

ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین (PGE) و کروم اسپینل در پریدوتیت‌های کمپلکس فرابازی آبدشت کرمان، جنوب خاور ایران

علیرضا نجف‌زاده^{۱*} و حمید احمدی‌پور^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۶/۱۳

چکیده

کمپلکس آبدشت یکی از کمپلکس‌های فرابازی بزرگ در جنوب خاور ایران (منطقه اسفندقه) است. کمپلکس آبدشت از دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت، کرومیتیت و مقادیر کمی ورلیت تشکیل یافته است. مطالعات تفصیلی میکروپروب بر روی کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها مقادیر بسیار بالای $\text{Cr}\#$ (۴۸-۸۶)، $\text{Mg}\#$ (۵۶-۷۶) و مقادیر بسیار پایین TiO_2 (متوسط ۰/۰۷ درصد وزنی) را نشان می‌دهد. مقدار $\text{Fe}^{3+}\#$ در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت بسیار پایین (۰/۰۸ < درصد وزنی) است که نشان‌دهنده تبلور در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن است. نمونه‌های هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت از نظر مقدار PGE، در مقایسه با کندریت‌ها بسیار تهی شده‌اند. نسبت Pd/Ir_N تفریق نیافته (متوسط ۰/۷۲)، در حالی که هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در نمودارهای عنکبوتی PGE، کمی شیب مثبت به همراه بی‌هنجاری مثبت کوچکی از Ru نشان داده و نسبت Pd/Ir_N در آنها به ترتیب ۲/۴ و ۲/۳ است. همچنین، الگوهای PGE بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه در هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و لرزولیت‌های کمپلکس آبدشت نسبتاً پهن است که می‌توان آن را با پریدوتیت‌های گوشته‌ای به شدت تهی شده که درجات بالای ذوب بخشی (۲۵-۲۰ درصد) منبع گوشته‌ای را نشان می‌دهند، مقایسه کرد. داده‌های شیمی کانی و ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین در پریدوتیت‌های آبدشت نشان‌دهنده آن است که کمپلکس فرابازی آبدشت از یک ماگمای مرتبط با کمان با ماهیت بونینیتی در بالای یک پهنه فرافورانش به وجود آمده است.

کلیدواژه‌ها: ایران، عناصر گروه پلاتین، کمپلکس فرابازی آبدشت، پهنه بالای مناطق فرورانش.

*نویسنده مسئول: علیرضا نجف‌زاده

E-mail: a_najfzadeh@pnu.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

کانی‌های کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها، به دلیل مقاومتی که در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهند، اغلب در این سنگ‌ها بدون تغییر حفظ شده‌اند؛ به گونه‌ای که می‌توان از آنها به عنوان شاخص‌های پتروژنتیکی قابل اعتمادی به منظور تعیین ترکیب سنگی گوشته اولیه (حتی در سنگ‌های فرابازی به شدت سرپانتینی شده) استفاده کرد (برای نمونه Ahmed et al., 2009; Ismail et al., 2010; Xu et al., 2012). همچنین، شیمی کانی‌های کروم اسپینل و کانی‌های سیلیکاتی همراه آنها در پریدوتیت‌ها می‌تواند در تعیین ترکیب مذاب مادر این سنگ‌ها، جایگاه زمین‌ساختی، تعیین درصد ذوب بخشی، تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن (fO_2)، تعیین ماهیت افیولیتی یا غیر افیولیتی آنها، واکنش مذاب/سنگ و غیره به کار برده شود (Dai et al., 2011; Grieco et al., 2007; Grieco et al., 2012; Park et al., 2012; Ulrich et al., 2010; Pagé et al., 2012; Whattam et al., 2011; Xu et al., 2012). از سوی دیگر، پراکندگی عناصر گروه پلاتین (PGE) در سنگ‌های فرابازی، ماهیت سنگ‌شناختی گوشته‌ای که از آن منشأ گرفته‌اند را مشخص می‌سازد. همچنین این عناصر نسبت به درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ و نیز نسبت درجه اشباع از گوگرد ماگمای حاصل از فرایند ذوب بخشی بسیار حساس هستند (Barnes et al., 2009; Keays, 1995).

کمپلکس آبدشت از کمپلکس‌های فرابازی واقع در جنوب خاور ایران و منطقه اسفندقه است که بیشتر از هارزبورژیت، دونیت، کرومیتیت، لرزولیت و کمی ورلیت تشکیل یافته و در حال حاضر کرومیتیت‌های این کمپلکس بهره‌برداری می‌شود (معدن آبدشت). تاکنون مطالعات دقیقی در مورد پراکندگی عناصر گروه پلاتین و نیز استفاده از این عناصر در تعیین پتروژنتیک سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس آبدشت صورت نگرفته است. مطالعات انجام شده پیشین بیشتر مبتنی بر مطالعات صحرایی (زهره‌بخش، ۱۳۶۱)، کانه‌نگاری (خوبی، ۱۳۶۱؛ باقریان و درویشی، ۱۳۸۷)، ژئوشیمی سنگ کل (باقریان و طورچی، ۱۳۸۴) و شیمی کانی‌ها (احمدی‌پور، ۱۳۷۹)

بوده، ولی هیچ‌گونه بحثی در مورد اهمیت پتروژنتیکی پراکندگی عناصر گروه پلاتین در این کمپلکس عنوان نشده است (گفتنی است که تنها یک نمونه از دونیت‌های این کمپلکس به تازگی توسط جان‌نثاری و ملچر (۱۳۹۰) مطالعه شده است). این پژوهش در واقع اولین تفسیر جامع در مورد عناصر گروه پلاتین و توزیع آنها در سنگ‌های فرابازی کمپلکس آبدشت است که دو هدف اصلی را دنبال می‌کند. اول آن که با استفاده از ترکیب کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های سنگ‌های پریدوتیتی، منشأ و محیط زمین‌ساختی این کمپلکس تعیین می‌شود. دوم آن که با مطالعه پراکندگی عناصر گروه پلاتین در دونیت‌ها، هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها، ماهیت بخش گوشته سنگ‌کره‌ای در منطقه اسفندقه و بخشی از تاریخ تشکیل مجموعه آبدشت روشن شده و همچنین ماهیت این سنگ‌ها از دید تمرکز مقادیر اقتصادی از این عناصر مشخص می‌شود.

۲- روش مطالعه

۲-۱. روش‌های صحرایی

ضمن بازدیدهای صحرایی و برداشت اطلاعات مختلف از ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ساختاری واحدهای سنگی، نمونه‌برداری سیستماتیک برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی، آزمایش‌های تجزیه سنگ کل و شیمی کانی‌ها انجام شده و نقشه زمین‌شناسی از کمپلکس آبدشت تهیه شد.

۲-۲. مطالعات آزمایشگاهی

در بردارنده مطالعات سنگ‌نگاشتی مقاطع نازک میکروسکوپی و صیقلی برای تعیین بافت سنگ‌ها و ریزساختارهای آنهاست.

۲-۳. تجزیه شیمیایی سنگ کل

به منظور انجام این کار، نمونه‌های با کمترین دگرسانی انتخاب، پودر و برای تجزیه شیمیایی در دو مرحله به کشور فرانسه فرستاده شد. در مرحله اول، آزمایش‌ها در شهر برست (Brest) و دانشگاه برتن اکسیدنتال (Bertagne Occidentale) به روش

N20W/80SW است. گفتنی است که عملکرد گسل‌های مختلف در این توده به صورتی است که لایه‌های پریدوتیتی، شکل ناودیس مانند پیدا کرده‌اند، و گرنه شکل ساختاری توده آبدشت به معنای واقعی کلمه، ناودیس نیست.

همچنین، دو نوع برگرارگی دمای پایین در این مجموعه دیده می‌شود. یکی به موازات لایه‌بندی پریدوتیت‌ها گسترش یافته است و شیب و امتداد آن کاملاً از لایه‌ها پیروی می‌کند. در طول این برگرارگی، گسل‌های وارون و عادی بسیاری نیز دیده می‌شود که در برخی از آنها می‌توان رگه‌های منیزیت سفیدرنگی را دید. سری دوم برگرارگی دمای پایین، اشکالی است که در اثر سرپانتینی شدن حاشیه پیرامون کمپلکس به وجود آمده است. مرزهای باختری، خاوری و شمالی آبدشت را یک بخش دارای سرپانتین شیبست دربر گرفته است که گاه سبزی آن تا ۷۰ متر می‌رسد. شیبست‌زیت این بخش، کمپلکس آبدشت را دور می‌زند و شیب آن به سوی مرکز توده است (شکل ۱-ب). تورق حاصل از این فرایند، افزون‌بر سرپانتین‌ها تا فواصل زیادی در پریدوتیت‌ها نیز گسترش یافته است. گسل‌های بزرگ که این مجموعه را قطعه قطعه کرده و قطعات را همانند سفره بر روی یکدیگر رانده‌اند، در جهات مختلف گسترش می‌یابند و با رگه‌های منیزیت و سرپانتینی شدن سنگ‌ها مشخص می‌شوند. بیشترین تعداد گسل‌ها با روند N30W/60NE در این مجموعه دیده می‌شوند (شکل ۱-ب).

کمپلکس فرابازی آبدشت از دید ترکیب سنگی دربردارنده دونیت، هارزبورژیت، کمی لرزولیت، ورلیت‌های ارتوپروکسن‌دار و کرومیت است. سبزی لایه‌ها از ۰/۵ تا ۲۰ متر متغیر است و دونیت‌ها با رنگ زرد و فرسودگی بیشتر، کاملاً مشخص هستند؛ این در حالی است که هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها به رنگ قهوه‌ای تیره و مقاوم‌تر دیده می‌شوند. مقدار لرزولیت و ورلیت‌های ارتوپروکسن‌دار در این کمپلکس کم است و از دید ظاهری همانند هارزبورژیت‌ها هستند.

۴- سنگ‌نگاری

دونیت‌های کمپلکس آبدشت بافت زئوبلاستیک و دانه‌ای دارند و از اولیون‌های درشت (تا ۱ سانتی‌متر) و بدون شکل خاص که بیشتر سرپانتینی شده‌اند، به همراه مقادیر کمی کروم اسپینل (بین ۱ تا ۵ درصد) تشکیل یافته‌اند. اولیون‌ها (Fo_{91.3-91.9}) بیشتر یک دگرشکلی داخلی را به صورت ماکل مکانیکی یا نوارهای شکنجی (Kink bands) از خود به نمایش می‌گذارند (شکل ۲-الف). این سنگ‌ها نشانه‌های تبلور دوباره را به خوبی نشان می‌دهند و تا حدود زیادی بافت اولیه خود را از دست داده‌اند؛ به گونه‌ای که در حال حاضر بلورهای اولیون بیشتر مرز دانه (grain boundary) دارند. در این موارد، یک بلور اولیون در نور متقاطع به دو بخش تبدیل شده است. این دو بخش به همراه یکدیگر خاموش نمی‌شوند و مرز میان آنها حالت منحنی و میان‌انگشتی دارد و مانند آن است که یکی از بخش‌های بلور اولیون در حال تبدیل به بخش مجاور است. این حالت، تجدید ساختار درونی بلور اولیون، در شرایط جدید دما و فشار است و نشان می‌دهد که بلور اولیه اولیون که تحت تأثیر درجه بالای تغییر شکل قرار گرفته است، در شرایط جدید که در آن فشار و دما پایین‌تر است، تجدید ساختار داده، نقایص شبکه‌ای آن از بین رفته و همان بخش از بلور، در حال پیشروی به سوی بخش کهن است. از نشانه‌های دیگر تبلور دوباره در این سنگ‌ها می‌توان به رشد بلورهای ریز بدون تغییر شکل در میان بلورهای بسیار تغییر شکل یافته اشاره کرد. به عبارت دیگر، تجدید ساختار در هنگام تبلور دوباره می‌تواند از وسط بلور بسیار تغییر شکل یافته صورت گیرد. کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها، اغلب به رنگ سرخ قهوه‌ای سوخته تا سیاه هستند و به شکل دانه‌های خودشکل تا نیمه‌خودشکل کدر تا نیمه‌شفاف یافت می‌شوند. اندازه این کانی‌ها از ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر متغیر است و گاه در پیرامون آنها، نوار باریکی از کانی کلریت کروم‌دار (نوع کامریریت) (Kammererite) به رنگ تداخلی آبی جوهری و

ICP-ES برای عناصر اصلی، فرعی و شماری از عناصر خاکی کمیاب انجام شد. در مرحله دوم در دانشگاه لویی‌پاستور و به روش ICP-MS نمونه‌ها تجزیه شد.

