

بررسی ژنز و خاستگاه ژئودینامیکی کرومیت‌های نیامی مجموعه اولترامافیک آب بید (جنوب استان کرمان)

سیما پیغمبری^۱، مهدیه محمدی^۲ و حمید احمدی پور^۳

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

^۲دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور استان کرمان، کرمان، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۱/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۳

چکیده

کرومیت‌های نیامی در اندازه‌های متفاوت همراه با غلاف‌های دونیتی در قسمت‌های مختلف مجموعه اولترامافیک آب بید واقع در قسمت جنوب خاوری کمر بند افیولیتی زاگرس رخنمون دارند. توده‌های کرومیت آب بید اغلب به شکل عدسی یا لایه‌ای هستند و ساخت‌های ماگمایی مختلفی مانند توده‌ای، پراکنده و لایه‌ای نشان می‌دهند. میزان TiO_2 و Cr\# در کرومیت‌های آب بید به ترتیب از ۵۸/۴۳ تا ۶۵/۳۶، ۱۸/۰۳ تا ۲۲/۵۸ و ۰/۲۰ تا ۰/۳۹ متغیر است. مقادیر Al_2O_3 ، TiO_2 و FeO/MgO محاسبه شده برای مذاب مادر کرومیت‌های آب بید در طیف مذاب‌های تولد ایتی قرار می‌گیرد. ویژگی‌های ساختاری از قبیل مرز ناگهانی کرومیت و دونیت‌های غلافی با هارزبورژیت‌های میزبان، عدم انطباق ضخامت دونیت و کرومیت و وجود ساخت‌های مختلف، نشان‌دهنده مدل ماگمایی-متاسوماتیک در طول شبکه‌ای از کانال‌های بهم پیوسته دونیتی است. ویژگی‌های شیمی کانی کرومیت‌ها و ترکیب مذاب مادر کرومیت‌های مجموعه آب بید نشانگر آن است که توده اولترامافیک آب بید بخشی از یک سکانس افیولیتی در زون سوپراسابداکشن است. هارزبورژیت‌های میزبان تحت تأثیر درجات مختلف ذوب بخشی و واکنش مذاب/سنگ واقع شده که سبب ایجاد کانال‌های دونیتی شده که خود عبور و چرخش مذاب مادر کرومیت‌ها را تسهیل کرده است. درجات متوسط ذوب بخشی گوشته و سایر شواهد از جمله شیمی کانی کرومیت می‌تواند نشان‌دهنده محیط‌های گسترش اقیانوسی پشت کمائی باشد. بنابراین می‌توان هارزبورژیت‌های مجموعه آب بید را بخشی از گوه گوشته‌ای بالای اقیانوس فرورونده نئوتتیس در نظر گرفت که در زیر یک مرکز گسترش در حوضه پشت کمائی با سن احتمالی تریاس بالایی تا کرتاسه واقع شده است.

کلیدواژه‌ها: کرومیت نیامی، مجموعه اولترامافیک، افیولیت، آب بید، کرمان.

