) نیز به ترتیب با مطالعه خصوصیات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توالی خروجی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگهای الترامافیک در بخش شرقی منطقه (بین فنوج و مسکوتان)، معتقدند این واحدها در یک محیط گذار بین ابیسال و ابرفرورانش تشکیل شده‌اند. با این حال، جایگاه و خاستگاه زمین‌ساختی این مجموعه افیولیت ملانژ هنوز مورد بحث محققان است. در اغلب مطالعات صورت گرفته، محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری این افیولیت ملانژ به عنوان بخشی از فرایند فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی عمان به زیر اوراسیا در نظر گرفته شده است. بطوریکه برخی محققین (مانند Sengör, 1990; McCall, 1997) معتقدند افیولیت ملانژ شمال مکران در یک حوضه پشت کمان ماگمایی در یک حاشیه قاره‌ای فعال شکل گرفته است. برخی دیگر (مانند Farhoudi and Karig, 1977; McCall and Kidd, 1982) آن را بخشی از سنگ‌کره اقیانوسی فرورانشی در نظر گرفته‌اند که امروزه به سمت جنوب مهاجرت کرده است. در این پژوهش سعی شده با مطالعه سیستماتیک خصوصیات صحرایی، ساختاری، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگهای الترامافیک افیولیت شمال مکران، خصوصیات هندسی بخش گوشته‌ای آن تشریح، و با استفاده از نمودارهای زمین‌شیمیایی، ماهیت و نوع کانی‌های موجود در این سنگها شناسایی شده و خاستگاه زمین‌ساختی تشکیل آنها مشخص شود.

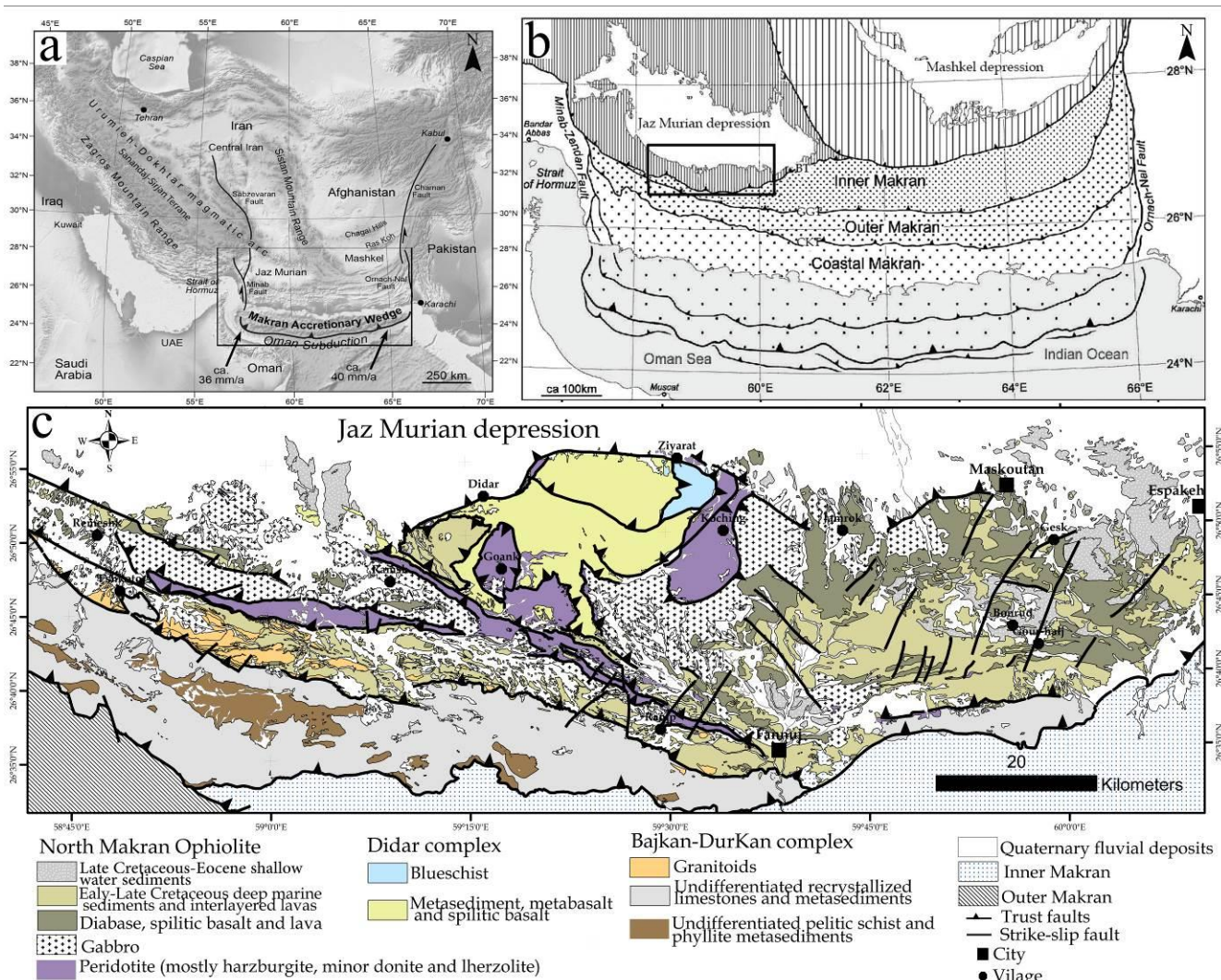
مواد و روش‌ها

روش انجام پژوهش

در طی عملیات صحرایی در منطقه مورد مطالعه، با شناسایی واحدهای مختلف سنگی، ارتباط آنها با یکدیگر بررسی گردید. عناصر ساختاری مختلف (مانند انواع گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها، روند دایک‌ها، جهت یافتگی‌های ماگمایی و سایر روندهای ساختاری) و ویژگی‌های هندسی - جنبشی مربوط به هر کدام از آنها برداشت و اندازه‌گیری شد. نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه (شامل اسپکه، فنوج، رامک و رمشک) با یکدیگر تلفیق و پس از تصحیح، نقشه زمین‌شناسی یکپارچه مکران شمالی تهیه گردید. در پیمایش‌های صورت گرفته تعداد ۲۵ نمونه سنگی برداشت و تعداد ۱۸ عدد مقطع نازک میکروسکوپی از آنها تهیه و پس از مطالعات میکروسکوپی ۲ مقطع نازک - صیقلی از پریودیت‌های با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی کانی‌های الیوین، پیروکسن و اسپینل انتخاب گردید. تجزیه شیمیایی کانی‌ها به روش آنالیز میکروپروپ با دستگاه ریزپردازشگر الکترونی (Cameca SX100) با ولتاژ شتاب دهنده (Acceleration) ۱۵ kv (voltage) و شدت جریان ۲۰ میلی‌آمپر با مدت زمان شمارش

از بسیاری جهات با یکدیگر متفاوت هستند. در نوار باریک الترامافیک فنوج - رمشک گوشته‌ی هارزبورژیتی به شکل یک نوار طویل ظاهر می‌شود. در این نوار هارزبورژیتی با روند WNW-ESE که از فنوج در شرق - جنوب شرق تا رمشک در غرب - شمال غرب به طول تقریبی ۵۰ کیلومتر گسترش دارد، دونیت‌ها ضخامت ناچیزی داشته و به صورت لایه‌ها یا دایک‌هایی با ضخامت کمتر از ۱۰ متر بین هارزبورژیت‌ها و گابروها وجود دارند. هارزبورژیت‌های این نوار بین ۱۰ تا ۲۰ درصد سرپانتینی شده‌اند.

کرتاسه پایینی تا فوقانی پوشیده شده‌اند. به طور کلی این مجموعه افیولیتی را می‌توان به سه بخش تقسیم‌بندی نمود: (۱) سنگهای الترامافیک گوشته‌ی فوقانی شامل هارزبورژیت، دونیت و اندکی لرزولیت، (۲) پوسته‌ی تحتانی که از گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ تشکیل شده است، و (۳) پوسته‌ی فوقانی که شامل دیابازها و دایک‌های دیابازی، بازالت‌های بالشی، غیربالشی و اسپیلیتی، گدازه‌های آتشفشانی به همراه پوشش رسوبی آنها است. واحدهای الترامافیک افیولیت شمال مکران در دو بخش برونزد دارند: (۱) توده‌های الترامافیک گنبدی شکل کوچینگ و گوانک، و (۲) نوار الترامافیک فنوج - رمشک (شکل ۱-ج). این دو مجموعه

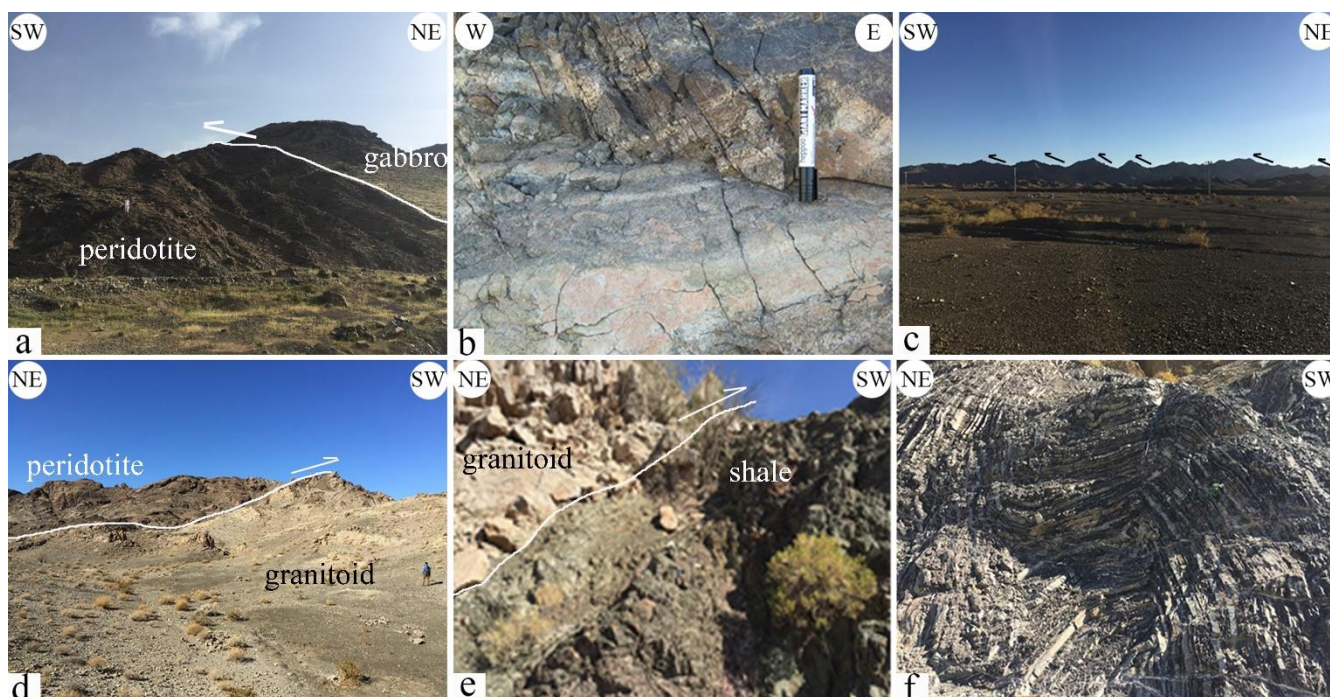


شکل ۱- (a) تصویر ماهواره‌ای ایران که در آن منشور برافزایشی مکران و واحدهای زمین‌ساختی اطراف آن مشخص شده است، میزان همگرایی ورقه‌ی عربی و اوراسیا براساس DeMets و همکاران (۲۰۱۰) آورده شده است، (b) واحدهای تکتونواستراتیگرافی اصلی منشور برافزایشی مکران (Haghipour et al., 2012)، در a و b منطقه مورد مطالعه به شکل مربع نشان داده شده است، (c) نقشه زمین‌شناسی افیولیت ملائز شمال مکران (اقتباس و تصحیح شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اسپکه (Aghanabati et al., 1987)، فنوج (Arshadi et al., 1987)، رامک (Morgan et al., 1987a) و رمشک (Morgan et al., 1987b)).