۲-۴. تجزیه‌های میکروپروب

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 CAMEBAX SX 50 در دانشگاه ژوسیوی پاریس با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv و جریان پروتو ۱۰ میکرومتر تجزیه میکروپروب شدند. زمان اندازه‌گیری برای اکسیدهای عناصر اصلی ۱۰ ثانیه و برای عناصر فرعی ۲۰ ثانیه در نظر گرفته شده و داده‌های خام با برنامه ZAF تصحیح شده‌اند.

۲-۵. تجزیه عناصر گروه پلاتین و طلا

تجزیه همه عناصر گروه پلاتین (Pd, Pt, Rh, Ru, Ir, Os) به همراه Au, Ni, Cu در ۹ نمونه از پریدوتیت‌های کمپلکس فرابازی آبدشت انجام شد. از آنجایی که مقدار PGE و Au در این سنگ‌ها بسیار پایین است، از روش (Fire Assay) با مجموعه سولفید نیکل استفاده شد که طی آن نمونه با مخلوطی از خاکستر سودا، بوراکس، سولفور سیلیکا و کربنات یا اکسید نیکل مخلوط می‌شود. سپس این نمونه‌ها با کمک دستگاه ICP-MS مدل Perkin-Elmer Sciex ELAN 9000 در آزمایشگاه Genalysis Laboratory Services Pty. Ltd. در مادینگتون استرالیا تجزیه شده‌اند. دقت و درستی تجزیه به طور دائم با استانداردهای بین‌المللی شامل AMIS0076, HGMN.1, AMIS0124 و نیز توسط تجزیه نمونه‌های blank و duplicate چک شده است. حد آشکارسازی برای عناصر Os, Ir, Ru, Pd, Pt, Ni و 2ppb و برای عناصر Rh و Cu 1ppb و برای طلا 5ppb است.

۳- زمین‌شناسی

کمپلکس فرابازی آبدشت در جنوب خاور ایران (جنوب استان کرمان) و در بخش پایانی پهنه دگرگونی سندج-سیرجان، درون کمربند ملائز افیولیتی منطقه اسفندقه واقع شده است (شکل ۱-الف). این کمربند افیولیتی در جنوب خاور راندگی اصلی زاگرس قرار دارد و بخشی از کمربند افیولیتی تیس خاورمیانه است که افیولیت‌های مدیترانه و هیمالایا را به یکدیگر متصل می‌کند (Stocklin, 1968; Hassanipek & Ghazi, 2000). بر پایه مطالعات (McCall 1985) این منطقه بخشی از حاشیه جنوبی قطعه (sliver) سندج-سیرجان/بجگان-دورکان است (شکل ۱-الف). منطقه مورد مطالعه (کمپلکس آبدشت) در ناحیه‌ای بزرگ‌تر که به نام اسفندقه شهرت یافته است، قرار دارد.

ناحیه اسفندقه در منتهی‌الیه پهنه سندج-سیرجان و در محل تلاقی روندهای ساختاری بسیار مهمی همچون روندهای ساختاری پهنه زاگرس، روندهای ساختاری شمالی-جنوبی (گسل زندان) و روندهای ساختاری شمال خاور-جنوب باختر (پهنه گسلی آشین) قرار دارد. از مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه اسفندقه به ترتیب دیرینگی می‌توان به کمپلکس‌های فرابازی سیخوران، صوغان و آبدشت، کمپلکس‌های دگرگونی سرگز-آبشور، توده‌های نفوذی گرانیتی، مجموعه‌های رسوبی-آذرین ژوراسیک-کرتاسه زیرین و در نهایت پهنه‌های آمیزه رنگین افیولیتی اشاره کرد.

کمپلکس فرابازی آبدشت با گسترش بیش از ۴۰ کیلومتر مربع، در باختر کمپلکس صوغان قرار گرفته و بین این دو را آبرفت‌های دوران چهارم پوشانده است و در بخش‌های شمال خاور این کمپلکس، تشکیلات مربوط به منطقه آمیزه رنگین (گلوکوفان‌شیست‌ها) قرار دارد (شکل ۱-ب). کمپلکس فرابازی آبدشت مجموعه‌ای لایه‌لایه با چین‌خوردگی‌های قابل ملاحظه است که در مجموع، یک شکل ناودیس مانند را به نمایش می‌گذارند؛ به گونه‌ای که در بخش‌های باختر و جنوب باختر، ویژگی‌های لایه‌ها N30W/60NE و در بخش خاوری به صورت

۶-۱. کروم اسپینل

در سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس آبدشت، بیشتر فازهای سیلیکاتی تشکیل دهنده این سنگ‌ها به کانی‌های ثانویه مانند سرپانتین دگرسان شده‌اند؛ ولی کانی‌های کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها در بیشتر موارد بدون تغییر باقی مانده‌اند و همچنین هیچ‌گونه منطقه‌بندی ترکیبی از مرکز به سوی حاشیه از خود نشان نمی‌دهند و به کمک آنها می‌توان ترکیب شیمیایی اولیه سنگ‌های پریدوتیتی را تعیین کرد.

در دونیت‌ها، مقدار Cr_2O_3 کروم اسپینل‌ها در محدوده بسیار کمی بین ۵۲ تا ۵۹/۳ درصد وزنی (میانگین ۵۵ درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها به ترتیب بین ۳۸/۴ تا ۴۶/۶ درصد (متوسط ۴۰/۹ درصد) و ۳۸/۵ تا ۳۹/۲ (متوسط ۳۸/۸ درصد) متغیر است. مقدار Cr_2O_3 در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها بسیار نزدیک به یکدیگر بوده، ولی نسبت به دونیت‌ها مقادیر بسیار پایین‌تری دارند (جدول ۲). مقدار Al_2O_3 در کروم اسپینل‌های دونیت‌ها بسیار پایین بوده و بین ۷/۱-۶/۲ درصد (متوسط ۶/۶ درصد) تغییر می‌کند. این در حالی است که مقدار این اکسید در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها بسیار بیشتر از دونیت‌ها بوده و به ترتیب بین ۲۷/۸-۱۹/۸ درصد (متوسط ۲۵/۲ درصد) و ۲۷/۵-۲۶/۵ درصد (متوسط ۲۷ درصد) متغیر است. در نمودار Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 یک ارتباط منفی میان تمام نمونه‌های دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت برقرار است (شکل ۴-الف). مقادیر آهن کل ($FeO+Fe_2O_3$) کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها به میزان قابل ملاحظه‌ای بالاتر از هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌هاست؛ به گونه‌ای که مقدار FeO در دونیت‌ها بین ۲۶/۱-۲۲/۲ درصد (متوسط ۲۴/۲ درصد)، در هارزبورژیت‌ها بین ۱۷/۹-۱۶/۳ درصد (متوسط ۱۹ درصد) و در لرزولیت‌ها بین ۱۷/۵-۱۶/۹ درصد (متوسط ۱۷/۲ درصد) در تغییر است. مقدار MgO برعکس بوده، به گونه‌ای که مقدار آن در کروم اسپینل‌های دونیت‌ها از پایین‌ترین مقدار یعنی ۸/۱-۵/۲ درصد (متوسط ۶/۵ درصد) نسبت به هارزبورژیت‌ها با مقدار ۱۲/۳-۱۱/۴ درصد (متوسط ۱۱/۹ درصد) و لرزولیت‌ها با مقدار ۱۲/۴-۱۲ درصد (متوسط ۱۲/۳ درصد) برخوردار است. در نمودار FeO در برابر MgO (شکل ۴-ب) و نمودار Cr_2O_3 در برابر MgO (شکل ۴-ج) نیز ارتباط منفی بین اکسیدهای یادشده در نمونه‌های پریدوتیتی کمپلکس آبدشت به خوبی نمایان است. در نمودار Al_2O_3 در برابر MgO نیز لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها در محدوده با تهی‌شدگی متوسط و دونیت‌ها در محدوده با بیشترین تهی‌شدگی قرار می‌گیرند (شکل ۴-د). مقدار TiO_2 در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت بسیار پایین (متوسط ۰/۷ درصد) است (جدول ۲). بر اساس مطالعات Zhou & Bai (1992) می‌توان بر پایه میزان TiO_2 موجود در کروم اسپینل‌های کانسارهای لایه‌ای و نیامی‌شکل (پودیفرم)، این دو را از یکدیگر جدا کرد؛ به گونه‌ای که مقدار TiO_2 در کانسارهای نیامی شکل کمتر از ۰/۳ درصد بوده در حالی که مقدار این اکسید در انواع لایه‌ای شکل بیشتر از ۰/۳ درصد است؛ زیرا در طی ذوب بخشی گوشته فوقانی، Ti به شدت وارد مذاب می‌شود (Jan & Windley, 1990).

مقادیر $Cr\# [100Cr/(Cr+Al)]$ در دونیت‌ها بالاترین مقدار را دارد (۸۶/۵-۸۳/۱) و متوسط ۸۴/۹ درصد) در حالی که در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها مقدار این متغیر به ترتیب بین ۵۹/۹-۴۸/۴ درصد (متوسط ۵۲/۳ درصد) و ۴۸/۹-۴۹/۷ درصد (متوسط ۴۹/۱ درصد) متغیر است. در برابر آن، مقادیر $Mg\#[100Mg/(Mg+Fe)]$ در دونیت‌ها کمترین مقدار را دارد (۳۹/۱-۲۶/۲) و متوسط ۳۲/۳ درصد) در حالی که مقدار این متغیر در هارزبورژیت‌ها بین ۵۶/۵-۵۴/۶ درصد (متوسط ۵۵/۶ درصد) و در لرزولیت‌ها بین ۵۶/۲-۵۵/۸ درصد (متوسط ۵۶ درصد) در تغییر است. در نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ (شکل ۴-ه) همه نمونه‌های پریدوتیتی کمپلکس آبدشت در محدوده پریدوتیت‌های آلپی قرار می‌گیرند. در این نمودار، بیشتر کروم اسپینل‌های دونیت‌ها در محدوده کروم اسپینل‌های با Fe بالا و کروم اسپینل‌های هارزبورژیت‌ها و ۱۷۵

سرپانتین دیده می‌شود که در نتیجه دگرسانی تشکیل شده است (شکل‌های ۲-ب و ج). چنین حالتی در پیرامون کرومیت‌های سنگ‌های فرابازی کمپلکس جیجال در شمال باختر پاکستان (Jan & Windley, 1990)، سنگ‌های فرابازی کابوورنگال در شمال باختر اسپانیا (Moreno et al., 2001) و کمپلکس فرابازی سرخ‌بند در جنوب ایران (Najafzadeh et al., 2008) نیز گزارش شده است. کرومیت‌های موجود در دونیت‌ها بیشتر به دلیل ریزدانه بودن، ادخال‌های سیلیکاته ندارند؛ ولی در مواردی که دانه درشت باشند، کمتر دارای کانی‌های اولیوین هستند. کانی‌های کرومیت موجود در دونیت‌ها، هم درون کانی‌های اولیوین و هم در مرز میان آنها دیده می‌شوند و از آنجایی که کرومیت‌ها را به صورت میان‌دانه‌ای نمی‌توان دید، از این رو می‌توان چنین دریافت که این کانی‌ها جزو اولین فازهای متبلور شده در ماگمای اولیه هستند. ترکیب متوسط مودال هارزبورژیت‌های کمپلکس آبدشت شامل ۸۰ تا ۹۵ درصد اولیوین ($Fe_{90.6-91.8}Wo$) و حداکثر ۱۰ درصد ارتوپروکسن ($En_{90.93}Fs_{6.9}Wo_1$) است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کروم اسپینل (حدود ۱ درصد) اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه‌ای است و در آن بلورهای اولیوین درشت بیشتر ماکل مکانیکی و تغییر شکل نشان می‌دهند و مرز آنها با یکدیگر و با دیگر کانی‌های سازنده سنگ، به صورت منحنی‌های خمیده (Curvilinear) و میان‌انگشتی است. تیغه‌های جدایشی ریز از جنس کلینوپروکسن نیز در بلورهای ارتوپروکسن معمول است. همچنین در بسیاری موارد، ادخال‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط از کانی اولیوین که ممکن است دارای شکستگی و گاه سرپانتینی شده باشد، نیز درون ارتوپروکسن‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-د).

