

بررسی شیمی کانی دونیت‌های منطقه آبگرم (جنوب استان کرمان): رهیافتی بر جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی

راضیه علی پور^{*}، حسام‌الدین معین زاده، حمید احمدی پور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
(دریافت مقاله: ۹۹/۷/۲۰، نسخه نهایی: ۹۹/۹/۲۶)

چکیده: مجموعه فرامافیک آبگرم در جنوب استان کرمان، در دورترین بخش جنوب شرق پهنه سندج سیرجان، جزئی از کمربند افیولیتی اسفندقه - حاجی‌آباد به شمار می‌رود. سنگ‌های فرامافیک بیشتر هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت هستند. دونیت‌ها پس از هارزبورژیت‌ها بیشترین حجم را توالی فرامافیکی منطقه دارند و درون پیکره‌های هارزبورژیتی به صورت توده‌ای، پراکنده شده‌اند. به دلیل گسل خوردگی فراوان، رابطه اولیه دونیت‌ها با هارزبورژیت‌های منطقه به سختی قابل تشخیص است و گاهی به شدت سرپانتینی شده‌اند. الیوین فراوانترین کانی موجود در دونیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم است. مقدار فورستريت در این کانی‌ها از ۹۰/۸۴ تا ۹۱/۲۷ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقادیر بالای فورستريت در الیوین‌های موجود در دونیت‌ها و همچنین ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این پریدوتیت‌ها وابسته به گوشته هستند و ماهیت افیولیتی و تهی شده دارند به طوری که به احتمال بسیار در یک محیط گوشته‌ای زیر حوضه پشت قوس، در اثر واکنش مذاب‌های بازالتی حوضه پشت قوس با پریدوتیت‌ها ایجاد شده‌اند. آن‌ها سپس به صورت زمین‌ساختی و به شکل بخشی از آمیزه افیولیت در پوسته جایگزین گردیده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دونیت؛ هارزبورژیت؛ افیولیت؛ اسفندقه - حاجی‌آباد؛ مجموعه فرامافیک آبگرم؛ کرمان.

مقدمه

دونیت‌ها محل گذر پهنه دگرگونی موهو به گوشته هستند [۷]. افزون بر این، دونیت‌ها پریدوتیت‌های بسیار تهی شده‌ای بوده که فراورده پایانی ذوب‌بخشی گوشته بالایی هستند [۷] و بررسی آنها به شناسایی روند تکامل گوشته بالایی کمک شایانی می‌کند [۸]. کروم اسپینل موجود در دونیت‌ها از شاخص‌ترین کانی‌ها برای پی بردن به جایگاه زمین‌ساختی است به طوری که ترکیب شیمیایی اسپینل به سنگ‌زایی این کانی (اسپینل بر آمده از متبلور شدن از مذاب [۹]، پسماند ذوب بخشی با درجه‌های مختلف ذوب، تبلور از طریق واکنش بین مذاب و پریدوتیت [۹] و شرایط ترمودینامیکی پریدوتیت میزبان [۱۰] شامل فشار، دما، و گریزندگی اکسیژن) بستگی دارد. همچنین اسپینل کانی مقاومی در برابر دگرسانی و دگرگونی بوده و از

مجموعه‌های افیولیتی در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگون چون پشته‌های میان اقیانوسی [۱]، مراکز گسترش پشت کمان [۲] و محیط‌های کششی بالای منطقه فروورانش پدید می‌آیند [۱]. بررسی پریدوتیت‌ها اطلاعات ارزشمندی را برای تعیین محیط زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی فراهم می‌آورد [۳-۶]. داده‌های شیمیایی کانی‌های باقی مانده از سنگ‌های پریدوتیتی در کنار ویژگی‌های میکروسکوپی آن‌ها از جمله به صف‌شدگی، کشیدگی و وجود نسل‌های مختلف کانی‌ها و همچنین وجود دگرشکلی‌های دما و فشار بالا مانند نوار شکنجی و خاموشی موجی، ابزار بسیار مفیدی برای تعیین شرایط فیزیکی، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی هستند.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۹۶۳۴۲۰، پست الکترونیکی: Alipour_raziyeh@yahoo.com

این رو برای بررسی ترکیب گوشته اولیه مطمئن است. البیون نیز از مهمترین کانی‌هایی است که نقش مهمی در روند شکل گیری ماگما دارد و با استفاده از ترکیب شیمیایی آن می‌توان موارد مربوط به سنگ‌زایی و ویژگی‌های زمین ساختی ماگما را بررسی نمود [۱۱]. افزون بر این، البیون‌ها برای تعیین درجه های نسبی تبلور جدایشی مناسب هستند [۱۲]. تاکنون بررسی دقیقی پیرامون منطقه آبگرم انجام نشده در حالی که بر آمیزه-های افیولیتی کنار این مجموعه بررسی‌های متعددی انجام شده است؛ برای مثال، مجموعه سیخوران، در بردارنده پیکره-های مافیک، فرامافیک، گابروهای همسانگرد و دایک‌های پراکنده بوده که تشکیل آن نشانگر فعالیت‌های کششی و بالآمدگی گوشته است [۱۳]. همچنین بررسی مجموعه‌های-آبدشت و صوغان، بخش‌های فرامافیک آن‌ها را بخش‌هایی از گوشته در نظر می‌گیرند که در اثر کشش پوسته، صعود نموده و دچار ذوب‌بخشی شده‌اند [۱۴، ۱۵]. بررسی سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی پیکره‌های فرامافیک ده شیخ نشان می‌دهد که آن‌ها بخش‌هایی از گوشته هستند که در یک فاز کششی دستخوش ذوب‌بخشی شده‌اند و سپس فرآیندهای وابسته به محیط بالای پهنه فروانش بر آن پدیدوتیت‌ها انجام شده است [۱۶]. جان نثاری [۱۷] عناصر گروه پلاتین را برای تعیین توزیع و کانی‌شناسی کانسارهای کرومیتی جنوب ایران بررسی کرده است که بر این اساس، پتانسیل کانسازایی غنی از Pt و Pd، در مجموعه‌های فرامافیک این منطقه باید در کرومیت‌های شامل سولفید و دونیت‌های همراه به‌وجود آمده باشند. بهترین نشانه‌های این کانه‌زایی در پهنه دونیتی انباشتی مجموعه سیخوران موجود بوده است. افزون بر این، مجموعه آب بید به سمت پدیدوتیت‌های زیر پشته میان اقیانوسی تمایل دارد و به نظر می‌رسد که تفاوت محیط زمین‌ساختی در این مجموعه‌های نزدیک به هم، می‌تواند ناشی از ناهمگنی گوشته بالایی در منطقه باشد. در این پژوهش، دگرگونی‌های دونیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم بر پایه تجزیه شیمیایی کانی‌های این مجموعه سنگی همراه با ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌ها و روابط صحرایی بررسی شده که سرانجام زمین شیمی و سنگ‌شناسی مربوط به جایگاه زمین‌ساختی مجموعه فرامافیک آبگرم مورد بحث قرار گرفته است.