Fig. 1. (a) Satellite image of Iran that represent Makran accretionary wedge and adjacent geotectonic units, convergence rate of the Arabian plate towards Eurasia from DeMets et al. (2010), (b) The main tectonomagmatic units of Makran accretionary wedge (Haghipour et al., 2012), rectangles in a and b represent study area, (c) Geological map of the North Makran Ophiolitic Mélange. Modified from 1:100000 geological maps of Espakeh; Aghanabati et al. (1987), Fannuj; Arshadi et al. (1987), Ramak; Morgan et al. (1987a), and Remeshk; Morgan et al. (1987b).

(a۲). لایه‌بندی در گابروهای لایه‌ای عمدتاً در سطوح پایین مشاهده شده و نمایانگر لایه‌بندی اولیه ماگمایی است (شکل b۲)، در سطوح بالاتر گابروهای دانه درشت و ایزوتروپیک جای آنها را می‌گیرند. رخنمون دایک‌های دیابازی و دیابازها، گدازه‌های بازالتی و رسوبات عمیق دریایی نیز در دو بخش فوق متفاوت است؛ این مجموعه سنگها در اطراف نوار باریک الترامافیک فنوج - رمشک حضور چندانی نداشته و ضخامت آنها کمتر از ۵۰ متر است. در حالی که ضخامت چند صد متری از گدازه و رسوبات عمیق دریایی به همراه ضخامت‌های کمتری از دیابازها و بازالت‌های اسپیلیتی در اطراف توده‌های الترامافیک کوچینگ و گوانک مشاهده می‌شوند.

از طرف دیگر، توده‌های الترامافیک کوچینگ و گوانک (شکل c۱) شامل توده‌های هارزبورژیت به شکل گنبدی نسبتاً بزرگی هستند که از اطراف به وسیله دونیت‌ها احاطه شده‌اند. این دو توده، بزرگترین رخنمون سنگهای الترامافیک در افیولیت ملانژ شمال مکران محسوب شده و در هر دو، هارزبورژیت فراوانترین نوع سنگ الترامافیک بوده و هر چه از مرکز دور و به حاشیه توده نزدیک می‌شویم، هارزبورژیت به تدریج در حاشیه به دونیت تبدیل می‌شود. گابروها بیشترین حجم سنگهای نفوذی اطراف توده‌های کوچینگ و گوانک را به خود اختصاص داده‌اند (شکل a۱). مرز بین توده‌های الترامافیک و گابروها به صورت دوباره فعال شده و راندگی است که در نتیجه‌ی آن گابروها با جابه‌جایی به سمت جنوب - جنوب‌غرب بر روی الترامافیک‌ها رانده می‌شوند (شکل



شکل ۲- تصاویر صحرایی افیولیت شمال مکران؛ (a) رانده شدن گابروها بر روی پریدوتیتها، (b) جهت یافتگی ماگمایی در گابروهای لایه‌ای ناشی از تناوب لایه‌های غنی از الیوین و پلاژیوکلاز، (c) رانده شدن متناوب واحدهای سنگی در جهت جنوب - جنوب‌غرب، (d) مرز بین پریدوتیت‌های افیولیت شمال مکران و گرانیتوئیدهای باجکان - دورکان، جایی که پریدوتیت‌ها بر روی گرانیتوئیدها رانده می‌شوند، (e) مرز گسله بین واحدهای گرانیتوئیدی باجکان - دورکان و رسوبات منشور برافزایشی مکران، (f) چین‌خوردگی در واحدهای رسوبی همراه با افیولیت شمال مکران. پیکان‌ها در a, c, d و e جهت جابه‌جایی واحدهای سنگی در فرادایواره گسل را نشان می‌دهند.

Fig. 2. Field photographs of North Makran ophiolite, (a) Thrusted gabbros on peridotites, (b) Magmatic foliations in layered gabbros with olivine-rich and plagioclase-rich layers, (c) Intermittent thrusting of rock units in the southwest-ward, (d) Contact between North Makran peridotites and granitoid rocks of Bajkan-Durkan complex, where peridotites were thrust on the granitoids, (e) The faulted contact between granitoid units of Bajkan-Durkan and sediments of Makran accretionary wedge, and (f) Folded sediments in North Makran ophiolite. The arrows in a, c, d, and e show the displacement direction of the rock units at the fault hanging wall.

به همراه گابروهایی که در دو سمت آن رخنمون دارند. در نوار فنوج - رمشک، واحدهای دیاباز و گدازه به صورت پراکنده و با ضخامت ناچیز حضور دارند و گدازه‌های بالشی به شکل ناپیوسته گابروها را می‌پوشانند. این شواهد نشان دهنده‌ی یک موقعیت دور از مرکز بازشدگی با فعالیت

پراکندگی واحدهای الترامافیک و مافیک در این دو بخش از افیولیت شمال مکران نشان می‌دهد دو مرکز اصلی فعالیت ماگمایی وجود داشته است؛ یک مرکز که محصولات آن توده‌های ماگمایی بزرگ بین کوچینگ و گوانک بوده، و دیگری نوار باریک اما طویل فنوج - رمشک

محوری این چین خوردگی‌ها عمدتاً شرقی-غربی بوده و دارای پلانژ ملایمی به دو طرف می‌باشند (شکل ۳).

علاوه بر ساختارهای فوق که در نتیجه‌ی همگرایی تشکیل شده‌اند، برخی ساختارها مانند سوگیری دایک‌ها و جهت‌یافتگی‌های اولیه ماگمایی نمایانگر شرایط کشش در هنگام شکل‌گیری افیولیت شمال مکران هستند. چندین نسل از دایک در منطقه حضور دارند؛ یک گروه دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی هستند که همراه با سنگهای الترامافیک در توالی گوشته‌ای افیولیت ملانژ شمال مکران شکل گرفته‌اند (شکل ۴a)، و گروه دوم شامل دایک‌های دیابازی، آنورتوزیت و پلاژیوگرانیت است که عمدتاً در بخش پوسته‌ای افیولیت ملانژ شمال مکران مشاهده می‌شوند (شکل ۴b، c و d). دایک‌های ناپیوسته و گسیخته دونیتی و پیروکسنیتی تقریباً به صورت موازی با جهت‌یافتگی ترجیحی پریدوتیت‌ها و لایه‌بندی گابروهای لایه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۴a). این دایک‌ها که عمدتاً در هارزبورژیت‌ها نفوذ کرده‌اند، دارای میانگین موقعیت هندسی N285, 60 NE هستند. اندازه‌گیری شیب و امتداد دایک‌های دیابازی در اطراف نوار فنوج - رمشک و بخش‌های شرقی منطقه نیز نشان می‌دهد روند غالب آنها E-W تا WNW-ESE بوده و عمدتاً شیب آنها نزدیک به قائم است (شکل ۴b). دایک‌های آنورتوزیتی با روند کلی E-W تا WNW-ESE گابروهای ایزوتروپ را قطع می‌کنند (شکل ۴c). دایک‌های پلاژیوگرانیت با ضخامت‌های مختلف به درون واحدهای افیولیت ملانژ شمال مکران نفوذ کرده‌اند (شکل ۴d) و به نظر می‌رسد از سایر واحدها جدیدتر باشند، به طوری که در واحدهای قدیمی‌تر از خود نفوذ کرده و یا آنها را قطع می‌کنند. این نوع دایک‌ها دارای روندهای مختلف هستند؛ با این حال دو امتداد SSW-NNE تا WNW-ESE در آنها غالب بوده و به شکل مزدوج هستند. در مجموع روند عمومی E-W تا WNW-ESE اندازه‌گیری شده برای دایک‌های منطقه حاکی از کشش در راستای S-N تا SSW-NNE در هنگام شکل‌گیری افیولیت ملانژ شمال مکران است.

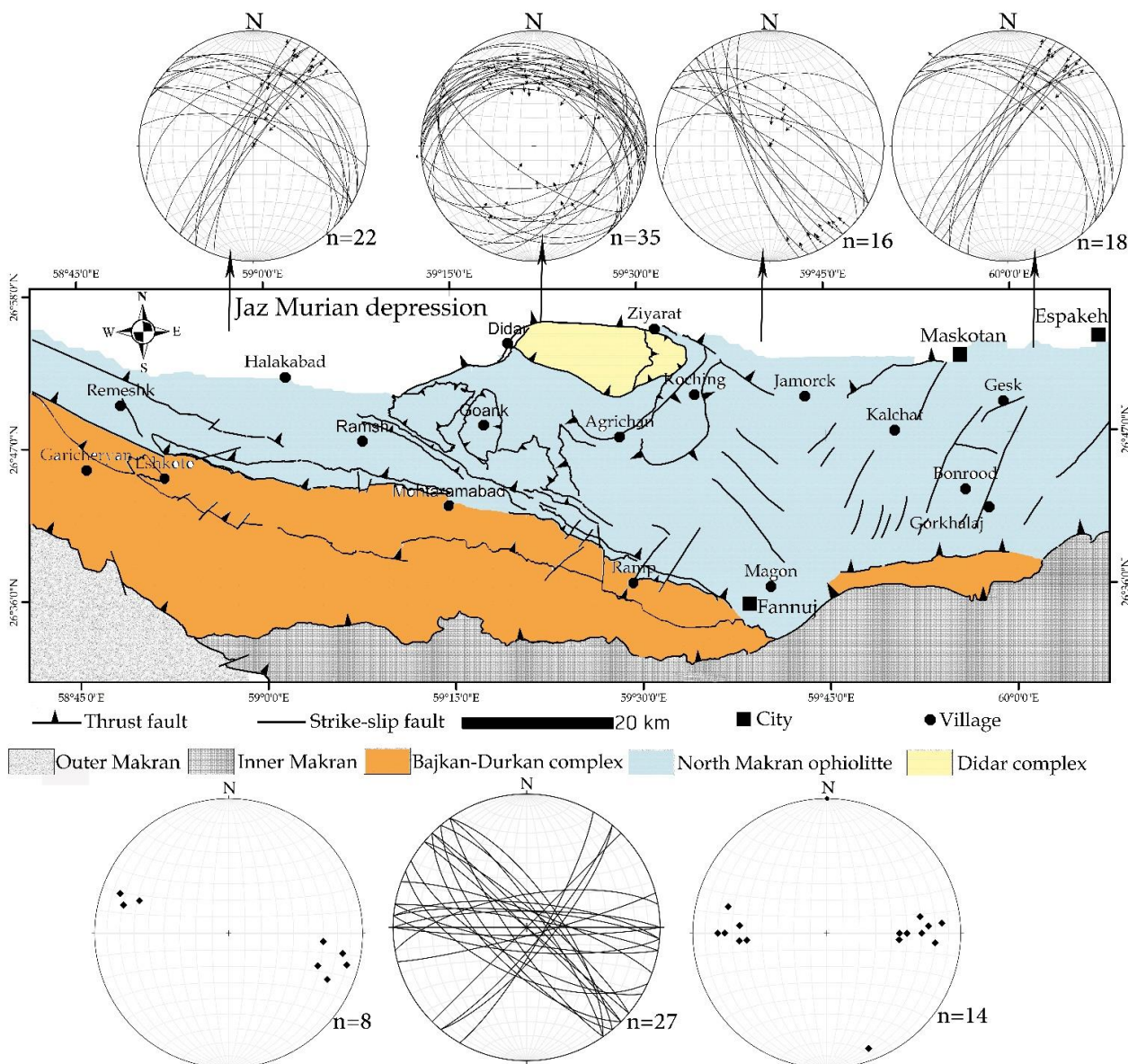
تناوب لایه‌های غنی از کرومیت و دونیت باعث شکل‌گیری لایه‌بندی نواری در پریدوتیت‌های مکران شده است (شکل ۴e). این لایه‌بندی ایزومودال در اغلب نقاط به صورت آشکار و دارای مرزبندی مشخص است، هرچند در برخی نقاط نیز به صورت لایه‌بندی تدریجی (Irvine, 1982) مشاهده می‌شود (شکل ۴f). ضخامت این لایه‌های متناوب گاهی تا ۱۰ سانتیمتر هم می‌رسد. این لایه‌بندی دارای میانگین موقعیت هندسی N310, 05NE و تقریباً موازی با لایه‌بندی در گابروهای لایه‌ای است. لایه‌بندی در گابروهای لایه‌ای نیز به صورت ایزومودال (Irvine, 1982) بوده و در نتیجه‌ی تغییر در مقدار فازهای کانیایی شکل گرفته است. تفاوت در ترتیب تبلور و تغییر در میزان کانی‌های الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز باعث ایجاد این لایه‌بندی شده است. در قندهای گابروهای لایه‌ای، لایه‌های تیره غنی از پیروکسن و لایه‌های روشن‌تر غنی از پلاژیوکلاز، هر کدام با ضخامت تقریبی بین ۵ تا ۱۰ میلیمتر تشکیل این لایه‌بندی را داده‌اند. میانگین موقعیت هندسی لایه‌بندی در این گابروها N290 اندازه‌گیری شده است.

