

# استفاده از ژئوشیمی فلزات نوبل و ترکیب کانی‌شناسی پریدوتیت‌ها در تعیین پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس فرابازی رودان کرمان، جنوب ایران

علیرضا نجف‌زاده\*

<sup>۱</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۲۵

## چکیده

کمپلکس فرابازی رودان به سن پالئوزویک در منتهی‌الیه جنوب استان کرمان جای گرفته و از هارزبورژیت‌های توده‌ای (massive)، عدسی‌های کوچک تا متوسط دونیتی و مقادیر بسیار کمی از دایک‌های باریک الیون و بستری با درجه سرپانتینی شدن متوسط تشکیل یافته است. بافت گرانولار و پروتوگرانولار از جمله بافت‌های چیره در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌هاست و الیون، ارتوپروکسن و به میزان بسیار کمتری کلینوپروکسن و کروم‌اسپینل از جمله کانی‌های موجود در این سنگ‌ها به شمار می‌آیند. مقدار فورستریت الیون موجود در دونیت‌ها ( $Fe_{0.25}$ ) در مقایسه با هارزبورژیت‌ها ( $Fe_{0.91}$ ) کمی بالاتر است. مطالعات میکروپروب انجام شده در زمینه کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های رودان مقادیر متوسط  $Cr\#$  (۰/۳۳ تا ۰/۵۶)، مقادیر به نسبت بالای  $Mg\#$  (۰/۵۹ تا ۰/۷۵) و مقادیر بسیار پایین  $TiO_2$  (متوسط ۰/۰۱ درصد وزنی) را نشان می‌دهد. مقدار  $Fe^{3+}\#$  در کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان بسیار پایین ( $< ۰/۰۹$  درصد وزنی) و منعکس‌کننده تبلور در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن است. همچنین، بیشتر پریدوتیت‌های رودان از عناصر خاکی کمیاب (REE) به شدت تهی شده‌اند. در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان، مجموع عناصر گروه پلاتین بسیار پایین (متوسط ۲۵ppb) است و در مقایسه با کندریت‌ها بسیار تهی شده‌اند. الگوی PGE در دونیت‌ها تفریق نیافته و نسبت  $Pd_N/Ir_N$  در این سنگ‌ها به‌طور میانگین ۱/۰۲ است. در حالی که هارزبورژیت‌ها کمی شیب مثبت به همراه بی‌هنجاری مثبت کوچکی از  $Ru$ ،  $Pd$  و  $Au$  نشان می‌دهند و نسبت  $Pd_N/Ir_N$  در آنها بیش از ۲/۷۵ است. همچنین، الگوهای PGE به‌نحارجار شده با کندریت و گوشته اولیه در هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان به نسبت پهن است که قابل مقایسه با پریدوتیت‌های گوشته‌ای تهی شده هستند و درجات به نسبت بالای ذوب بخشی (۱۷ تا ۲۲ درصد) منبع گوشته‌ای را نشان می‌دهند. داده‌های شیمی کانی و ژئوشیمی فلزات نوبل نشان از آن دارد که هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی رودان ماهیت تفاله‌ای و دونیت‌ها ماهیت جانشینی دارند و از دید زمین‌ساختی در یک محیط جلوی کمان در بالای پهنه بالای مناطق فرورانش به وجود آمده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** پهنه بالای مناطق فرورانش، فلزات نوبل، کمپلکس فرابازی رودان، کرمان، جنوب ایران.

E-mail: a\_najafzadeh@pnu.ac.ir

\*نویسنده مسئول: علیرضا نجف‌زاده

## ۱- پیش‌نوشتار

شده توسط McCall (1985) از کمپلکس فرابازی رودان تهیه شد. همچنین به منظور انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل، ۴ نمونه از سنگ‌های پریدوتیت، دونیت و الیون و بستری با کمترین دگرسانی انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به کشور کانادا انتقال یافت و در بخش زمین‌شناسی دانشگاه ساسکاچوان به روش ICP-MS و توسط دستگاه Perkin-Elmer ELAN 9000 برای عناصر اصلی، فرعی و شماری از عناصر خاکی کمیاب تجزیه شد. به منظور بررسی شیمی کانی‌ها، شماری مقطع نازک صیقلی تهیه شد و پس از انجام پوشش کربنی، کانی‌های آنها توسط دستگاه میکروسوند الکترونی JEOL مدل JXA 8600 در دانشگاه ساسکاچوان کانادا با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵kv و جریان پروتو ۲۰ میکرومتر کانی‌های آنها مورد تجزیه میکروپروب قرار گرفت. زمان اندازه‌گیری برای اکسیدهای عناصر اصلی ۱۰ ثانیه و برای عناصر فرعی ۲۰ ثانیه در نظر گرفته و داده‌های خام با برنامه ZAF تصحیح شده‌اند. همچنین، تجزیه همه عناصر گروه پلاتین (Pd, Pt, Rh, Ru, Ir, Os) به همراه  $Ni$  و  $Au$  در ۵ نمونه از پریدوتیت‌ها و یک نمونه از پیروکسنیت‌های کمپلکس فرابازی رودان انجام شد.

## ۲- زمین‌شناسی

کمپلکس فرابازی رودان در جنوب ایران (جنوب استان کرمان و هم مرز با استان هرمزگان) و در بخش انتهایی پهنه دگرگونی سندانج-سیرجان، درون کمربند ملانژ افیولیتی جنوب باختر مکران جای گرفته است (شکل ۱- الف). بر پایه مطالعات McCall (1985) این منطقه بخشی از حاشیه جنوبی قطعه (sliver) سندانج-سیرجان/بجگان-دورکان است (شکل ۱- الف). به سوی جنوب این بلوک، یک کمپلکس آمیزه رنگین قرار دارد (شکل ۱- الف). کمپلکس فرابازی رودان با گسترش بیش از ۲۰ کیلومتر مربع، در شمال کمپلکس فرابازی سرخ‌بند قرار گرفته است و میان این دو را آمیزه‌های رنگین و آبرفت‌های

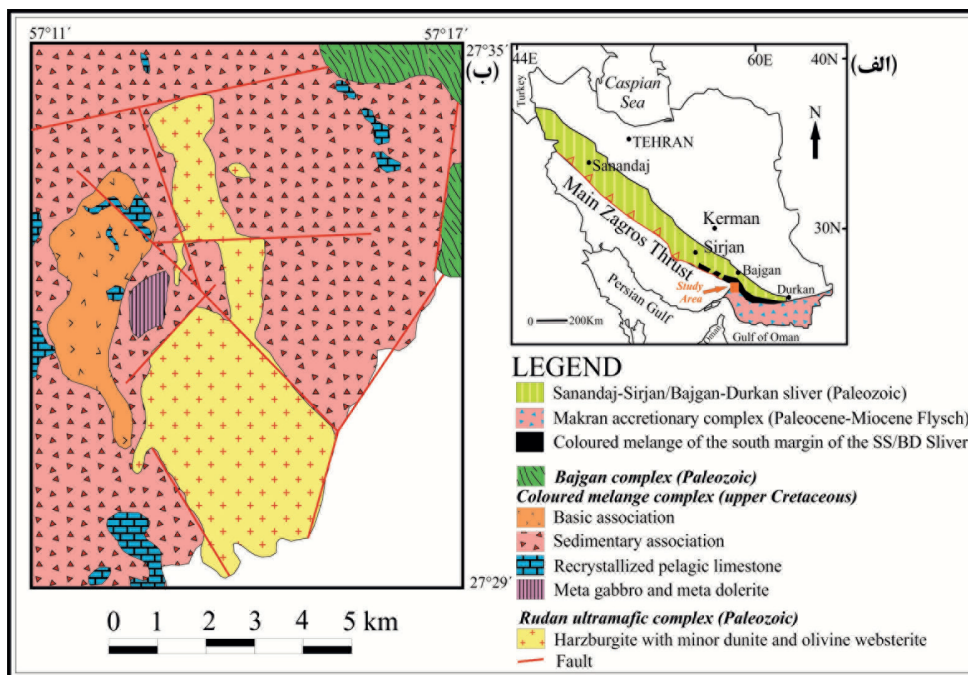
کمپلکس فرابازی رودان در منتهی‌الیه جنوب استان کرمان و هم مرز با استان هرمزگان جای دارد و به‌طور چیره از هارزبورژیت، دونیت و کمی الیون و بستری تشکیل یافته و هیچ‌گونه تمرکز اقتصادی کرومیتیت در آن دیده نشده است. تاکنون هیچ‌گونه مطالعه‌ای در زمینه توزیع فلزات نوبل (عناصر گروه پلاتین و طلا) و نیز استفاده از این عناصر در تعیین پتروژنز سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس رودان صورت نگرفته است. مطالعات انجام شده پیشین مبتنی بر مطالعات صحرایی است که به‌صورت اجمالی در گزارش مربوط به نقشه چهارگوش میناب به آن اشاره شده است (McCall, 1985)؛ اما تاکنون مطالعه‌ای در زمینه ترکیب ژئوشیمیایی کانی‌ها و نیز اهمیت پتروژنری توزیع فلزات نوبل در سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس یاد شده انجام نشده است. البته از مطالعات انجام شده چند سال اخیر در زمینه ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین در کرومیتیت‌های جنوب ایران می‌توان به جان‌ناری و ملچر (۱۳۹۰) اشاره کرد. مقاله حاضر اولین تفسیر جامع در زمینه فلزات نوبل و توزیع آنها در سنگ‌های فرابازی کمپلکس رودان است که دو هدف اصلی را دنبال می‌کند. اول آنکه با استفاده از شیمی کانی‌های کروم‌اسپینل، الیون و ارتوپروکسن موجود در سنگ‌های پریدوتیتی، منشأ و محیط زمین‌ساختی کمپلکس یاد شده تعیین شود. دوم آنکه با مطالعه توزیع فلزات نوبل در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها، ماهیت بخش گوشته سنگ‌کره‌ای در منطقه رودان و همچنین ماهیت این سنگ‌ها از دید تمرکز مقادیر اقتصادی از این عناصر مشخص شود.

## ۲- روش بررسی

به منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و اختصاصات ساختاری واحدهای سنگی، نمونه‌برداری سیستماتیک (۸۳ نمونه) برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی، آزمایش‌های تجزیه سنگ کل و شیمی کانی‌ها انجام و نقشه تکمیلی زمین‌شناسی بر پایه نقشه تهیه

(شکل ۱-ب). بیش از ۸۰ درصد از سنگ‌های کمپلکس فرابازی رودان را سنگ‌های هارزبورژیتی و بقیه را عدسی‌های دونیتی و کمی رگه‌های الیون مربوط به منطقه آمیزه رنگین (واحد بازی و واحد رسوبی) جای گرفته است.

دوران چهارم پوشانده‌اند و در بخش‌های شمال خاوری آن، تشکیلات مربوط به کمپلکس دگرگونی بجگان و در بخش‌های شمالی و باختری آن، تشکیلات مربوط به منطقه آمیزه رنگین (واحد بازی و واحد رسوبی) جای گرفته است.