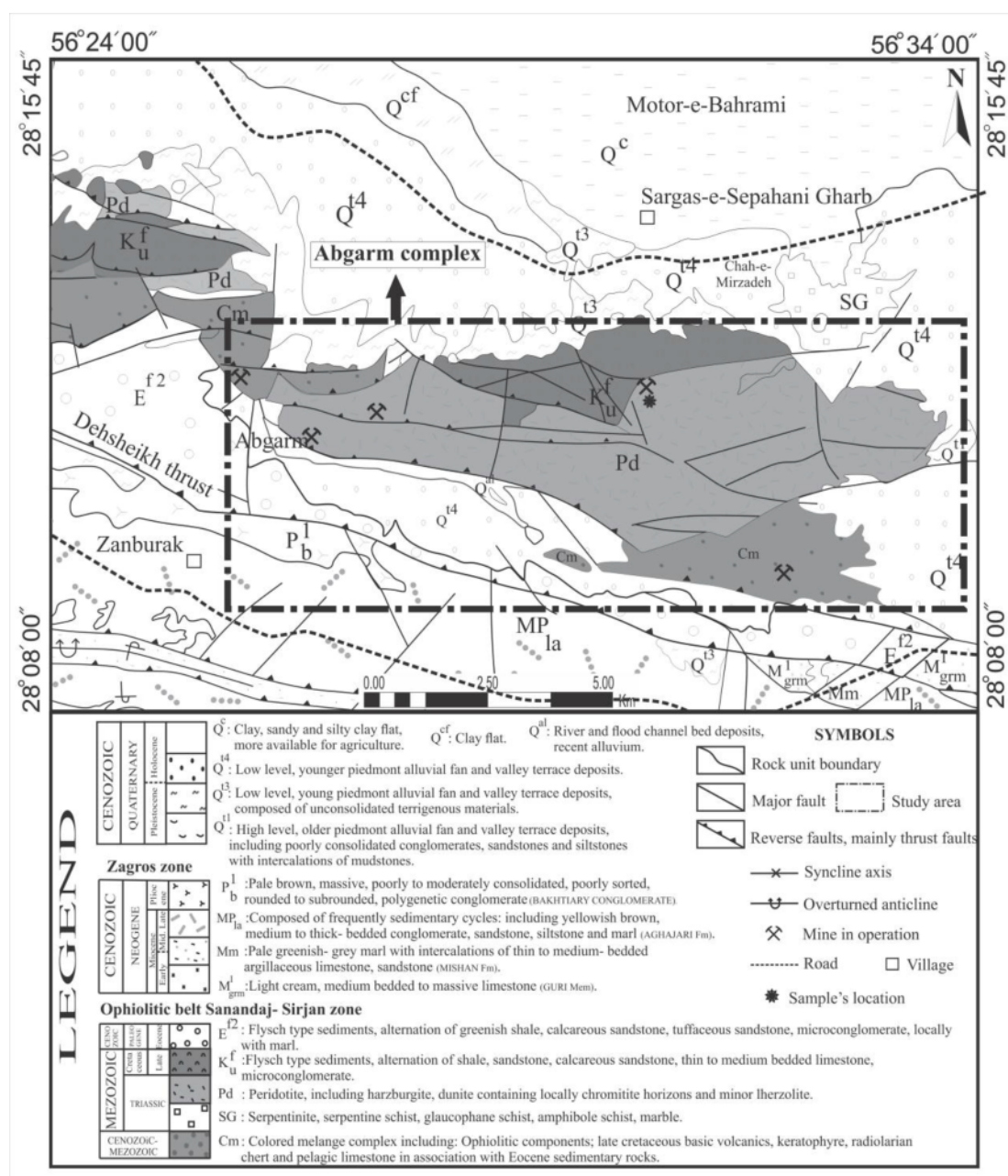
زمین‌شناسی منطقه

از نظر زمین‌شناسی، مجموعه آبگرم در دورترین بخش جنوب شرق پهنه سهندج - سیرجان، در لبه شمالی روراندگی زاگرس

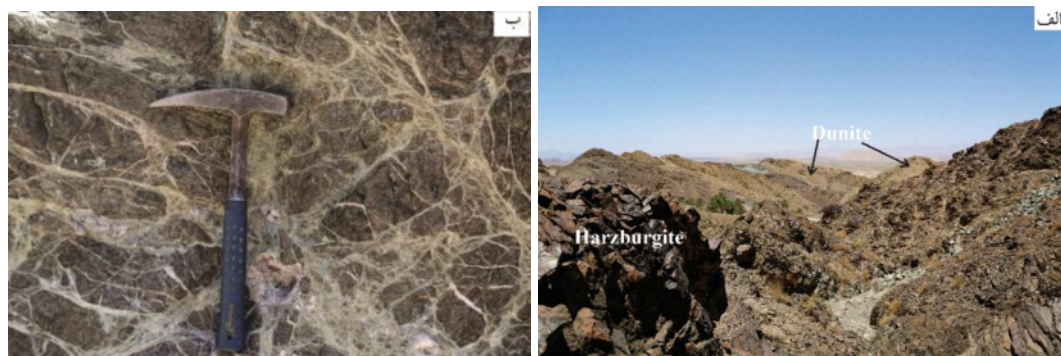
واقع است. همچنین این مجموعه به صورت توده‌ای کشیده با روند شرقی- غربی و مساحتی حدود ۸۰ کیلومتر مربع جزء کمربند آمیزه رنگین ارزوئیه - دولت‌آباد است (نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارزوئیه؛ (شکل ۱) [۱۸-۲۰]. سه گروه سنگی متفاوت شامل سنگ‌های فرامافیک، مافیک، و دگرگونی در مجموعه وجود دارند. سنگ‌های فرامافیک بیشتر شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت هستند. سنگ‌های مافیک شامل گابرو و بازالت بوده و سنگ‌های دگرگونی بیشتر از نوع کلریت-شیست، موسکویت‌شیست، آمفیبول‌شیست و سرپانتینیت‌ها هستند. دونیت‌ها پس از هارزبورژیت‌ها بیشترین حجم را در توالی فرامافیکی منطقه دارند و در مجموعه مورد بررسی، درون پیکره‌های هارزبورژیتی به صورت توده‌ای، پراکنده شده‌اند (شکل ۲ الف). گاهی در مجموعه‌های افیولیتی، پدیده‌های دگرگونی و زمین‌ساختی شناسایی رابطه پدیدوتیت‌ها با سنگ میزبان را دشوار می‌سازد [۲۱]، چنان که به دلیل گسل خوردگی فراوان رابطه اولیه دونیت‌ها با هارزبورژیت‌های منطقه نیز به سختی قابل تشخیص است. این سنگ‌ها در نمونه دستی در صورت هوازدگی، دارای رنگ زرد روشن و در سطح غیر هوازده دارای رنگ سبز زیتونی هستند و گاهی به شدت سرپانتینی شده‌اند (شکل ۲ ب). البیون‌های موجود در دونیت‌ها در هم قفل شده و زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند به طوری که کانی‌ها در سطح سنگ به‌صورت بلورهای منفرد قابل تشخیص نیستند و تنها گاهی می‌توان بلورهای ریز و سیاه‌رنگ اسپینل را به‌صورت پراکنده در سطح سنگ مشاهده کرد.

روش بررسی

پس از بررسی‌های دقیق، از واحدهای دونیتی منطقه، نمونه‌هایی مناسب با کمترین آثار دگرسانی انتخاب شدند. حدود ۵۰ نمونه از این سنگ‌ها آماده شده و مقطع نازک میکروسکوپی از آن‌ها تهیه گردید. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، از ۵ نمونه از دونیت‌ها مقطع نازک صیقلی تهیه شد و با ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL-JXA- 8600 M، با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV، جریان پرتوی 20 nA و زمان جریان تا ۱۰ ثانیه، در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاگاماتا ژاپن تجزیه گردیدند. در مجموع، حدود ۲۰۰ نقطه از این مقاطع تجزیه شدند که در این پژوهش تنها از داده‌های ۴۰ نقطه (۲۰ نقطه البیون و ۲۰ نقطه اسپینل) استفاده شد. سرانجام بر پایه نتایج به دست آمده فرمول ساختاری کانی‌ها محاسبه شد.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه آبگرم برگرفته از نقشه چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰۰۰ از ژوئیه [۲۰].