ماگمایی محدود و فرآورده‌های ماگمایی اندک برای این بخش است. در مقابل، توده‌های الترامافیک گنبدی‌شکل کوچینگ و گوانک با فعالیت ماگمایی بیشتر و فرآورده‌های ماگمایی متنوع می‌توانند تداعی کننده‌ی یک موقعیت نزدیک به محور بازشدگی باشند. این دو توده‌ی بزرگ به نوبه‌ی خود یک توالی کامل افیولیتی هستند و تمامی واحدهای سنگ-کره‌ی اقیانوسی را در خود جای داده‌اند. رخداد دونیت و دونیت‌های غنی از پلاژیوکلاز در این دو توده نمایانگر منطقه گذار از گوشته به پوسته در سنگ‌کره‌ی اقیانوسی است (Rospabe et al., 2017). واحدهای الترامافیک در این منطقه توسط حجم قابل توجهی از گابرو پوشانده شده و در ادامه در سطوح بالاتر دایک‌های دیابازی و دیابازها بر روی گابروها قرار گرفته و تمامی این مجموعه به وسیله حجم نسبتاً زیادی از گدازهای بالشی و غیر بالشی و رسوبات پلاژیک پوشیده می‌شوند. تمامی این شواهد نشان دهنده‌ی فعالیت ماگمایی زیاد (نسبت به نوار فنوج - رمشک) در مرکز یا نزدیک به محور یک بازشدگی در بستر اقیانوس هستند.

نتایج

خصوصیات ساختاری

منطقه مکران تحت تاثیر همگرایی در جهت N-S ناشی از فرورانش ورقه‌ی اقیانوسی عمان به زیر اوراسیا و SSW-NNE ناشی از کوهزاد زاگرس شکل گرفته است. بر این اساس عمده ساختارهای موجود در افیولیت ملانژ شمال مکران گسل‌های راندگی هستند که باعث رانده شدن متناوب واحدهای سنگی بر روی یکدیگر و تکرار آنها شده‌اند (شکل ۲c). مرز بین اغلب واحدهای سنگی توسط این گسل‌ها مشخص می‌شود و در نتیجه‌ی عملکرد آنها مواد سنگی در جهت SSW جابه‌جا شده‌اند. راندگی‌ها در این منطقه باعث گردیده تا واحدهای دگرگونی مجموعه دیدار بر روی افیولیت‌ها رانده شده و افیولیت‌ها نیز به نوبه خود با جابه‌جایی به سمت SSW در امتداد گسل رورانده آبنما بر روی واحدهای رسوبی و گرانیتوئیدی مجموعه باجکان - دورکان رانده شوند (شکل ۲d). در جنوبی‌ترین بخش‌های منطقه نیز در امتداد گسل بزرگ و راندگی بشاگرد، کل این مجموعه در حال رانده شدن بر روی منشور برافزایشی مکران است (شکل ۲e). چین‌خوردگی‌های بسته در واحدهای رسوبی (شکل ۲f) نیز در نتیجه همگرایی شکل گرفته‌اند و باعث کوتاشدگی در راستای S-N و NNE-SSW در کل منطقه شده‌اند. روند عمومی گسل‌های راندگی WNW-ESE بوده و شیب اغلب آنها بین ۲۰ تا ۳۵ درجه در جهت NNE اندازه‌گیری شده است (شکل ۳). گسل‌های راستالغز چپگرد با روند عمومی N-S تا NNE-SSW در شرق منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۳). ارتباط واحدهای سنگی با یکدیگر و نحوه‌ی عملکرد و جابه‌جایی این گسل‌ها نشان می‌دهد از گسل‌های راندگی منطقه جوان‌تر هستند. گسل‌های راستالغز راستگرد حضور چندانی در منطقه نداشته و تنها عملکرد تعداد معدودی از آنها با روند NW-SE در شمال و شمال‌شرق فنوج قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳). چین‌خوردگی‌ها در افیولیت ملانژ شمال مکران عمدتاً در واحدهای رسوبی شکل گرفته و کوچک مقیاس هستند. امتداد سطح



شکل ۳- نقشه ساختاری شمال مکران نشان دهنده‌ی پراکندگی انواع گسل‌ها به همراه تصاویر استریوگراف بر روی نیم‌کره‌ی زیرین شبکه هم مساحت (اشمیت) صفحات گسلی و جهت جابه‌جایی آنها در منطقه؛ در قسمت بالا، تصاویر استریوگراف گسل‌های اندازه‌گیری شده و جهت جابه‌جایی فرادواره آنها نشان داده شده است. در پایین سمت راست تصویر استریوگراف امتداد سطح محوری و پلانژ چین‌خوردگی‌های شرق منطقه و در سمت چپ، چین‌خوردگی‌های غرب منطقه آورده شده است. تصویر استریوگراف پایین وسط نیز امتداد و شیب دایکهای منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

Fig. 3. Structural map of North Makran illustrating fault distribution together with stereographic projections in equal area projections in the lower hemisphere (Schmidt net) of fault planes and movement directions; in above, fault properties in different locations with arrows indicating movement direction in the hanging wall, In the bottom, left and right represent fold axes and their plunge in west and east part of study area, respectively, and bottom center show orientation and dips of dykes.

تقریباً ۸۰ درصد فراوانی، بیشترین رخمون را داشته و دونیت در رتبه‌ی دوم قرار می‌گیرد. لرزولیت حضور چندانی نداشته و تنها به صورت دایک و یا لایه‌های با ضخامت ناچیز، کمترین رخمون را به خود اختصاص داده است.

سنگ‌نگاری

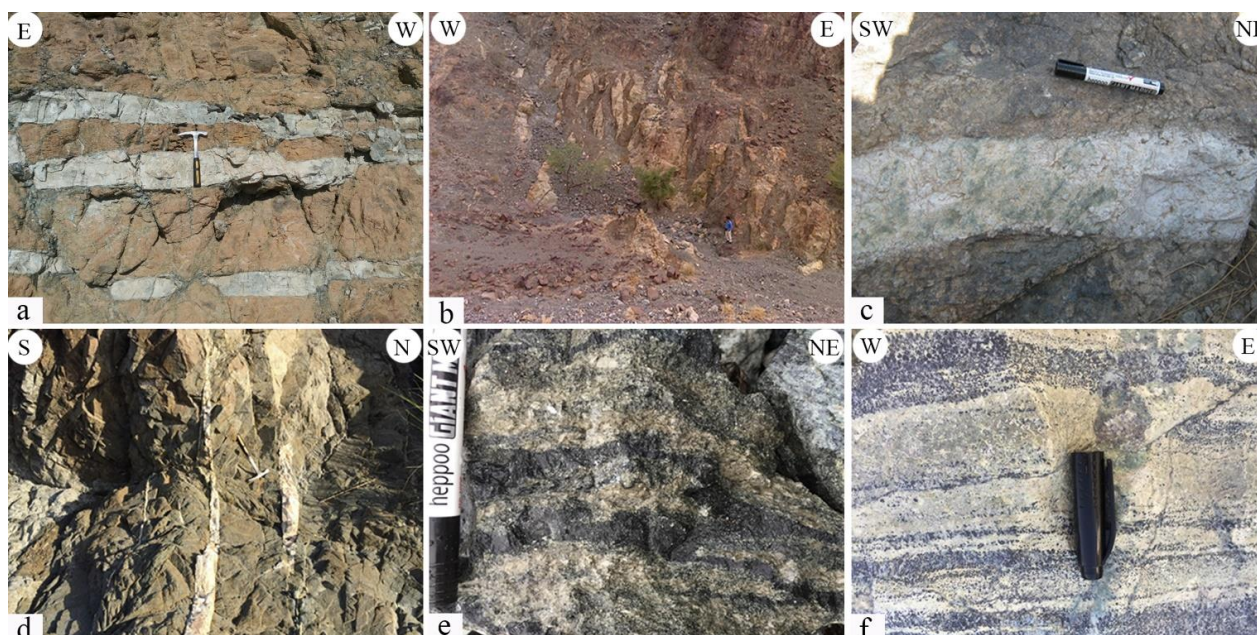
پریدوتیت

بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات سنگ‌نگاری، پریدوتیت فراوانترین واحد سنگی الترامافیک در توالی گوشته‌ای افیولیت شمال مکران است. پریدوتیت‌های مورد مطالعه در سه گروه هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت قابل تقسیم‌بندی هستند. در این بین، هارزبورژیت با

هارزبورژیت

هارزبورژیت‌های مورد مطالعه قابل تفکیک هستند: الف) اسپینل‌های نیمه شکل‌دار به رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز که در ارتباط نزدیک با کلینوپیروکسن هستند، و ب) اسپینل‌های کروی شکل به رنگ قهوه‌ای تیره که در بین بلورهای الیون قرار دارند (شکل ۵c). دگرسانی سریانتینی شدن در اغلب نمونه‌ها مشاهده می‌شود؛ این دگرسانی در مرز بین دانه‌های الیون و الیون‌های خرد شده گسترش بیشتری دارد. کرومیت و اکسیدهای نیکل فروانترین کانی‌های اپک موجود در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه هستند (شکل ۵d). بافت دانه‌ای هارزبورژیت‌های مورد مطالعه به همراه طولیل شدگی بلورهای ارتوپیروکسن نمایانگر شرایط تنش پایین در محدوده‌ی ساب‌سالیدوس گوشته‌ی بالایی می‌باشد (Mercier and Nicolas, 1975; Suhr, 1993).

هارزبورژیت‌های مورد مطالعه دارای فراوانی ۷۰ تا ۹۰ درصد حجمی الیون، ۱۰ تا ۳۰ درصد ارتوپیروکسن، ۰ تا ۵ درصد کلینوپیروکسن و کمتر از ۱ تا ۲ درصد اسپینل در ترکیب مودال خود هستند. بلورهای نسبتاً درشت ارتوپیروکسن با میانگین اندازه‌ی ۵ میلی‌متر در زمینه‌ای از الیون و ارتوپیروکسن که اندازه بلورهای آنها کوچکتر از ۵ میلی‌متر است، در تمام مقاطع نازک مشاهده می‌شوند (شکل ۵a). بافت‌های غالب در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه دانه‌ای نیمه شکل‌دار، پوئی‌کلیتیک و مشبک هستند. در برخی نمونه‌ها، بلورهای الیون اشکال نامنظم داشته و در برخی از آنها کشیدگی دیده می‌شود که نشان دهنده‌ی جهت یافتگی ماگمایی اولیه است. برخی از نمونه‌ها که متحمل دگرشکلی بیشتری شده‌اند، بلورهای کشیده‌ی ارتوپیروکسن در زمینه‌ای از الیون-های دانه‌ریز مشاهده می‌شوند (شکل ۵b). دو نوع اسپینل در



شکل ۴- تصاویر صحرایی افیولیت شمال مکران؛ (a) دایک‌های دونیتی درون واحدهای هارزبورژیت، (b) نفوذ دایک‌های ورقه‌ای درون دیابازها، (c) دایک آنورتزیتی درون گابروی ایزوتروپ، (d) نفوذ دایک‌های پلاژیوگرانیته‌ی به درون دیابازها، (e) جهت یافتگی ماگمایی در پریدوتیت‌ها، و (f) نوارهای کرومیتی دارای مرز تدریجی درون دونیت.