شکل ۱- الف) موقعیت کمپلکس فرابازی رودان درون واحد آمیزه رنگین در انتهای جنوب خاوری قطعه میکروقاره‌ای سندج-سیرجان/بجگان-دورکان و نیز موقعیت پهنه‌های ساختاری اصلی مانند راندگی اصلی زاگرس؛ ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس فرابازی رودان و منطقه پیرامون آن (نقل از (McCall, 1985) با تغییرات).

#### ۴- سنگ‌نگاری

##### ۴-۱. هارزبورژیت

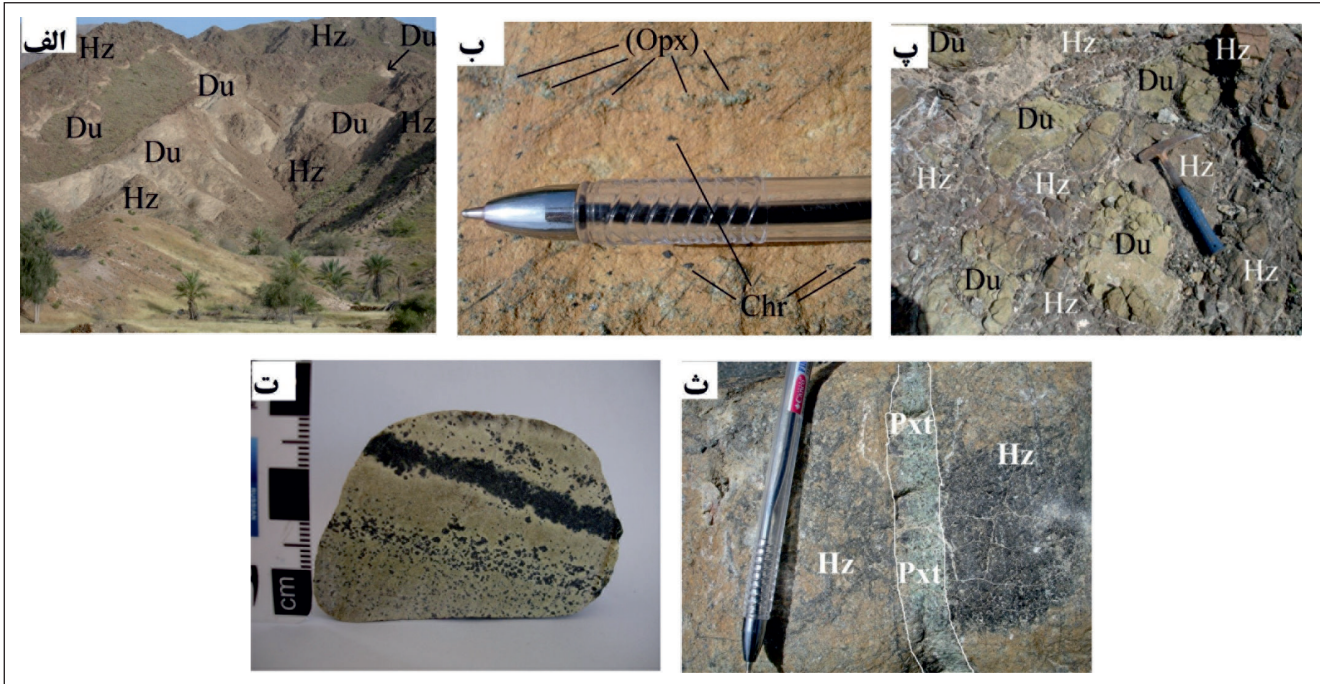
ترکیب متوسط مودال هارزبورژیت شامل ۷۰ تا ۸۵ درصد الیون و ۱۵ تا ۳۰ درصد ارتوپروکسن است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ می‌توان به کرومیت اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه‌ای و در برخی موارد پورفیرو کلاستیک است که در آن، بلورهای الیون بیشتر ماکل مکانیکی نشان می‌دهند (شکل ۳-الف) و مرز آنها با یکدیگر و با دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ، به صورت منحنی و میان‌انگشتی است (شکل ۳-ب). این بلورها، بی‌شکل هستند و یک بافت پروتوگرانولار را به نمایش می‌گذارند و در مواردی که در جهت مناسب برش خورده باشند؛ جهت‌یابی خاصی را نشان می‌دهند (شکل ۳-الف). ارتوپروکسن‌ها بیشتر نیمه‌شکل‌دار هستند؛ اندازه آنها میان ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر متغیر است و بیشتر مرزهای نامنظم دارند. این مرزهای نامنظم را بریدگی‌های خلیج مانند بسیاری ایجاد کرده است که عموماً از بلورهای الیون تشکیل شده‌اند که سبب ایجاد فرورفتگی‌هایی به درون بلور ارتوپروکسن می‌شوند و یک شکل اسکلت مانند به آن می‌دهند (شکل ۳-پ). تیغه‌های جدایشی ریز از جنس کلینوپروکسن نیز در بلورهای ارتوپروکسن معمول است. یکی از بافت‌های شاخص و قابل توجه در هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی رودان، تحلیل رفتن بلورهای ارتوپروکسن توسط الیون است که طی آن، بلورهای الیون در حاشیه بلورهای ارتوپروکسن قرار گرفته و تا حدی به درون آن نفوذ کرده‌اند که این نفوذ را می‌توان توسط تحذب مرز مشترک به درون بلور ارتوپروکسن دید (شکل ۳-پ). به عبارت دیگر، ارتوپروکسن‌ها بریدگی‌های خلیج ماندی دارند که با الیون‌های چندبلور و نیز ادخال‌های قطره‌ای شکل الیون پر شده‌اند. وجود چنین بافت‌هایی در هارزبورژیت‌های بای‌آیلند (Bay of Island)

هارزبورژیت‌ها در سطح هوازده به رنگ زرد قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته و در سطح تازه شکسته شده به رنگ سبز تیره است و هیچ‌گونه لایه‌بندی مشخصی نشان نمی‌دهد (شکل ۲-الف). مقدار ارتوپروکسن موجود در این سنگ‌ها متغیر و میان ۱۵ تا ۳۰ درصد در نوسان است. در مواردی که سوی برش مناسب باشد، می‌توان یک برگ‌وارگی را که در نتیجه به صف شدن ارتوپروکسن‌ها و کرومیت‌ها ایجاد شده است؛ به وضوح در این سنگ‌ها دید (شکل ۲-ب). میزان کرومیت در این سنگ‌ها بسیار کم است (حدود ۱ درصد) و مقدار آنها هرگز به حدی نمی‌رسد که لایه‌های کرومیت یا توده‌های اقتصادی کرومیتی در این بخش تشکیل شود. میزان دگرسانی به سرپانتین در سنگ‌های هارزبورژیتی میان ۲۵ تا ۴۰ درصد متغیر است. دونیت‌ها به شکل عدسی‌های کوچک تا متوسط (به قطر ۰/۵ متر تا بیشینه ۵۰ متر) با یک مرز تند و کاملاً مشخص درون هارزبورژیت‌ها وجود دارند و حدود ۲۰ درصد از حجم سنگ‌های کمپلکس را به خود اختصاص می‌دهند (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب). رنگ این سنگ‌ها در سطح هوازده، زرد قهوه‌ای و رنگ سطح تازه شکسته شده آنها، سبز تیره است و به میزان زیادی (میان ۵۵ تا ۸۵ درصد) سرپانتینی شده‌اند. در برخی موارد همراهی کرومیت با الیون ممکن است به تدریج افزایش یابد؛ به طوری که در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های کروم اسپینل به شکل باندها و نوارهای نازک به سترای چند میلی‌متری، بیشینه تا ۱۰ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۲-ت). گفتنی است که در برخی موارد، قطعات کوچکی از هارزبورژیت به ابعاد کوچک‌تر از یک متر نیز با مرز مشخص درون عدسی‌های دونیتی یافت می‌شود. الیون‌وبستریت‌ها بیشتر به شکل رگه‌ها یا دایک‌های نازک به سترای ۰/۵ سانتی‌متر تا بیشینه ۱۰ سانتی‌متر و با طول متفاوت از چند سانتی‌متر تا چند متر درون سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی کمپلکس رودان گسترش دارند (شکل ۲-ث).

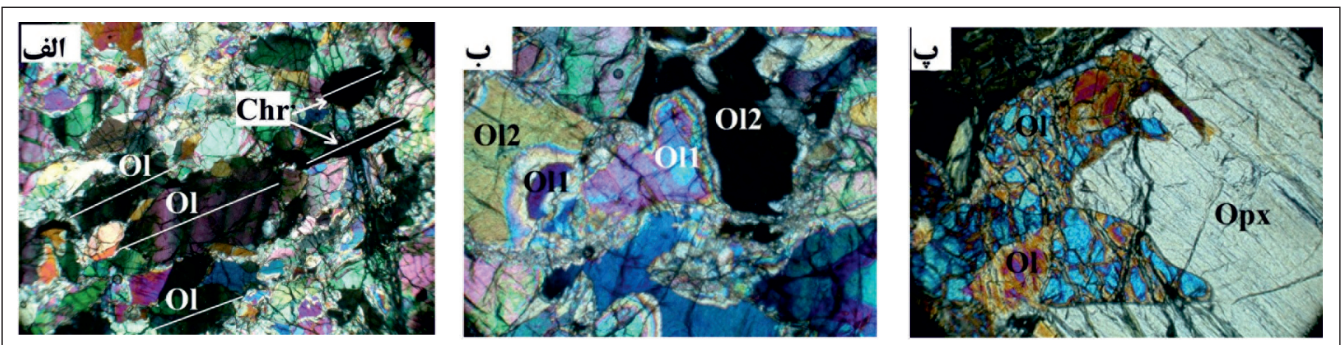


هارزبورژیت‌ها به‌طور متوسط ۱ درصد کرومیت ریزدانه به ابعاد میان ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر دارند. این کانی‌ها بی‌شکل (آمیبی) تا نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشتر در میان کانی‌های الیون و ارتوپروکسن وجود دارند و گاه درون آنها دیده می‌شوند. این کانی‌ها گاه ادخال‌هایی از الیون دارند (شکل ۳-ت) که در بیشتر موارد، به شدت سرپانتینی شده‌اند.