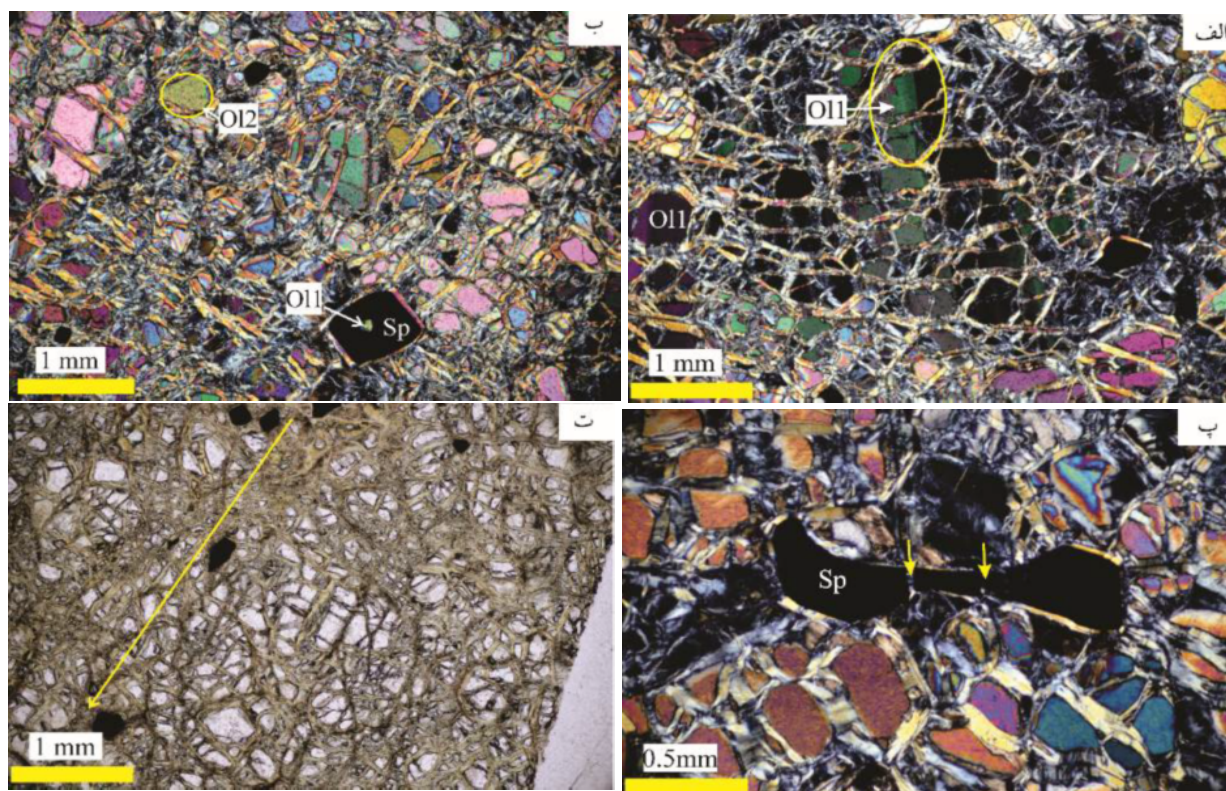
شکل ۲ الف) توده‌های دونیتی پراکنده در هارزبورژیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم (دید به سمت شمال)؛ ب) نمایی نزدیک از تراکم شکستگی‌ها و تشدید پدیده سرپانتینیتی شدن در دونیت‌های منطقه.

سنگ‌نگاری

از نظر سنگ‌نگاری، هارزبورژیت‌های منطقه آبگرم دارای ۷۰ تا ۸۵ درصد حجمی الیوین، ۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی ارتوپیروکسن و کمتر از ۳ درصد حجمی اسپینل هستند. افزون بر کانی‌های موجود، می‌توان تا حدود یک درصد کلینوپیروکسن نیز درون این سنگ‌ها مشاهده کرد. هارزبورژیت‌ها، شواهدی چون خردشدگی بلورها، ماکل مکانیکی و خاموشی موجی را در خود ثبت کرده‌اند که نشانگر وابستگی آن‌ها به گوشته بالایی و قرار گرفتن در شرایط دما و فشار بالا است. لرزولیت‌ها دارای حجم بسیار کمتری نسبت به هارزبورژیت‌ها هستند و به‌صورت تپه‌های قرمز تا نارنجی رنگ در کرانه منطقه مورد بررسی رخنمون یافته‌اند. ترکیب متوسط مودال لرزولیت‌ها شامل ۷۰ تا ۷۵ درصد الیوین، ۱۵ تا ۲۰ درصد کلینوپیروکسن و حدود ۱۰ درصد ارتوپیروکسن است. کروم اسپینل نیز به عنوان کانی فرعی با فراوانی کمتر از ۲ درصد در نمونه‌ها وجود دارد. لرزولیت‌ها مانند هارزبورژیت‌ها شواهدی چون خردشدگی

بلورها، ماکل مکانیکی و خاموشی موجی را در خود ثبت کرده‌اند که نشانگر وابستگی آن‌ها به گوشته بالایی و تجربه شرایط دما و فشار بالاست. این سنگ‌ها به علت حضور کمتر کانی الیوین، اغلب کمتر از هارزبورژیت‌ها سرپانتینی شده‌اند و بافت کلی آنها دانه ای اولیه تا پورفیری آواری است.

الیوین کانی اصلی تشکیل دهنده دونیت‌هاست و بیشتر از ۹۷ درصد از حجم آنها را تشکیل می‌دهد. اسپینل نیز تنها کانی فرعی موجود در آنها بوده و فراوانی حدود ۱ تا ۳ درصد را داراست. بافت اصلی موجود در این سنگ‌ها دانه‌ای ناهمسان دانه است و در نمونه‌های به شدت سرپانتینی شده، بافت مشبک دیده می‌شود که پیامد تجزیه الیوین به سرپانتین است [۲۴-۲۲] (شکل ۳ ت). گاهی در افیولیت‌ها، بافت مشبک در سنگ‌های فرامافیک حفظ شده است و در مرکز سنگ‌ها و دورتر از مناطق گسلی نیز به چشم می‌خورد [۲۵]. همچنین، این پدیده در اثر دگرسانی پریدوتیت‌های گوشته‌ای در دمای پایین و در شرایط آبدار و نیز زمین‌ساختی ایجاد می‌شود [۲۶].



شکل ۳ الف) الیوین‌های نسل اول که دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی هستند ؛ ب) نسل دوم الیوین‌ها به همراه میانبار الیوین نسل اول ؛ پ) شکستگی‌های موازی اسپینل‌ها که با سرپانتین پر شده‌اند ؛ ت) بافت مشبک در دونیت‌های به شدت سرپانتینی شده و به صف شدگی جزئی اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها . (تصاویر الف، ب و پ در نور متقاطع و تصویر ت در نور ساده ثبت شده است). نشانه‌های اختصاری برگرفته از کرتز [۲۷] است. (Sp: اسپینل و Ol: الیوین).

قطر الیوین‌ها ۳ تا ۵ میلیمتر است. مرز بین بلورها را می‌توان با توجه به شدت دگرسانی بالا از روی خاموشی موجی آن‌ها نسبت به هم تشخیص داد. الیوین‌های موجود در دونیت‌ها از دو نوع دارای آثار دگرشکلی و ماکل مکانیکی و بدون آثار دگرشکلی هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). مرز این دو گروه از الیوین‌ها به صورت منحنی است. اسپینل موجود در دونیت‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و سیاه‌رنگ است و در مرز بلورهای الیوین یا در میان آن‌ها وجود دارند و گاهی دربردارنده میان‌بارهایی از الیوین نیز هستند (شکل ۳ ب). بعضی از این کانی‌ها دارای شکستگی‌های موازی هستند که گاهی توسط کانی‌های ثانویه مانند سرپانتین پر شده‌اند (شکل ۳ پ). آنها گاهی نیز به صف‌شدگی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳ ت).

بحث

شیمی ۲۰ نقطه از کانی‌های الیوین ۲۰ نقطه از اسپینل‌ها در دونیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم بررسی شد که نتایج آن‌ها به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. الیوین: الیوین از مهم‌ترین کانی‌هایی است که نقش مهمی در شکل‌گیری ماگما

دارد و با استفاده از ترکیب شیمیایی آن می‌توان موارد مربوط به سنگ‌زایی و ویژگی‌های زمین‌ساختی ماگما را بررسی نمود [۲۸]. الیوین فراوانترین کانی موجود در دونیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم است. مقدار فورستريت در این کانی‌ها از ۹۰/۸۴ تا ۹۱/۲۷ درصد وزنی تغییر می‌کند. همچنین، در این کانی‌ها مقادیر MgO و NiO به ترتیب از ۰/۲۹ تا ۰/۳۸ و ۴۹/۵۷ تا ۵۰/۲۵ درصد وزنی متغیر است. مقدار عدد منیزیم ($100 \text{ Mg}(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \text{ Mg\#}$) در این الیوین‌ها ۹۱/۳۸ - ۹۰/۹۵ محاسبه شد. بر پایه شکل‌های ۴ الف و ب [۲۹-۳۱]، الیوین‌های موجود در دونیت‌ها با $\text{Mg\#}$ بالا ویژگی پریدوتیت‌های دیرگداز را دارند و نشان دهنده برآمدن دونیت‌ها با درجه‌های بالای ذوب هستند به طوری که سنگ ناشی از واکنش مذاب با پریدوتیت اولیه است. طی این واکنش، کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌های موجود در سنگ ذوب شده‌اند و الیوین باقی مانده است، زیرا الیوین فاز گوشته‌ای کمتر حساس نسبت به فرآیندهای ذوب بخشی است.

جدول ۱ نتایج تجزیه الیوین‌های (Ol) موجود در دونیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم (بر حسب درصد وزنی). موقعیت نمونه مورد بررسی ($28^{\circ} 12' 07'' \text{N}$, $56^{\circ} 29' 70'' \text{E}$) است.

نمونه	۱-۱۳M-	۱-۱۳M-	۱-۱۳M-	۱-۱۳M-	۱-۱۳M-	۸-۱۳M-	۸-۱۳M-	۸-۱۳M-	۸-۱۳M-	۸-۱۳M-
فاز	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
نوع سنگ	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du
SiO_2	۴۰/۹۸	۴۰/۵۵	۴۰/۴۰	۴۱/۱۱	۴۰/۶۹	۴۱/۱۰	۴۰/۳۷	۴۰/۷۰	۴۱/۲۷	۴۰/۷۹
TiO_2	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Al_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۸/۶۵	۸/۴۷	۸/۴۶	۸/۵۲	۸/۷۲	۸/۶۸	۸/۷۱	۸/۹۱	۸/۶۶	۸/۶۱
MnO	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۲
MgO	۴۹/۷۵	۵۰/۲۶	۵۰/۲۵	۴۹/۷۴	۴۹/۹۷	۴۹/۸۳	۵۰/۲۵	۵۰/۱۴	۴۹/۸۵	۴۹/۸۴
NiO	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳۵
CaO	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۸
مجموع	۱۰۰/۱۲	۱۰۰/۰۴	۱۰۰/۰۵	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۵۲	۱۰۰/۵۴	۱۰۰/۶۰	۱۰۰/۱۴
Si	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰	۱/۰۰
Fe^{2+}	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸
Fe^{3+}	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
Mg	۱/۸۱	۱/۸۳	۱/۸۴	۱/۸۱	۱/۸۲	۱/۸۱	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۸۱	۱/۸۲
مجموع	۳/۰۰	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۰
Mg#	۹۱/۰۸	۹۱/۳۶	۹۱/۳۷	۹۱/۲۳	۹۱/۰۸	۹۱/۱۰	۹۱/۱۴	۹۰/۹۴	۹۱/۱۲	۹۱/۱۷
Fo	۹۰/۹۹	۹۱/۲۷	۹۱/۲۶	۹۱/۲۳	۹۰/۹۹	۹۱/۰۰	۹۱/۰۳	۹۰/۸۴	۹۱/۰۱	۹۱/۰۵
Fa	۸/۹۱	۸/۶۳	۸/۶۲	۸/۷۵	۸/۹۱	۸/۸۹	۸/۸۵	۹/۰۵	۸/۸۷	۸/۸۲

Du : دونیت

ادامه جدول ۱

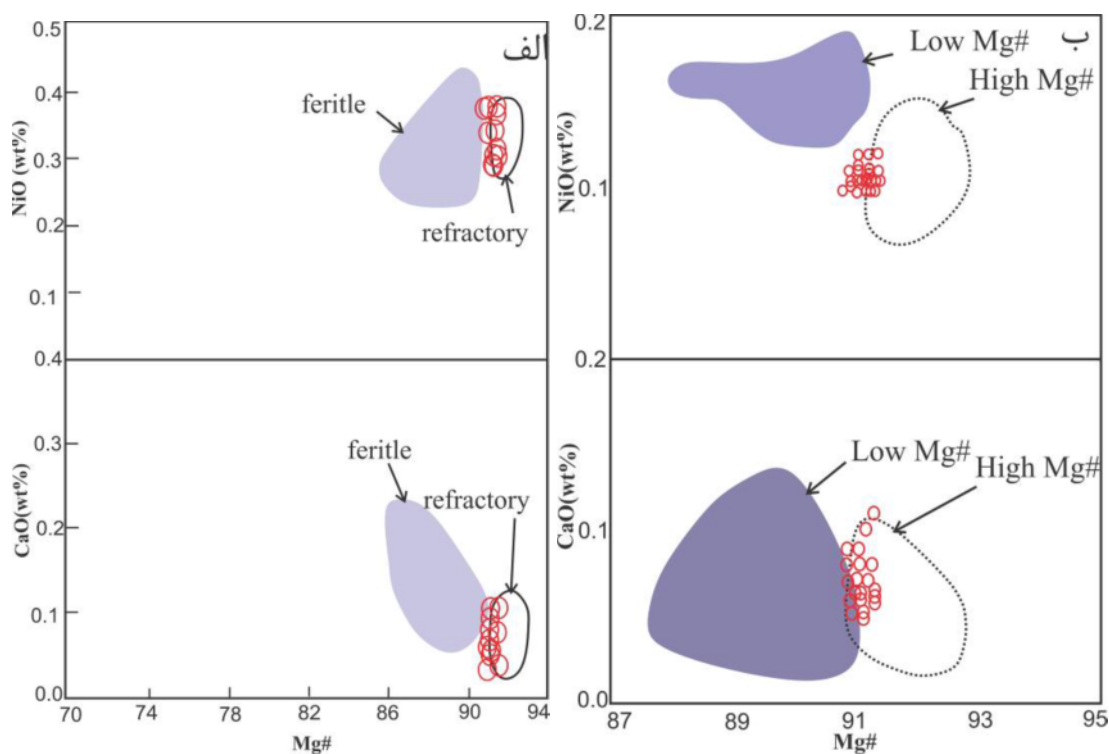
نمونه	M-۱۳-۸	M-۱۳-۸	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰
فاز	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
نوع سنگ	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du
SiO ₂	۴۱٫۱۷	۴۱٫۰۶	۴۱٫۰۸	۴۱٫۰۲	۴۰٫۷۵	۴۰٫۳۶	۴۰٫۲۸	۴۰٫۷۲	۴۱٫۰۵	۴۱٫۰۲
TiO ₂	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱
FeO	۸٫۶۹	۸٫۹۰	۸٫۷۱	۸٫۴۵	۸٫۸۸	۸٫۸۹	۸٫۹۱	۸٫۴۵	۸٫۴۵	۸٫۶۶
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲
MgO	۴۹٫۶۴	۵۰٫۲۳	۴۹٫۹۴	۵۰٫۰۸	۴۹٫۷۵	۵۰٫۱۱	۵۰٫۲۳	۵۰٫۲۳	۴۹٫۵۸	۴۹٫۸۷
NiO	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۴	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۸
CaO	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۸
مجموع	۱۰۰٫۲۹	۱۰۰٫۹۲	۱۰۰٫۴۱	۱۰۰٫۲۲	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۲۴	۱۰۰٫۰۴	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۸	۱۰۰٫۲۹
Si	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۱٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۸
Fe ³⁺	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Mg	۱٫۸۰	۱٫۸۲	۱٫۸۱	۱٫۸۲	۱٫۸۱	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۱	۱٫۸۱
مجموع	۳٫۰۰	۳٫۰۱	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Mg#	۹۱٫۰۶	۹۰٫۹۶	۹۱٫۰۹	۹۱٫۳۵	۹۰٫۹۰	۹۰٫۹۵	۹۰٫۹۵	۹۱٫۳۸	۹۱٫۱۹	۹۱٫۱۲
Fo	۹۰٫۹۵	۹۰٫۸۶	۹۰٫۹۸	۹۱٫۲۴	۹۰٫۸۱	۹۰٫۸۵	۹۰٫۸۵	۹۱٫۲۷	۹۱٫۰۹	۹۱٫۰۱
Fa	۸٫۹۳	۹٫۰۳	۸٫۹۰	۸٫۶۳	۹٫۰۹	۹٫۰۴	۹٫۰۴	۸٫۶۱	۸٫۸۰	۸٫۸۶

جدول ۲ نتایج تجزیه اسپینل های (Sp) موجود در دونیت های مجموعه فرامافیک آبگرم.