ترکیب متوسط مودال لرزولیت‌های کمپلکس آبدشت شامل ۸۰ تا ۹۵ درصد اولیوین ($Fo_{90.7-91.1}$) و بیشینه ۱۰ درصد کلینوپروکسن ($En_{91-92}Fs_{7-8}Wo_1$) و ۱۰ درصد ارتوپروکسن ($En_{48-50}Fs_{1-3}Wo_{49-50}$) است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کروم اسپینل (حدود ۱ درصد) اشاره کرد که در پیرامون آنها همانند دونیت‌ها، نوار باریکی از کانی کلریت کروم‌دار (نوع کامبریت) به رنگ تداخلي آبی جوهری و سرپانتین دیده می‌شود (شکل ۲-ب). بافت این سنگ‌ها نیز بیشتر دانه‌ای است و در آن بلورهای اولیوین بیشتر ماکل مکانیکی دارند و همه کانی‌های موجود در سنگ، اشکال دگرشکل از خود نشان می‌دهند.

۵- شیمی سنگ کل پریدوتیت‌ها

دونیت‌های کمپلکس آبدشت دارای مقادیر پایین Al_2O_3 (۰/۳ درصد)، CaO (۰/۱۴-۰/۰۷ درصد) و مقادیر بالای MgO (۴۶/۴ درصد) هستند؛ در حالی که هارزبورژیت‌ها مقادیر بالاتری از Al_2O_3 (۰/۶ درصد)، CaO (۰/۵۴ درصد) و مقادیر پایین‌تری از MgO (۴۴/۶ درصد) را نسبت به دونیت‌ها دارند، ولی مقدار FeO دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها تقریباً مشابه است (جدول ۱). افزایش مقدار MgO را می‌توان به افزایش درجه تهی‌شدگی از هارزبورژیت به دونیت نسبت داد (Parkinson & Pearce, 1998; Zhou et al., 2001).

در شکل ۳ الگوی عناصر واسطه که نسبت به گوشته (SC1) بهنجار شده‌اند (Jagoutz et al., 1979) نشان داده شده است. با توجه به شکل می‌توان دریافت که دونیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها تهی‌شدگی بیشتری از عناصر Ti ، V و Sc را نشان می‌دهند که این امر را می‌توان به حضور کلینوپروکسن در هارزبورژیت‌ها نسبت داد.

۶- شیمی کانی‌ها

به منظور بررسی شیمی کانی‌ها در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت، در مجموع ۴۵ تجزیه میکروپروب از کانی‌های کروم اسپینل، اولیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن انجام شد که نتایج آن در جدول‌های ۲ تا ۴ آورده شده است.

می‌یابد (به ترتیب ۱۰/۵ ppb و ۶/۵ ppb). بنابراین می‌توان دریافت که این سنگ‌ها در عناصر گروه پلاتین نسبت به کندریت‌ها به شدت تهی شده‌اند و الگوی تقریباً پهنی را (۲/۴-۰/۴) (IPGE_N/PPGE_N) به نمایش می‌گذارند که در محدوده ۰/۰۳-۰/۰۳ مقادیر کندریت تغییر می‌کند (شکل ۶) و شاخص هارزبورژیت‌های گوشته‌ای است (Barnes et al., 1985; Moreno et al., 2001).

مقدار عناصر گروه پلاتین در دونیت‌های کمپلکس آبدشت بین ۲۷-۵ ppb متغیر است (متوسط ۱۴/۵ ppb) که کاملاً با مقادیر آن در دونیت‌های دیگر افیولیت‌های دنیا (۱۴/۷ ppb) همخوانی دارد. همچنین در هارزبورژیت‌ها مقدار عناصر گروه پلاتین بین ۳۷-۳۶ ppb متغیر است که کمی بیش از مقدار میانگین آن در هارزبورژیت‌های دیگر افیولیت‌های دنیا است (۳۰ ppb) (Shen-Su, 1982). همچنین، مقدار PGE در لرزولیت‌های آبدشت بین ۲۶-۱۹ ppb (متوسط ۲۳ ppb) تغییر می‌کند (جدول ۵).

نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین در دونیت‌ها بی‌هنجاری مثبت ناچیزی را در عناصر Ru و Pd نشان می‌دهد (شکل ۶-الف) و مقدار Pt در دونیت‌ها به میزان قابل توجهی پایین‌تر از هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌هاست. نسبت Pd_N/Ir_N که به عنوان شاخص تفریق عناصر گروه پلاتین در نظر گرفته می‌شود (Naldrett et al., 1979; Sun, 1982) در دونیت‌های آبدشت بین ۱/۳۳-۰/۳۳ متغیر است که کمی بیش از مقدار میانگین این متغیر در دیگر دونیت‌های افیولیتی دنیا است (۰/۱۲). مقدار Au در دونیت‌های آبدشت به‌جز یک نمونه (۵ppb) در دیگر نمونه‌ها کمتر از حد آشکارسازی است (شکل ۶-الف).

نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین در هارزبورژیت کمی شیب مثبت دارد، غنی‌شدگی ناچیزی را در Ru، Pt، Pd به نمایش می‌گذارد و نسبت Pd_N/Ir_N به نسبت بالاست (۳-۱/۷۵) که تا حدودی بالاتر از مقدار متوسط آن در هارزبورژیت‌های افیولیتی (۱/۰۸) است (شکل ۶-ب) (Shen-Su, 1982). در لرزولیت‌ها نیز مشابه با دونیت‌ها، شیب نمودارهای عنکبوتی کمی مثبت است و بی‌هنجاری ضعیفی را در Ru و Pd از خود نشان می‌دهد، نسبت Pd_N/Ir_N نیز در آنها بین ۳-۲ متغیر است ولی تهی‌شدگی ناچیزی نسبت به هارزبورژیت‌های گوشته‌ای در عناصر Ir و Rh از خود نشان می‌دهند. (شکل ۶-ج).

مقدار Ni در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت بین ۲۵۸۳-۲۰۶۸ ppm متغیر است (متوسط ۲۲۸۵ ppm)، در حالی که مقدار Cu در این سنگ‌ها بین ۲۳-۲ ppm (متوسط ۱۳ ppm) در نوسان است (جدول ۵). همچنین، بیشترین مقدار Au در این سنگ‌ها از ۷ ppb بالاتر نمی‌رود. در شکل ۶-د نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین به همراه Ni، Cu و Au که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، نشان داده شده است.

۸- بحث

۸-۱. تعیین درجه ذوب بخشی در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت

در پریدوتیت‌ها معمولاً درجه ذوب‌شدگی از کمتر از ۵ درصد تا حدود ۳۰ درصد رخ می‌دهد (McDonough & Frey, 1989). با افزایش درجه ذوب بخشی سنگ‌های تهی‌شده یا به بیان دیگر سنگ‌های پریدوتیتی مادر واقع در گوشته بالایی، درصد مودال اولیوین به تدریج افزایش، میزان کلینوپیروکسن به سرعت کاهش و میزان اورتوپیروکسن نیز در ابتدا به آرامی ولی پس از ناپدید شدن کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابد. این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر در محدوده ۱۵ تا ۳۰ درصد از درجه ذوب‌شدگی رخ می‌دهد (Jaques & Green, 1980). در طول پدیده ذوب بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفال کم و زیاد می‌شود؛ بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. برای نمونه، نسبت Mg/Fe در اولیوین و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابد، در حالی که میزان Al، Na و Ti

لرزولیت‌ها در محدوده کروم اسپینل‌های با Al بالا قرار گرفته‌اند. از نکات قابل توجه در نمودارهای یادشده می‌توان به تغییرات بسیار محدود کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها، ترکیب بسیار نزدیک کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها و در نهایت تفاوت آشکار ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها اشاره کرد.

مقدار $[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)]$ در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت بسیار پایین است (۰/۰۸). بر پایه مطالعات (Fisk & Bence, 1980)، مقادیر پایین $Fe^{3+}/#$ (< ۰/۱) در پریدوتیت‌ها و کرومیت‌ها می‌تواند بازتابی از شرایط تبلور، در فوگاسیته پایین اکسیژن (fO_2) باشد.

۶-۲. اولیوین

کانی اولیوین از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های کمپلکس آبدشت بوده و مقدار و ترکیب آن در سنگ‌های گوناگون این کمپلکس متفاوت و بدون هرگونه منطقی‌بندی ترکیبی است. ترکیب شیمیایی چند نمونه از اولیوین‌های موجود در سنگ‌های دونیت، هارزبورژیت و لرزولیتی این کمپلکس در جدول ۳ آورده شده است. در دونیت‌ها اولیوین واجد بیشترین مقدار فورستریت بوده و حدود تغییرات این متغیر در دونیت‌ها بسیار محدود است ($Fe_{0.13-0.19}$). تغییرات این متغیر در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها بسیار محدود است (به ترتیب $Fe_{0.6-0.91.8}$) و ($Fe_{0.7-0.91.1}$). مقدار NiO در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها مشابه یکدیگر (۰/۴-۰/۳ درصد) و در مجموع کمی بالاتر از این مقدار در لرزولیت‌ها است (۰/۳-۰/۲ درصد).

۶-۳. اورتوپیروکسن

محدوده تغییرات ترکیبی اورتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های کمپلکس آبدشت بسیار محدود و مشابه یکدیگر (به ترتیب $En_{91-92}Fs_{7-8}Wo_1$ و $En_{90-93}Fs_{6-9}Wo_1$) و از دید ترکیبی از نوع انستاتیت است (شکل ۵). مقادیر Mg# و Cr_2O_3 اورتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها مشابه یکدیگر است ولی میزان TiO_2 و Al_2O_3 این کانی در لرزولیت‌ها، کمی بیش از هارزبورژیت‌هاست (جدول ۴).

۶-۴. کلینوپیروکسن

کانی کلینوپیروکسن تنها در لرزولیت‌های کمپلکس آبدشت حضور داشته و از دید ترکیبی از نوع دیوپسید ($En_{48-50}Fs_{1-3}Wo_{49-50}$) است (شکل ۵). این کانی میزان Mg# بالایی دارد (۱-۰/۹۴) که با Cr_2O_3 تا حدودی ارتباط مثبت، ولی با Al_2O_3 ارتباط خاصی را نشان نمی‌دهد. کلینوپیروکسن‌ها در مجموع میزان TiO_2 بسیار بالاتری نسبت به اورتوپیروکسن‌ها نشان می‌دهند (۰/۲۳-۰/۳۲ درصد) (جدول ۴).