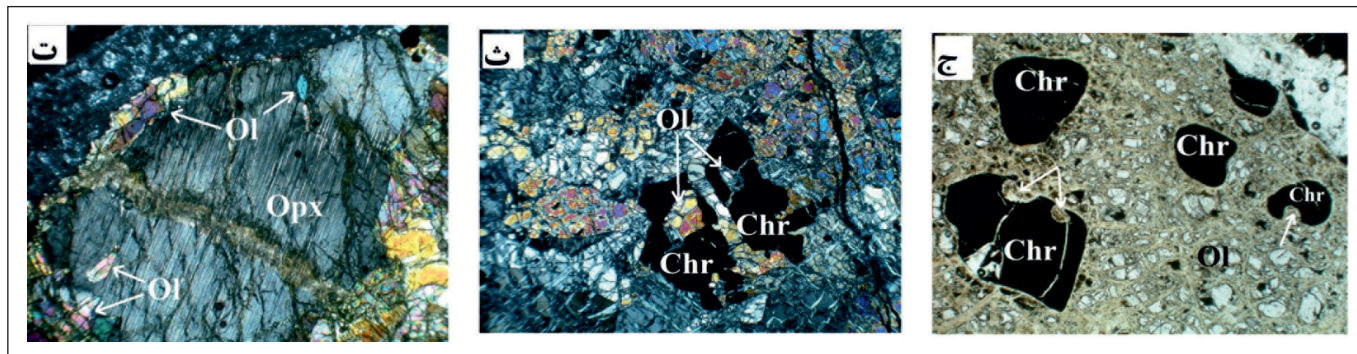
نیز توسط Edward and Malpas (1995) گزارش شده است. چنین روابط بافتی که شامل جانشینی الیون به جای ارتوپروکسن است؛ توسط Quick (1981) تشریح شده‌اند. در موارد دیگری می‌توان بلورهای از ارتوپروکسن را دید که توسط زبانه‌هایی از بلورهای ریز الیون قطع شده‌اند (شکل ۳-ت). این موارد همگی نشان دهنده واکنش مذاب-سنگ هستند (Orberger et al., 1995).



شکل ۲- تصویرهای رخنمون بخش‌های مختلف کمپلکس فرابازی رودان: الف) عدسی‌های دونیتی (Du) به رنگ روشن و در ابعاد کوچک و بزرگ درون واحد هارزبورژیتی تیره رنگ (Hz) کمپلکس رودان؛ ب) بلورهای کشیده و سیاه رنگ کروم‌اسپینل (Chr) و ارتوپروکسن‌های خاکستری (Opx) درون هارزبورژیت‌های رودان؛ پ) عدسی‌های دونیتی سبز رنگ با ابعاد کمتر از یک متر درون هارزبورژیت‌های قهوه‌ای رنگ کمپلکس رودان؛ ت) باند کرومیتیتی نازک به ستبرای کمتر از یک سانتی‌متر به همراه کروم‌اسپینل‌های پراکنده درون دونیت‌های کمپلکس رودان؛ ث) رگه الیون و بستریت (Pxt) به رنگ سبز روشن درون هارزبورژیت به رنگ تیره.



شکل ۳- سنگ‌نگاری پریدوتیت‌ها و الیون و بستریت‌های کمپلکس فرابازی رودان: الف) وجود ماکل مکانیکی یا نوارهای شکنجی درون بلورهای الیون (OI) موجود در هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده با بافت پورفیرو کلاستیک. کشیدگی و جهت‌گیری موازی بلورهای کروم‌اسپینل و درشت‌بلور الیون درشت در مرکز عکس (خطوط سفید موازی) نشانه دگرشکلی اعمال شده بر سنگ است (طول تصویر ۳ میلی‌متر و نور پلاریزه متقاطع)؛ ب) شواهد مرز دانه‌ای در هارزبورژیت‌ها که در آن مرز میان دو بلور الیون (OI<sub>1</sub> و OI<sub>2</sub>) به صورت منحنی در آمده و به نظر می‌رسد که یک بلور در حال تبدیل به دیگری است (طول تصویر ۱/۵ میلی‌متر و نور متقاطع)؛ پ) بریدگی‌های خلیج مانند درون ارتوپروکسن که توسط الیون پر شده و به تحلیل رفته‌اند (هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان، طول تصویر ۱/۲ میلی‌متر، نور متقاطع)؛



شکل ۳- سنگ‌نگاری پریدوتیت‌ها و الیون‌بستریت‌های کمپلکس فرابازی رودان: ت) ادخال‌های الیون و تیغه‌های جدایشی از نوع کلینوپروکسن، درون بلور ارتوپروکسن در هارزبورژیت (طول تصویر ۳ میلی‌متر، نور متقاطع)؛ ث) کرومیت (Chr) اتول مانند دارای بریدگی خلیجی که توسط الیون اشغال شده است (درون هارزبورژیت‌های رودان) (طول تصویر ۳ میلی‌متر، نور متقاطع)؛ ج) بریدگی‌های خلیج مانند درون بلورهای کروم اسپینل موجود در هارزبورژیت‌ها (طول تصویر ۱/۲ میلی‌متر، نور عادی).

کلینوپروکسن‌ها نیز دید. ردپای دگرشکلی‌های اعمال شده روی این کانی‌ها را می‌توان به شکل‌های مختلف در آنها دنبال کرد که از جمله این دگرشکلی‌ها می‌توان به وجود خاموشی موجی و نیز کینک‌باندهای بسیار شاخص اشاره کرد.

#### ۵- شیمی کانی‌ها

به منظور بررسی شیمی کانی‌ها در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان، در مجموع ۱۹ تجزیه میکروپروب از کانی‌های کروم‌اسپینل، الیون و ارتوپروکسن انجام و نتایج آن در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است.

#### ۵-۱. کروم اسپینل

در دونیت‌ها، مقدار  $Cr_2O_3$  کروم‌اسپینل‌ها در محدوده کمی میان ۳۶/۴۷ تا ۴۲/۹۷ درصد وزنی (متوسط ۴۰ درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها میان ۲۷/۱۵ تا ۳۸/۸۸ درصد (میانگین ۳۴/۴ درصد) متغیر است (جدول ۱). مقادیر آهن کل ( $FeO+Fe_2O_3$ ) کروم‌اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها کمی بالاتر از هارزبورژیت‌ها است؛ به طوری که مقدار  $FeO$  در دونیت‌ها میان ۱۷/۸۲ تا ۲۱/۵۴ درصد (میانگین ۲۰/۳ درصد) و در هارزبورژیت‌ها میان ۱۸/۴۵ تا ۱۹/۷۳ درصد (میانگین ۱۹ درصد) در تغییر است. مقدار  $TiO_2$  در کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان بسیار پایین ( $<0.05$  درصد) و در برخی موارد مقدار آن زیر حد آشکارسازی است که این امر، به نوبه خود تهي شدگی شدید این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (جدول ۱).

در نمودار  $Mg\#$  در برابر  $Cr\#$  (شکل ۴- الف) می‌توان به تغییرات محدود کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها و ترکیب بسیار نزدیک کروم‌اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها اشاره کرد. مقدار  $Fe^{3+}\#[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)]$  در کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان بسیار پایین است ( $<0.09$ ) (شکل ۴- ب). بر پایه مطالعات (Fisk and Bence, 1980)، مقادیر پایین  $Fe^{3+}\#$  ( $<0.1$ ) در پریدوتیت‌ها و کرومیت‌ها می‌تواند منعکس‌کننده شرایط تبلور، تحت فوگاسیته پایین اکسیژن ( $fO_2$ ) باشد.

#### ۵-۲. الیون

در دونیت‌ها الیون بیشترین مقدار فورستریت را دارد و حدود تغییرات این متغیر در دونیت‌ها بسیار محدود است ( $Fe_{92.4-92.6}$ ) و تغییرات این متغیر در هارزبورژیت‌ها نیز بسیار محدود ( $Fe_{90.6-91.4}$ ) و نزدیک به دونیت‌هاست. مقدار  $NiO$  دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها مشابه یکدیگر بوده ( $0.32$  تا  $0.44$  درصد) اما در هر حال مقدار این متغیر در دونیت‌ها کمی بیش از هارزبورژیت‌هاست. با انتقال مقادیر یاد شده روی نمودار  $FeO$  در برابر  $NiO$  بیشتر نمونه‌ها در محدوده آرایه الیون گوشه‌ای جای می‌گیرند (شکل ۵- الف و جدول ۲).

بریدگی‌های خلیج مانند بسیاری نیز درون این کانی‌ها به دلیل نفوذ ارتوپروکسن‌ها و الیون‌های زمینه ایجاد شده است که در مجموع، یک شکل آتول مانند (Atoll like) به آنها داده است (شکل ۳- ج). چنین بافتی نیز به عنوان واکنش مذاب-سنگ تفسیر شده است. کرومیت‌ها در بسیاری موارد یک به صف شدگی و یا کشیدگی مشخصی را در یک جهت نشان می‌دهند (شکل ۳- الف).

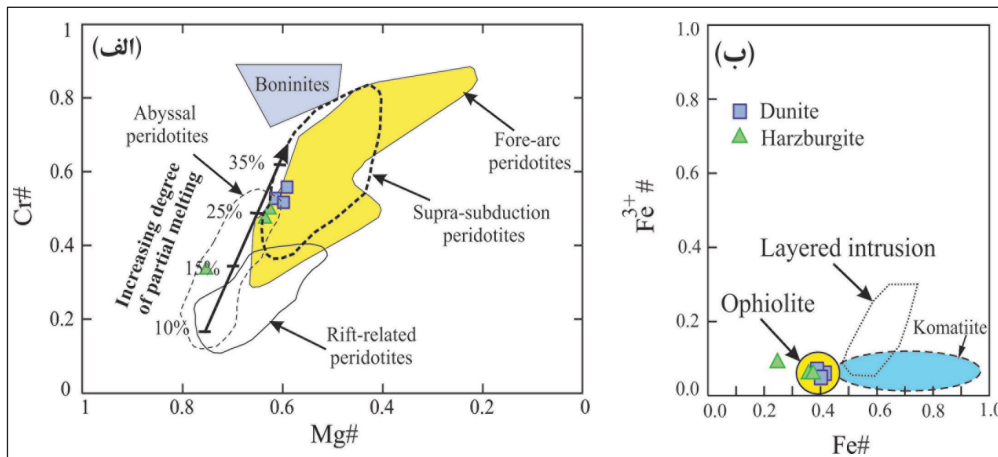
#### ۴-۲. دونیت

دونیت‌های کمپلکس رودان بافت دانه‌ای (گرانولار) دارند و فراوانی مودال الیون در آنها به طور متوسط بیش از ۹۵ درصد است و کروم‌اسپینل به صورت کانی فرعی در همه نمونه‌های سنگی دونیت وجود دارد و به طور میانگین، مقدار آن میان ۱ تا ۵ درصد تغییر می‌کند. الیون موجود در دونیت‌ها، به صورت دانه‌های بی شکل یافت می‌شوند. اندازه این کانی‌ها میان ۰/۲ تا ۱۰ میلی‌متر متغیر است؛ اما عموماً شکسته و به مجموعه‌هایی ریزدانه تبدیل شده‌اند؛ به طوری که مرز میان کانی‌های اولیه را تنها می‌توان توسط اختلاف در رنگ تداخلی و یا جهت خاموشی کانی تشخیص داد. در بسیاری از نمونه‌ها ماکل مکانیکی یا نوارهای شکنجی (kink band) را می‌توان در بلورهای الیون دید (شکل ۳- ب). کرومیت‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها، بیشتر به رنگ سرخ قهوه‌ای سوخته تا سیاه است و به شکل دانه‌های خودشکل تا نیمه خودشکل یافت می‌شوند. اندازه این کانی‌ها میان ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر است و بیشتر به دلیل دانه ریز بودن، بدون ادخال‌های سیلیکاته هستند. اما در مواردی که دانه درشت باشند؛ کمتر کانی‌های الیون دارند.