نمونه	M-۱۳-۱	M-۱۳-۱	M-۱۳-۱	M-۱۳-۱	M-۱۳-۱	M-۱۳-۸	M-۱۳-۸	M-۱۳-۸	M-۱۳-۸	M-۱۳-۸
فاز	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
نوع سنگ	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du
TiO ₂	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۱۹
Al ₂ O ₃	۲۲٫۱۴	۲۲٫۵۸	۲۲٫۷۹	۲۲٫۵۷	۲۲٫۱۹	۲۲٫۷۰	۲۲٫۱۰	۲۲٫۱۹	۲۲٫۲۲	۲۲٫۱۴
V ₂ O ₅	۰٫۱۰	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۸	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۱۱	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۳۵
Cr ₂ O ₃	۴۳٫۵۰	۴۳٫۳۵	۴۳٫۵۷	۴۳٫۱۲	۴۳٫۱۵	۴۳٫۱۰	۲۲٫۴۰	۴۲٫۴۵	۴۲٫۹۰	۴۲٫۸۵
FeO	۲۳٫۲۸	۲۳٫۴۰	۲۲٫۹۹	۲۲٫۹۸	۲۲٫۹۷	۲۲٫۹۰	۲۲٫۷۶	۲۳٫۰۱	۲۳٫۰۲	۲۳٫۰۱
MnO	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۱۷
MgO	۱۰٫۳۴	۱۰٫۲۴	۱۰٫۵۷	۱۰٫۴۴	۱۰٫۵۷	۱۰٫۴۱	۱۰٫۹۷	۱۰٫۵۸	۱۱٫۰۹	۱۱٫۰۳
NiO	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۰
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲
مجموع	۱۰۰٫۴۸	۱۰۰٫۶۰	۱۰۰٫۱۳	۱۰۰٫۲۲	۱۰۰٫۱۰	۱۰۰٫۱۶	۹۹٫۲۸	۹۹٫۳۴	۱۰۰٫۴۱	۱۰۰٫۱۵
Ti ⁴⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ³⁺	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۲	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۱
Cr ³⁺	۱٫۰۸	۱٫۰۷	۱٫۰۵	۱٫۰۶	۱٫۰۷	۱٫۰۶	۱٫۰۵	۱٫۰۶	۱٫۰۵	۱٫۰۶
Fe ²⁺	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۴۹
Fe ³⁺	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱
Mn ²⁺	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg ²⁺	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۵۱	۰٫۵۱
مجموع	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Mg#	۴۸٫۳۵	۴۷٫۷۲	۴۹٫۲۵	۴۸٫۶۵	۴۹٫۴۲	۴۸٫۵۲	۵۱٫۴۷	۴۹٫۷۲	۵۱٫۴۲	۵۱٫۳۲
Cr#	۵۶٫۸۵	۵۶٫۲۸	۵۵٫۶۰	۵۶٫۱۶	۵۶٫۵۹	۵۶٫۰۱	۵۶٫۲۶	۵۶٫۱۹	۵۶٫۳۱	۵۶٫۳۸

ادامه جدول ۲

نمونه	M-۱۳-۸	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰	M-۱۳-۱۰
فاز	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
نوع سنگ	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du
TiO ₂	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۱
Al ₂ O ₃	۲۲/۵۸	۲۲/۶۵	۲۲/۷۱	۲۲/۵۲	۲۲/۷۵	۲۲/۷۰	۲۲/۶۸	۲۲/۷۰	۲۲/۷۸	۲۲/۶۷
V ₂ O ₅	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۷
Cr ₂ O ₃	۴۲/۵۶	۴۲/۴۵	۴۲/۴۶	۴۲/۲۷	۴۲/۳۹	۴۲/۸۱	۴۲/۳۸	۴۲/۴۰	۴۲/۲۹	۴۲/۳۰
FeO	۲۳/۰۰	۲۲/۹۸	۲۲/۸۹	۲۳/۰۰	۲۳/۰۱	۲۲/۵۴	۲۳/۰۲	۲۳/۰۵	۲۳/۱۲	۲۳/۱۰
MnO	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۱
MgO	۱۱/۰۱	۱۱/۰۲	۱۰/۹۹	۱۱/۰۸	۱۱/۰۰	۱۱/۰۱	۱۰/۸۷	۱۱/۰۵	۱۱/۰۳	۱۱/۰۸
NiO	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۰
CaO	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۱۰۰/۱۷	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۲۷	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۰۷
Ti ⁴⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ³⁺	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳
Cr ³⁺	۱/۰۵	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۵	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۴
Fe ²⁺	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۸
Fe ³⁺	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۲
Mn ²⁺	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Mg ²⁺	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱
مجموع کاتیون	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Mg#	۵۱/۱۷	۵۱/۲۱	۵۱/۰۸	۵۱/۶۵	۵۱/۱۱	۵۱/۲۷	۵۰/۶۵	۵۱/۳۵	۵۱/۱۴	۵۱/۴۵
Cr#	۵۵/۸۳	۵۵/۶۹	۵۵/۶۰	۵۵/۷۲	۵۵/۵۴	۵۵/۸۴	۵۵/۶۱	۵۵/۶۰	۵۵/۴۵	۵۵/۵۸



شکل ۴ الف) عدد منیزیم نسبت به NiO درصد وزنی CaO برای الیوین موجود در دونیت‌های منطقه آبگرم. گستره پریدوتیت‌های بارور و پریدوتیت‌های دیرگداز برگرفته از مراجع [۲۹-۳۱] است؛ ب) عدد منیزیم Mg# نسبت به درصد وزنی MnO و CaO برای الیوین موجود در دونیت‌های منطقه آبگرم.

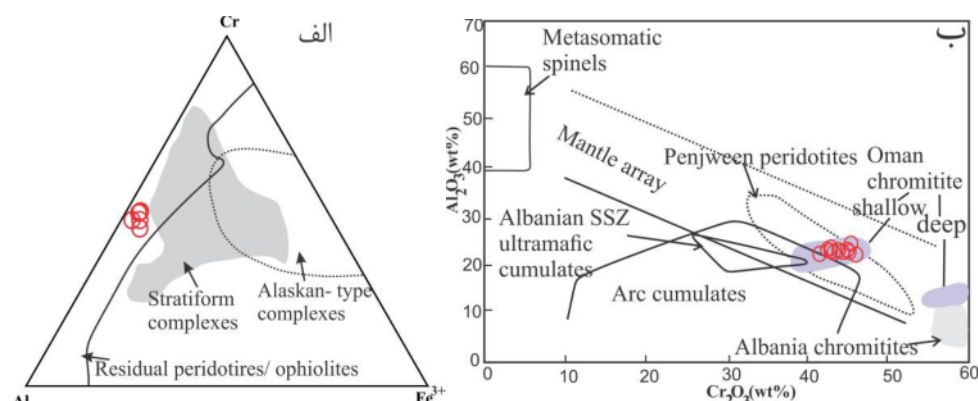
اسپینل: پژوهش‌ها نشان می‌دهد که کانی اسپینل شاخص سنگ‌زایی حساسی برای بررسی ترکیب شیمیایی ماگمای مادر محسوب می‌شود، زیرا این کانی در برابر تغییرات شیمیایی پس از جایگیری ماگما مقاومت بالایی [۳۲]. افزون بر این، ترکیب شیمیایی کروم اسپینل اطلاعات ارزشمندی را در مورد محیط زمین‌ساختی تشکیل پریدوتیت‌ها فراهم می‌آورد [۳۴، ۳۳].