۷- فراوانی و پراکندگی عناصر گروه پلاتین، طلا، نیکل و مس در پریدوتیت‌ها

به منظور بررسی میزان عناصر گروه پلاتین (PGE) در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت، در مجموع ۹ نمونه از سنگ‌های دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت این کمپلکس تجزیه شده که نتایج به همراه نسبت Pd/Ir، بی‌هنجاری پلاتین (Pt/Pt) و دیگر متغیرهای ضروری در جدول ۵ آورده شده است. مجموع عناصر گروه پلاتین در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت پایین و بین ۳۷-۵ ppb متغیر و مقدار متوسط آن ۲۲ ppb است. از این میان، هارزبورژیت‌ها بیشترین و دونیت‌ها کمترین مقادیر عناصر گروه پلاتین را دارند. مقدار Os در همه پریدوتیت‌های یادشده زیرحد آشکارسازی بوده و مقدار عناصر زیرگروه Ir (IPGE: Os, Ir, Ru) در دونیت‌ها، هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در محدوده یکسانی تغییر می‌کند (بین ۱۴-۷) در حالی که مقادیر عناصر زیرگروه Pt (PPGE: Rh, Pt, Pd) در هارزبورژیت‌ها بیشترین مقدار را دارد (متوسط ۲۵ ppb) و به سوی لرزولیت‌ها و دونیت‌ها به تدریج کاهش

متغیر است (متوسط $1/23$) که این مقادیر با متوسط گوشته بالایی کاملاً همخوانی دارد (شکل ۶-د). همچنین الگوی تفریق‌نیافته PGE در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های کمپلکس آبدشت مشابه با دیگر پریدوتیت‌های افیولیتی و آلیی دنیاست (محدوده خاکستری در شکل‌های ۶-الف تا ۶-ج) که از آنها می‌توان به توده‌های افیولیتی روندا در اسپانیا (Oshin & Crocket, 1982)، افیولیت بوآزر (Bou Azzer) در مراکش (Ahmed et al., 2009) و افیولیت عمان (Ahmed & Arai, 2002) اشاره کرد. این چنین الگوهایی نشان‌دهنده خروج ماگماهای تولیتی اشباع از گوگرد هستند (Mathez & Peach, 1989). این الگوها همچنین مشابه با الگوهای پریدوتیت‌های گوشته‌ای در لوبوسا در تبت (Zhou et al., 1996) و توده اولترامافیک سرخ‌بند در جنوب کرمان (Najafzadeh et al., 2008) هستند که در آنها مشخص شده است که پریدوتیت‌های تهی‌شده در نتیجه ۱۸ درصد ذوب بخشی یک گوشته اولیه تشکیل شده‌اند.

دونیت‌های آبدشت الگوی تفریق‌نیافته‌ای ($Pd_N/Ir_N = 0.33-1.33$) و متوسط 0.72) را به نمایش می‌گذارند که کمی در Ru بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند که این الگو به طور کلی در دیگر کمپلکس‌های فرابازی گوشته‌ای سرپانتینی دنیا نیز دیده می‌شود (شکل ۶-الف). در هارزبورژیت‌های کمپلکس آبدشت نیز الگوی PGE مشابه دیگر هارزبورژیت‌های گوشته‌ای سرپانتینی شده دنیاست و با الگوی ترکیب متوسط گوشته، همخوانی به نسبت خوبی نشان می‌دهند (شکل ۶-ب). نمودار PGE در هارزبورژیت‌ها کمی شیب مثبت دارد ($Pd_N/Ir_N = 1/75-3$) و متوسط $2/4$) که این حالت با پریدوتیت‌های گوشته‌ای به شدت تهی‌شده که معمولاً دارای مقادیر کمی PGE کل هستند و الگوهای PGE کمابیش پهنی را به نمایش می‌گذارند همخوانی دارند (شکل ۶-ب) (Edwards, 1990; Oshin & Crocket, 1982).

PGE در لرزولیت‌های کمپلکس آبدشت نیز تقریباً الگوی تفریق نیافته‌ای را به نمایش می‌گذارد که کمی شیب مثبت دارد ($Pd_N/Ir_N = 2-3$) و متوسط $2/3$) و بی‌هنجاری مثبت کوچکی را در عناصر Ru و Pd نشان می‌دهد که این حالت در دیگر لرزولیت‌های گوشته‌ای نیز دیده می‌شود (شکل ۶-ج).

الگوی PGE کمی تفریق یافته در پریدوتیت‌های آبدشت را می‌توان به پراکندگی دوباره عناصر گروه پلاتین (به‌ویژه PPGE و عناصر Ru و Pd) در نتیجه سرپانتینی شدن و یا فرایند واکنش مذاب-سنگ نسبت داد. وجود چنین فرایندهایی در کمپلکس بازی-فرابازی صوغان با مطالعات پیشین تقریباً به دست آمده است (Ahmadipour et al., 2003; Najafzadeh & Ahmadipour, 2014).

۳-۸. جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت

برای تعیین منشأ ماگما و نیز تعیین جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس‌های فرابازی می‌توان از ترکیب شیمیایی کروم اسپینل استفاده کرد (Dick & Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001). برای نمونه می‌توان از مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 موجود در اسپینل‌های ماگمایی برای جدایش انواع مختلف ماگما، موقعیت زمین‌ساختی و منشأ گوشته‌ای آنها استفاده کرد (Kamenetsky et al., 2001). برای نمونه با انطباق مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت، نمونه‌های یادشده در محدوده کمان و پریدوتیت‌های بالای پهنه فرورانش (Suprasubduction) قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). همچنین در نمودار TiO_2 در برابر Fe_2O_3 بیشتر نمونه‌ها در محدوده افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۷-ج). از سوی دیگر با انطباق ترکیب کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌ها در نمودار Cr# در برابر TiO_2 ، همه نمونه‌ها در محدوده کمپلکس‌های افیولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۷-د). همچنین در نمودار Cr# در برابر Mg# کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها کمپلکس آبدشت، بیشتر نمونه‌ها در محدوده افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش (برای نمونه مشابه با افیولیت‌های ناحیه خوی و کمپلکس فرابازی

پیروکسن‌ها کم می‌شود (Jaques & Green, 1980) که این امر نشان‌دهنده آن است که عناصر ماگمادوست مانند Ti, Fe, Al و آلکالی‌ها تمایل دارند که به مذاب وارد شوند؛ ولی عناصر دیرگداز مانند Cr و Mg تمایل دارند که در تفالیه باقی بمانند. بنابراین ترکیب مودال و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای، می‌تواند شاخصی از درجه ذوب‌شدگی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها باشد.

پریدوتیت‌های به شدت دیرگداز یعنی هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها که در گوشته سنگ‌کره‌ای اقیانوسی یا قاره‌ای یافت می‌شوند، سنگ‌هایی هستند که در نتیجه درجات بالای ذوب بخشی یک گوشته همگن تشکیل می‌شوند (Dick & Bullen, 1984). به کمک ترکیب شیمیایی کانی‌های کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها می‌توان یک برآورد اولیه از میزان ذوب بخشی به دست آورد. معمولاً چندین متغیر ترکیبی (برای نمونه Cr# اسپینل، Fo اولیون) برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها توسط خروج مذاب از آنها استفاده می‌شوند (Dick & Bullen, 1984). از آنجایی که اصلی‌ترین واحد پریدوتیتی کمپلکس فرابازی آبدشت را هارزبورژیت‌های دارای کروم اسپینل (به عنوان کانی فرعی) تشکیل می‌دهند، از ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های یادشده در تعیین میزان ذوب بخشی این سنگ‌ها استفاده شده است. بر پایه نمودار Cr# در برابر TiO_2 میزان درجه ذوب بخشی هارزبورژیت‌های کمپلکس آبدشت حدود ۲۲ درصد برآورد می‌شود (شکل ۷-الف). همچنین یک سری معادلات تجربی در مورد ارتباط میان درجه ذوب بخشی و میزان Cr# کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیتی (Batanova et al., 1998) و پریدوتیت‌های اقیانوسی (Hellebrand et al., 2001) ارائه شده است. بر پایه معادله ارائه شده توسط (Batanova et al., 1998) $(F\% = 9.71 * \ln(Cr\#_{spl}) + 25.8)$ هارزبورژیت‌های کمپلکس آبدشت بین $18/8-18/9$ درصد ذوب بخشی را تحمل کرده‌اند. این در حالی است که بر پایه معادله ارائه شده توسط (Hellebrand et al., 2001) $(F\% = 10 * \ln(Cr\#_{spl}) + 24)$ مقدار یادشده بیش از $16/9-16/7$ درصد بوده که کمی کمتر از مقادیر محاسبه شده پیشین است (جدول ۲). همچنین دونیت‌های کمپلکس آبدشت بر پایه معادله ارائه شده توسط (Batanova et al., 1998) بین $24/2-24$ درصد و بر پایه معادله ارائه شده توسط (Hellebrand et al., 2001) بین $22/2-22/4$ درصد ذوب بخشی را تحمل کرده‌اند که موردی دور از انتظار نیست (جدول ۲).

۲-۸. پتروژنز پریدوتیت‌ها

هارزبورژیت‌های کمپلکس آبدشت اولیون‌های غنی از Mg ($Fo_{90.6-91.8}$) اسپینل‌های کروم‌دار ($Cr\# = 48/4-59/9$) و اورتوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار دارند که همگی اینها از ویژگی‌های شاخص پریدوتیت‌های اقیانوسی (آبیسال) است (Dick & Bullen, 1984). هارزبورژیت‌های آبدشت همانند پریدوتیت‌های اقیانوسی، سنگ‌های بازماندی (تفالیه‌ای) هستند که پس از خروج ماگماهای تولیتی از یک گوشته بارور به‌جای مانده‌اند (Zhou et al., 1996; Zhou & Robinson, 1997). کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در هارزبورژیت‌های آبدشت منشأ بازماندی دارند و در نمودار Mg# در برابر Cr# در محدوده پریدوتیت‌های آلیی قرار می‌گیرند (شکل ۴-ه). اولیون موجود در دونیت‌های کمپلکس آبدشت نسبت به هارزبورژیت‌ها میزان فورستریت بالاتری دارند ($Fo_{91.3-91.9}$) و میزان کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها به‌گونه‌ای غیر متعارف میزان Cr# بسیار بالایی دارند ($Cr\# = 83/1-86/5$). مقادیر بالای Cr در کروم اسپینل‌ها ($Cr\# > 70$) ویژگی ماگماهای بونینی یا ماگماهای تولیتی با Mg بالاست (شکل ۷-الف) که در محیط پهنه بالای مناطق فرورانش (Suprasubduction) تشکیل می‌شوند (Arai, 1992; Arai et al., 2006; Dick & Bullen, 1984).

پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت مقادیر پایین PGE دارند (بین ۳۷-۵ و متوسط ۲۲) و نسبت $PPGE_N/IPGE_N$ در آنها بین $2/26-0/41$

نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، ضرورتاً "تفاله‌هایی هستند که پس از خروج ماگمای تولیتی اشباع از گوگرد از یک گوشته تهی شده برجای مانده‌اند.

پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت در عناصر PGE نسبت به کندریت‌ها تهی‌شدگی به نسبت بالایی دارند و الگوی PGE بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته، در آنها نسبتاً پهن است که مشابه با پریدوتیت‌های گوشته‌ای به شدت تهی شده است.

ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های آبدشت در محدوده نوع آلپی قرار می‌گیرد و نیز مقادیر بالای $Ct\#$ و مقادیر بسیار پایین TiO_2 در کانی‌های یادشده نشان‌دهنده یک محیط پهنه بالای فرورانش است و ارتباط ژنتیکی نزدیکی را با محیط کمان و ماگماهای با ترکیب بونینیتی و در شرایط فوگاسیته اکسیژن پایین نشان می‌دهد.

با توجه به نتایج ژئوشیمی سنگ کل، به نظر می‌رسد که پریدوتیت‌های کمپلکس اولترامافیک آبدشت از دید میزان عناصر گروه پلاتین اهمیت اقتصادی ندارد.