#### ۴-۳. الیون‌بستریت

بافت الیون‌بستریت‌ها گرانولار تا ساب‌هدرال گرانولار و مرز اتصال سه‌گانه با زاویه ۱۲۰ درجه در میان کانی‌های این سنگ‌ها معمول است و از ویژگی‌های شاخص آنها به شمار می‌رود که در نتیجه آن، حالتی موزاییکی به سنگ می‌دهد. در این سنگ‌ها، هیچ گونه جهت‌گیری خاصی در کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ دیده نمی‌شود. ترکیب مودال این سنگ‌ها به طور متوسط شامل کلینوپروکسن (۶۵ تا ۸۰ درصد)، الیون (۱۰ تا ۱۵ درصد)، ارتوپروکسن (۱۰ تا ۲۰ درصد) و کرومیت (کمتر از ۰/۵ درصد) است. کلینوپروکسن‌ها بیشتر بی‌شکل و در برخی موارد نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازه آنها میان ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر متغیر است. اندازه الیون‌ها میان ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر است. بسته به شدت دگرسانی اعمال شده روی این سنگ‌ها، کانی یاد شده جزو اولین فازهای کم‌وبیش دگرسان شده است و به حالت‌های گوناگون از کاملاً تازه تا کاملاً دگرسان شده یافت می‌شود؛ اما در هر حال، الیون دگرسان نشده در این سنگ‌ها گاه یافت می‌شود. بسیاری از کانی‌های ارتوپروکسن موجود در الیون‌بستریت‌ها به فرم بی‌شکل یافت می‌شوند. اندازه این کانی‌ها میان ۰/۳ تا ۲/۵ میلی‌متر متغیر است و همچنین می‌توان آنها را به صورت تیغه‌های جدایشی درون





شکل ۴- ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های کمپلکس فرابازی رودان؛ الف) تغییرات Mg# در برابر Cr# (نقل از Barnes and Roeder, 2001)؛ ب) تغییرات Fe# در برابر Fe<sup>3+</sup># در کروم اسپینل‌های سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس رودان. محدوده اوفیولیت‌ها، کماتیت‌ها و نفوذی‌های لایه‌ای از (Barnes and Roeder, 2001).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی میکروپروب کانی‌های کروم اسپینل در دونیت‌ها (Du) و هارزبورژیت‌های (Hz) کمپلکس فرابازی رودان.

شماره نمونه لیتولوژی اکسیدها (% wt)	NR-1-1 Du	NR-1-2-core Du	NR-1-2- rim Du	NR-1-4 Du	NR-3-2 Hz	NR-3-3 Hz	NR-3-1 Hz
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.85	24.54	25.07	28.85	27.98	36.54	26.55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42.97	40.77	39.92	36.47	37.13	27.15	38.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.25	5.43	4.45	4.30	4.83	8.35	5.08
FeO	15.76	16.11	16.25	13.51	13.63	10.44	14.65
MgO	12.79	13.34	12.82	13.86	14.03	17.85	13.76
MnO	0.28	0.25	0.24	0.30	0.22	0.19	0.25
NiO	0.11	0.10	0.10	0.11	0.12	0.19	0.09
ZnO	0.17	0.20	0.16	0.27	0.28	*	0.17
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.21	100.79	99.15	98.75	98.23	100.76	99.44
کاتیون‌ها (فرمول ساختمانی بر اساس 4 اکسیژن)							
Si	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.830	0.890	0.919	0.919	0.996	1.215	0.950
Cr	1.047	0.991	0.982	0.982	0.887	0.605	0.933
Fe <sup>3+</sup>	0.122	0.116	0.098	0.098	0.116	0.177	0.116
Fe <sup>2+</sup>	0.406	0.383	0.399	0.399	0.363	0.246	0.372
Mg	0.587	0.612	0.595	0.595	0.632	0.004	0.623
Mn	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.751	0.006
Ni	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.002
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total Cations	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.56	0.53	0.52	0.52	0.47	0.33	0.50
Mg#	0.59	0.62	0.60	0.60	0.64	0.75	0.63
Fe <sup>2+</sup> #	0.41	0.39	0.40	0.40	0.36	0.25	0.37
Fe <sup>3+</sup> #	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.09	0.06
F% (Batanova et al.)	20.13	19.58	19.38	19.38	18.49	15.11	18.98

Cr#:Cr/(Cr+Al) atomic ratio; Fe<sup>3+</sup>#: Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup>+Al+Cr) atomic ratio; Mg#: Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) atomic ratio; Fe<sup>2+</sup>#:Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) atomic ratio; F% (Batanova)

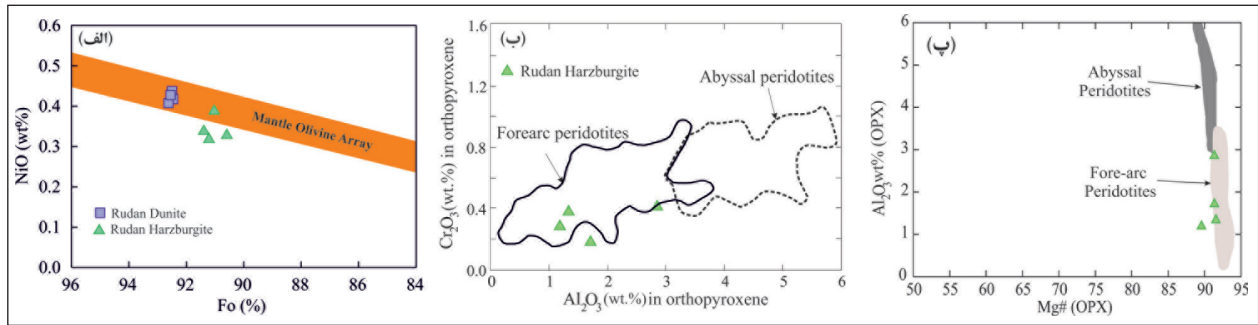
ذوب بخشی بر پایه معادله Batanova et al. (1998) به دست آمده است.

\*: زیر حد آشکارسازی

و ۰/۱ تا ۰/۴ درصد متغیر است؛ اما میزان TiO<sub>2</sub> این کانی بسیار ناچیز و نزدیک به صفر است. این در حالی است که مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ارتوپیروکسن‌ها تغییرات به نسبت گسترده‌تری در هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهد و میان ۱/۲ تا ۲/۹ درصد متغیر است (شکل‌های ۵-ب و پ) (جدول ۳).

### ۳-۵. ارتوپیروکسن

این کانی تنها در هارزبورژیت‌ها حضور دارد و محدوده تغییرات ترکیبی آن بسیار محدود (En<sub>89-91</sub>Fs<sub>8-10</sub>Wo<sub>1</sub>) و از دید ترکیبی از نوع انستاتیت است. مقادیر Mg# و Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ارتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها به ترتیب میان ۸۹/۶ تا ۹۱/۶



شکل ۵- الف) تغییرات Fo در برابر NiO الیون در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های کمپلکس فرابازی رودان. محدوده خاکستری، آرایه الیون گوشته‌ای پریدوتیت‌های قاره‌ای به نقل از (Takahashi 1986) است؛ ب) تغییرات Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ارتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان؛ پ) تغییرات Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر Mg# = [Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>)] ارتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان، محدوده پریدوتیت‌های آیسال از (Juteau et al. 1990) و محدوده پریدوتیت‌های جلوی کمان از (Ishii et al. 1992).

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی میکروپروپ کانی‌های الیون در انواع سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس فرابازی رودان.

لیتولوژی اکسیدها (wt)	دونیت	دونیت	دونیت	دونیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت
SiO <sub>2</sub>	41.11	41.18	40.66	40.98	40.8	40.55	41.09	41.42
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01
FeO	7.14	7.17	7.06	7.10	8.98	8.85	8.41	8.37
MgO	49.45	49.35	49.71	49.56	48.69	49.76	48.95	49.96
MnO	0.13	0.12	0.10	0.11	0.14	0.16	0.15	0.19
NiO	0.44	0.42	0.41	0.43	0.33	0.39	0.32	0.34
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.49	0.49	0.33	0.02	0.01	0.01	0.00
Total	98.52	98.76	98.42	98.54	98.99	99.74	98.96	100.31
کاتیون‌ها (فرمول ساختمانی بر اساس ۴ اکسیژن)								
Si	1.011	1.011	1.003	1.010	1.009	0.995	1.010	1.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.147	0.147	0.146	0.146	0.186	0.180	0.173	0.171
Mg	1.813	1.807	1.827	1.812	1.786	1.821	1.797	1.813
Mn	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Ni	0.009	0.008	0.008	0.008	0.007	0.006	0.006	0.007
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.012	0.023	0.023	0.019	0.001	0.001	0.001	0.000
Total Cations	2.995	3.000	3.009	3.005	2.991	3.006	2.990	2.997
Fo %	92.50	92.46	92.62	92.55	90.59	91.03	91.21	91.39
Fe#	7.50	7.54	7.38	7.45	9.41	8.97	8.79	8.61

## ۶- شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل

### ۶-۱. ژئوشیمی عناصر اصلی و عناصر خاکی کمیاب (REE)

پریدوتیت‌های مورد مطالعه از دید میزان تمرکز عناصر خاکی کمیاب (REE) نسبت به کندریت به شدت تهی شده‌اند و مجموع این عناصر در پریدوتیت‌ها میان ۰/۰۴ تا ۰/۴۷ ppm متغیر و در نمونه الیون وبستریت به نسبت بالاست و به ۳/۱۶ ppm می‌رسد؛ به طوری که به‌جز عناصر La، Er و Ta تمرکز دیگر عناصر بیشتر زیر حد آشکارسازی است که این امر سبب آن می‌شود که نمودارهای عنکبوتی این نمونه‌ها به صورت کاملاً پراکنده در آیند و هیچ گونه انطباقی با میزان MgO نشان ندهند. در نمونه هارزبورژیت، عناصر LREE تهی‌شدگی بسیار شدیدی نسبت به HREE نشان می‌دهند (شکل ۶- الف). در یک نمونه از دایک‌های الیون وبستریت مقدار عناصر

خاکی کمیاب بالاتر از دونیت‌ها و هارزبورژیت‌هاست و تنها عناصر Pm و Eu زیر حد آشکارسازی هستند؛ اما در LREE‌ها تهی‌شدگی مشخصی نسبت به HREE‌ها از خود نشان می‌دهند (شکل ۶- الف). در نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه، پریدوتیت‌ها غنی‌شدگی کمی در عناصر LILE مانند Rb و Ba و تهی‌شدگی در عناصر HFSE مانند Ti، Nb و Yb نشان می‌دهند (شکل ۶- ب).