بنابراین، برای بررسی سنگ‌های قدیمی و دگرسان شده، استفاده از شیمی این کانی مناسب است. همچنین، این کانی می‌تواند برای فهم فرآیندهای موثر بر سنگ مفید باشد، به طوری که $Cr\#$ اسپینل‌ها می‌تواند به عنوان یک نشانگر در تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها استفاده گردد [۳۵]. همچنین داده‌های مربوط به ترکیب شیمیایی اسپینل نیز می‌تواند برای تفکیک محیط‌های زمین‌شناسی مجموعه‌های افیولیتی به کار روند [۳۶]. اسپینل‌های موجود در دونیت‌های مجموعه آبگرم دارای $۴۲/۲۷$ تا $۴۳/۵۰$ درصد وزنی Cr_2O_3 و $۲۲/۱۴$ تا $۲۲/۷۱$ درصد وزنی Al_2O_3 هستند. مقدار $Cr\#$ و $Mg\#$ در این کانی‌ها به ترتیب $۵۵/۴۵$ تا $۵۶/۸۵$ و $۴۸/۳۵$ تا $۵۱/۶۵$ است. بررسی ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این پریدوتیت‌ها ماهیت تپی شده دارند (شکل ۵ الف) [۳۷]. همچنین، بر پایه در نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 در شکل ۵ ب [۳۸-۴۰]، این اسپینل‌ها در گستره آرایه گوشته‌ای قرار دارند. مقادیر بالای فورستريت در الیون‌های موجود در دونیت‌ها می‌تواند نشان دهنده وابستگی این سنگ‌ها به گوشته باشد [۴۱]. به افزون بر این، کانی اسپینل از جمله فازهای تشکیل‌دهنده پریدوتیت‌های گوشته‌ای است که مقاومت بسیاری در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهد و از مقادیر $Cr\#$ ، $Mg\#$ و TiO_2 موجود در اسپینل‌ها می‌توان تعیین خاستگاه و تاریخچه پریدوتیت‌ها استفاده کرد [۴۲]. بر پایه بررسی‌های کامنتسکی و همکاران [۴۲]، کروم اسپینل‌های با مقادیر کم $Cr\#$ و TiO_2 و مقدار بالای Al_2O_3 از یک گدازه با ترکیب بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) متبلور شده‌اند، در حالیکه با مقدار $Cr\#$ بالا نشانگر تبلور اسپینل‌ها از گدازه‌های بونینیتی و بیانگر محیط زمین‌ساختی فرفرورانشی است. برای پی بردن به خاستگاه دونیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم، ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها و الیون‌های موجود در این سنگ‌ها در نمودارهای مختلف رسم شد. در شکل ۶ الف [۴۳]، کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌های مجموعه افیولیتی آبگرم، در گستره پسماندی قرار داشته و ماهیت تفاله‌ای دارند. دونیت‌های منطقه به صورت توالی‌های نامنظم در هارزبورژیت‌ها وجود دارند. آن‌ها در اثر تقابل ماگمای بازالتی سیلیسی

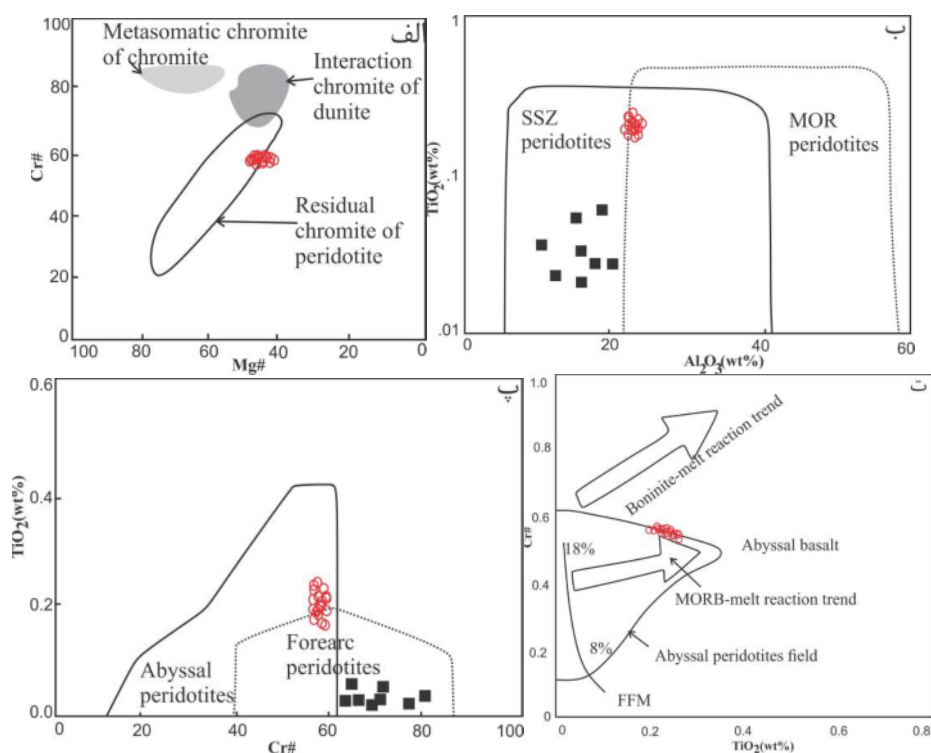
(MORB) صعودی با پریدوتیت‌های میزبان در گوشته بالایی (مرز گوشته و پوسته)، که همان هارزبورژیت‌های تپی شده هستند، ایجاد شده‌اند (دونیت‌های واکنشی)؛ در فشار پایین قابلیت حل فازهای غنی از سیلیکا ($Opx+Cpx$) در بازالت افزایش می‌یابد و بنابراین مذاب‌های بالارونده باعث حل پیروکسن و تهنشت الیون شده و با افزایش حجم مذاب، دونیت تشکیل می‌شود [۴۴]. وجود برخی شواهد از جمله قطع شدن اسپینل‌ها توسط رگه‌های سرپانتین، وجود الیون‌های با خاموشی موجی، حضور الیون درون اسپینل‌ها و وجود الیون‌هایی با شکستگی‌های فراوان و الیون‌های نوشکفتی می‌تواند تاییدی بر این امر باشند. پریدوتیت‌هایی با ویژگی‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و نیز جزایر کماتی افیولیت‌های ابرفرورانشی SSZ نامیده می‌شوند. بر پایه نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 (شکل ۶ ب) [۴۵]، اسپینل‌های مورد بررسی در گستره مشترک پریدوتیت‌های SSZ و آبیسال قرار دارند. پریدوتیت‌های SSZ تظاهر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ساختاری در واحدهای پوسته و گوشته بالایی و اغلب نشان دهنده گسترش پیش‌رونده یک سنگ کره اقیانوسی قدیمی در مراحل مختلف از دگرگونی چرخه ویلسون در کرانه اقیانوسی هستند [۴۴]. براساس نمودار $Cr\#$ نسبت به TiO_2 (شکل ۶ پ) [۴۶-۵۰]، نمونه‌های مورد بررسی تقریباً در گستره مشترک پریدوتیت‌های آبیسال و جلوی قوس واقع هستند، در حالیکه ارتباط $Cr\#$ و TiO_2 (شکل ۶ ت) [۵۱] نشان می‌دهد که دونیت‌ها در گستره پریدوتیت‌های آبیسال واقع شده‌اند این داده‌ها یک جایگاه زمین‌ساختی میان مورب و قوسی را برای دونیت‌های آبگرم نشان می‌دهند و به این امر اشاره دارند که این پریدوتیت‌ها در یک محیط مورب تشکیل شده و در دوره بعد، در اثر مذاب‌ها و سیال‌ها در یک محیط ابر فرورانشی تغییر می‌یابند [۵۳، ۵۲]. بنابراین، بر پایه داده‌های مربوط به پریدوتیت‌های مجموعه آبگرم، این پریدوتیت‌ها ویژگی‌های یک محیط اقیانوسی جوان بالای پهنه فرورانش (حوضه پشت قوسی) را دارند و رخداد‌های سنگ‌شناسی و سنگ‌شناسی‌های ویژه این محیط را در خود ثبت کرده‌اند. به این ترتیب و با توجه به موقعیت زمین‌شناسی آمیزه افیولیتی اسفندقه - حاجی آباد که در لبه شمالی و شمال شرقی رورانگی زاگرس قرار دارد، به نظر می‌رسد که در این منطقه، فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی [۵۴] به سمت شمال و شمال شرق بوده است همچنین حوضه پشت قوسی ایجاد شده می‌تواند شاخه جنوبی و جنوب شرقی نئوتتیس بوده باشد که پس از بسته‌شدن، بقایای آن امروزه به صورت آمیزه رنگین