Fig. 4. Field photographs of North Makran ophiolite; (a) Dunite dykes in harzburgite, (b) Sheeted dykes in diabase, (c) Anorthosite dyke in isotropic gabbro, (d) Diabase intruded by plagiogranite dykes, (e) Magmatic foliations in peridotites, and (f) Banded chromite with gradual contact to dunite.

مقاطع نازک مشاهده می‌شود. این جهت یافتگی نمایانگر دگرشکلی اولیه در شرایط ساب‌سالیدوس است (Mercier and Nicolas, 1975). بلورهای ورمیکولار اسپینل در دونیت‌ها به وفور مشاهده می‌شوند (شکل ۵f). این نوع اسپینل‌ها در دونیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. اسپینل‌های ورمیکولار اغلب در مرز تماس بلورهای الیون مشاهده می‌شوند (شکل ۵f). بلورهای کروی شکل اسپینل به رنگ قهوه‌ای تیره با اندازه‌ی ۰/۳ تا ۰/۵ میلی‌متر عمدتاً در مرز بین دانه‌های الیون و به صورت ادخال درون آنها شکل گرفته‌اند.

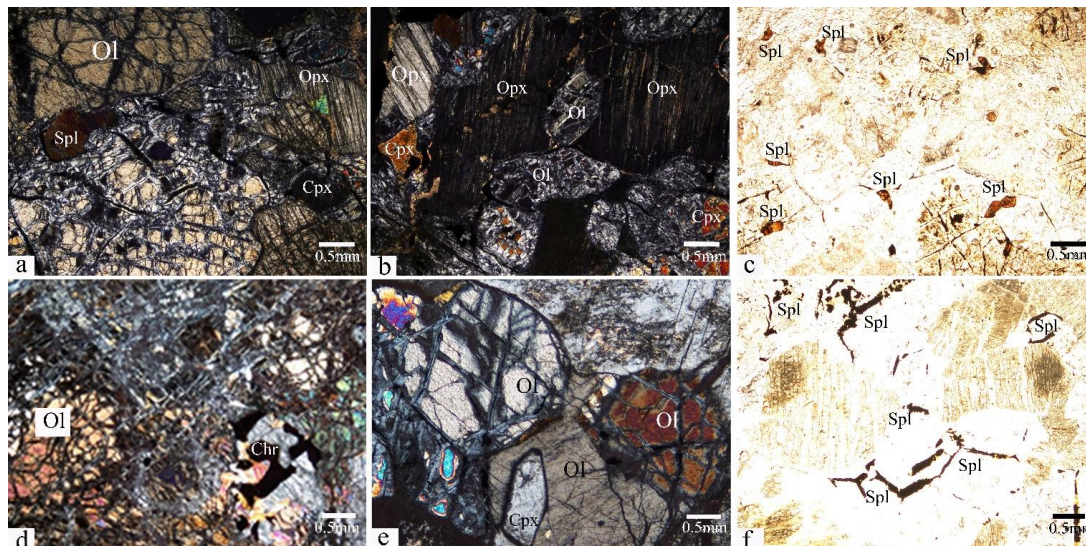
دونیت

کانی غالب دونیت‌ها، الیون با فراوانی بیش از ۹۵ درصد حجمی در ترکیب مودال آنها است. اسپینل و مقدار اندکی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن کمتر از ۵ درصد باقی مانده را به خود اختصاص می‌دهند. بافت دونیت دانه‌ای و نیمه شکل‌دار است و بلورهای دانه درشت الیون با اندازه میانگین ۵ میلی‌متر در زمینه حضور دارند. در برخی مقاطع بلورهای درشت الیون در مرز تماس با یکدیگر زاویه ۱۲۰ درجه تشکیل می‌دهند (شکل ۵e). در مواردی نیز، جهت یافتگی بلورهای الیون در

لرزولیت

کلینوپیروکسن و کمتر از ۱ درصد اسپینل در ترکیب موдал هستند. بلورهای نسبتاً درشت الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن با اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ میلی‌متر در تمامی بخش‌های نمونه مشاهده می‌شوند. بافت غالب لرزولیت‌ها دانه‌ای و نیمه شکلدار است و بلورهای الیوین نسبت به ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن دانه درشت‌تر هستند.

لرزولیت عمدتاً به صورت دایک‌هایی با ضخامت کمتر از یک متر و یا به شکل عدسی‌هایی درون هارزبورژیت در نوار الترامافیک فنوج - رمشک مشاهده می‌شود. لرزولیت‌های مورد مطالعه دارای ۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی الیوین، ۲۰ تا ۲۵ درصد ارتوپیروکسن، ۱۰ تا ۱۵ درصد



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های الترامافیک افیولیت شمال مکران؛ (a) بافت دانه‌ای در هارزبورژیت شامل بلورهای درشت الیوین و ارتوپیروکسن به همراه مقادیر اندکی کلینوپیروکسن و اسپینل، (b) کشیدگی بلورهای ارتوپیروکسن در زمینه‌ای از الیوین دانه‌ریز، (c) بلورهای کروی شکل اسپینل در زمینه‌ای از الیوین، (d) شکل‌گیری بلورهای کرومیت در مرز تماس بین بلورهای الیوین در دونیت، (e) بلورهای درشت الیوین موجود در دونیت در مرز تماس با یکدیگر زاویه ۱۲۰ درجه می‌سازند، (f) شکل‌گیری بلورهای ورمیکولار اسپینل در مرز تماس بلورهای الیوین. تصاویر a، b، d و e در نور پلاریزه متقاطع (XPL) و تصاویر c و f در نور پلاریزه موازی (PPL) گرفته شده است. علائم اختصاری عبارتند از: الیوین (Ol)، ارتوپیروکسن (Opx)، کلینوپیروکسن (Cpx)، اسپینل (Spl) و کرومیت (Chr؛ Whitney and Evans, 2010).

Fig. 5. Microscope photographs of ultramafic rocks in North Makran ophiolite; (a) Granular texture in harzburgite include olivine and orthopyroxene phenocrysts with minor clinopyroxene and spinel, (b) Stretched orthopyroxene porphyroclast in fine grain olivine matrix, (c) Rounded spinels in matrix of olivines, (d) Chromite phenocrysts formed in olivine grain boundaries in dunites, (e) Olivine phenocrysts in dunites have grain boundaries with 120° triple junctions, (f) Vermicular spinel grains formed in olivine grain boundaries. Mineral abbreviations are olivine (Ol), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx), spinel (Spl), and Chromite (Chr; Whitney and Evans, 2010).

گیرد (شکل ۵a). هر چند الیوین‌های موجود در هارزبورژیت به ترکیب فورستریت نزدیک‌تر بوده و ترکیب برخی از الیوین‌های موجود در دونیت نیز در محدوده‌ی کریزولیت قرار دارند. ترکیب متوسط الیوین‌های موجود در هارزبورژیت و دونیت به ترتیب $FO: 87.21$ و $FO: 90.33$ است. به طور کلی ترکیب الیوین‌های موجود در هارزبورژیت و دونیت بین $Fa:9-16$ و $FO:87-90$ متغیر است. مقدار عدد منیزیم ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{+2})$) در ترکیب الیوین موجود در هارزبورژیت (>0.90) به نسبت بالاتر از مقدار $Mg\#$ در الیوین موجود در ترکیب دونیت ($0.87 < Mg\# < 0.90$) می‌باشد. این روند کاهشی با مقادیر $Mg\#$ در سنگ‌های الترامافیک با منشاء گوشته اقیانوسی تطابق نشان می‌دهد (Bonatti and Michael, 1989; Dick, 1989). این روند کاهشی در مقدار NiO الیوین موجود در هارزبورژیت به سمت الیوین موجود در دونیت نیز مشاهده می‌شود.

شیمی کانی‌ها

برای شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی پریدوتیت‌های مورد مطالعه و تعیین ماهیت و خاستگاه زمین‌ساختی آنها، کانی‌های الیوین، پیروکسن و اسپینل در دو نمونه‌ی هارزبورژیت و دونیت با ریزکاو الکترونی تجزیه شدند که نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی در جداول ۱، ۲، ۳ آورده شده است. از مجموع نقاط تجزیه شده، تعداد ۱۰ نقطه الیوین، ۱۳ نقطه پیروکسن و ۱۲ نقطه متعلق به اسپینل است.

الیوین

بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی الیوین (جدول ۱) و طبق رده‌بندی (Wager and Deer, 1939) ترکیب اغلب الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده فورستریت قرار می‌-

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی ریزپردازش الکترونی کانی الیوین در دونیت و هارزبورژیت افیولیت شمال مکران؛ فورستریت (Fo) و فایلیت (Fa).

Table 1. The results of electron microprobe analyses for the olivine samples in dunite and harzburgite of North Makran ophiolite; Forsterite (Fo) and Fayalite (Fa).

Oxide(wt, %)/Rock type	Dunite						Harzburgite			
SiO ₂	40.61	39.92	40.58	40.14	39.17	40.13	41.24	40.58	41.05	41.03
TiO ₂	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0.03	0.01	0	0.03	0.01	0.01	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01	0	0
FeO	10.09	11.85	12.13	11.3	15.33	12.09	9.18	9.58	8.92	9.29
MnO	0.18	0.17	0.19	0.17	0.26	0.18	0.13	0.14	0.15	0.14
MgO	49.46	47.65	46.93	48.05	44.97	47.21	49.14	49.29	49.54	49.12
CaO	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03	0	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.29	0.29	0.26	0.26	0.17	0.28	0.39	0.38	0.38	0.39
Na ₂ O	0.01	0.01	0.02	0	0.01	0.02	0.01	0.01	0	0
K ₂ O	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0
TOTAL	100.7	99.96	100.15	100.03	99.97	99.95	100.1	99.99	100.05	99.98
Calculation of chemical formula and cation values based on 4 oxygen atoms										
Si	0.991	0.989	1.007	0.991	0.985	0.997	1.012	0.996	1.005	1.008
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.018	0.021	0.000	0.016	0.029	0.006	0.000	0.007	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.188	0.224	0.252	0.218	0.293	0.245	0.188	0.189	0.183	0.191
Mn	0.004	0.004	0.004	0.004	0.006	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	1.798	1.760	1.736	1.769	1.686	1.748	1.797	1.804	1.809	1.798
Ca	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#(=Mg/Mg+Fe ²⁺)	0.905	0.887	0.873	0.890	0.852	0.877	0.905	0.905	0.908	0.904
Fo(%)	89.540	87.555	87.127	88.130	83.682	87.273	90.379	90.026	90.672	90.264
Fa(%)	10.250	12.215	12.633	11.627	16.003	12.538	9.472	9.816	9.159	9.577

۰/۹۵۵ مقدار Al₂O₃ کلینوپیروکسن‌های موجود در دونیت (۴/۷۱ درصد وزنی) بیشتر از غلظت این اکسید در کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت (۲/۰۸ درصد وزنی) است. با این حال، مقادیر MgO و FeO، Cr₂O₃ در کلینوپیروکسن‌های دونیت و هارزبورژیت تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند (جدول ۲). این خصوصیات شیمیایی مشابه کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن نمایانگر شرایط تشکیل یکسان برای دونیت و هارزبورژیت‌های مورد مطالعه است. هر چند، افزایش اندک غلظت Al₂O₃ در کلینوپیروکسن‌های دونیت نسبت به هارزبورژیت می‌تواند به دلیل تاثیر محلول‌های گرمایی و دگرسانی کلینوپیروکسن به اکتینولیت با محتوی آلومینوم بیشتر باشد. اگر چه در مجموع کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه نسبت به ارتوپیروکسن و الیوین در برابر دگرسانی مقاومت بیشتر داشته و کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند.

پیروکسن

با توجه به داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی ارتوپیروکسن (جدول ۲)، و نمودار Q در برابر J این کانی در محدوده (Quad) یعنی پیروکسن‌های کلسیم، آهن و منیزیم‌دار قرار می‌گیرد (شکل ۶b). همچنین بر اساس نمودار Wo-En-Fs (Morimoto, 1988) ارتوپیروکسن‌های مورد مطالعه از نوع انستاتیت می‌باشند (شکل ۶c). مقادیر Mg# در ارتوپیروکسن‌های مورد مطالعه بین ۰/۹۰ تا ۰/۹۳ در تغییر است و بین ارتوپیروکسن‌های هارزبورژیت و دونیت تفاوت خاصی دیده نمی‌شود (جدول ۱).

بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی (جدول ۲)، کلینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های دونیت و هارزبورژیت مورد مطالعه از نوع دیوپسید هستند (شکل ۶c). میانگین Mg# کلینوپیروکسن‌های دونیت و هارزبورژیت به ترتیب برابر با ۰/۹۷۳ و

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی ریزپردازش الکترونی کانی‌های ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در دونیت و هارزبورژیت افیولیت شمال مکران؛ ولاستونیت (Wo)، انستاتیت (En) و فروسیلیت (Fs).

Table 2. The results of electron microprobe analysis for orthopyroxene and clinopyroxene samples in dunite and harzburgite of North Makran ophiolite; Wollastonite (Fo), Enstatite (En) and Ferrosilite (Fs).

Rock type	Harzburgite									Dunite				
Oxide (wt.)/Min	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	
SiO ₂	55.96	55.43	54.68	55.07	56.34	54.45	53.47	52.47	56.89	56.43	55.49	51.82	52.35	
TiO ₂	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.11	0.18	0.05	0.03	0.01	0.06	0.35	0.54	
Al ₂ O ₃	3.11	2.89	3.83	3.53	2.64	1.56	2.59	2.11	3.49	2.57	3.14	4.02	5.41	
Cr ₂ O ₃	0.6	0.51	0.62	0.7	0.3	0.2	0.47	1.04	0.5	0.4	0.96	0.91	0.99	
FeO	6.12	6.71	6.19	6.73	6.26	1.43	2.19	3.3	6.06	4.76	5.65	2.03	2.23	
MnO	0.14	0.15	0.12	0.14	0.16	0.02	0.09	0.08	0.12	0.15	0.12	0.08	0.06	
MgO	33.22	33.84	33.74	32.97	33.84	17.37	16.79	16.3	31.96	33.67	34.14	16.9	14.24	
CaO	0.69	0.43	0.71	0.6	0.3	24.91	24.2	24.46	0.73	0.64	0.5	23.27	23.47	
Na ₂ O	0.02	0	0.01	0	0.01	0.12	0.33	0.23	0.02	0	0.02	0.66	0.72	
TOTAL	99.89	99.97	99.92	99.75	99.88	100.1	100.3	100	99.8	98.63	100	100	100	
Calculation of chemical formula and cation values based on 4 oxygen atoms														
Si	1.935	1.913	1.885	1.910	1.945	1.970	1.935	1.915	1.978	1.967	1.909	1.872	1.911	
Ti	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.005	0.001	0.001	0.000	0.002	0.010	0.015	
Al	0.127	0.118	0.156	0.144	0.107	0.067	0.110	0.091	0.143	0.106	0.127	0.171	0.233	
Cr	0.016	0.014	0.017	0.019	0.008	0.006	0.013	0.030	0.014	0.011	0.026	0.026	0.029	
Fe ³⁺	0.000	0.042	0.058	0.016	0.000	0.000	0.020	0.063	0.000	0.000	0.027	0.086	0.000	
Fe ²⁺	0.177	0.152	0.120	0.179	0.181	0.043	0.047	0.038	0.176	0.139	0.135	0.024	0.068	
Mn	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.001	0.003	0.002	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002	
Mg	1.713	1.741	1.734	1.705	1.742	0.937	0.906	0.887	1.656	1.749	1.751	0.910	0.775	
Ca	0.026	0.016	0.026	0.022	0.011	0.966	0.938	0.956	0.027	0.024	0.018	0.901	0.918	
Na	0.010	0.000	0.001	0.000	0.001	0.009	0.230	0.016	0.001	0.000	0.001	0.047	0.051	
Mg#(=Mg/Mg+Fe ²⁺)	0.906	0.920	0.935	0.905	0.906	0.956	0.951	0.959	0.904	0.927	0.928	1.027	0.919	
Fe _T /Fe _T +Mg	0.094	0.100	0.093	0.103	0.094	0.044	0.068	0.102	0.096	0.073	0.085	0.063	0.081	
Fe ² /Fe ² +Mg	0.094	0.080	0.065	0.095	0.094	0.044	0.049	0.041	0.096	0.073	0.072	0.027	0.081	
Wo = Ca/Ca+Mg+Fe _T	1.335	0.815	1.353	1.160	0.574	49.62	49.11	49.20	1.462	1.250	0.954	48.10	52.12	
En = Mg/Ca+Mg+Fe _T	89.42	89.25	89.44	88.68	90.07	48.15	47.41	45.61	89.06	91.49	90.63	48.61	44.00	
Fs = Fe _T /Ca+Mg+Fe _T	9.242	9.928	9.205	10.15	9.348	2.224	3.469	5.181	9.474	7.256	8.414	3.276	3.866	

از اینرو ضریب توزیع عناصر Fe، Mg و Al بین ماگما و کانی اسپینل نشانگر مفیدی برای محیط تبلور ماگما و ترکیب مذاب اولیه است (Irvin, 1967)، به طوری که غلظت اندک عناصر فوق در ترکیب مذاب اولیه منجر به افزایش مقدار Cr و کاهش مقدار Al در ماگمای حاصل خواهد شد (Maurel and Maurel, 1982). این موضوع نشان می‌دهد ماگمای اولیه تشکیل دهنده‌ی پریدوتیت‌های مورد مطالعه دارای مقادیر Al بیشتری نسبت به Cr بوده است. نمودار (شکل ۶d) نیز این موضوع را تایید می‌کند.

بحث و بررسی

نحوه پراکندگی واحدهای سنگی، خصوصیات هندسی ساختارها، ساختارهای اولیه ماگمایی و روند عمومی دایک‌ها نشان دهنده‌ی حداقل دو مرحله دگرشکلی در طی شکل‌گیری، تکامل و جایگیری افیولیت ملانژ شمال مکران است. مرحله نخست که با توسعه ساختارهای کششی تحت شرایط گوشته‌ای همراه بوده است، باعث توسعه ساختارهایی مانند جهت یافتگی‌های اولیه ماگمایی در پریدوتیت‌ها و گابروهای لایه‌ای، سوگیری دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی در بخش گوشته‌ای و دایک-های دیابازی در بخش پوسته‌ای شده است. شکل‌گیری این ساختارها

اسپینل

همانطور که داده‌های جدول ۳ نشان می‌دهد، ترکیب اسپینل‌های مورد مطالعه به صورت Spinel:54-69, Chromite:21-36, Magnetite:0-6 می‌باشد، مقادیر Mg# این اسپینل‌ها بین ۰/۵۴۸ تا ۰/۶۹۲، عدد Cr# (Cr/Cr+Al+Fe³⁺) بین ۰/۲۱۷ تا ۰/۳۶۴ و عدد Al# آنها بین ۰/۶۰۶ تا ۰/۷۷۴ متغیر است. مقادیر Al₂O₃ و Cr₂O₃ اسپینل‌ها در دونیت و هارزبورژیت تفاوت چندانی با هم نداشته و از روند خاصی پیروی نمی‌کنند. این مقادیر به ترتیب برای Al₂O₃ بین ۳۶/۲۹ تا ۴۸/۱۳ و برای Cr₂O₃ بین ۱۹/۶۷ تا ۳۱/۲۱ در تغییر است. اسپینل موجود در دونیت و هارزبورژیت دارای مقادیر TiO₂ مشابه‌ای هستند، ولی مقادیر FeO در اسپینل‌های موجود در دونیت نسبت به هارزبورژیت بیشتر است. در نمودار Cr# در مقابل Mg# اسپینل‌های مورد مطالعه در محدوده High-Al اسپینل قرار می‌گیرند (شکل ۶d). در این نمودار محدوده Alpine type توسط Irvin (1967) و دیگر نواحی توسط (Zhou and Bai, 1992) مشخص و ترسیم شده‌اند. با توجه به اینکه مقدار Mg و Fe اسپینل با سیلیکات همزیست آن (الیون) در تعادل است، تبلور اسپینل و الیون به صورت همزمان در محیط‌های ماگمایی صورت می‌پذیرد (Dick and Bullen, 1984).

همی‌پلاژیک پوشاننده و همراه با واحدهای سنگی افیولیت ملانژ شمال مکران نیز از روند فوق پیروی می‌کنند. این رسوبات که ویژگی‌های محیط دریایی نسبتاً عمیق را به نمایش می‌گذارند، توسط دولتی (۲۰۱۰) بارومین تعیین سن شده‌اند.

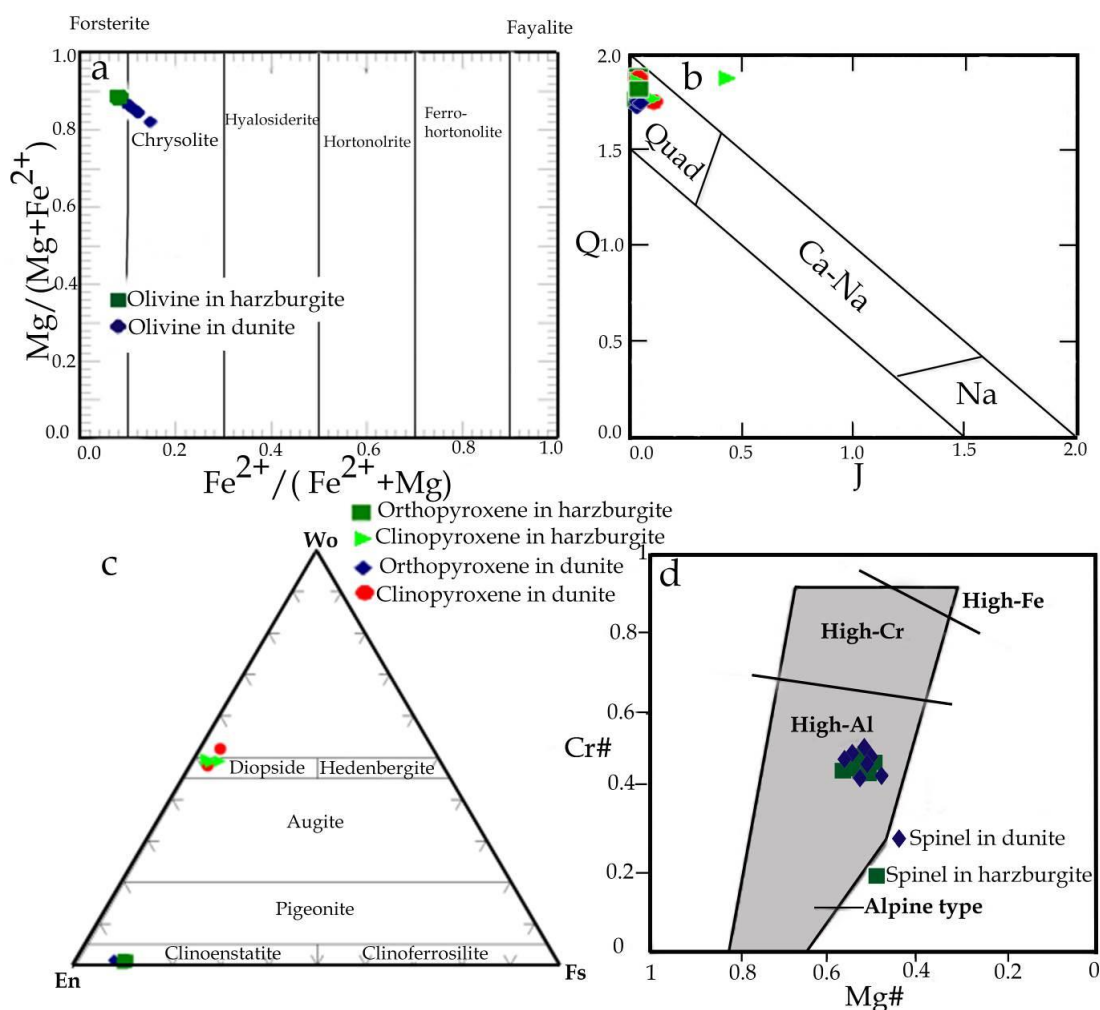
نمایانگر دگرشکلی شکل‌پذیر دما بالا در گوشته‌ی فوقانی و تحت یک رژیم کششی و یا تراکشی صورت گرفته است. روند عمومی ساختارهای فوق نمایانگر راستای کشش SSW-NNE در طول شکل‌گیری و تکامل باریکه‌ی اقیانوسی است. لایه‌بندی رسوبات پلاژیک و

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی ریزپردازش الکترونی کانی اسپینل در دونیت و هارزبورژیت افیولیت شمال مکران.