### ۶-۲. توزیع فلزات نوبل (PGE و طلا)، نیکل و مس

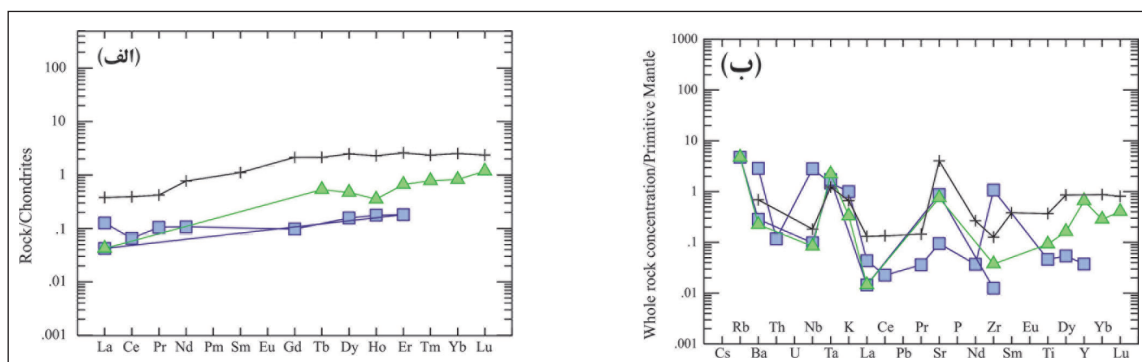
پریدوتیت‌های رودان در عناصر گروه پلاتین نسبت به کندریت‌ها به شدت تهی شده‌اند و الگوی تقریباً پهنی (IPGE<sub>N</sub>/PPGE<sub>N</sub>=۱-۱/۷) به نمایش می‌گذارند که در محدوده ۰/۰۱ تا ۰/۰۱۱ مقادیر کندریت تغییر می‌کند (شکل‌های ۷- الف و ب)

بالاست و به ۱۲۴ می‌رسد. نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین در دونیت‌های هنجاری مثبتی را در عنصر Ru نشان می‌دهد (شکل ۷-الف) و مقدار Pd در دونیت‌ها به میزان قابل توجهی پایین‌تر از هارزبورژیت‌ها و پیروکسنیت‌هاست. این در حالی است که هارزبورژیت‌ها افزون بر Ru، در مقدار Pd نیز بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۷-ب و جدول ۴).

و شاخص پریدوتیت‌های گوشته‌ایست (برای نمونه Moreno et al., 2001)؛ اما نمونه الیون کلینوپیروکسنیت الگوی کاملاً تفریق یافته‌ای را نشان می‌دهد که از عناصر زیرگروه Pt و Au کاملاً غنی و از عناصر زیرگروه Ir به شدت تهی شده است (شکل ۷-ب) به طوری که نسبت متغیر Pd/Ir در این سنگ بسیار

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی میکروپروب کانی‌های ارتوپیروکسن در هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی رودان.

شماره نمونه	NR-3-1	NR-3-2	NR-3-3	NR-3-4
اکسیدها (wt%)				
SiO <sub>2</sub>	56.45	56.46	57.344	57.5
TiO <sub>2</sub>	0.0007	0	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.71	1.34	1.19	2.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.32	0.22	0.35
FeO	5.73	5.77	6.94	5.38
MgO	33.97	35.09	33.44	31.88
MnO	0.10	0.15	0.14	0.12
NiO	0.07	*	*	*
CaO	0.39	0.36	0.52	0.37
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.70	99.49	99.80	98.46
کاتیون‌ها (فرمول ساختمانی بر اساس ۱۶ اکسیژن)				
Si	1.965	1.954	1.984	1.979
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.070	0.055	0.049	0.122
Al-IV	0.035	0.046	0.016	0.021
Al-VI	0.036	0.009	0.033	0.102
Cr	0.004	0.010	0.006	0.010
Fe	0.167	0.167	0.201	0.158
Mg	1.766	1.810	1.725	1.668
Mn	0.003	0.005	0.004	0.004
Ni	0.002	*	*	*
Ca	0.015	0.013	0.019	0.014
Na	0.011	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000
Total Cations	4.003	4.014	3.988	3.955
Fs	8.58	8.39	10.32	8.59
Wo	0.77	0.66	1.00	0.76
En	90.66	90.95	88.68	90.66



شکل ۶- الف) نمودار الگوی عناصر خاکی کمیاب در پریدوتیت‌ها و الیون و بستری کمپلکس فرابازی رودان که با کندریت بهنجار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989)؛ ب) نمودار الگوی عناصر HFSE بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) در پریدوتیت‌ها و الیون و بستری کمپلکس فرابازی رودان.

## ۷- بحث

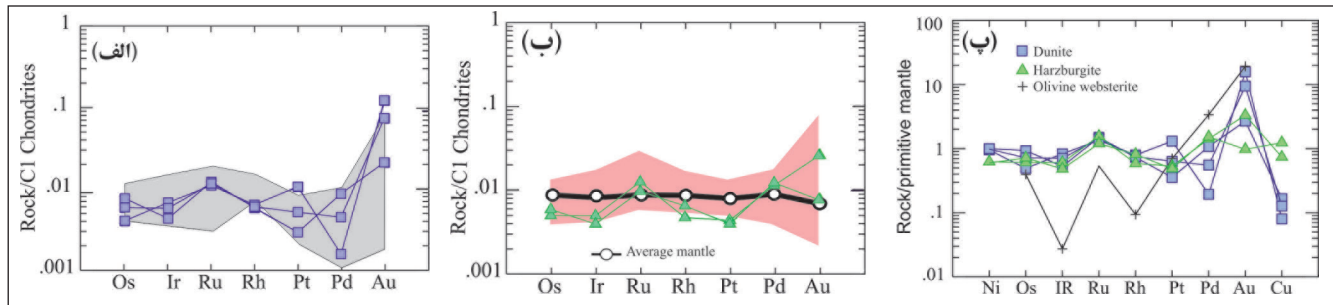
### ۷-۱. تعیین درجه ذوب بخشی در هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی رودان

از آنجایی که اصلی‌ترین واحد پریدوتیتی کمپلکس فرابازی رودان را هارزبورژیت‌های دارای کروم اسپینل (به عنوان کانی فرعی) تشکیل می‌دهند؛ از ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های یاد شده در تعیین میزان ذوب بخشی این سنگ‌ها استفاده شده است. یک سری معادلات تجربی در زمینه ارتباط میان درجه ذوب

مقدار Ni در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان میان ۱۱۹۵ تا ۱۹۹۸ متغیر بوده (میانگین ppm ۱۶۶۰)؛ در حالی که مقدار Cu در این سنگ‌ها میان ۲ تا ۳۴ (میانگین ppm ۱۳) در نوسان است (جدول ۴). در شکل ۷-ب نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین به همراه Ni، Cu و Au که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند؛ نشان داده شده است. هارزبورژیت‌ها در مجموع در Cu غنی‌شدگی و در Ni کمی تهی‌شدگی نشان می‌دهند؛ این در حالی است که دونیت‌ها عکس این حالت را به نمایش می‌گذارند (شکل ۷-ب).

کمپلکس رودان میان ۱۷ تا ۱۹ درصد ذوب بخشی تحمل کرده‌اند (جدول ۱). همچنین بر پایه نمودار Cr# در برابر میزان  $TiO_2$  درجه ذوب بخشی هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان حدود ۱۷ تا ۲۲ درصد برآورد می‌شود (شکل ۸).

بخشی و میزان Cr# کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیتی توسط Batanova et al. (1998) ارائه شده است. بر پایه معادله ارائه شده توسط Batanova et al. (1998)  $(F\% = 9.71 * \ln(Cr\#_{spl}) + 25.8)$  هارزبورژیت‌های



شکل ۷- نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین در انواع سنگ‌های پریدوتیتی و الیون و بستریت کمپلکس فرابازی رودان؛ الف و ب) نمودار عنکبوتی به ترتیب در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها که با کندریت بهنجار شده‌اند؛ محدوده خاکستری مربوط به پریدوتیت‌های آلپی و افیولیتی دیگر نقاط دنیا (Kojonen et al., 2003) و مقادیر متوسط گوشته برای مقایسه آورده شده‌اند؛ پ) نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین، Ni، Cu و Au در پریدوتیت‌ها و الیون و بستریت کمپلکس رودان که نسبت به گوشته بهنجار شده‌اند. مقادیر بهنجار شده با کندریت از Naldrett and Duke (1980) و مقادیر بهنجار شده با گوشته از Barnes et al. (1988) برگرفته شده است.

جدول ۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر گروه پلاتین (PGE) و طلا (Au) (بر حسب ppb)، نیکل (Ni) و مس (Cu) (بر حسب ppm) و برخی از متغیرهای سنگ کل در پریدوتیت‌ها و الیون و بستریت کمپلکس فرابازی رودان.

شماره نمونه	NR-1	NR-4	NR-6	NR-2	NR-7	NR-3
لیتولوژی	Dunite	Dunite	Dunite	Pyroxenite	Harzburgite	Harzburgite
Os	2.07	3.91	3.02	1.66	2.55	3.01
Ir	3.65	2.32	3.11	0.12	2.67	2.12
Ru	7.57	8.4	8.02	2.99	8.73	6.72
Rh	1.27	1.17	1.2	0.15	0.94	1.3
Pt	10.85	2.95	5.25	5.81	4.43	4.02
Pd	0.85	4.74	2.43	14.88	6.25	6.72
Au	18.87	3.22	11.34	23.02	3.98	1.17
Ni	1904.83	1998.54	1957.74	*	1246.87	1195.45
Cu	2.24	4.64	3.55	*	20.64	34.74
Total PGE	26.26	23.49	23.03	25.61	25.57	23.9
IPGE	13.29	14.63	14.15	4.77	13.95	11.85
PPGE	12.97	8.86	8.88	20.84	11.62	12.05
ΣIPGE/ΣPPGE	1.02	1.65	1.59	0.23	1.20	0.98
ΣPPGE/ΣIPGE	0.98	0.61	0.63	4.37	0.83	1.02
$Pd_N/Ir_N$	0.23	2.04	0.78	124.00	2.34	3.17
Pt/Pt*	3.34	0.40	0.98	1.24	0.58	0.43
Os <sub>(mn)</sub>	0.49	0.93	0.72	0.40	0.61	0.72
Ir <sub>(mn)</sub>	0.83	0.53	0.71	0.03	0.61	0.48
Ru <sub>(mn)</sub>	1.35	1.50	1.43	0.53	1.56	1.20
Rh <sub>(mn)</sub>	0.79	0.73	0.75	0.09	0.59	0.81
Pt <sub>(mn)</sub>	1.31	0.36	0.63	0.70	0.53	0.48
Pd <sub>(mn)</sub>	0.19	1.08	0.55	3.38	1.42	1.53
$\Sigma IPGE_N / \Sigma PPGE_N$	1.17	1.37	1.48	0.23	1.09	0.85
$\Sigma PPGE_N / \Sigma IPGE_N$	0.86	0.73	0.68	4.37	0.92	1.18
Au/Pd	22.08	0.68	4.67	1.55	0.64	0.17
Ni/Cu	850	431	551	*	60	34
Cu/Ir	614	2001	1141	*	7729	16375
Ni/Pd	2228776	421856	805654	*	199499	177833

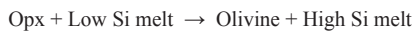
## ۷-۲. پتروژنز

هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های گوشته می‌توانند طی فرایند نفوذ مذاب از لرزولیت‌ها تشکیل شوند که در نتیجه آن، انحلال کلینوپیروکسن و ذوب نامتجانس اورتوپیروکسن و تهنشینی الیون از مذاب رخ می‌دهد. فرایندهایی که سبب تولید مذاب‌ها و تفال‌ها می‌شوند؛ کاملاً پیچیده هستند و بنابراین به منظور درک کامل این فرایندها، لازم است که بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی دقیق صورت گیرد.