سپاسگزاری

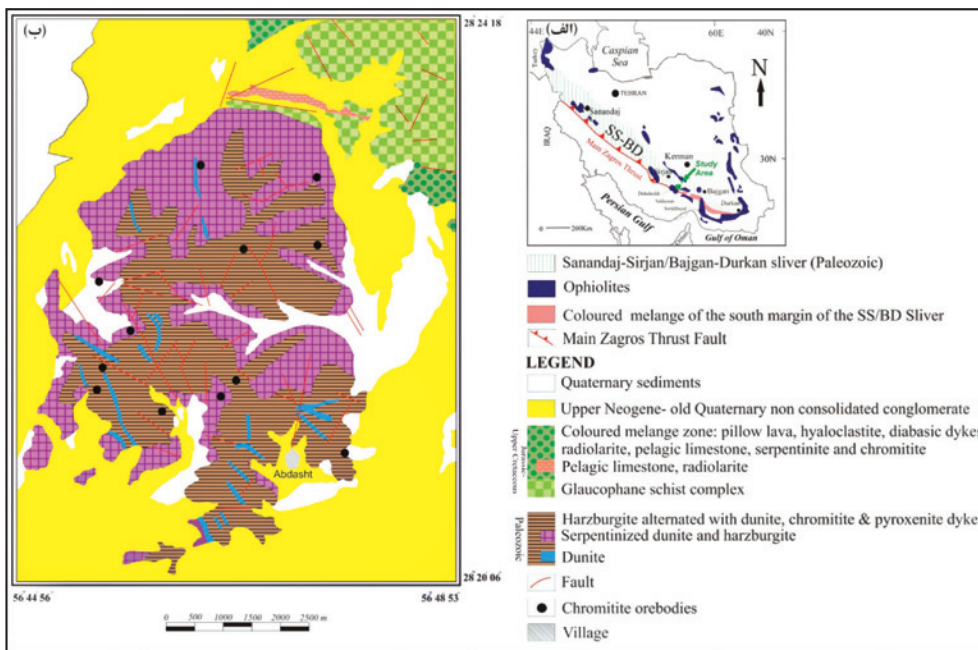
از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه پیام نور که هزینه‌های انجام این پژوهش را در قالب پژوهش در اختیار اینجانبان قرار داده‌اند و نیز از دکتر وایت چرچ از دانشگاه ژوسیوی پاریس به دلیل انجام تجزیه میکروپروب، سپاسگزاریم.

سرخند (Najafzadeh et al., 2008) و دونیت‌ها نیز در محدوده بونینیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۷-ه).

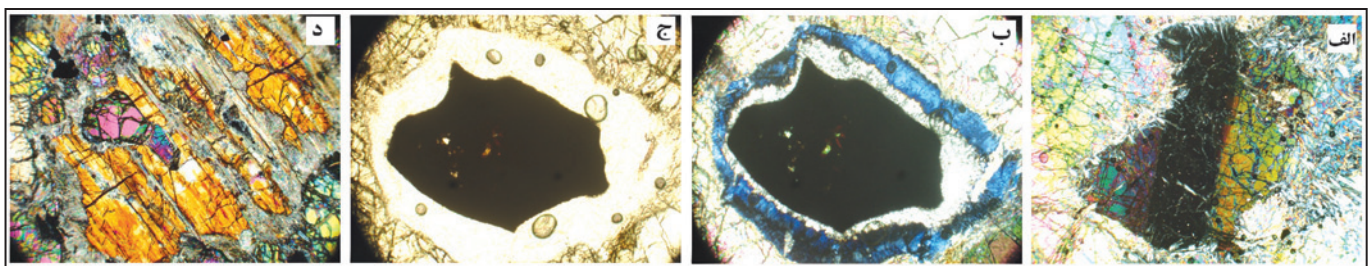
از ترکیب شیمیایی سنگ کل نیز می‌توان در تعیین جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌ها استفاده کرد. برای نمونه در نمودارهای عنکبوتی عناصر واسطه (Transition Elements) مربوط به دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های کمپلکس آبدشت (شکل ۳) که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Jagoutz et al., 1979)، شباهت بسیار زیادی با همین الگو در پریدوتیت‌های افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش مانند کمپلکس لکا در نروژ (Furnes et al., 1991; Iyer et al., 2008)، افیولیت نان‌اوتاردیت در شمال تایلند (Orberger et al., 1995) و کمپلکس فرابازی سرخ‌بند در جنوب کرمان (Najafzadeh et al., 2008) دارند. حضور کلینوپیروکسن در هارزبورژیت‌ها سبب بالا بودن مقادیر V و Sc و مقادیر پایین Ni نسبت به دونیت‌هاست. از نسبت Ni/Cu در برابر سنگ کل نیز می‌توان ماهیت افیولیتی پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت را استنباط کرد (شکل ۷-و).

۹- نتیجه‌گیری

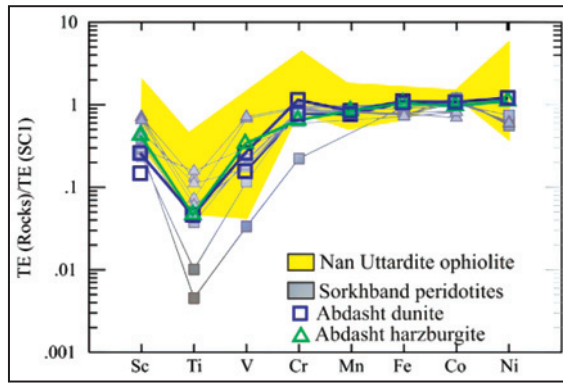
مطالعات شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که هارزبورژیت‌های کمپلکس فرابازی آبدشت، تفاله‌های گوشته‌ای هستند که در نتیجه ذوب ۲۰ تا ۲۵ درصدی از یک گوشته بارور با ترکیب احتمالی لرزولیتی به وجود آمده‌اند. همچنین تغییرات PGE



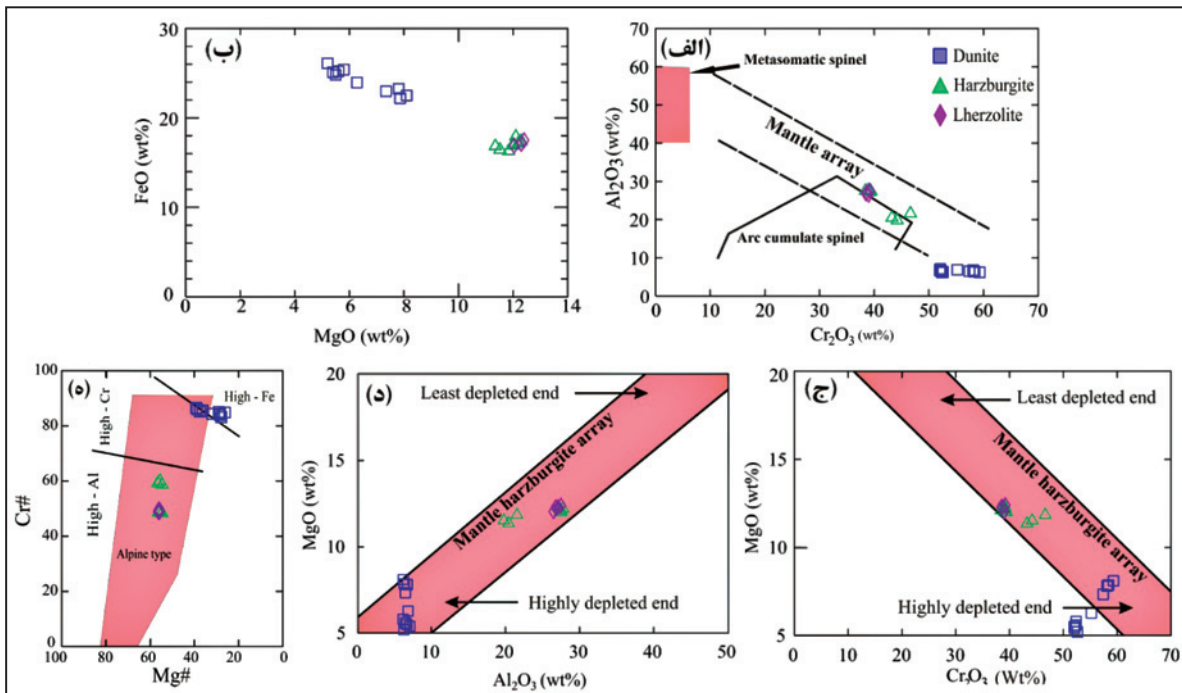
شکل ۱-الف) موقعیت کمپلکس اولترامافیک آبدشت درون واحد آمیزه رنگین در پایانه جنوب خاوری قطعه میکروقراره‌ای سنندج- سیرجان/ بجگان- دورکان و نیز موقعیت پهنه‌های ساختاری اصلی مانند راندگی اصلی زاگرس؛ (ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس فرابازی آبدشت و منطقه پیرامون آن.



شکل ۲- سنگ‌نگاری پریدوتیت‌های کمپلکس فرابازی آبدشت؛ (الف) وجود ماکل مکانیکی یا نوارهای شکنجی درون بلورهای اولیوین موجود در دونیت‌های سرپانتینی شده (طول تصویر ۳ میلی‌متر، نور پلاریزه متقاطع)؛ (ب) دگرسانی یک بلور کروم اسپینل به نوار باریکی از کانی کلریت کروم‌دار (نوع کامریریت به رنگ تداخلی آبی جوهری) و سرپانتین در لرزولیت‌های سرپانتینی شده (طول تصویر ۱/۲ میلی‌متر، نور پلاریزه متقاطع)؛ (ج) نور پلاریزه ساده؛ (د) ادخال‌های دانه ریز تا دانه متوسط از کانی اولیوین درون اروتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده (طول تصویر ۳ میلی‌متر، نور پلاریزه متقاطع).

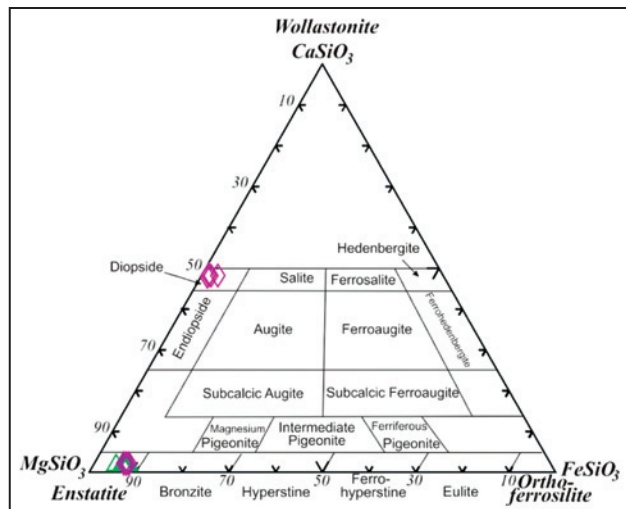


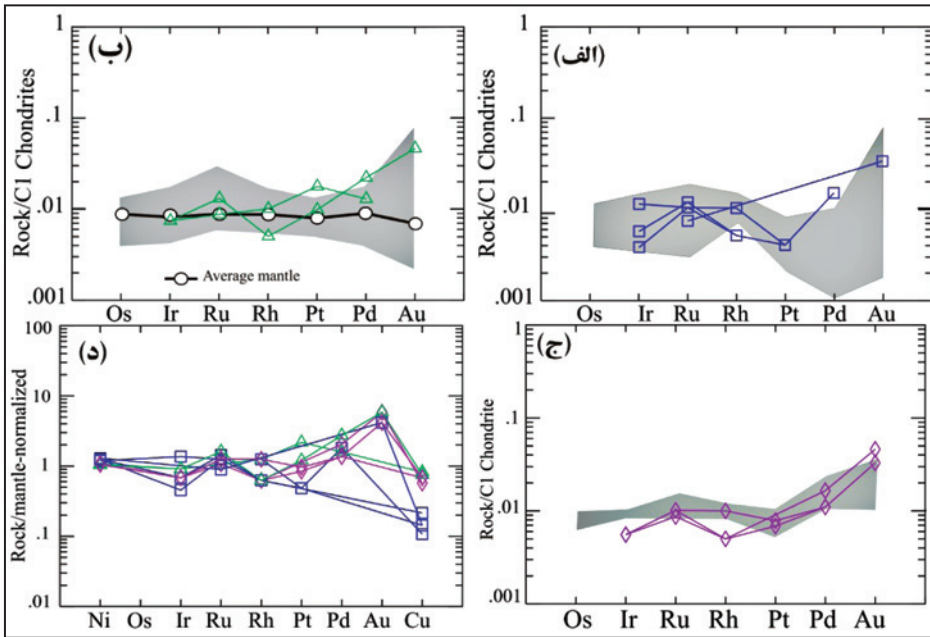
شکل ۳- تغییرات عناصر یا فلزات واسطه (TE) در پریدوتیت‌های کمپلکس اولترامافیک آبدشت که نسبت به کندریت (SCI) بهنجار شده‌اند (Jagoutz et al., 1979). محدوده تغییرات این عناصر در افیولیت ناناوتاردیت (Orberger et al., 1995) و کمپلکس‌فرابازی سرخ‌بند کرمان (Najafzadeh et al., 2008) برای مقایسه آورده شده است.