Table 3. The results of electron microprobe analysis for spinel samples in dunite and harzburgite of North Makran ophiolite

Oxide (wt.%) / Rock type	Dunite							Harzburgite				
SiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0	0	0	0
TiO ₂	0.01	0.38	0.24	0.2	0.39	0.22	0.24	0.02	0.03	0.24	0.2	0.06
Al ₂ O ₃	49.24	43.49	36.29	43.75	43.36	39.19	34.83	40.65	42.79	36.52	43.45	48.13
Cr ₂ O ₃	19.82	20.88	31.01	21.08	19.67	25.71	31.21	27.71	24.16	30.26	22.85	20.14
FeO	14.19	16.84	16.55	15.87	14.22	16.36	18.62	13.91	14.61	16.01	13.23	13.11
Fe ₂ O ₃ *	2.9	3.29	2.89	3.27	6.71	3.18	2.17	2.19	2.09	2.15	3.15	2.21
MnO	0.19	0.25	0.23	0.18	0.16	0.19	0.23	0.17	0.25	0.22	0.17	0.15
MgO	13.34	14.69	12.57	15.67	15.31	14.88	12.48	14.85	15.95	14.43	16.72	16.28
CaO	0.01	0	0.01	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0
NiO	0.28	0.18	0.19	0.17	0.19	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.19
Na ₂ O	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
TOTAL	99.99	100.01	99.98	100.19	100.02	99.88	99.94	99.67	100.03	99.98	99.92	100.27
Calculation of chemical formula and cation values based on 4 oxygen atoms												
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	1.61	1.44	1.25	1.43	1.43	1.31	1.20	1.36	1.41	1.24	1.42	1.55
Cr	0.43	0.46	0.72	0.46	0.43	0.58	0.72	0.62	0.53	0.69	0.50	0.43
Fe ³⁺	0.04	0.09	0.03	0.10	0.12	0.10	0.06	0.02	0.06	0.06	0.07	0.02
Fe ²⁺	0.44	0.38	0.45	0.35	0.36	0.37	0.45	0.36	0.33	0.38	0.31	0.33
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.55	0.61	0.55	0.65	0.64	0.63	0.55	0.63	0.66	0.62	0.69	0.66
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.56	0.61	0.55	0.65	0.64	0.63	0.55	0.63	0.67	0.62	0.69	0.67
Cr/(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.22	0.23	0.36	0.23	0.22	0.29	0.36	0.31	0.27	0.35	0.25	0.22
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	1.11	0.82	0.95	0.78	0.74	0.79	0.88	0.95	0.84	0.86	0.81	0.95
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	0.80	0.7	0.63	0.72	0.72	0.66	0.61	0.68	0.70	0.62	0.71	0.77
Spinel(%)	55.1	61.32	54.6	64.87	63.66	63.0	54.6	62.84	66.28	61.9	69.0	66.16
Hercynite(%)	24.2	9.44	6.71	5.92	6.80	1.81	4.73	4.45	3.10	0.84	1.17	10.39
Galaxite(%)	0.45	0.59	0.57	0.42	0.38	0.46	0.57	0.41	0.59	0.54	0.40	0.35
Gahnite(%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Trevorite(%)	0.62	0.41	0.45	0.38	0.43	0.32	0.33	0.30	0.31	0.32	0.31	0.42
Magnetite(%)	2.13	4.33	1.30	4.85	6.23	4.94	3.01	0.86	3.03	3.03	3.64	0.86
Chromite(%)	21.71	23.11	35.77	23.14	21.69	28.91	36.22	31.10	26.62	34.46	25.02	21.70
Ulvöspinel(%)	0.02	0.80	0.53	0.42	0.82	0.47	0.53	0.04	0.06	0.52	0.42	0.12

* مقدار Fe₂O₃ بر پایه روابط استیکیومتری (Droop, 1987) محاسبه شده است.



شکل ۶- (a) رده‌بندی الیوین در دونیت و هارزبورژیت بر اساس (Wager and Deer, 1939)، (b) رده‌بندی پیروکسن بر اساس (Morimoto and Kitamura, 1983)، (c) نامگذاری پیروکسن بر اساس (Morimoto, 1988) و (d) رده‌بندی اسپینل‌های دونیت و هارزبورژیت در نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم (Zhou and Bai, 1992).

Fig. 6. (a) Classification of olivine in dunite and harzburgite based on Wager and Deer (1939), (b) Classification of pyroxene based on Morimoto and Kitamura (1983), (c) Pyroxene type based on Morimoto (1988), and (d) Classification of spinel in dunite and harzburgite in the Cr# versus Mg# diagram (Zhou and Bai, 1992).

به اوراسیا (Vernant et al., 2004) است. عدم انطباق جزئی به ویژه در بخش‌های شرقی منطقه می‌تواند به دلیل چرخش ساختارها حول محور قائم، ناشی از عملکرد گسل‌های امتدادلغز باشد که از تمامی ساختارهای منطقه نیز جوانتر هستند. دگرشکلی ناشی از همگرایی باعث تشکیل پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و شکننده در منطقه شده است. پهنه‌های برشی شکل‌پذیر عمدتاً در توالی گوشته‌های افیولیت ملانژ شمال مکران به صورت امتدادلغز راستگرد با مولفه‌ی معکوس عمل کرده و با توسعه ساختارهای S-C باعث چرخش و جابه‌جایی واحدهای سنگی در جهت SSW شده است. پهنه‌های شکننده نیز با توسعه گسل‌های راندگی در سرتاسر افیولیت ملانژ شمال مکران مشخص می‌شود. این ساختارها باعث تکرار واحدهای سنگی و رانده شدن آنها به سمت SSW شده است. بنابراین گسل‌های راندگی مهمترین تاثیر را در

مرحله دوم دگرشکلی که توسط ناپیوستگی رسوبات کرتاسه فوقانی مشخص می‌شود، نشان می‌دهد در این زمان شرایط محیط کم عمق حاکم بوده است. این تغییر در محیط رسوبگذاری می‌تواند به دلیل آغاز فرورانش به سمت شمال سنگ‌کره‌ی اقیانوسی عمان به زیر اوراسیا باشد که به اعتقاد محققین در کرتاسه‌ی فوقانی آغاز شده است (Arthurton et al., 1982; Berberian et al., 1982; McCall and Kidd, 1982). با آغاز این فرورانش رژیم کششی جای خود را به رژیم فشارشی یا ترفشارشی داده است. رژیم فشارشی تحت تأثیر همگرایی در جهت SSW-NNE ورقه‌ی عربی و اوراسیا به وجود آمده و انطباق کاملی با جهت گیری تنش‌های بیشینه محاسبه شده در گسل‌های راندگی و امتدادلغز منطقه داشته و منطبق بر جهت گیری امروزی تنش با روند N100 محاسبه شده به وسیله داده‌های GPS ایستگاه جاسک نسبت

در افیولیت شمال مکران نیز فاقد کانی پلاژیوکلاز هستند؛ میانگین نسبت Cr/Al در اسپینل موجود در هارزبورژیت و دونیت مورد مطالعه ۰/۴۱ است، و در گستره‌ی پریدوتیت‌های ابیسال قرار می‌گیرند. همچنین این نسبت نشان دهنده‌ی خروج اندک گدازه از پریدوتیت‌های مورد مطالعه است.

غلظت عناصر Cr، Al و Ti در اسپینل تحت تاثیر فرایندهای تبلور نهایی ماگما قرار نمی‌گیرد، زیرا Ti و Cr در سیلیکات‌ها از فراوانی زیادی برخوردار نیستند و Al نیز سرعت انتشار پایینی دارد. بنابراین مقدار آن در اسپینل به خاستگاه اولیه‌ی آن وابسته است (Kamenetsky et al., 2001). همچنین مقدار غلظت Ti با توجه به جایگاه زمین‌ساختی منشاء پریدوتیت‌ها تغییر پیدا می‌کند که نشان دهنده‌ی وابستگی غلظت این عنصر به عمق شکل‌گیری سنگهای الترامافیک است (Beccaluva et al., 1983; Arai, 1992). با توجه به مفاهیم فوق، استفاده از نمودار TiO₂ در مقابل Al₂O₃ برای تشخیص نوع افیولیت و ماهیت آن مفید است. بر اساس این نمودار، پریدوتیت‌های مورد مطالعه ماهیت MOR نشان می‌دهند (شکل ۸b). این موضوع با بالا بودن مقدار Al و پایین بودن مقدار Ti در اسپینل‌های موجود در نمونه‌های هارزبورژیت و دونیت افیولیت شمال مکران (داده‌های جدول ۳) که از نشانه‌های ماهیت MOR است (Kamenetsky et al., 2001)، نیز تطابق خوبی را نشان می‌دهد. همچنین در نمودار درصد وزنی Al₂O₃ در مقابل Cr₂O₃ اسپینل (شکل ۸c) که جدا کننده‌ی پریدوتیت‌های پشته میان اقیانوسی (MOR) از پریدوتیت‌های مناطق ابرفرورانش (SSZ) است (Kamenetsky et al., 2001)، با اینکه چند نمونه از دونیت‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی همپوشانی دو محیط فوق قرار می‌گیرند، اکثر نمونه‌های دونیت و تقریباً تمامی نمونه‌های هارزبورژیت در گستره‌ی محیط MOR قرار گرفته‌اند و شواهدی که نمایانگر تاثیر ورقه فرورانشی در ترکیب آنها باشد، به وضوح مشاهده نمی‌شود. نمودار شکل ۸d نیز که با استفاده از همین نسبت و بر اساس (Kepezhinskis et al., 1995; Conrad and Kay, 1984) ترسیم شده است، نشان می‌دهد پریدوتیت‌های شمال مکران در محدوده‌ی آرایه‌ی پریدوتیت‌های گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۸d). توالی گوشته‌ای افیولیت ملانژ شمال مکران عمدتاً از هارزبورژیت تشکیل شده، دونیت و لرزولیت در رده‌های بعدی قرار می‌گیرند. هارزبورژیت فراوانترین نوع پریدوتیت در گوشته لیتوسفری اغلب محیط‌های اقیانوسی مانند پشته‌های میان اقیانوسی (MOR) و یا حوضه‌های پشت کمائی (BAB) است (Nicolas et al., 1994). از طرفی گوشته‌ی لرزولیتی اغلب نشان‌دهنده‌ی محیط‌هایی با فعالیت ماگمایی بیشتر مانند جزایر کمائی است (Dick et al., 1984). اگر در منطقه مکران شمالی گوشته از نوع لرزولیتی و با فعالیت ماگمایی فراوان می‌بود، ذوب بخشی بسیار گسترده‌ای برای انحلال تمامی کلینوپیروکسن‌ها لازم بود. در صورتی که هارزبورژیت‌های مکران شمالی تنها بین ۱۰ تا ۱۵ درصد ذوب بخشی را متحمل شده‌اند که ذوب بخشی نسبتاً پایینی محسوب می‌شود (Arai, 1994; Wilson, 2007). در نمودار درصد وزنی