هارزبورژیت، از جمله نوع‌های سنگی معمول در اوفیولیت‌ها و پریدوتیت‌های آلپی بشمار می‌رود. این سنگ به عنوان نمونه‌ای از کانی‌شناسی گوشته تفال‌ای در نظر گرفته می‌شود؛ یعنی موادی که پس از یک دوره ذوب گوشته‌ای گسترده و واکنش میان سنگ- مذاب و سنگ- سیال، بر جا گذاشته می‌شوند و در نتیجه آن، انواع مذاب‌های بازالتی تولید می‌شود. مطالعات پیشین (برای نمونه Suhr, 1999) نشان می‌دهد که



فرایندی توسط واکنش زیر قابل توجه است:

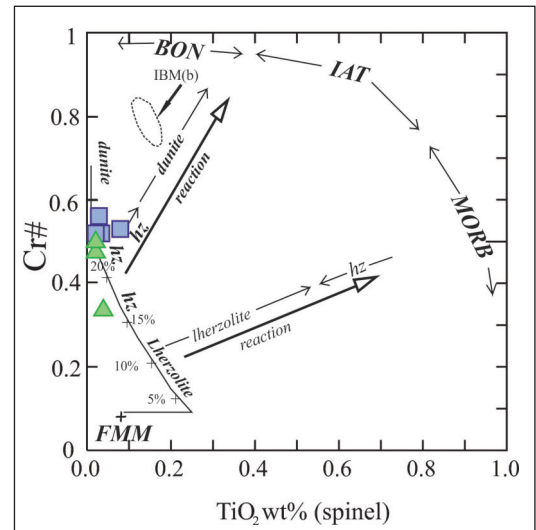


بنابراین، تشکیل عدسی‌های دونیتی درون هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی رودان تحت واکنش بالا که در نتیجه آن ارتوپروکسن از سنگ خارج و الومین بر جای گذاشته می‌شود؛ پدیده‌ای قابل توجه است.

بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های الومین موجود در عدسی‌های دونیتی در هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان نشان می‌دهد که محدوده تغییر ترکیب شیمیایی این کانی‌ها در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها بسیار نزدیک به یکدیگر است. برای نمونه، تغییرات میزان Fo الومین‌های عدسی‌های دونیتی بسیار محدود ( $\text{Fo}_{92.4-92.6}$ ) و نزدیک به محدوده تغییرات این متغیر در هارزبورژیت‌هاست ( $\text{Fo}_{90.6-91.4}$ ) (شکل ۵-الف). تغییرات محدود و یا به عبارتی ثابت بودن میزان Fo، یکی از موارد عادی موجود در دونیت‌های گوشته‌ای است. بر پایه مطالعات (Kelemen (1990) واکنش مذاب-سنگ، تقریباً مقدار Fo را ثابت نگه می‌دارد و تغییر چندانی در آن به وجود نمی‌آورد. بنابراین یک منشأ جانشینی (یا واکنشی) می‌تواند شباهت میان میزان Fo موجود در عدسی‌های دونیتی با هارزبورژیت‌های میزان آنها در کمپلکس رودان را توضیح دهد. از سوی دیگر، کروم‌اسپینل‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها میزان Cr# بالاتری نسبت به هارزبورژیت‌ها دارند (۰/۵۹ تا ۰/۶۲) (شکل ۸). در این شکل می‌توان تا حدودی انطباق مثبت مقادیر Cr# با  $\text{TiO}_2$  در کروم‌اسپینل‌های دونیت‌ها دیده می‌شود که این خود نشان‌دهنده ماهیت واکنشی (reaction) عدسی‌های دونیتی رودان است. مقادیر بالای Cr در کروم‌اسپینل‌ها مشخصه ماگماهای بونیتی یا ماگماهای توله‌ایتی با Mg بالاست که در یک محیط پهنه فرافورانش تشکیل می‌شوند (Arai et al., 2006; Dick and Bullen, 1984).

**با استفاده از عناصر گروه پلاتین:** سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس رودان دارای مقادیر بسیار پایینی از عناصر گروه پلاتین بوده (میانگین ۲۵ ppb) هستند و نسبت PP-GE<sub>N</sub>/IPGE<sub>N</sub> در آنها میان ۰/۶۸ تا ۱/۱۸ متغیر (میانگین ۰/۸۷) و این مقادیر با متوسط گوشته بالایی کاملاً منطبق است. همچنین الگوی تفریق نیافته PGE در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان مشابه با دیگر پریدوتیت‌های افیولیتی و آلیپی دنیاست (محدوده خاکستری در شکل‌های ۷-الف و ب) که از جمله آنها می‌توان به افیولیت عمان (Ahmed and Arai, 2002) و افیولیت بو آزر (Bou Azzar) در مراکش (Ahmed et al., 2009) اشاره کرد. این چنین الگوهایی نشان‌دهنده خروج ماگماهای توله‌ایتی اشباع از گوگرد هستند (Mathez and Peach, 1989). این الگوها همچنین مشابه با الگوهای پریدوتیت‌های گوشته‌ای در لوپوسا در تبت (Zhou et al., 1996)، توده فرابازی سرخ بند در جنوب کرمان (Najafzadeh et al., 2008) و کمپلکس فرابازی آبدشت در جنوب خاور ایران (نجف‌زاده و احمدی‌پور، ۱۳۹۳؛ Najafzadeh and Ahmadipour, 2016) هستند که در آنها مشخص شده است که پریدوتیت‌های تپی شده در نتیجه ۱۸ درصد ذوب بخشی یک گوشته اولیه تشکیل شده‌اند. الگوی PGE هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان به نسبت پهن است و بی‌هنجاری مثبت کوچکی در Pd، Ru و Au نشان می‌دهند (شکل ۷-ب)؛ در حالی که الگوی یاد شده در دونیت‌ها تنها در عناصر Ru و Au بی‌هنجاری مثبت دارند و در Pd حتی تا حدودی بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۷-الف). میزان بی‌هنجاری پلاتین (Pt/Pt\*) در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها به ترتیب میان ۰/۴۳ تا ۰/۵۸ و ۰/۴ تا ۰/۴ متغیر است (شکل ۹-الف). الگوهای هارزبورژیت‌های رودان مشابه با هارزبورژیت‌های افیولیت کمپیرسای (Kempirsai) بوده که به عنوان الگوهای مشخصه سنگ‌های گوشته تفاله‌ای در نظر گرفته شده است (Melcher et al., 1999). بنابراین، بدین وسیله می‌توان منشأ تفاله‌ای هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان را دریافت؛ زیرا همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد؛ بر پایه ترکیب کانی‌شناسی، هارزبورژیت‌های رودان می‌توانند حدود ۲۰ درصد ذوب بخشی را تحمل کنند.

هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های گوشته‌ای نسبت به لرزولیت‌های نوع آلیپی، معمولاً در عناصر Pt، Pd، Au تپی شده‌اند و الگوهای PGE آنها کمی شیب منفی نشان



شکل ۸- نمودار Cr# در برابر  $\text{TiO}_2$  کروم‌اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان که افزون بر ماهیت واکنشی دونیت‌ها، میزان ذوب بخشی حدود ۱۷ تا ۲۲ درصدی هارزبورژیت‌ها را نشان می‌دهد (Pearce et al., 2000). FMM = گوشته بارور نوع مورب؛ MORB = بازالت رشته کوه میان اقیانوسی؛ hz = هارزبورژیت؛ IAT = توله‌ایت جزایر کماتی؛ BON = بونیت؛ IBM (b) = بونیت‌های سیستم ماریانا ایزوونین.

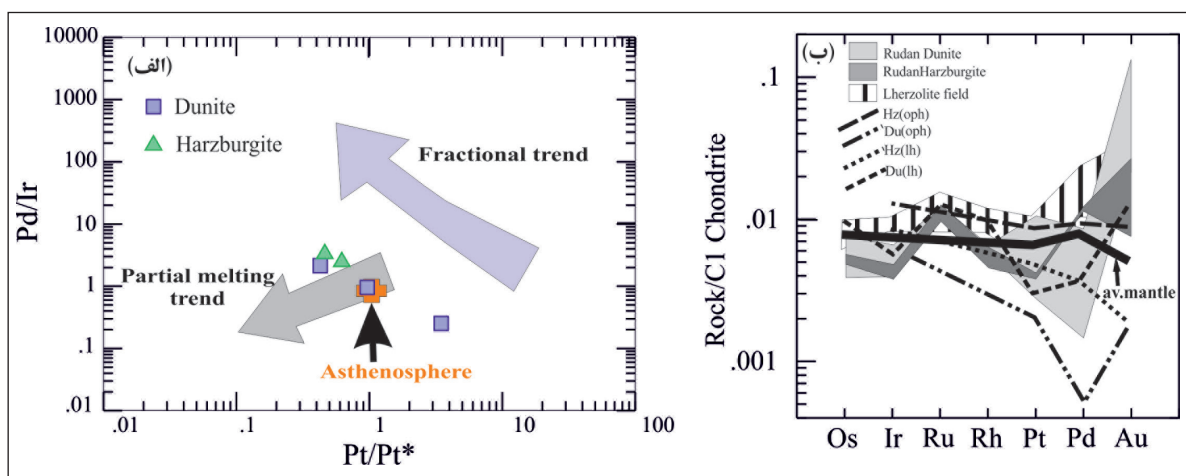
در این مبحث به بررسی پتروژنز پریدوتیت‌های کمپلکس رودان با استفاده از ژئوشیمی کانی‌ها و PGE پرداخته می‌شود.

**با استفاده از شیمی کانی‌ها:** بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان دارای الومین‌های غنی از Mg ( $\text{Fo}_{90.6-91.4}$ )، اسپینل‌های کروم‌دار (۰/۳۳ تا ۰/۵ Cr#) و ارتوپروکسن‌های آلومینیم‌دار هستند که همگی آنها از ویژگی‌های شاخص پریدوتیت‌های اقیانوسی (آبیسال) است (Dick and Bullen, 1984). هارزبورژیت‌های رودان همانند پریدوتیت‌های اقیانوسی، سنگ‌های بازماندی (تفاله‌ای) هستند که پس از خروج ماگما از یک گوشته بارور به جا مانده‌اند (Zhou et al., 1996). همچنین، همان‌گونه که در مبحث ذوب بخشی نیز عنوان شد؛ هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان ذوب بخشی میان ۱۷ تا ۲۲ درصد را تحمل کرده‌اند. همچنین، این سنگ‌ها در Mg و Ni غنی‌شدگی و در Ca و Al تپی‌شدگی نشان می‌دهند و پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها، Al پایین و کروم‌اسپینل موجود در آنها Cr# به نسبت بالایی دارد که همه اینها نشان‌دهنده آن ذوب بخشی بر جای مانده‌اند و مشابه با افیولیت‌های موجود در محیط‌های پهنه فرافورانش (suprasubduction) هستند.