*نویسنده مسئول: سیما پیغمبری

E-mail: peighambari.si@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

منشأ کرومیت‌های نیامی و موقعیت ژئودینامیکی آنها همواره موضوعی بحث‌برانگیز بوده است. ترکیب کانی کرومیت اساساً به درجه ذوب بخشی گوشته بستگی دارد و طبیعت مذاب مادر و همچنین موقعیت ژئودینامیکی تشکیل آنها را منعکس می‌سازد (Dick and Bullen, 1984; Rollinson, 2008; Ghosh et al., 2013). به عنوان مثال کرومیت‌های با Cr\# بالا ($\text{Cr} > 0.60$) از ماگماهای بونینیتی متبلور شده‌اند که در محیط‌های جلوی کمان شکل گرفته‌اند. در حالی که کرومیت‌های غنی از Al ($\text{Cr} < 0.60$) از ماگماهای تولد ایتی شبه MOR مشتق شده‌اند که خود می‌توانند در محیط‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی یا (MOR) یا حوضه‌های پشت کمائی جوان به وجود آمده باشند (Melcher et al., 1997; Kamenetsky et al., 2001; Arai et al., 2011; Zaccarini et al., 2011). بنابراین، رخداد کرومیت‌های نیامی و ترکیب ژئوشیمیایی آنها می‌تواند به دو موقعیت ژئودینامیکی مهم پشته‌های میان اقیانوسی و یا حوضه‌های پشت کمائی و توالی‌های گوشته‌ای مربوط به زون سوپراسابداکشن مربوط باشد (Zhou and Robinson, 1997; Roberts, 1988; Nicolas, 1989; Arai and Yurimoto, 1994). کرومیت همچنین می‌تواند به عنوان یک نشانگر ژئودینامیکی ترکیب گوشته اولیه را مشخص سازد. کرومیت‌های نیامی در بخش‌های مختلف ایران از جمله منطقه اسفندقه-حاجی‌آباد مورد بررسی و پژوهش قرار گرفته‌اند که از آن جمله می‌توان به کرومیت‌های سیخوران (قاسمی، ۱۳۷۹)، صوغان و آبدشت (Ahmadipour et al., 2003)، سرخ‌بند (Najafzadeh et al., 2008) و ده‌شیخ (Peighambari et al., 2016) اشاره کرد. کرومیت‌های نیامی آب بید بخشی از کرومیت‌های منطقه اسفندقه-حاجی‌آباد را تشکیل داده‌اند. از آنجا که مطالعه کرومیت‌های آب بید می‌تواند به فهم و شناخت منشأ کرومیت‌های منطقه اسفندقه-حاجی‌آباد کمک کند، لذا در این پژوهش، سعی شده است تا با استفاده از شواهد صحرایی و سنگ‌نگاشتی و همچنین داده‌های

شیمی کانی طبیعت مذاب مادر، موقعیت زمین‌ساختی و شرایط تشکیل کرومیت‌های مجموعه آب بید مورد بررسی قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

پس از انجام مطالعات و بررسی‌های دقیق میدانی و کتابخانه‌ای، نمونه‌برداری هدفمند از مجموعه اولترامافیک آب بید به عمل آمد. به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های مختلف موجود در کرومیت‌های مجموعه اولترامافیک آب بید تعدادی برش نازک صیقلی از کرومیت‌های این مجموعه تهیه شد و توسط ریزکاونده الکترونی Cameca SX50 با ولتاژ ۱۵ kV و قطر نقطه ۵ μm با شدت اشعه ۲۰ nA در گروه زمین، اقیانوس و علوم جوی دانشگاه بریتیش کلمبیای کانادا، مورد بررسی‌های شیمیایی اکسید عناصر اصلی و NiO و Cr_2O_3 قرار گرفت. Fe^{2+} و Fe^{3+} بر اساس ضرایب عنصر سنجی محاسبه شدند.

۳- زمین‌شناسی مجموعه اولترامافیک آب بید

مجموعه اولترامافیک آب بید، بخشی از آمیزه افیولیتی ناحیه اسفندقه-حاجی‌آباد را تشکیل داده و در انتهای جنوب خاوری رورانگی زاگرس چین خورده و بخش جنوبی زون سنندج-سیرجان واقع شده است (شکل‌های ۱-الف و ب). این آمیزه افیولیتی، قسمتی از نوار افیولیتی راندگی زاگرس و قسمت‌های مرکزی کمر بند افیولیتی تتیس با طول بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر را تشکیل می‌دهد که از قبرس تا عمان ادامه دارد و افیولیت‌های آلبی را به هم‌پایا متصل می‌کند (Dilek and Delaloye, 1992; Hassaniapak and Ghazi, 1999; Shafaii Moghadam et al., 2013). بنابر تقسیم‌بندی Stocklin (1977) کمر بند افیولیتی تراست زاگرس، به دو گروه افیولیت‌های بیرونی شامل افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه-حاجی‌آباد و افیولیت‌های