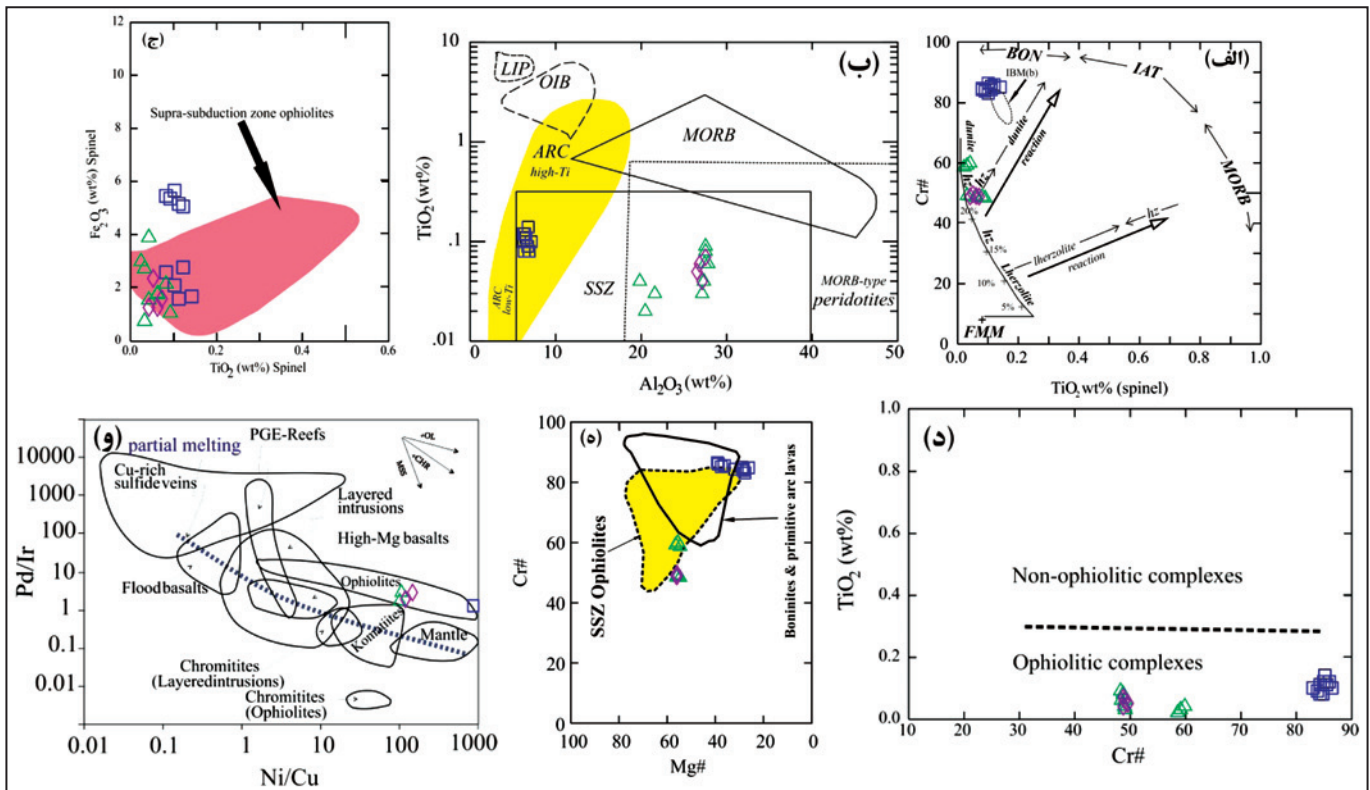
شکل ۴- ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در انواع سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس فرابازی آبدشت؛ الف) تغییرات Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 همه نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. (محدوده‌های روی شکل از Conrad & Kay, 1984; Haggerty, 1988; Kepezhinskas et al., 1995). ب) تغییرات MgO در برابر FeO ؛ ج) تغییرات Cr_2O_3 در برابر MgO . محدوده خاکستری هارزبورژیت‌های گوشته‌ای از (Al-Abed 2000) است. د) تغییرات Al_2O_3 در برابر MgO . محدوده خاکستری هارزبورژیت‌های گوشته‌ای از (Al-Abed 2000) است. ه) تغییرات $Mg\#$ در برابر $Cr\#$. محدوده نوع آلبی از (Irvine 1967) و دیگر محدوده‌ها از (Zhou & Bai 1992) (نشانه‌ها همانند شکل ۴- الف).

شکل ۵- محدوده ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌های هارزبورژیت‌ها (مثلث) و لرزولیت‌های (لوزی) کمپلکس اولترامافیک آبدشت بر روی مثلث کلینواستاتیت - کلینوفروسیلیت - ولاستونیت.





شکل ۶- نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین در انواع سنگ‌های پریدوتیتی کمپلکس فرابازی آبدشت. الف) تا ج) نمودار عنکبوتی به ترتیب در دونیت‌ها، هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. محدوده خاکستری مربوط به پریدوتیت‌های آلی و افیولیتی دیگر نقاط دنیا (Kojonen et al., 2003) و مقادیر متوسط گوشته برای مقایسه آورده شده‌اند؛ د) نمودار عنکبوتی عناصر گروه پلاتین، Ni، Cu و Au در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت که نسبت به گوشته بهنجار شده‌اند. مقادیر بهنجار شده کندریت از Naldrett & Duke (1980) و مقادیر بهنجار شده گوشته از McDonough & Sun (1995) برگرفته شده است (نشانه‌ها همانند شکل ۴- الف).



شکل ۷- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی کمپلکس فرابازی آبدشت. الف) نمودار Cr# در برابر TiO_2 کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها که افزون‌بر ماهیت بونینیتی دونیت‌ها، میزان ذوب بخشی حدود ۲۲ درصدی هارزبورژیت‌ها را نشان می‌دهد (Pearce et al., 2000). FMM= گوشته بارور نوع مورب، MORB= بازالت رشته‌کوه میان اقیانوسی، IAT= تولیت جزایر قوسی، BON= بونینیت، IBM (b)= بونینیت‌های سیستم ماریانا ایزوبونین؛ ب) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت که در جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی نشان داده شده است (Kamenetsky et al., 2001). SSZ= پهنه بالای فرورانش، LIP= ایالت‌های آذرین بزرگ، MORB= بازالت‌های رشته‌کوه‌های میان اقیانوسی، OIB= بازالت‌های جزایر اقیانوسی؛ ج) نمودار Fe_2O_3 در برابر TiO_2 کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت. محدوده افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش از (Bridges et al., 1995)؛ د) نمودار Cr# در برابر TiO_2 کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت که در آن، محدوده کمپلکس‌های افیولیتی از کمپلکس‌های غیر افیولیتی (Bonavia et al., 1993) تفکیک شده است؛ ه) تغییرات در برابر Mg# در برابر Cr# کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت. محدوده افیولیت‌های پهنه فرافورانش (SSZ) و بونینیت‌ها از (Bridges et al., 1995)؛ و) تغییرات نسبت Ni/Cu در برابر Pd/Ir در پریدوتیت‌های کمپلکس آبدشت. محدوده‌های روی شکل از (Barnes et al., 1988) (نشانه‌ها همانند شکل ۴- الف).

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی میکروپروب کانیهایی کروم اسپتیل در دینیتها (Dn)، هازیزوریتها (Hz) و لوزولیت‌های (Lz) کمپلکس فرابازی آبدشت

لیتولوژی	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Hz
شماره نمونه	Ab2	Ab2	Ab5	Ab5	Ab5	Ab2	Ab2	Ab2	Ab2	Ab5	Ab5	Ab5	Ab5	Ab5	Ab1
اکسیدها (%wt)															
SiO ₂	0	0	0.01	0	0	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0
TiO ₂	0.1	0.11	0.09	0.08	0.12	0.08	0.11	0.14	0.14	0.1	0.12	0.12	0.12	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	7.1	6.5	6.7	6.3	6.2	6.87	6.5	6.76	6.76	6.21	6.35	6.35	6.35	27.4	27.4
Cr ₂ O ₃	52.1	52.3	52	52.6	52.4	55.2	57.4	58.1	58.1	59.3	58.4	58.4	58.4	39.4	39.4
Fe ₂ O ₃	5.6	5.1	5.3	5.4	5	2.54	1.54	1.63	1.63	2.05	2.72	2.72	2.72	1.7	1.7
FeO	25.1	25.2	24.8	26.1	25.4	24	23	23.3	23.3	22.5	22.2	22.2	22.2	17	17
MnO	0.21	0.22	0.23	0.22	0.21	0.1	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.22	0.22
MgO	5.4	5.6	5.5	5.2	5.8	6.28	7.34	7.81	7.81	8.1	7.86	7.86	7.86	12	12
CaO	0	0	0	0	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0	0	0	0	0	0
NiO	0.04	0.05	0.01	0.05	0.02	0.01	0.05	0.05	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.1	0.1
Total	95.7	95.1	94.6	96	95.2	95.1	96	97.9	97.9	98.4	97.8	97.8	97.8	97.88	97.88
کانیون‌ها (انومول ساختمانی بر اساس ۴ اکسیژن)															
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.30	0.28	0.29	0.27	0.27	0.29	0.27	0.28	0.28	0.26	0.26	0.26	0.26	1.00	1.00
Cr	1.50	1.52	1.51	1.52	1.52	1.59	1.63	1.61	1.61	1.63	1.62	1.62	1.62	0.96	0.96
Fe ³⁺	0.15	0.14	0.15	0.15	0.14	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04
Fe ²⁺	0.76	0.77	0.76	0.80	0.78	0.73	0.69	0.68	0.68	0.66	0.65	0.65	0.65	0.44	0.44
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.29	0.31	0.30	0.28	0.32	0.34	0.39	0.41	0.41	0.42	0.41	0.41	0.41	0.55	0.55
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total Cations	3.02	3.03	3.02	3.03	3.03	3.02	3.03	3.03	3.03	3.03	3.02	3.02	3.02	3.00	3.00
Cr#	0.83	0.84	0.84	0.85	0.85	0.84	0.86	0.85	0.85	0.87	0.85	0.85	0.85	0.49	0.49
Mg#	0.28	0.28	0.28	0.26	0.29	0.32	0.36	0.37	0.37	0.39	0.39	0.39	0.39	0.56	0.56
Fe#	0.72	0.72	0.72	0.74	0.71	0.68	0.68	0.63	0.63	0.61	0.61	0.61	0.61	0.44	0.44
Fe ³⁺ #	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02
F% (Batanova et al.)	24.0	24.1	24.1	24.2	24.2	24.1	24.3	24.2	24.2	24.4	24.3	24.3	24.3	18.9	18.9
F% (Hellebrand et al.)	22.2	22.3	22.2	22.4	22.4	22.3	22.4	22.4	22.4	22.5	22.5	22.5	22.5	16.9	16.9

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (بر حسب درصد وزنی) و عناصر کمپاب (بر حسب ppm) در نمونه‌های بریدنی کیمپلکس فرابازی آبدشت