عدسی‌های دونیتی، از جمله معمول‌ترین ساختارهای ماگمایی غیر همشیب موجود در بخش گوشته‌ای افیولیت‌ها به شمار می‌روند که بیشتر با هارزبورژیت‌ها تماس تند و نامنظم دارند (برای نمونه Lippard et al., 1986). داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که عدسی‌های دونیتی، مجاری عبور مورب (MORB) از میان گوشته‌ای هستند که به صورت آدیاباتیک در حال بالا آمدن است (Kelemen et al., 1997). فرضیه‌های ارائه شده در زمینه منشأ دونیت‌های گوشته توسط (Kelemen et al. (1995a and b) نشان می‌دهد که بیشتر این گونه دونیت‌ها ماهیت جانشینی داشته که در نتیجه انحلال پیروکسن و ته‌نشست پیوسته الومین در ماگمایی تشکیل شده‌اند که توسط جریان متخلخل (Porous flow) مهاجرت می‌کند. چنین

الگوهای PGE مربوط به آنها کمی شیب منفی دارد. همان‌گونه که پیش‌تر نیز گفته شد؛ درجه ذوب بخشی به دست آمده برای هارزبورژیت‌های گوشته‌ای کمپلکس رودان میان ۱۷ تا ۲۲ درصد است. سولفیدهای میان‌دانه‌ای در این درجه از ذوب بخشی به آسانی ذوب و از فاز تفاله به درون مذاب سیلیکاتی وارد می‌شوند؛ در نتیجه این سنگ‌ها باید غنی از Ir و فقیر از Pd می‌شدند. یک تفسیر مدلل برای پریدوتیت‌های فقیر از Ir آن است که در طول فرایند ذوب بخشی، آلیاژهای Ir-Os موجود در مذاب، از مذاب جدا می‌شود و در گوشته ژرف (زیرین) باقی می‌مانند و بنابراین گوشته بالایی از Ir تهی می‌شود (Wang et al., 2000). بنابراین، نبود کانی‌های گروه Ir-Os در کروم‌اسپینل‌های رودان می‌تواند فرایند یاد شده را تأیید کند.

می‌دهد و برخی از هارزبورژیت‌ها نیز الگوی PGE پهن و تفریق نشده‌ای به نمایش می‌گذارند (شکل ۹-ب). در زمینه دونیت‌های کمپلکس رودان، همان‌گونه که در شکل ۹-ب دیده می‌شود؛ الگوی PGE این سنگ‌ها، به میزان کمی شیب منفی نشان می‌دهد؛ به طوری که میزان Ir و Pd این سنگ‌ها پایین است که این، مشابه الگوی معمول موجود در سنگ‌های گوشته‌ای است. علت را می‌توان چنین توجیه کرد که در سنگ‌های فوق بازی گوشته‌ای، Ir در بلورهای کروم‌اسپینل متمرکز می‌شود؛ در حالی که Pd درون دانه‌های سولفید میان‌دانه‌ای جای می‌گیرد (Leblanc, 1991)؛ در نتیجه پس از ذوب بخشی، تفاله دیرگداز به وجود آمده معمولاً غنی از Ir و فقیر از Pd است و الگوی PGE آن یک شیب منفی دارد. مشابه با پریدوتیت‌های گوشته‌ای تیبیک دیگر افیولیت‌ها، دونیت‌های کمپلکس رودان، فقیر از Ir و Pd هستند و



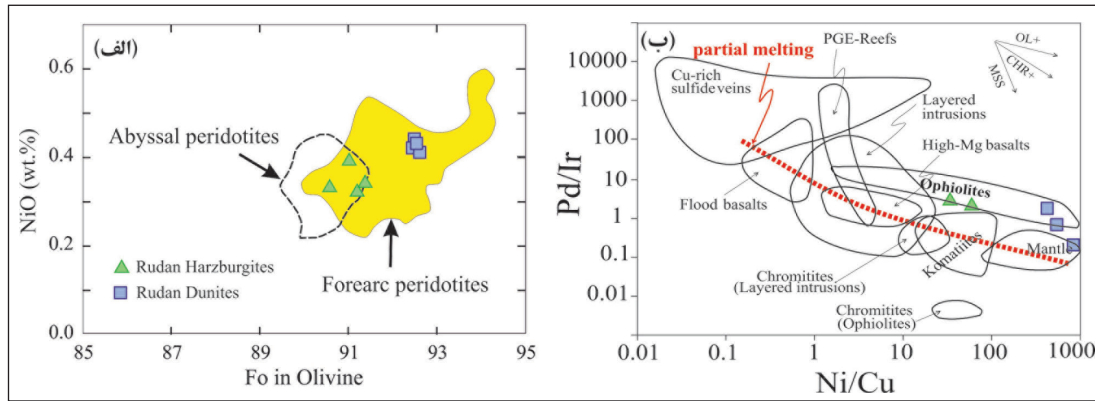
شکل ۹-الف) نمودار بی‌هنجاری پلاتین ( $Pt/Pt^*$ ) در برابر نسبت  $Pd/Ir$  در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی رودان دونیت‌ها روند ذوب بخشی را نشان نمی‌دهند که این خود منشأ واکنشی آنها را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری پلاتین را می‌توان از فرمول زیر به دست آورد:  $(Pt/Pt^*) = (Pt/8.3) \sqrt{(Rh/1.6) \times (Pd/4.4)}$  (ب) الگوی عناصر گروه پلاتین بهنجار شده با کندریت (Naldrette and Duke, 1980) برای دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی رودان و مقایسه آنها با هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های لرزولیتی (lh) (Leblanc, 1991) و هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های افیولیتی (oph) (Leblanc, 1991). محدوده لرزولیت به نقل از Leblanc (1991) و میانگین گوشته به نقل از Sun (1982) است.

### ۳-۴. تعیین جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های کمپلکس فرابازی رودان

پژوهشگران بسیاری از ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل به منظور تعیین منشأ ماگما و نیز تعیین جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس‌های فوق بازی استفاده کرده‌اند (Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001). برای نمونه، در نمودار  $Cr\#$  در برابر  $Mg\#$  کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان، تقریباً همه نمونه‌ها در محدوده افیولیت‌های پهنه فرافورانش و جلوی کمان (برای نمونه مشابه با کمپلکس بازی- فرابازی صوغان (Najafzadeh and Ahmadipour, 2014) و کمپلکس فرابازی کلکهان (Najafzadeh, 2017) جانمایی شده‌اند (شکل ۴-الف). همچنین با انطباق ترکیب کروم‌اسپینل‌های پریدوتیت‌ها در نمودار  $Fe\#$  در برابر  $Fe^{3+}\#$  همه نمونه‌ها در محدوده افیولیتی جانمایی می‌شوند (شکل ۴-ب).

از ترکیب شیمیایی الیون و ارتوپروکسن پریدوتیت‌ها نیز می‌توان برای تعیین محیط زمین‌ساختی استفاده کرد. برای نمونه، با استفاده از نسبت  $Fo$  به  $NiO$  الیون (شکل ۱۰-الف) و همچنین نسبت  $Al_2O_3$  به  $Cr_2O_3$  و  $Mg\#$  ارتوپروکسن (شکل‌های ۵-ب و پ) نمونه‌های کمپلکس رودان در محدوده جلوی کمان جانمایی می‌شوند. از نسبت  $Ni/Cu$  در برابر  $Pd/Ir$  سنگ کل نیز می‌توان ماهیت افیولیتی پریدوتیت‌های کمپلکس رودان را دریافت (شکل ۱۰-ب).

بررسی الگوی IPGE در دونیت‌های کمپلکس رودان نیز گویای عملکرد یک مذاب تراوشی روی آنهاست. مقادیر پایین Os، Ru و Ir در این سنگ‌ها، نشان می‌دهد که این عناصر در طول تراوش مذاب رفتار ناسازگاری دارند. در حال حاضر باور بر این است که این عناصر در طول ذوب بخشی در گوشته، رفتاری سازگار از خود نشان می‌دهند که این امر با مقادیر پایین آنها در دونیت‌های رودان در تناقض است و به نوبه خود تشکیل دونیت‌های رودان را تحت تأثیر فرایند ذوب بخشی زیر سوال برده و در واقع، دلیلی بر ماهیت واکنشی این سنگ‌هاست. تحرک Os، Ru و Ir در هنگام تراوش مذاب می‌تواند به دلیل حضور مذاب‌های غنی از سیال یا حتی مذاب‌های اشباع از سیال در یک محیط پهنه فرافورانش باشد (Büchl et al., 2002). از سوی دیگر، حضور مقادیر بسیار پایین عناصر PGE درون دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های کمپلکس یاد شده نیز به نوبه خود نشانگر عملکرد سیال یا مذاب تراوشی است؛ زیرا با افزایش میزان مذاب، سولفیدهای گوشته‌ای که خود جایگاه تمرکز این عناصر هستند نیز حل و خارج می‌شوند که این امر به نوبه خود سبب پایین آمدن مقادیر این عناصر (حتی پایین‌تر از حد کندریت) در سنگ‌های یاد شده می‌شود. بنابراین، نبود کانی‌های سولفیدی در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان نیز تا حد زیادی نشان‌دهنده عملکرد مذاب‌های گوشته‌ای روی این سنگ‌هاست که در واقع با تأثیر روی سنگ‌های گوشته‌ای، دونیت‌های واکنشی یا جانیشینی را به شکل عدسی به جا گذاشته‌اند.



شکل ۱۰- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی کمپلکس فرابازی رودان؛ الف) تغییرات Fo در برابر NiO الیون‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان. محدوده پریدوتیت‌های آیسال از (Juteau et al. 1990) است؛ ب) تغییرات نسبت Ni/Cu در برابر Pd/Ir در پریدوتیت‌های کمپلکس رودان. محدوده‌های روی شکل از (Barnes et al. 1988) است.

## ۸- نتیجه‌گیری

قرار گرفته است. این مذاب با سنگ‌های میزبان واکنش داده و سبب آغشتگی و تغییر ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی آنها و در پایان، ایجاد عدسی‌های دونیتی شده است. واکنش میان مذاب‌های تحت اشباع از گوگرد با هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان، سولفید را حل می‌کند و دونیتی به نسبت غنی از Ir و Ru، اما تهی شده در Pt و Pd بر جای می‌گذارد. این وضعیت در عدسی‌های دونیتی کمپلکس رودان وجود دارد که خود شاهدهی دیگر بر واکنشی بودن این سنگ‌هاست.

رخداد واکنش مذاب-سنگ، با ایجاد تغییرات ترکیب شیمیایی در سنگ‌های کمپلکس، مانند افزایش عناصر خاکی کمیاب سبک، تا حدودی سبب به هم ریختگی الگوهای عناصر کمیاب و PGE و همچنین ناهمگونی الگوهای این عناصر در سنگ‌های مشابه شده است.