منطقه اسفندقه (چون صوغان و آبدشت، سیخوران و ده شیخ) نیز دیده شده‌اند. در واقع، شواهد ارائه شده در این پژوهش بیانگر وجود منطقه‌ای برای مجموعه آبگرم است که ویژگی‌های MORB و نیز منطقه بالای فروانش را دارد و می‌تواند یک حوضه پشت قوس باشد.

اسفندقه-حاجی آباد، در منطقه رخنمون دارند. طی ایجاد آمیزه رنگین در محیط همگرا، بخش‌هایی از پریدوتیت‌های سنگ کره اقیانوسی مانند مجموعه آبگرم بصورت مجموعه‌های پریدوتیتی یکدست، به همراه سرپانتینیت‌ها و واحدهای دیگر آمیزه رنگین، به سمت بالا حرکت می‌کنند. چنین توده‌هایی در



شکل ۵ الف) ترکیب کروم اسپینل‌ها در نمودار سه‌تایی Cr, Al و Fe^{۳۷}؛ ب) نمودار درصد وزنی Cr₂O₃ نسبت به Al₂O₃ برای شناسایی خاستگاه اسپینل‌ها [۳۸]. (گستره کرومیتیت‌های عمان و پنجوبین به ترتیب برگرفته از مراجع [۳۹، ۴۰] هستند).



شکل ۶ الف) نمودار Cr# نسبت به Mg# [۴۲]؛ ب) نمودار درصد وزنی TiO₂ نسبت به درصد وزنی Al₂O₃ در اسپینل‌ها برای شناسایی محیط زمین‌ساختی دونیت‌های مجموعه فرامافیک آبگرم. گستره‌های بالای پهنه فروانش و پشته‌های میان اقیانوسی برگرفته از مرجع [۴۱] هستند. (مربع سیاه: پریدوتیت‌های افیولیت گولمن در جنوب شرق ترکیه [۴۵])؛ پ) نمودار Cr# نسبت به درصد وزنی TiO₂ در اسپینل برای کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه. گستره پریدوتیت‌های آبیسال برگرفته از مرجع [۳۵، ۵۰] و گستره پریدوتیت‌های جلو قوس از مراجع [۴۶-۴۹] هستند. (مربع سیاه: پریدوتیت‌های افیولیت گولمن در جنوب شرق ترکیه [۴۵])؛ ت) درصد وزنی TiO₂ نسبت به عدد کروم برای اسپینل‌های مورد بررسی، گستره‌ها برگرفته از مرجع [۵۱] هستند.

برداشت

سه گروه سنگی متفاوت فرامافیک، مافیک، و دگرگونی در مجموعه آبگرم وجود دارد. سنگ‌های اولترامافیک بیشتر در قالب هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت هستند دونیت‌های موجود در مجموعه فرامافیک آبگرم پس از هارزبورژیت‌ها بیشترین فراوانی را دارند و دربردارنده ذخایر کرومیتیت هستند. این سنگ‌ها شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری ویژه‌ای از جمله وجود نسل‌های مختلفی از کانی‌ها و خاموشی موجی و ماکل مکانیکی را در خود ثبت کرده‌اند. این موارد نشان می‌دهد که دونیت‌ها نخست در گوشته بالایی دچار دگرگونی‌ها و دگرشکلی‌های دما و فشار بالا شده و سپس در شرایط پوسته‌ای به تعادل رسیده‌اند. داده‌های تجزیه شیمیایی کانی‌ها در مجموعه فرامافیک آبگرم نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در گستره آرایه گوشته‌ای قرار دارند. دونیت‌های منطقه آبگرم دیرگداز هستند و تهی شدگی بالا دارند و به احتمال بسیار در یک محیط گوشته‌ای زیر حوضه پشت قوس، در اثر واکنش مذاب‌های بازالتی حوضه پشت قوس با پریدوتیت‌ها ایجاد شده‌اند. با توجه به موقعیت زمین‌شناسی مجموعه آبگرم و نزدیک بودن آن به روراندگی زاگرس، این مجموعه مانند دیگر مجموعه‌های موجود در منطقه اسفندقه، به طور گسترده در معرض مذاب‌های بالارو قرار گرفته است و می‌توان این توده را بخشی از سنگ کره اقیانوسی و وابسته به شاخه‌هایی از نئوتتیس در نظر گرفت.

قدردانی

بر خود لازم میدانیم که به این وسیله از زحمات پروفیسور ناکاشیما کازویو از دانشگاه یاگاماتا ژاپن برای انجام تجزیه‌های شیمیایی این پژوهش سپاسگزاری نماییم.

مراجع

- Composite Terrane in Mexico*", 11th Biennial meeting SGA (2011) Chile.
- [4] Piccardo G. B., "Mantle processes during ocean formation: petrologic records in peridotites from the Alpine-Apennine ophiolites", *Episodes* 26(3) (2003) 193-199.
- [5] Pomonis P. & Magganis A., "Petrogenetic Implications for Ophiolite Ultramafic Bodies from Lokris and Beotia (Central Greece) Based on Chemistry of Their Cr-spinels", *Geosciences* 7(1) (2017) 10.
- [6] Uysal İ., Zaccarini F., Garuti G., Meisel T., Tarkian M., Bernhardt H., Sadiklar M., "Ophiolitic chromitites from the Kahramanmaraş area, southeastern Turkey: Their platinum-group elements (PGE) geochemistry, mineralogy and Os-isotope signature", *Ophioliti* 32(2007) 151.
- [7] Boudier F., Nicolas A., "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments", *Earth and Planetary Science Letters* 76(1) (1985) 84-92.
- [8] Kubo K., "Dunite Formation Processes in Highly Depleted Peridotite: Case Study of the Iwanaiake Peridotite, Hokkaido, Japan", *Journal of Petrology* 43(3) (2002) 423-448.
- [9] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., "Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: An Empirical Study of Associated Olivine, Cr-Spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks", *Journal of Petrology* 42 (2001) 655-671.
- [10] Roeder P. L., Reynolds I., "Crystallisation of Chromite and Chromium Solubility in Basaltic Melts", *Journal of Petrology* 32 (1991) 909-934.
- [11] Ghasemi H., Derakhshi M., "Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran", *Iran J Crystallogr Mineral* 16 (2008) 227-224.
- [12] Elthon D., "Petrology of Gabbroic Rocks from The Mid-Cayman Rise Spreading Center", *Journal of Geophysical Research* 92 (1987) 658-682.
- [13] Ghasemi H., Juteau T., Bellon H., Sabzehei M., Whitechurch H., Ricou, L.E., "The mafic-ultramafic complex of Sikhoran (central Iran): a polygenetic ophiolite complex", *Comptes Rendus Geoscience* 334(6) (2002) 431-438.
- [14] Ahmadipour H., Sabzehei M., Emami M., Whitechurch H., Rastad E., "Soghan complex as an evidence for paleosspreading center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (south-east Iran)", (2003).
- [15] Najafzadeh A., Ahmadipour H., "Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of podiform chromitites and
- [1] Jonnalagadda M. K., Karmalkar N. R., Benoit M., Gregoire M., Duraiswami R. A., Harshe S., Kamble S., "Compositional variations of chromian spinels from peridotites of the Spontang ophiolite complex, Ladakh, NW Himalayas, India: petrogenetic implications", *Geosciences Journal* 23(6) (2019) 895-915.
- [2] Dare S. A. S., Pearce J. A., McDonald I., Styles M. T., "Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 -Cr# and Ga-Ti-FeIII systematics in chrome-spinel", *Chemical Geology* 261(3) (2009) 199-216.
- [3] Gonzelez-Jimenez J. M., Proenza J. A., Camprubí A., Centeno-García E., González-Partida E., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Pearson N. J., "Chromite deposits at Loma Baya: petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero

Listvenite formation in the Late Cretaceous ophiolites of eastern Iran", Lithos 352 (2020) 105307.