لیتولوژی	دینیت	هازیزوریت	دینیت
شماره نمونه	Ab2	Ab1	Ab5
SiO ₂	38.1	40.6	38.4
TiO ₂	0.01	0.01	0
Al ₂ O ₃	0.3	0.6	0
FeO	8.6	8.2	8.3
MnO	0.11	0.11	0.1
MgO	46.32	44.57	46.4
CaO	0.14	0.54	0.07
Na ₂ O	0	0.01	0
K ₂ O	0.17	0.15	0.16
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01
L.O.I.	6.96	5.41	7.32
Total	100.71	100.22	100.8
عناصر کمپاب (ppm)			
Rb	0.34	0.2	0.16
Sr	4	1	8
Ba	1	3	1
Sc	4.4	7.2	2.5
V	20	26	12
Cr	3584	2035	2444
Co	113	102	113
Ni	2531	2332	2532
Y	0.9	0.8	0.7
Zr	8	6	6
Nb	0.02	0.02	0
La	0.03	0	0
Ce	0.07	0.01	0.02
Pr	0.01	0	0
Nd	0.03	0	0
Sm	0.01	0.01	0
Eu	0	0	0
Gd	0	0	0
Tb	0	0	0
Dy	0.02	0.02	0
Ho	0	0	0
Er	0.01	0.01	0
Tm	0	0	0
Yb	0.03	0.03	0
Lu	0	0	0
Hf	0.02	0.01	0
Pb	2.07	0.8	0.87
Th	0.02	0.02	0.01
U	0.24	0	0.01
Mg#	84.34	84.46	94.83

ادامه جدول ۲

لیتولژی	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz	Lz
شماره نمونه	Ab1	Ab1	Ab6	Ab6	Ab1	Ab1	Ab6	Ab6	Ab9	Ab9	Ab9	Ab9
اکسیدها (%wt)												
SiO ₂	0.01	0.02	0	0	0	0.03	0.01	0.03	0	0	0.01	0
TiO ₂	0.04	0.09	0.03	0.06	0.03	0.04	0.02	0.08	0.06	0.07	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	27.3	27.5	27.1	27.8	21.57	19.81	20.45	27.5	26.8	27.5	27.1	26.5
Cr ₂ O ₃	39.2	38.4	39.1	39	46.62	44.2	43.25	39.1	38.5	39.2	38.6	39
Fe ₂ O ₃	1.5	1.01	0.7	1.74	2.67	3.84	2.96	2.1	1.22	1.54	1.22	2.31
FeO	17.2	17.9	17.4	17.11	16.28	16.43	16.83	16.9	17.1	17.5	17.1	16.9
MnO	0.26	0.22	0.2	0.19	0.1	0.16	0.18	0.21	0.22	0.23	0.21	0.2
MgO	12.2	12.1	12.3	12.2	11.84	11.52	11.35	12	12.3	12.4	12.3	12.04
CaO	0	0	0	0.02	0.01	0.02	0	0	0	0	0.02	0
NiO	0.05	0.07	0.06	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.07
Total	97.76	97.31	96.89	98.16	99.16	96.11	95.1	97.96	96.24	98.46	96.63	97.07
کاتیون‌ها (فرمول ساختمانی بر اساس ۴ اکسیژن)												
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.00	1.01	1.00	1.01	0.80	0.76	0.79	1.00	0.99	1.00	1.00	0.98
Cr	0.96	0.94	0.96	0.95	1.15	1.14	1.12	0.95	0.96	0.95	0.95	0.96
Fe ³⁺	0.03	0.02	0.02	0.04	0.06	0.09	0.07	0.05	0.03	0.04	0.03	0.05
Fe ²⁺	0.44	0.47	0.45	0.44	0.43	0.45	0.46	0.44	0.45	0.45	0.45	0.44
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.56	0.56	0.57	0.56	0.55	0.56	0.55	0.55	0.58	0.57	0.57	0.56
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total Cations	3.004	3.010	3.010	3.001	2.993	3.003	3.007	2.997	3.010	3.007	3.008	3.002
Cr#	0.49	0.48	0.49	0.49	0.59	0.6	0.59	0.49	0.49	0.49	0.49	0.5
Mg#	0.56	0.55	0.56	0.56	0.57	0.56	0.55	0.56	0.56	0.56	0.56	0.56
Fe#	0.44	0.45	0.44	0.44	0.44	0.45	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44
Fe ³⁺ #	0.0176	0.012	0.0083	0.0202	0.0313	0.0472	0.0368	0.0243	0.0146	0.0179	0.0145	0.0272
F% (Batanova et al.)	18.886	18.747	18.91	18.77	20.707	20.832	20.62	18.837				
F% (Hellebrand et al.)	16.88	16.736	16.904	16.76	18.755	18.883	18.665	16.829				

توجه: F% (Hellebrand): محاسبه ذوب بخشی بر پایه معادله (Hellebrand et al. 2001)

F% (Batanova): محاسبه ذوب بخشی بر پایه معادله (Batanova et al. 2008)

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی میکروپروپ کانی‌های اولیون در انواع سنگ‌های پردیوتیتی کمپلکس فرابازی آبدشت.

لیتولژی	دویت	دویت	دویت	دویت	دویت	دویت	هارزبوریت	هارزبوریت	هارزبوریت	هارزبوریت	هارزبوریت	هارزبوریت	لرزویت	لرزویت	لرزویت
شماره نمونه	Ab2	Ab2	Ab5	Ab5	Ab5	Ab5	Ab1	Ab1	Ab1	Ab6	Ab6	Ab6	Ab6	Ab9	Ab9
SiO ₂	41.40	40.90	41.10	41.00	41.03	41.00	41.08	40.50	41.50	40.80	41.80	42.00	41.70	40.80	41.09
TiO ₂	0.02	0.01	0.03	0.05	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
Fe ₂ O ₃	1.03	1.68	1.77	2.09	1.51	2.23	1.40	2.08	0.89	2.00	0.00	0.00	0.12	0.68	1.01
FeO	7.08	6.59	6.40	6.52	6.84	6.50	7.24	7.23	8.20	6.70	7.80	8.50	8.79	8.29	8.50
MnO	0.15	0.12	0.08	0.12	0.13	0.14	0.10	0.16	0.08	0.10	0.16	0.11	0.12	0.12	0.15
MgO	51.01	50.80	51.20	51.02	50.80	51.20	50.60	49.90	50.40	50.60	50.40	49.60	50.20	49.60	50.10
CaO	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.34	0.33	0.36	0.39	0.32	0.31	0.35	0.39	0.38	0.40	0.35	0.39	0.37	0.28	0.23
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	101.06	100.47	100.97	101.20	100.65	101.44	100.80	100.34	101.48	100.69	100.56	100.63	101.35	99.80	100.84
کاتیون‌ها (فرمول ساختمانی بر اساس ۴ اکسیژن)															
Si	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.01	1.02	1.01	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Fe ²⁺	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.15	0.15	0.17	0.14	0.16	0.17	0.18	0.17	0.17
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.83	1.83	1.84	1.83	1.83	1.83	1.82	1.81	1.81	1.83	1.82	1.80	1.80	1.81	1.81
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
tot. cat.	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fo	91.76	91.63	91.85	91.43	91.57	91.34	91.29	90.57	90.81	91.27	91.82	91.12	90.84	90.73	91.07
Fa	8.07	8.20	8.05	8.44	8.29	8.51	8.60	9.27	9.10	8.60	7.97	8.76	9.03	9.13	8.77

جدول ۴- نتایج تجزیه شیمیایی میکروپروب کانی‌های ارتوپیروکسن و کلتیپیروکسن در هارزبورژیت‌ها و لوزولیت‌های کمپلکس فراپازی آبدشت.

کانی	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	ارتوپیروکسن	کلتیپیروکسن	کلتیپیروکسن	کلتیپیروکسن	کلتیپیروکسن	کلتیپیروکسن
لیتولوژی	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت
شماره نمونه	Ab1	Ab1	Ab1	Ab6	Ab6	Ab6	Ab9	Ab9	Ab9	Ab9	Ab9	Ab9	Ab9	Ab9
SiO ₂	56.50	56.70	56.60	56.20	56.80	56.10	56.20	56.40	56.70	51.62	51.30	52.00	52.20	52.60
TiO ₂	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.04	0.03	0.04	0.25	0.31	0.26	0.23	0.32
Al ₂ O ₃	2.10	2.30	1.80	2.00	2.20	1.60	2.60	2.80	2.90	3.50	3.70	3.25	2.68	3.20
Cr ₂ O ₃	0.61	0.51	0.54	0.50	0.51	0.49	0.50	0.51	0.50	0.45	0.65	0.52	0.70	0.60
FeO	5.50	5.60	5.40	5.90	5.70	5.70	5.50	5.40	5.60	3.10	2.95	2.65	2.10	2.00
MnO	0.11	0.14	0.07	0.09	0.11	0.12	0.60	0.12	0.10	0.10	0.08	0.10	0.11	0.10
MgO	34.80	34.50	34.70	35.10	34.10	34.20	34.00	34.20	33.80	17.00	17.21	17.23	17.52	16.64
CaO	0.35	0.39	0.38	0.37	0.38	0.35	0.61	0.60	0.59	23.35	23.10	23.56	24.06	23.58
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.05	0.04	0.03	0.11	0.12	0.11	0.10	0.13
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
NiO	0.08	0.05	0.12	0.11	0.14	0.09	0.16	0.18	0.10	0.01	0.00	0.12	0.17	0.14
Total	100.05	100.21	99.65	100.30	99.96	98.68	100.26	100.28	100.36	99.49	99.42	99.80	99.87	99.31
کاتیون‌ها (فرمول ساختمانی بر اساس ۶ اکسیژن)														
Si	1.94	1.95	1.95	1.92	1.96	1.96	1.93	1.93	1.95	1.88	1.87	1.89	1.90	1.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ⁴	0.06	0.05	0.05	0.07	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05	0.11	0.12	0.10	0.10	0.07
Al ⁶	0.03	0.04	0.03	0.01	0.05	0.02	0.04	0.05	0.07	0.04	0.04	0.04	0.02	0.07
Fe ³⁺	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.06	0.07	0.06	0.06	0.00
Cr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.14	0.16	0.15	0.11	0.16	0.16	0.14	0.15	0.16	0.03	0.02	0.02	0.00	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.78	1.77	1.78	1.79	1.75	1.78	1.74	1.75	1.73	0.93	0.94	0.93	0.95	0.91
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.91	0.90	0.92	0.94	0.92
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Tot.cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	0.67	0.74	0.72	0.71	0.73	0.67	1.18	1.15	1.13	48.78	48.53	48.93	49.67	48.83
En	92.08	91.01	91.75	93.34	90.76	91.33	91.49	91.01	90.46	49.41	50.31	49.79	50.33	47.94
Fs	7.26	8.25	7.53	5.95	8.51	8.00	7.33	7.84	8.41	1.81	1.16	1.28	0.00	3.23

جدول ۵- 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 پریدوتیت‌های کمپلکس فراپازی آبدشت.