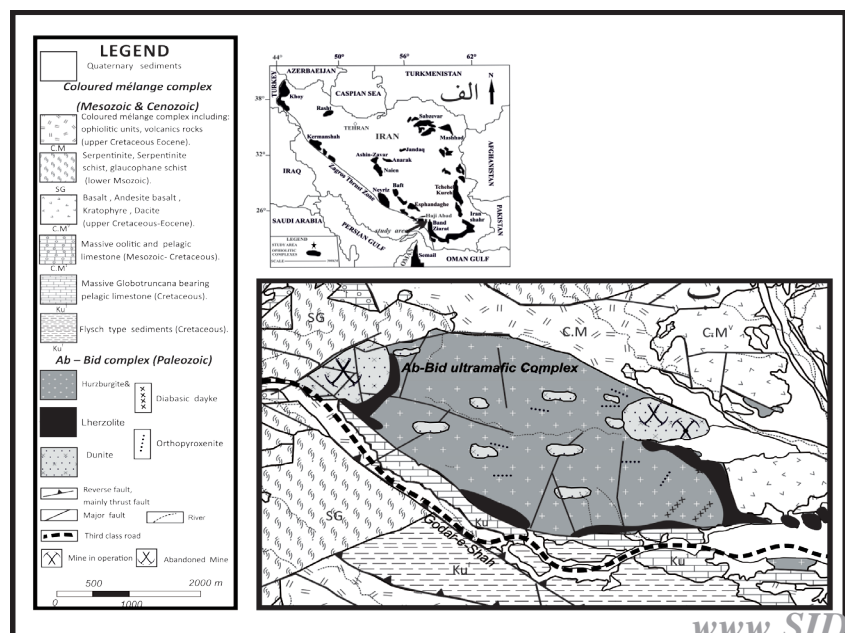
خردشدگی هارزبورژیت‌ها به همراه سرپانتینی شدن شدید و تغییر رنگ، مرز آنها را به خوبی به نمایش می‌گذارد. فراوانی و میزان دانه‌های کرومیت از سمت غلاف به سوی منطقه کانی‌زایی کرومیتیت بیشتر شده به‌طوری‌که بافت آنها از پراکنده تا توده‌ای تغییر می‌کند. توده‌های کرومیتیت اغلب به شکل عدسی یا لایه‌ای و به صورت نامنظم در قسمت‌های مختلف توده هارزبورژیتی پراکنده هستند که به صورت معادن و اندیس‌های معدنی قابل ذکر است.