[26] Escuder-Virue J., Baumgartner P. O., "Structural evolution and deformation kinematics of a subduction-related serpentinite-matrix mélange, Santa Elena Peninsula, northwest Costa Rica", Journal of Structural Geology 66 (2014) 356-381.

[27] Kretz R. "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 227-279.

[28] Ghasemi H., Derakhshi M., "Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran", Iran Crystallography Mineral 16 (2008) 227-224.

[29] Zheng J., O'reilly S. Y., Griffin W. L., Lu, F., Zhang M., "Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong peninsula, Sino-Korean craton, eastern China", International Geology Review 40 (1998) 471-499.

[30] Zheng J. P., W. L. Griffin S. Yo O'Reilly C. M. Yu, H. F., Zhang N., Zhang M. "Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis", Geochimica et Cosmochimica Acta 71 (2007) 5203-5225.

[31] Zheng J., O'Reilly S. Y., Griffin W. L., Lu F., Zhang M., Pearson N. J., "Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: significance for lithosphere evolution", Lithos 57 (2001) 43-66.

[32] Senda R., Shimizu K., Suzuki K., "Ancient depleted mantle as a source of boninites in the Izu-Bonin-Mariana arc: evidence from Os isotopes in Cr-spinel and magnetite", Chemical Geology 439 (2016) 110-119.

[33] Ahmed A. H., "Highly depleted harzburgite-dunite-chromitite complexes from the Neoproterozoic ophiolite, south Eastern Desert, Egypt: a possible recycled upper mantle lithosphere", Precambrian Research 233 (2013) 173-192.

[34] Allahyari K., Sacconi E., Rahimzadeh B., Zeda O., "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 (2014) 312-328.

associated peridotites from the Soghan mafic-ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran", Ore Geology Reviews 60 (2014) 60-75.

[16] Peighambari S., Ahmadipour H., Stosch H.-G., & Daliran F., "Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran", Ore Geology Reviews 39(4) (2011) 245-264.

[17] Jannessary M. R., Melcher F., Lodziak J., Meisel T. C., "Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran", Ore Geology Reviews, 48 (2012) 278-305.

[18] Sabzehei, M. S., "Upper protozoic-Lower Paleozoic ultramafic-mafic association of south-east Iran, product of an ophiolitic magma of komatiitic affinity", International Ophiolite Symposium Abstracts (1998) Finland.

[19] Mohammadi M., Ahmadipour H., Moradian A., "Origin of Lherzolitic Peridotites in Ab-Bid Ultramafic Complex (Hormozgan Province); Products of Mantle Metasomatism or Partial Melting Processes?", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 29(1) (2018) 53-65.

[20] Sahandi M. R., Azizian H., Nazemzade M., Navazi M., Atapour H., "orzueiyeh 1/100000 Geological map. Geological Survey & Mineral exploration of Iran", Series, No. 7346 (2007).

[21] Parsons A. J., Zagorevski J. J. Ryan W. C., McClelland C. R., Van Staal M. J., Coleman M. L., "Petrogenesis of the Dunite Peak ophiolite, south-central Yukon, and the distinction between upper-plate and lower-plate settings: A new hypothesis for the late Paleozoic-early Mesozoic tectonic evolution of the Northern Cordillera." Bulletin 131 (2019) 274-298.

[22] Chaika I. F., Izokh A. E., "Dunites of the Inagli massif (Central Aldan), cumulates of lamproitic magma", Russian Geology and Geophysics 59 (2018) 1450-1460.

[23] Ghaseminejad F., Torabi Gh., "Petrography and mineral chemistry of wehrlites in contact zone of gabbro intrusions and mantle peridotites of the Naein ophiolite", (2015) 291-304.

[24] Nouri., Yoshihiro A., Azizi H., Tsuboi M., "Petrogenesis of the Harsin-Sahneh serpentinized peridotites along the Zagros suture zone, western Iran: new evidence for mantle metasomatism due to oceanic slab flux", Geological Magazine 156 (2019) 772-800.

[25] Boskabadi, A., Iain K., Pitcairn M., Leybourne I., Damon AH., Matthew J., Hadizadeh H., Nasiri Bezenjani R., Monazzami Bagherzadeh R., "Carbonation of ophiolitic ultramafic rocks:

- [44] Daines M. J., Kohlstedt D. L., "The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration", *Geophysical Research Letters* 21 (1994) 145-148.
- [45] Rizeli M. E., Beyarslan M., Wang K. L., Bingöl A. F., "Mineral chemistry and petrology of mantle peridotites from the Guleman ophiolite (SE Anatolia, Turkey): Evidence of a forearc setting", *Journal of African Earth Sciences* 123 (2016) 392-402.
- [46] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", *Mineralogical Magazine* 56 (1992) 173-184.
- [47] Bloomer S. H., Fisher R. L., "Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench: A non-accreting plate boundary", *The Journal of Geology* 95 (1987) 469-495.
- [48] Bloomer S. H., Hawkins J. W., "Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite", *GMS* 27 (1983) 294-317.
- [49] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125", *In Proceedings of the ocean drilling program, scientific results 125* (1992) 445-485.
- [50] Parkinson I. J., Pearce J. A., "Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting", *Journal of Petrology* (1998) 1577-1618.
- [51] Choi S. H., Shervais J. W., Mukasa S. B., "Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (2008) 551.
- [52] Jingsui Y., Fahui X., Guolin G., Fei L., Fenghua L., Songyong C., Liwen Z., "The Dongbo ultramafic massif: a mantle peridotite in the western part of the Yarlung Zangbo suture zone, Tibet, with excellent prospects for a major chromite deposit", *Acta Petrologica Sinica* 27 (2011) 3207-3222.
- [53] Xu D., Huang G., Lei Y., "Origin of the Xiugugabu ophiolite massif, SW Tibet: evidence from petrology and geochemistry", *Geotectonica et Metallogenia* 31 (2007) 490-501.
- [54] Moghadam H. S., Stern R. J., Chiaradia M., Rahgoshay M., "Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher-Baft ophiolite, central Iran", *Lithos* 168 (2013) 33-47.
- [35] Dick H. J., & Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas", *Contributions to mineralogy and petrology* 86 (1984) 54-76.
- [36] Mateus A., Figueiras J., "Chemical composition of Cr-spinels in deformed and metamorphosed ultramafic/mafic complexes from Portugal; can it be used as an ore-guide for Ni-Cu sulphide mineralizations", *In Actas II Congresso Ibérico de Geoquímica, XI Semana de Geoquímica, Lisboa, Portugal* (1984) 255-258.
- [37] Proenza J. A., Zaccarini F., Lewis J. F., Longo F., Garuti G., "Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic", *The Canadian Mineralogist* 45 (2007) 631-648.
- [38] Kepezhinskas K., Defant J., DruMmond S., "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 (1995) 1505-1527.
- [39] Rollinson H., "The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (2008) 273-288.
- [40] Aswad K. J., Aziz N. R., Koyi H. A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petro-tectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", *Geological magazine* 148 (2011): 802-818.
- [41] Garrido C. J., Bodinier, J.L., "Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotites: evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere", *Journal of petrology* 40 (1999) 729-754.
- [42] Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *Journal of Petrology* 42 (2001) 655-671.
- [43] Zhou M. F., Robinson P. T., Maples J., Li Z., "Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle", *Journal of Petrology* 37 (1996) 3-21.