با توجه به نتایج ژئوشیمی سنگ کل، به نظر می‌رسد که پریدوتیت‌های کمپلکس فرابازی رودان از دید میزان عناصر گروه پلاتین اهمیت اقتصادی ندارند. در مجموع می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که گوشته بالایی در این بخش از ایران‌زمین، از دید ترکیب شیمیایی هتروژن بوده و احتمالاً واکنش مذاب-پریدوتیت به‌طور گسترده‌ای در آن رخ داده است.

## سپاسگزاری

هزینه‌های انجام این پژوهش در قالب پژوهانه شماره ۵۵/۶۲۴۲۴/د توسط معاونت محترم پژوهشی دانشگاه پیام نور تأمین شده است که بدین وسیله از ایشان سپاسگزاری می‌شود.

بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی فلزات نوبل و ترکیب کروم‌اسپینل، الیون و ارتوپروکسن‌پریدوتیت‌ها و الیون‌بستریت‌های کمپلکس فرابازی رودان می‌توان به نتایج ژنتیکی زیر دست یافت:

مطالعه شیمی کانی‌های کروم‌اسپینل، نشان‌دهنده مقادیر بسیار پایین  $TiO_2$  و  $Al_2O_3$  و که این امر بیانگر آن است که هارزبورژیت‌های کمپلکس رودان، تفاله‌های گوشته‌ای به شدت تهی‌شده‌ای هستند که در نتیجه ذوب ۱۷ تا ۲۲ درصدی از یک گوشته بارور با ترکیب احتمالی لرزولیتی به وجود آمده‌اند. همچنین، الگوهای تغییرات PGE نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، تفاله‌هایی هستند که پس از خروج ماگمای اشباع از گوگرد از یک گوشته تهی شده بر جای مانده‌اند.

هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های کمپلکس رودان در عناصر PGE نسبت به کندریت‌ها تهی‌شدگی به نسبت بالایی دارند و الگوی PGE بهنجار شده با کندریت و گوشته، در آنها به نسبت پهن بوده که مشابه با پریدوتیت‌های گوشته‌ای به شدت تهی شده است. ترکیب کروم‌اسپینل، الیون و ارتوپروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های رودان نشان‌دهنده یک محیط پهنه فرفورانش است و ارتباط ژنتیکی نزدیکی را با محیط کمان نشان می‌دهد. همچنین، مقادیر بسیار پایین  $TiO_2$  در کانی‌های کروم‌اسپینل سنگ‌های یاد شده نشان‌دهنده تشکیل آنها در شرایط فوگاسیته اکسیژن پایین است. بر پایه بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، رخداد واکنش مذاب-سنگ در کمپلکس فرابازی رودان از جمله پدیده‌های شاخصی است که کل مجموعه را تحت تأثیر قرار داده است. به عبارت دیگر، شواهد بافتی و ترکیب شیمیایی کانی‌ها نشان می‌دهد که کمپلکس یاد شده احتمالاً مورد هجوم یک مذاب با ترکیب بونینیتی

## کتابنگاری

جان‌نثاری، م. ر. و ملچر، ف.، ۱۳۹۰- یافته‌های نوین از ژئوشیمی و کانی‌شناسی عناصر گروه پلاتین در کرومیتیت‌های جنوب ایران، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
نجف‌زاده، ع. و احمدی‌پور، ح.، ۱۳۹۳- ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین (PGE) و کروم‌اسپینل در پریدوتیت‌های کمپلکس فوق بازی آبدشت کرمان، جنوب شرق ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۱، صص. ۱۷۳ تا ۱۸۶.

## References

- Ahmed, A. H. and Arai, S., 2002- Unexpectedly high PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 143: 263-278.  
Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M., Ikenne, M. and Rahimi, A., 2009- Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 55: 92-104.  
Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T., 2006- Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society* 163: 869-879.  
Barnes, S. J. and Roeder, P. L., 2001- The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology* 42: 2279-2302.



- Barnes, S. J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L. P., Often, M., Pedersen, R. B. and Robins, B., 1988- The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel, and copper: examples from Norway. In: Prichard, H. M. e. a. (ed.) *Geo-platinum 87.*: Elsevier, 113-143.
- Batanova, V. G., Suhr, G. and Sobolev, A. V., 1998- Origin of Geochemical Heterogeneity in the Mantle Peridotites from the Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion Probe Study of Clinopyroxenes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 853-866.
- Büchl, A., Brüggmann, G., Batanova, V. G., Münker, C. and Hofmann, A. W., 2002- Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 204: 385-402.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine peridotite and spatially associated lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86: 54-76.
- Edwards, S. J. and Malpas, J., 1995- Multiple origins for mantle harzburgites: examples from the Lewis Hills, Bay of Island ophiolite, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32: 1046-1057.
- Fisk, M. R. and Bence, A. E., 1980- Experimental crystallization of chrome spinel in FAMUS basalt 527-1-1. *Earth and Planetary Science Letter* 48: 111-123.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H., and Fiske, R., 1992- Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 445-485.
- Juteau, T., Berger, E. and Cannat, M., 1990- Serpentinized, residual mantle peridotites from the M.A.R. median valley, ODP hole 670A (21°10'N, 45° 02'W): Primary mineralogy and geothermometry. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 106 (109): 27-45.
- Kamenitsky, V. S., Crawford, A. J. and Meffre, S., 2001- Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *Journal of Petrology* 42: 655-671.
- Kelemen, P. B., 1990- Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunite. *Journal of petrology* 31(1): 51-98.
- Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M. and Dick, H. J. B., 1997- A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Phil Trans Roy Soc Lond A* 355: 283–318.
- Kelemen, P. B., Shimizu, N. and Salters, V. J. M., 1995a- Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375: 747–753.
- Kelemen, P. B., Whitehead, J. A., Aharonov, E. and Jordahl, A., 1995b- Experiments on flow focusing in soluble porous media, with application to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research* 100: 475-496.
- Kojonen, K., Zaccarini, F. and Garuti, G., 2003- Platinum-group elements and gold geochemistry and mineralogy in the Ray-Iz ophiolitic chromitites, Polar Urals. In: al., E. D. G. e. (ed.) *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress, Rotterdam, 599-602.
- Leblanc, M., 1991- Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor In: Peters, T. (ed.) *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, Oman*: Kluwer, Dordrecht, 231-260.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W. and Gass, I. G., 1986- The ophiolite of Northern Oman. *Geological Society of London Memoir* 11: 1-112 and 39-44.
- Mathez, E. A. and Peach, C. L., 1989- Geochemistry of platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks. In: Whitney, J. A. and Naldrett, A. J. (eds.) *Ore deposition associated with magmas.*: Rev. Econ. Geol., 33-43.
- McCall, G. J. H., 1985- Explanatory text of the Minab Quadrangle Map; 1:250,000; No. J13., Geological Survey of Iran, Tehran, 530pp.
- Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T. V. and Thalhammer, O. A. R., 1999- The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data. *Mineralium Deposita* 34: 250-272.
- Moreno, T., Gibbons, W., Prichard, H. M. and Lunar, R., 2001- Platiniferous chromitite and the tectonic setting of ultramafic rocks in Cabo Ortegal, NW Spain. *Journal of the Geological Society* 158: 601-614.
- Najafzadeh, A. R. and Ahmadipour, H., 2014- Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic-ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran. *Ore Geology Reviews* 60: 60-75.
- Najafzadeh, A. R. and Ahmadipour, H., 2016- Geochemistry of Platinum-group elements and mineral composition in chromitites and associated rocks from the Abdasht ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 75: 220-238.
- Najafzadeh, A. R., 2017- Mineralogy and composition of chromitites and host peridotites from the Colkahan ultramafic complex (Nazdasht mine), Kerman, southeastern Iran. *Mineralogy and Petrology* 111: 337-350.
- Najafzadeh, A. R., Arvin, M., Pan, Y. and Ahmadipour, H., 2008- Podiform chromitites in the Sorkhband ultramafic complex, Southern Iran: evidence for ophiolitic chromitite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19: 49-65.
- Naldrett, A. J. and Duke, J. M., 1980- Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science* 208: 1417-1424.
- Orberger, B., Lorand, J. P., Girardeau, J., Mercier, J. C. C. and Pitragool, S., 1995- Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttardit ophiolite, Northern Thailand. *Lithos* 35: 153-182.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. and 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.
- Quick, J. E., 1981- Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, northern California. *Journal of Geophysical Research* 86: 11837-11863.
- Suhr, G., 1999- Melt migration under oceanic ridges: Inferences from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites. *Journal of Petrology* 40: 575–599.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds) *Magmatism in the Ocean Basins*, Special Publication of the Geological Society of London. Special Publication 42.
- Sun, S. S., 1982- Chemical composition and origin of the Earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 179-193.
- Takahashi, E., 1986- Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: implications on the origin of peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 91: 9367-9382.
- Wang, Zh., Quanlin, H., Jiliang, L. and Haihong, C., 2000- Platinum-group elements for the Kudi ophiolite, western Kunlun. *Chinese Science Bulletin* 45: 551-556.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Li, Z., 1996- Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology* 37: 3-21.

# Using noble metal and mineral chemistry of peridotites in petrogenesis and tectonic setting of Rudan ultramafic complex, Kerman, Southern Iran

A. R. Najafzadeh<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 2015 October 28

Accepted: 2017 May 15

## Abstract

The Rudan ultramafic complex with Paleozoic age is located in Southern Kerman province and is composed mainly of massive harzburgite, small to medium sized lenticular dunite and subordinate very thin olivine websterite dykes. Granular and protogranular are the main textures in dunites and harzburgites, and orthopyroxene, olivine and to a lesser extent clinopyroxene and chromian spinel were found in the harzburgites and dunites. The forsterite content of olivine is slightly higher in dunites ( $Fo_{92.5}$ ) than those in harzburgites ( $Fo_{91}$ ). Detailed electron microprobe study reveals intermediate Cr# (0.33-0.56), relatively high Mg# (0.59-0.75) and very low  $TiO_2$  content (averaging 0.01 wt %) for chromian spinels in Rudan peridotites. The  $Fe^{3+}$  is very low, (<0.09 wt%) in the chromian spinel of peridotites, which reflects crystallization under low oxygen fugacities. Moreover, the vast majority of the Rudan peridotites are strongly depleted in REE. Total PGEs in the peridotites are very low (average 25 ppb) and are highly depleted in PGE contents relative to chondrites. The PGE spidergrams in dunites are unfractionated, and the  $Pd_N/Ir_N$  ratios averages 1.02, whereas the harzburgites show slightly positive slopes PGE spidergrams, together with a small positive Ru, Pd and Au anomalies, and their  $Pd_N/Ir_N$  ratio averages 2.75. Moreover, the PGE chondrite and primitive mantle normalized patterns of the harzburgites are relatively flat which are comparable to the depleted mantle peridotites indicating relatively high degree of partial melting (about 17-22%) of the mantle source. The mineral chemistry data and the noble metal geochemistry indicates that the harzburgites of the Rudan ultramafic complex are residual and dunites are replaced and tectonically have been generated in a fore-arc mantle region above a supra-subduction zone setting.

**Keywords:** Supra-subduction zone, Noble metals, Rudan ultramafic complex, Kerman, Southern Iran

For Persian Version see pages 173 to 184

\*Corresponding author: A. R. Najafzadeh; E-mail: a\_najafzadeh@pnu.ac.ir