۴- ویژگی‌های سنگ‌نگاری کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید

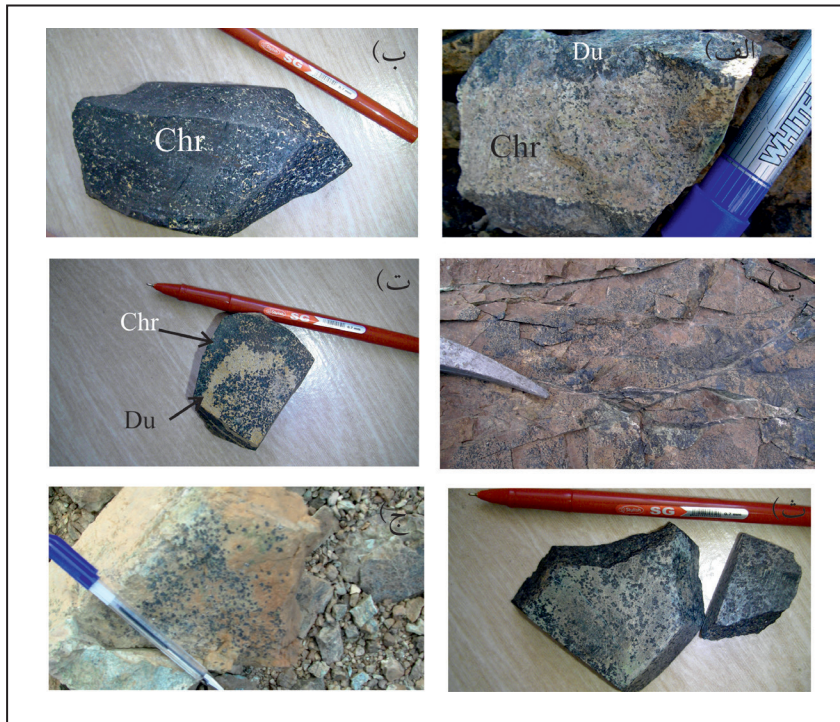
تقریباً تمامی کرومیتیت‌های منطقه به وسیله غلاف‌های دونیتی همراه از هارزبورژیت‌های میزبان جدا شده‌اند (شکل ۲- ب). بین کرومیتیت‌ها و غلاف دونیتی مرزی ناگهانی وجود دارد و هیچ‌گونه انطباقی بین ضخامت دونیت و اندازه کرومیتیت دیده نمی‌شود. در کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید ساخت و بافت‌های مختلفی وجود دارد که از آن جمله می‌توان به انواع ساخت‌های ماگمایی از جمله توده‌ای، پراکنده و نواری اشاره کرد. کرومیتیت‌های معادن شیخ عالی و درنجی بیشتر ساخت توده‌ای از خود نشان می‌دهند و حاوی بیش از ۷۰ درصد بلورهای نسبتاً درشت کرومیت (با قطر ۱ تا ۴ میلی‌متر) هستند (شکل‌های ۳- الف و ب). این ساخت در قسمت‌های مرکزی توده‌های کرومیتیت رخ می‌دهد. ساخت پراکنده و نواری بیشتر در غلاف‌های دونیتی اطراف توده‌های کرومیتیت و همچنین اندیس‌های معدنی موجود در مجموعه دیده می‌شود (شکل‌های ۳- پ تا ج). فراوانی و پراکندگی کانی کرومیت در این بافت اندکی متغیر است، به طوری که از حاشیه به سمت بخش‌های داخلی توده کرومیتیت، بافت پراکنده به توده‌ای تبدیل می‌شود. در بسیاری از مناطق، نوارهای غنی از کرومیت و سیلیکات به صورت متناوب مشاهده می‌شوند، به طوری که ضخامت نوارها تقریباً یکسان است. در هر نوار کرومیت، ساخت‌های پراکنده تا توده‌ای قابل مشاهده است (شکل‌های ۴- الف تا ث). ساخت لایه‌ای (نواری) در ذخایر کرومیت منطقه به ویژه در منطقه درنجی و دره کبوتری به وضوح دیده می‌شود (شکل‌های ۴- الف، ب و پ). لایه‌ها، ضخامتشان حداکثر به ۵ سانتی‌متر می‌رسد و در اکثر موارد به صورت متناوب با لایه‌های فقیر از کرومیت دیده می‌شوند (شکل‌های ۴- ت و ث). در ساخت‌های ماگمایی فوق، بلورهای کرومیت به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار (با قطر حداکثر ۵ میلی‌متر) دیده می‌شوند و اثری از دگرشکلی یا کشیدگی ندارند و در بین آنها الیون‌های عمدتاً سرپانتینی شده قرار گرفته‌اند.