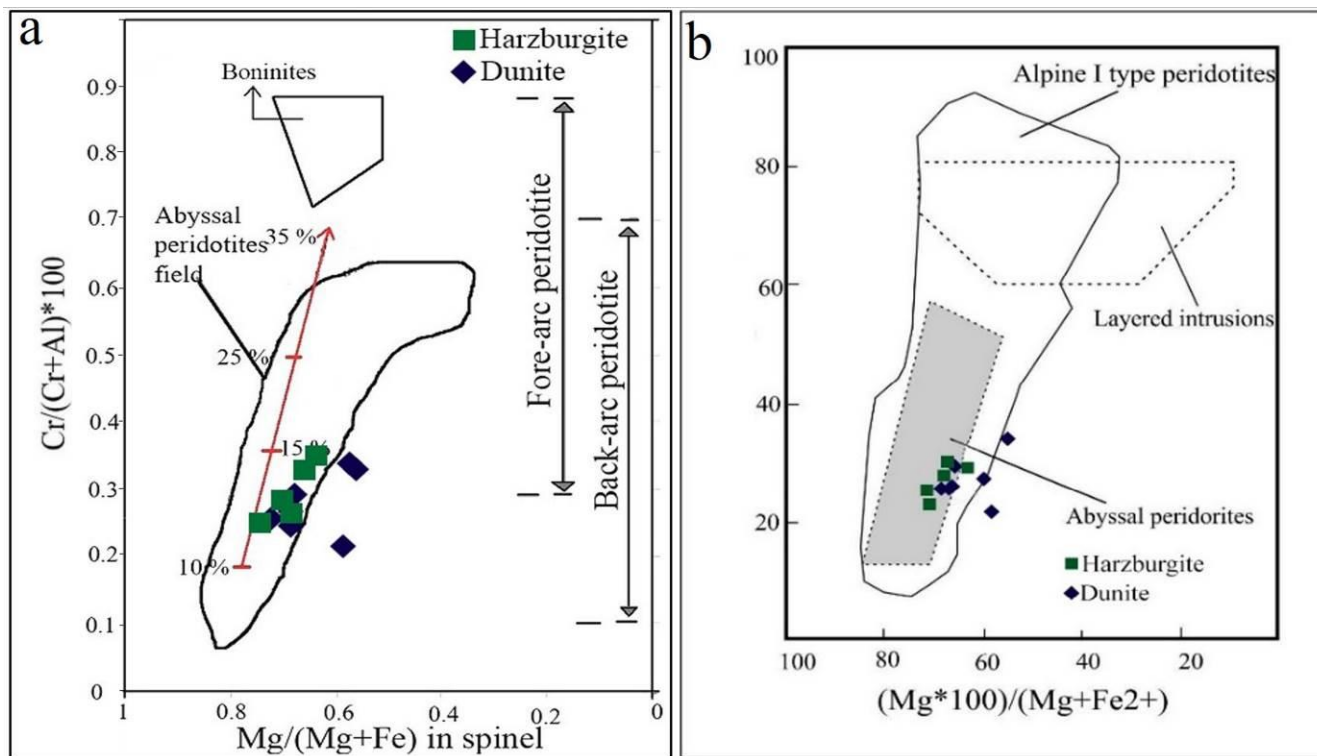
سیمای کنونی افیولیت ملانژ شمال مکران دارند که در نتیجه عملکرد آنها مواد به SSW جابه‌جا می‌شوند.

تعیین خاستگاه پریدوتیت‌های افیولیت شمال مکران

ترکیب شیمیایی کانی اسپینل به ویژه عدد کروم، عدد منیزیم، اکسیدهای آلومینیوم و تیتان به عنوان ابزاری سودمند در تعیین خاستگاه و ماهیت پریدوتیت‌ها استفاده می‌شوند (Dick and Bullen, 1984). عدد کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌هایی که در محیط‌های فرورانش تشکیل می‌شوند به مراتب بیشتر از عدد کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌های مناطق ابیسال است (Arai, 1994). گستره‌ی عدد کروم در پریدوتیت‌های مناطق فرورانش بین ۰/۳۸ تا ۰/۸۰ بوده و در پریدوتیت‌های مناطق ابیسال کمتر از ۰/۳۸ تا ۰/۵۸ می‌باشد. این تفاوت نشان دهنده‌ی بالاتر بودن درجه‌ی ذوب بخشی در پریدوتیت‌های مناطق فرورانش نسبت به مناطق ابیسال است (Dick and Bullen, 1984). گستره‌ی عدد کروم در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه بین ۰/۲۱ تا ۰/۳۴ و در دونیت‌ها بین ۰/۲۱ تا ۰/۳۶ است. گستره‌ی عدد منیزیم اسپینل در هارزبورژیت و دونیت‌های مورد مطالعه نیز به ترتیب برابر با ۰/۶۲ تا ۰/۶۹ و ۰/۵۴ تا ۰/۶۵ می‌باشد (جدول ۳). بر اساس نمودارهای عدد کروم اسپینل در مقابل عدد منیزیم اسپینل، نمونه‌های مورد مطالعه در گستره‌ی پریدوتیت‌های ابیسال قرار می‌گیرند (شکل ۸a و ۸b). در نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم که متمایز کننده‌ی پریدوتیت‌های مناطق ابیسال از پریدوتیت‌های مناطق جلوی کمان ماگمایی، پشت کمان ماگمایی و بونونیتی است، عمده‌ی اسپینل‌ها در گستره‌ی پریدوتیت‌های ابیسال قرار می‌گیرند (شکل ۸a). همانطور که در این نمودار نیز نشان داده شده است، پریدوتیت‌های مورد مطالعه بین ۱۰ تا ۱۵ درصد ذوب بخشی را متحمل شده‌اند. همچنین در نمودار عدد کروم اسپینل در مقابل عدد منیزیم الیوین همزیست با آن، اکثر اسپینل‌های مورد مطالعه در گستره‌ی پریدوتیت‌های ابیسال واقع می‌شوند (شکل ۸b). ضمن اینکه در این نمودار گوشته‌ای بودن پریدوتیت‌های منطقه‌ی مکران شمالی نیز تایید می‌شود. علاوه بر این، درجه‌ی ذوب بخشی پریدوتیت‌های مورد مطالعه بر طبق محاسبات (Hirose and Kawamoto, 1995) بین ۱۰ تا ۱۵ درصد برآورد شده است (شکل ۸a). در پریدوتیت‌های دارای پلاژیوکلاز، Al خرج تشکیل پلاژیوکلاز شده و ترکیب شیمیایی اسپینل به سمت فقیر از Cr/Al و غنی از Cr تغییر پیدا می‌کند. در این پریدوتیت‌ها نسبت Cr/Al افزایش پیدا خواهد کرد. افزایش این نسبت نمایانگر خروج بیشتر گدازه از پریدوتیت مادر در پاسخ به ذوب آبدار است (Pearce et al., 2000). Pearce و همکاران (۲۰۰۰) معتقدند این نوع پریدوتیت‌ها در مناطق جلوی کمان ماگمایی تشکیل می‌شوند. برعکس این موضوع، در پریدوتیت‌های مناطق ابیسال، اسپینل غنی از Al است و عدد کروم آنها پایین‌تر از نوع قبلی و بین ۰/۵۹-۰/۱ است. پایین بودن مقدار عدد کروم در این پریدوتیت‌ها نشانه‌ی خروج اندک گدازه از ماگمای پریدوتیتی مادر است (Dick and Bullen, 1984). پریدوتیت‌های مورد مطالعه

بر پایه‌ی بررسی‌های Kamenetsky و همکاران (۲۰۰۱)، اسپینل‌های با مقادیر پایین Cr# و TiO_2 و Al_2O_3 بالا (مشابه اسپینل‌های مورد مطالعه) نشان‌دهنده‌ی پریدوتیت‌هایی هستند که دچار ذوب‌بخشی بالایی نشده‌اند و از تهی‌شدگی مذابی با ترکیب MORB حاصل شده‌اند (Dick, 1989). همچنین در نمودار (شکل f۸) که بر اساس مقادیر Cr و Na واحد ساختاری پیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته (Kornprobst et al., 1981) رسم گردیده است، تمامی پریدوتیت‌های مورد مطالعه در گستره‌ی محیط اقیانوسی قرار گرفته‌اند.

TiO_2 در برابر Cr# اسپینل (شکل e۸)، نمونه‌های مورد مطالعه در گستره‌ی پریدوتیت‌های تهی‌شده قرار گرفته و فاقد خصوصیات بونینیتی هستند. پریدوتیت‌های تهی‌شده، پسماندی هستند که در نتیجه ذوب بخشی گوشته بر روی پشته‌ی میان اقیانوسی و یا گسل‌های انتقالی تشکیل می‌شوند (Dick, 1989). افزایش مقدار Cr# اسپینل در پریدوتیت‌های تهی‌شده نشان‌دهنده‌ی افزایش درجه ذوب‌بخشی بوده (Dick and Bullen, 1984) و نمایانگر تبلور از مذابی با ترکیب بونینیتی است که خود گویای پیدایش در پهنه‌ی زمین‌ساختی فرورانشی به شمار می‌رود (Kamenetsky et al., 2001). از طرفی،



شکل ۷- (a) موقعیت اسپینل افیولیت شمال مکران در نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم (Dick and Bullen, 1984). در این نمودار درجه‌ی ذوب بخشی پریدوتیت‌های افیولیت شمال مکران بین ۱۰ تا ۱۵ درصد برآورد شده است و (b) موقعیت اسپینل‌های افیولیت شمال مکران در نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994).

Fig. 7. (a) North Makran spinels in the Cr# versus Mg# diagram after Dick and Bullen (1984), peridotites of North Makran ophiolite show 10 to 15 percent of partial melting and (b) North Makran spinels in the Cr# versus Mg# diagram (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994).

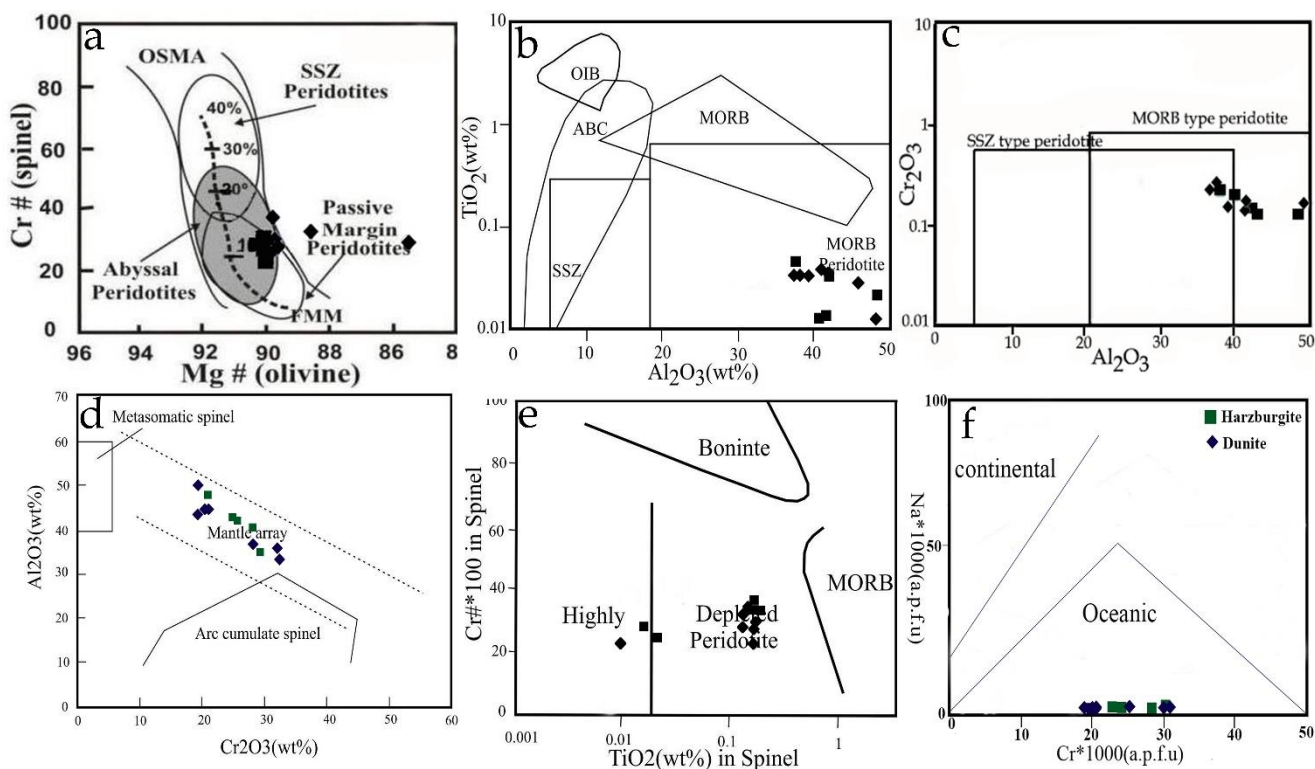
نظر می‌رسد. علاوه بر این، کامل بودن توالی افیولیتی نشان داد در این منطقه سنگ‌کره‌ی اقیانوسی شکل گرفته است و ترکیب شیمیایی کانی-های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های الترامافیک نیز ثابت کرد پریدوتیت‌های مورد مطالعه از یک خاستگاه گوشته‌ی تهی‌شده با درجه‌ی ذوب بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حاصل شده‌اند. این پریدوتیت‌ها در محدوده‌ی آرایه گوشته‌ای پریدوتیت‌های اقیانوسی قرار گرفته و فاقد هر گونه خصوصیات و نشانه‌های مناطق فرورانش، جلوی کمان ماگمایی و یا پشت کمان ماگمایی هستند. از طرفی دیگر، اغلب ساختارهای اندازه-گیری شده در منطقه مکران شمالی روند WNW-ESE داشته، منطبق بر جهت‌گیری محورهای اصلی تنش با روند N010 ورقه عربی