لیتولوژی	دونیت	دونیت	دونیت	دونیت	هارزبورژیت	هارزبورژیت	لرزولیت	لرزولیت	لرزولیت
شماره نمونه	N-A-9	N-A-3	N-A-1	N-A-10	N-A-13	N-A-7	N-A-8	N-A-2	N-A-2D
Os	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ir	3	2	6	<2	4	4	3	3	3
Ru	8	7	7	5	9	6	6	7	7
Rh	1	1	2	<1	1	2	1	1	2
Pt	<2	4	4	<2	10	18	<2	7	8
Pd	<2	<2	8	<2	12	7	9	6	6
Au	<5	<5	<5	5	7	<5	7	<5	5
Ni	2489	2500	2370	2583	2068	2156	2181	2117	2100
Cu	6	4	3	4	21	23	16	19	19
Total PGE	12	14	27	5	36	37	19	24	26
IPGE	12	10	14	7	14	11	10	11	11
PPGE	3	6	14	3	23	27	11	14	16
Σ IPGE/Σ PPGE	4.00	1.67	1.00	2.33	0.61	0.41	0.91	0.79	0.69
Σ PPGE/Σ IPGE	0.25	0.60	1.00	0.43	1.64	2.45	1.10	1.27	1.45
Pd/Ir	0.33	0.50	1.33	*	3.00	1.75	3.00	2.00	2.00
Cu/Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cu/Ir	2000	2000	500	4000	5250	5750	5333	6333	6333
Ni/Pd	2489000	2500000	296250	2583000	172333	308000	242333	352833	350000
Cu/Pd	6000	4000	375	4000	1750	3286	1778	3167	3167
Pt/Pt*	0.32	1.28	0.32	0.45	0.92	1.54	0.11	0.91	0.74
Os(mn)	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Ir(mn)	0.68	0.45	1.36	0.23	0.91	0.91	0.68	0.68	0.68
Ru(mn)	1.43	1.25	1.25	0.89	1.61	1.07	1.07	1.25	1.25
Rh(mn)	0.63	0.63	1.25	0.31	0.63	1.25	0.63	0.63	1.25
Pt(mn)	0.12	0.48	0.48	0.12	1.20	2.17	0.12	0.84	0.96
Pd(mn)	0.23	0.23	1.82	0.23	2.73	1.59	2.05	1.36	1.36
Σ PPGE _N /Σ IPGE _N	0.41	0.69	1.24	0.49	1.65	2.26	1.40	1.31	1.65
Σ IPGE _N /Σ PPGE _N	2.42	1.46	0.80	2.06	0.60	0.44	0.71	0.77	0.61

توجه: Pt/Pt* یا بی‌هنجاری پلاتین بر پایه فرمول $Pt/Pt^* = \frac{(Pt/8.3)}{\sqrt{[(Rh/1.6) * (Pd/4.4)]}}$ محاسبه می‌شود. افزون بر این، بی‌هنجاری پلاتین و نسبت‌های IPGE_N/PPGE_N و IPGE_N/PPGE_N برای نمونه‌های زیر حد آشکارسازی، بر حسب نصف مقادیر حد آشکارسازی محاسبه شده‌اند.

کتابنگاری

- احمدی‌پور، ح.، ۱۳۷۹- پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس‌های اولترامافیک- مافیک صوغان و آبدشت، شمال غرب دولت‌آباد بافت، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۸۵ صفحه.
- باقریان، س. و درویشی، ا.، ۱۳۸۷- مطالعه کانی‌های سولفوری نیکل و گروه پلاتین در توده اولترامافیک آبدشت، ناحیه اسفندقه، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، ص. ۳۲۳-۳۱۶.
- باقریان، س. و طورچی، م.، ۱۳۸۳- بررسی کانسارهای کرومیت توده پریدوتیتی آبدشت، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۱-۵۲، ص ۱۱۵-۱۰۸.
- جان‌ناری، م. ر. و ملچر، ف.، ۱۳۹۰- یافته‌های نوین از ژئوشیمی و کانی‌شناسی عناصر گروه پلاتین در کرومیت‌های جنوب ایران، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خویی، ن.، ۱۳۶۱- مشاهدات میکروسکوپی کانی‌سازی سولفوری و سیر تحولات آن در منطقه اسفندقه، سازمان زمین‌شناسی ایران.
- زهره‌بخش، ع.، ۱۳۶۱- گزارش مقدماتی زمین‌شناسی توده الترامافیک آبدشت، شمال غرب و غرب دولت‌آباد بافت، سازمان زمین‌شناسی مرکز اهواز.

References

- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E. & Emami, M. H., 2003- Soghan complex as an evidence for paleospreading center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-east Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 14, 157-172.
- Ahmed, A. H. & 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. & 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.
- Al-Aabed, S., 2000- Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite of the northern Semile ophiolite. Ph.D thesis. Ohio state University, 639p.
- Arai, S., 1992- Petrology of peridotites as a tool of insight into mantle processes: a review. *Journal of Petrology of Economic Geology* 87, 351-363.
- Arai, S., Kadoshima, K. & 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., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L. P., Often, M., Pedersen, R. B. & 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.
- Barnes, S. J., Naldrett, A. J. & Gorton, M. P., 1985- The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology* 53, 303-323.
- Barnes, S. J., Savard, D., Bédard, L. P. & Maier, W. D., 2009- Selenium and sulfur concentrations in the Bushveld Complex of South Africa and implications for formation of the platinum-group element deposits. *Mineralium Deposita* 44, 647-663.
- Batanova, V. G., Brüggmann, G. E., Bazylev, B. A., Sobolev, A. V., Kamenetsky, V. S. & Hofmann, A. W., 2008- Platinum-group element abundances and Os isotope composition of mantle peridotites from the Mamonia complex, Cyprus. *Chemical Geology* 248, 195-212.
- Batanova, V. G., Suhr, G. & 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.
- Bonavia, F. F., Diella, V. & Ferrario, A., 1993- Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88, 198-202.
- Bridges, J. C., Prichard, H. M. & Meireles, C. A., 1995- Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle? *Geological Magazine* 132, 39-49.
- Conrad, W. K. & Kay, R. W., 1984- Ultramafic and Mafic Inclusions from Adak Island: Crystallization History, and Implications for the Nature of Primary Magmas and Crustal Evolution in the Aleutian Arc. *Journal of Petrology* 25, 88-125.
- Dai, J. G., Wang, C. S., Hébert, R., Santosh, M., Li, Y. L. & Xu, J. Y., 2011- Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: Implications for the Early Cretaceous intra-oceanic subduction zone within the Neo-Tethys. *Chemical Geology* 288, 133-148.
- Dick, H. J. B. & 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., 1990- Harzburgites and refractory melts in the Lewis Hills Massif, Bay of Islands ophiolite complex; the base-metals and precious-metals story. *The Canadian Mineralogist* 28, 537-552.
- Fisk, M. R. & Bence, A. E., 1980- Experimental crystallization of chrome spinel in FAMUS basalt 527-1-1. *Earth and Planetary Science Letter* 48, 111-123.

- Furnes, H., Pedersen, R. B., Hertogen, J. & Albrektsen, B. A., 1991- Magma development of the Leka Ophiolite Complex, central Norwegian Caledonides. *Lithos* 27, 259-277.
- Grieco, G., Diella, V., Chaplygina, N. & Savelieva, G., 2007- Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif (Southern Urals, Russia). *Ore Geology Reviews* 30, 257-276.
- Grieco, G., Merlini, A. & Cazzaniga, A., 2012-The tectonic significance of PGM-bearing chromitites at the Ranomena mine, Toamasina chromite district, Madagascar. *Ore Geology Reviews* 44, 70-81.
- Haggerty, S. E., 1988- Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts. *Journal of Geological Society of Australia* 14, 687-699.
- Hassanipak, A. A. & Ghazi, A. M., 2000- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoi ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 109-121.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. & Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, 677-681.
- Irvine, T. N., 1967- Chromian spinel as a petrogenetic indicator: part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-103.
- Ismail, S. A., Mirza, T. M. & Carr, P. F., 2010- Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 31-41.
- Iyer, K., Austrheim, H., John, T. & Jamtveit, B., 2008- Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: Constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway. *Chemical Geology* 249, 66-90.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. & Wanke, H., 1979- The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, 2031-2050.
- Jan, M. Q. & Windley, B. F., 1990- Chromian spinel-silicate chemistry in ultrabasic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31, 667-715.
- Jaques, A. L. & Green, D. H., 1980- Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 73, 287-310.
- 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 of Petrology* 42, 655-671.
- Keays, R. R., 1995- The role of komatiite and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos* 34, 1-14.
- 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.
- Kojonen, K., Zaccarini, F. & 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.
- Mathez, E. A. & Peach, C. L., 1989- Geochemistry of platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks. In: Whitney, J. A. & 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, 530p.
- McDonough, W. F. & Frey, F. A., 1989- Rare earth elements in upper mantle rocks. In: Lipin, B. R. a. M., G. A. (ed.) *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements (Reviews in Mineralogy vol. 21)*. Washington DC Mineralogical Society of America.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S., 1995- The chemical composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Moreno, T., Gibbons, W., Prichard, H. M. & 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. & 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., Arvin, M., Pan, Y. & 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. & Duke, J. M., 1980- Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science* 208, 1417-1424.
- Naldrett, A. J., Hoffman, E. L., Green, A. H., Chou, C. L., Naldrett, S. R. & Alcock, R. A., 1979- The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au. *Canadian Mineralogist* 17, 403-415.
- Orberger, B., Lorand, J. P., Girardeau, J., Mercier, J. C. C. & Pitragool, S., 1995- Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand. *Lithos* 35, 153-182.
- Oshin, I. O. & Crocket, J. H., 1982- Noble metals in Thetford Mines ophiolites, Quebec, Canada; Part I, Distribution of gold, iridium, platinum, and palladium in the ultramafic and gabbroic rocks. *Economic Geology* 77, 1556-1570.

- Pagé, P., Barnes, S. J., Bédard, J. H. & Zientek, M. L., 2012- In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: Implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation. *Chemical Geology* 302-303, 3-15.
- Park, J. W., Campbell, I. H. & Eggins, S. M., 2012- Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78, 28-50.
- Parkinson, I. J. & Pearce, J. A., 1998- 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* 39, 1577-1618.
- 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.
- Shen-Su, S., 1982- Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 179-192.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, A review; *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, P. 1229-1258 .
- Sun, S. S., 1982- Chemical composition and origin of the Earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 179-193.
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D. & Meffre, S., 2010- Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos* 115, 223-236.
- Whattam, S. A., Cho, M. & Smith, I. E. M., 2011- Magmatic peridotites and pyroxenites, Andong Ultramafic Complex, Korea: Geochemical evidence for supra-subduction zone formation and extensive melt–rock interaction. *Lithos* 127, 599-618.
- Xu, Z., Han, B. F., Ren, R., Zhou, Y. Z., Zhang, L., Chen, J. F., Su, L., Li, X. H. & Liu, D. Y., 2012- Ultramafic–mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction–accretion process. *Lithos* 132–133, 141-161.
- Zhou, M. F. & Bai, W. J., 1992- Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita* 27, 192-199.
- Zhou, M. F. & Robinson, P. T., 1997- Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology* 92, 259-262.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. & 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.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W. J., Hu, X. F. & Yang, J. S., 2001- Melt/mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China). *Journal of Asian Earth Sciences* 19, 517-534.

Platinum- Group Elements (PGE) and Chromian Spinel Geochemistry in the Peridotites from the Abdasht Ultramafic Complex, Kerman, Southeastern Iran

A. R. Najafzadeh ^{1*} & H. Ahmadipour ²

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Received: 2012 February 22

Accepted: 2012 September 03

Abstract

The Abdasht complex is one of the major ultramafic complexes in south-east Iran (Esfandagheh area). This complex is composed mainly of dunite, harzburgite, lherzolite, chromitite, and subordinate wehrlite. The detailed electron microprobe study revealed very high Cr # (48-86), Mg # (26-56) and very low TiO₂ content (averaging 0.07 wt %) for chromian spinels in peridotites. The Fe³⁺# is very low (<0.08 wt%) in the chromian spinel of peridotites which reflects crystallization under the low oxygen fugacities. The harzburgite, dunite and lherzolite samples are highly depleted in PGE contents relative to the chondrites. The Pd_N/Ir_N ratios in dunites are unfractionated, averaging 0.72, whereas the harzburgites and lherzolites show slightly positive slopes PGE spidergrams, together with a small positive Ru anomaly, and their Pd_N/Ir_N ratio averages 2.4 and 2.3, respectively. Moreover, the PGE chondrite and primitive mantle normalized patterns of harzburgite, dunite and lherzolite of this complex are relatively flat which are comparable to the highly depleted mantle peridotites and indicating a high degree of partial melting (about 20-25%) of the mantle source. The mineral chemistry data and PGE geochemistry of Abdasht peridotites indicate that the Abdasht ultramafic complex was generated from an arc-related magma with boninitic affinity above a supra-subduction zone setting.

Keywords: Iran, Platinum-Group Elements, Abdasht Ultramafic Complex, Supra-Subduction Zone.

For Persian Version see pages 173 to 186

*Corresponding author: A. R. Najafzadeh; Email: a_najafzadeh@pnu.ac.ir