درونی شامل افیولیت‌های نائین-دهشیر-بافت تقسیم می‌شود. منطقه مورد مطالعه جزئی از افیولیت‌های اسفندقه-حاجی‌آباد به شمار می‌رود (شکل ۱- الف) (Shahabpour, 2005) که خود شامل افیولیت‌های سیخوران (قاسمی، ۱۳۷۹)، صوغان و آبدشت (Ahmadipour et al., 2003)، سرخ بند (Najafzadeh et al., 2008)، ده‌شیخ (Peighambari et al., 2016) و آب‌بید می‌شود. مجموعه افیولیتی آب‌بید شامل بخش گوشته‌ای افیولیت از جمله هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و نهشته‌های کرومیتیت می‌شود (شکل ۱- ب). شایان ذکر است که بخش پوسته‌ای مانند انواع گابروها و دیگر قسمت‌ها به دلیل عملکرد گسل‌ها، دیده نمی‌شود. هارزبورژیت اصلی‌ترین لیتولوژی را تشکیل می‌دهد و میزبان واحدهای سنگی دیگری نظیر دونیت، کرومیتیت و پیروکسنیت است. لرزولیت‌ها به شکل تپه‌های نارنجی رنگ در حواشی توده دیده می‌شوند. رنگ نارنجی آنها را می‌توان به فراوانی کلینوپیروکسن و همچنین هوازدگی الیون و آزاد شدن آهن در این سنگ‌ها نسبت داد. رگه‌ها و دایک‌های ارتوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت تقریباً تمامی واحدهای سنگ‌شناسی مجموعه را قطع کرده‌اند که می‌تواند محصول واکنش مذاب-پریدوتیت باشند. دونیت در مجموعه آب‌بید به دو صورت دیده می‌شود. نوع نخست را دونیت‌های نواری یا عدسی شکل و نامنظم تشکیل می‌دهند که مرز ناگهانی و نامنظمی با هارزبورژیت‌ها دارند (شکل ۲- الف). نوع دوم دونیت‌ها به صورت غلافی در پیرامون کرومیتیت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۲- ب). دونیت‌های نوع نخست به صورت عدسی شکل یا توده‌های نامنظم با ضخامت حداکثر ۲۰۰ متر، به صورت پراکنده در سنگ میزبان هارزبورژیت رخمون دارند، شکل و آرایش هندسی آنها، همان‌گونه که از نامشان بر می‌آید به صورت کاملاً نامنظم و غیر همشیب با مرز ناگهانی نسبت به سنگ‌های دربرگیرنده است و در پاره‌ای موارد اشکال زبانه‌ای نسبت به هارزبورژیت‌های میزبان ایجاد کرده‌اند (شکل ۲- الف). از ویژگی‌های این نوع دونیت‌ها، کمبود کرومیت در آنهاست. محمدی (۱۳۹۵) منشأ این نوع از دونیت‌های آب‌بید را جانشینی و آنها را نتیجه انحلال پیروکسن و ته‌نشست الیون در ماگمایی می‌داند که توسط جریان متخلخل در گوشته مهاجرت می‌کند. نوع دیگر دونیت به صورت غلاف یا پوششی اطراف ذخایر کرومیتیت وجود دارد (شکل ۲- ب). رنگ این دونیت‌ها در نمونه دستی سبز روشن بوده و نشانگر سرپانتینی شدن شدید آنهاست. رابطه اولیه آنها نسبت به هارزبورژیت‌های میزبان به دلیل گسل خوردگی‌های فراوان قابل تشخیص نیست ولی می‌توان مرز ناگهانی آنها را با هارزبورژیت‌های میزبان در برخی از موارد تشخیص داد. برشی شدن و

شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران؛ ب) نقشه زمین‌شناسی مجموعه اولترامافیک آب‌بید.



شکل ۲- الف) دونیت‌های نامنظم در هارزبورژیت‌ها؛ ب) دونیت‌های غلافی اطراف کرومیتیت‌ها.



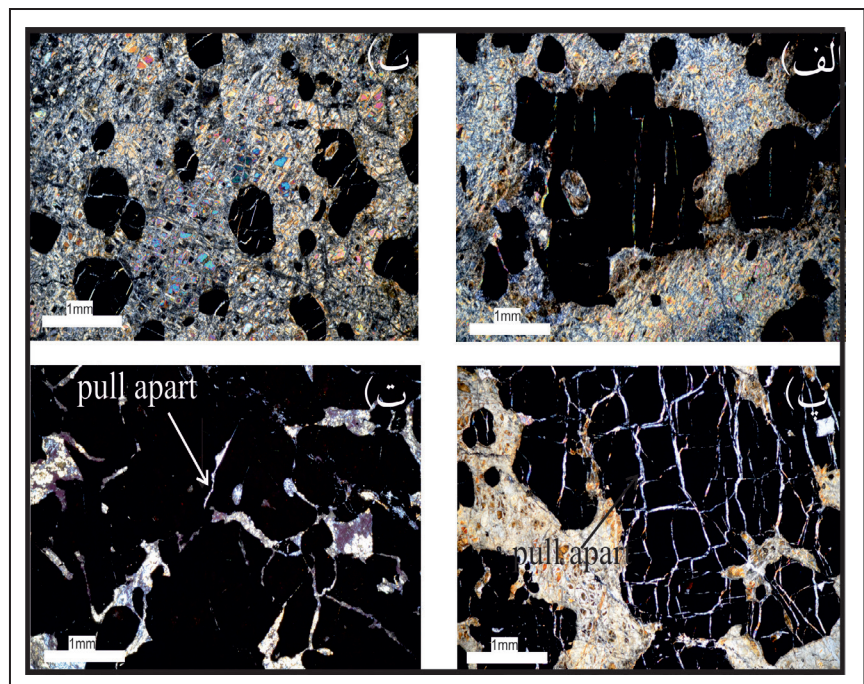
شکل ۳- الف و ب) کرومیت با بافت توده‌ای، بافت پراکنده در کرومیتیت‌ها با بلورهای ریز کرومیت؛ ت) کرومیت با بافت توده‌ای در حاشیه و بافت پراکنده در قسمت مرکزی دونیت؛ ث) کرومیت‌های پراکنده با بلورهای درشت کرومیت؛ ج) کرومیت‌ها با بافت پراکنده.