نتیجه‌گیری

مدلهای متفاوتی از فرورانش ورقه‌ی عربی به زیر سندج - سیرجان توسط محققین آرایه گردیده است. در اکثر این مدل‌ها آغاز فرورانش اواخر ژوراسیک در نظر گرفته شده، اما به سمت جنوب خاوری در منطقه مکران، آغاز فرایند فرورانش کرتاسه فوقانی برآورد شده است. افیولیت ملانژ شمال مکران قبل از کرتاسه‌ی فوقانی تشکیل شده است؛ بطوریکه گدازه‌های بالشی و رسوبات پلاژیک به سن باریمن پایانی (۱۳۰ تا ۱۲۵ میلیون سال قبل) بر روی آنها نهشته شده‌اند (Dolati, 2010). بنابراین ارتباط دادن شکل‌گیری افیولیت ملانژ شمال مکران به عنوان بخشی از فرایند فرورانش فعلی در منطقه مکران، قدری مبهم به

بخش N-NE و باریکه‌ی قاره‌ای باجکان - دورکان بخش S-SW این حوضه را تشکیل داده است. همانگونه که روند عمومی E-W تا WNW-ESE اندازه‌گیری شده در دایکهای دیابازی، جهت‌یافتگی‌های اولیه ماگمایی در پریدوتیت‌ها و گاروهای لایه‌ای و سوگیری دایکهای دونیتی و پیروکسنیتی نیز حاکی از کشش در راستای N-S تا SSW-NNE هستند.

نسبت به اوراسیا بوده و متفاوت از ساختارهای عمدتاً E-W ناشی از فرورانش مکران هستند. بنابراین به نظر می‌رسد فیولیت ملانژ شمال مکران بخشی از برجای‌مانده‌های سنگ‌کره‌ی اقیانوسی است که در نتیجه‌ی باز شدن یک حوضه کششی بین دو بلوک قاره‌ای و گسترش آن به یک باریکه اقیانوسی درون قاره‌ای به عنوان شاخه‌ای از ابراقیانوس نئوتتیس تشکیل شده است. خرده قاره‌ی ایران مرکزی (بلوک لوت)



شکل ۸- (a) موقعیت پریدوتیت‌های افیولیت ملانژ شمال مکران در نمودار عدد کروم اسپینل در مقابل عدد منیزیم الیوین (Arai, 1994)، مقدار ذوب بخشی بر اساس محاسبات Hirose and Kawamoto (۱۹۹۵) آورده شده است، (b) ماهیت MOR پریدوتیت‌های مکران در نمودار درصد وزنی Al_2O_3 در مقابل TiO_2 ، (c) ماهیت MOR پریدوتیت‌های مکران در نمودار درصد وزنی Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 (Kamenetsky et al., 2001)، (d) خاستگاه گوشته‌ای پریدوتیت‌های مکران در نمودار (Conrad and Kay, 1984)، (e) خاستگاه تهی‌شده برای پریدوتیت‌های مکران در نمودار (Kepezhinskas et al., 1945) و (f) قرار گیری پریدوتیت‌های مکران در گستره‌ی اقیانوسی در نمودار (Kornprobst et al., 1981).

Fig. 8. (a) North Makran peridotite types in the Cr# spinel versus Mg# olivine diagram after Arai (1994), partial melting based on Hirose and Kawamoto, (1995), (b) Makan peridotites represent mid oceanic ridge (MORB) affinities in the Al_2O_3 versus TiO_2 wt.% diagram, (c) Makan peridotites represent mid oceanic ridge (MORB) affinities in the Al_2O_3 versus Cr_2O_3 wt.% diagram (Kamenetsky et al., 2001), (d) Mantle array for Makan peridotites in Conrad and Kay (1984) diagram, (e) Depleted mantle source for Makan peridotites in Kepezhinskas et al. (1945) diagram, and (f) Makan peridotites represent oceanic affinities in Kornprobst et al. (1981) diagram.

عمیقی که به اتاق ماگمایی راه داشته‌اند، به سمت بالا حرکت کرده و به این ترتیب یک موقعیت دورتر از مرکز بازشدگی را به نمایش می‌گذارد. فعالیت ماگمایی این دو مرکز بازشدگی به صورت کاملاً همزمان صورت گرفته است.

توده‌های الترامافیک گنبدی شکل کوچینگ و گوانک نیز نمایانگر موقعیت‌هایی هستند که در یک محور بازشدگی، گوشته بالا آمده و در نتیجه‌ی کاهش فشار، دچار ذوب بخشی شده و مذاب حاصل از آن به سمت بالا حرکت کرده و این توده‌های بزرگ را شکل داده است. در عوض، نوار طویل و کم عرض فنوج - رمشک از طریق شکستگی‌های

منابع

- Aghanabati, A., Mahdavi, M.A., Arshadi, S., 1987. Geological map of Espakeh, scale 1:100000, Geological Survey of Iran.
- Ahmed, A.H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y.M., Rahimi, A., 2005. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the NW Eoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research* 138, 225-234.
- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56, 173-184.
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships, review and interpretation. *Chemical Geology* 113, 191-204.
- Arif, M., Jan, M. Q., 2006. Petrotectonic significance of the chemistry of chromite in the ultramafic mafic complexes of Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences* 27(5), 628-646.
- Arshadi, S., Mahdavi, M.A., Eftekhari-Nezhad, J., 1987. Geological map of Fannuj, scale 1:100000, Geological Survey of Iran.
- Arthurton, R.S., Farah, A., Ahmed, W., 1982. The Late Cretaceous-Cenozoic history of western Baluchistan, Pakistan - The northern edge of the Makran subduction complex. In: Legett, J.K. (Ed.) *Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. London, Geological Society of London, Special Publications, 373-385.
- Beccaluva, L., Girolamo, D., Maciotta, G., Morra, V., 1983. Magma affinities and fractionation trends in ophiolite. *Ophioliti* 8, 307-324.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-Type Plutonic Activity in Northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society* 139, 605-614.
- Bonatti, E., Michael, P.J., 1989. Mantle Peridotites from Continental Rifts to Ocean Basins to Subduction Zones. *Earth and Planetary Science Letters* 91, 297-311.
- Choi, S.H., Shervais, J.W., Mukasa, S.B., 2008. Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156(5), 551-571.
- Conrad, W.K., Kay, R.W., 1984. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallisation history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. *Journal of Petrology* 25, 88-125.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181, 1-80.
- Dick, H.J.B., 1989. Abyssal peridotites, very low spreading ridge and ocean ridge magmatism. In: Saunders AD, Norry MJ (Ed.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society London Special Publications 42, 71-106.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal Alpine type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran, Ph.D. Thesis, Swiss Institute of Technology (ETH).
- Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., Spiegelman, M., 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 347-366.
- 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.
- Eftekhari-Nezhad, J., Arshadi, S., Mahdavi, M.A., Morgan, K.H., McCall, G.J.H., Huber, H., 1979. Fannuj Quadrangle Map 1:250'000. Tehran. Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran.
- Haghipour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Faridi, M., 2012. Rate of crustal shortening and non-Coulomb behaviour of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters* 355, 187-198.
- Hirose, K., Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPA: Effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 463-473.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P., Von Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics* 34, 571-593.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Moulas, E., Reusser, E., Omrani, J., 2017. Formation and preservation of fresh lawsonite: Geothermobarometry of the North Makran Blueschists, southeast Iran. *Metamorphic Geology* 65, 1-25.

- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part n. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-103.
- Irvine, T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology* 23, 127-162.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal Petrology* 42, 655-671.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond M.S., 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36, 1505-1527.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between sub-continental and sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 241-254.
- Maurel, C., Maurel, P., 1982. Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spineless", *Bulletin de Minéralogie* 105, 197-202.
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15, 517-531.
- McCall, G.J.H., Eftekhari-Nezhad, J., Samimi-Namin, M., Arshadi, S., 1985. Explanatory Text of the Fannuj Quadrangle Map 1:250,000. In: McCall, G.J.H. (Ed.). Tehran, Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.
- McCall, G.J.H., Kidd, R.G.W., 1982. The Makran, southeastern Iran; the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Jeremy, K.L. (Ed.) *Trench-Forearc geology; sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. Conference, London, United Kingdom, Geological Society of London, 387-397.
- Mercier, J.C.C., Nicolas, A., 1975. Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *Journal of Petrology* 16, 454-487.
- Moradpour, A., Zarei, R., Ahmadi, A., Sarikhani, R., 2017. Textural records and geochemistry of the Kermanshah mantle peridotites (Iran): Implications for the tectonic evolution of southern Neo-Tethys. *Journal of Geosciences* 62, 165-186.
- Morgan, K.H., McCall, G.J.H., Huber, H., 1987a. Geological map of Ramak, scale 1:100000, Geological Survey of Iran.
- Morgan, K.H., McCall, G.J.H., Huber, H., 1987b. Geological map of Remeshk, scale 1:100000, Geological Survey of Iran.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52, 535-550.
- Morimoto, N., Kitamura, M., 1983. Q-J diagram for classification of pyroxenes. *Journal Japan Association Mineralogical Sciences* 78, 141-165.
- Morishita, T., Hara, K., Nakamura, K., Sawaguchi, T., Tamura, A., Arai, S., Okino, K., Takai, K., Kumagai, 2009. Igneous, alteration and exhumation processes recorded in abyssal peridotites and related fault rocks from an oceanic core complex along the Central Indian Ridge. *Petrology* 50 (7), 1299-1325.
- Moslempour M.E., Khalatbari Jafari M., Ghaderi M., Yousefi H., Shahidi, S., 2015. Petrology, geochemistry and tectonic of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, southeastern Iran. *Journal Geological Society of India* 85, 604-618.
- Moslempour, M.E., Khalatbari Jafari, M., Morishita, T., Biabangard, H., 2017. Petrogenesis of mantle peridotites from the South of Jazmourian, Makran accretionary prism, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences* 9, 1-16.
- Nicolas, A., Boudinier, F., Ildefonse, B., 1994. Dike pattern in Diapirs beneath Ocean Ridges: The Oman Ophiolite. In: Ryan, M. P. (Ed.) *Magmatic Systems*. Virginia: U. S. Geological Survey, 77-95.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36-53.
- Rospabe, M., Ceuleneer G., Benoit, M., Abily, B., Pinet, P., 2017. Origin of the dunitic mantle-crust transition zone in the Oman ophiolite: The interplay between percolating magmas and high-temperature hydrous fluids: Geological Society of America.
- Suhr, G., 1993. Evaluation of Upper-Mantle Microstructures in the Table Mountain Massif (Bay of Islands Ophiolite). *Journal of Structural Geology* 15, 1273-1292.

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004. Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381-398.
- Wager, L.R., Deer, W.A., 1939. Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland, *Meddelelserom Gronland* 105, 1-352.
- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis*. Springer Dordrecht, p. 466.
- Withney, D., Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
- Zanetti, A., D'Antonio, M., Spadea, P., Raffone, N., Vannucci, R., Brugeir, O., 2006. Petrogenesis of mantle peridotites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM) forearc. *Ofioliti* 31, 189-206.
- Zhou, M. F., Bai, W. J., 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita* 27, 192-199.