شکل ۴- الف) کرومیت‌های لایه‌ای با ضخامت‌های متغیر؛ ب) کرومیت لایه‌ای که از لایه‌هایی با تراکم متفاوت از کرومیت تشکیل شده است؛ پ) کرومیت لایه‌ای با لایه‌های کرومیت با تراکم کم؛ ت و ث) تناوب لایه‌های فقیر از کرومیت در کرومیت لایه‌ای.



شایع‌ترین بافت است. این بافت تجمعی از بلورهای کرومیت در اندازه‌های مختلف است که توسط بقایایی از الیون و یا سرپانتین بهم متصل شده‌اند (شکل ۵- پ). بافت‌های ناشی از دگرشکلی نظیر شکستگی‌های برشی یا Pull apart نیز در این کرومیتیت‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۵- پ و ت). بافت برشی معمولاً در زون‌های گسلی با دگرشکلی شدید به وجود می‌آید. در این بافت، دانه‌های درشت کرومیت (ابعاد تا ۴ میلی‌متر) به شدت خرد و به قطعات ریزتر و زاویه‌دار و یا اشکال متنوع تبدیل می‌شوند که معمولاً در زمینه‌ای از سرپانتین قرار گرفته‌اند (شکل ۵- ت). در تعدادی از نمونه‌ها، مقدار شکستگی‌های موجود در دانه‌های کرومیت به حدی زیاد است که تقریباً همه قسمت‌های یک بلور کرومیت توسط این شکستگی‌ها اشغال شده است (شکل ۵- ت).

از لحاظ میکروسکوپی، کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید، بافت‌های اولیه یا ماگمایی انباشتی و اسکلتی از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۵- الف، ب و پ). در بافت اسکلتی موجود، بلورهای بی‌شکل و اسکلتی کرومیت در زمینه‌ای از الیون و یا سرپانتین قرار گرفته‌اند (شکل ۵- ب). البته در بعضی از موارد، دربردارایی‌هایی از الیون و یا سرپانتین در این نوع کرومیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۵- ب). بر اساس مطالعات انجام شده توسط Leblanc (1980) و Greenbaum (1977) بافت اسکلتی در نتیجه تبلور سریع و احتمالاً در اثر عملکرد فرایندهای فوق اشباع به وجود می‌آید. Greenbaum (1977) شرایط ناپایدار و عدم تعادلی از قبیل دمای بالا و غلظت بالای کروم را عامل مؤثر در ایجاد بافت اسکلتی در نظر می‌گیرد. در کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید، بافت انباشتی



شکل ۵- الف) بافت پراکنده با تراکم پایین کرومیت و به صف‌شدگی جزئی این بلورها؛ ب) بافت اسکلتی موجود در کرومیت‌های توده‌ای مجموعه، پ) بافت کومولایی موجود در کرومیتیت‌های توده‌ای مجموعه آب‌بید، مرز بلورهای درشت کرومیت به صورت منحنی در آمده و فاز اینترکومولوس فقط الیون است؛ ت) شکستگی‌های ناشی از دگرشکلی برشی (pull a part) در کرومیت‌های با دگرشکلی بالا.

۵- شیمی کانی‌ها

۵-۱. شیمی کرومیت موجود در کرومیتیت‌های آب‌بید

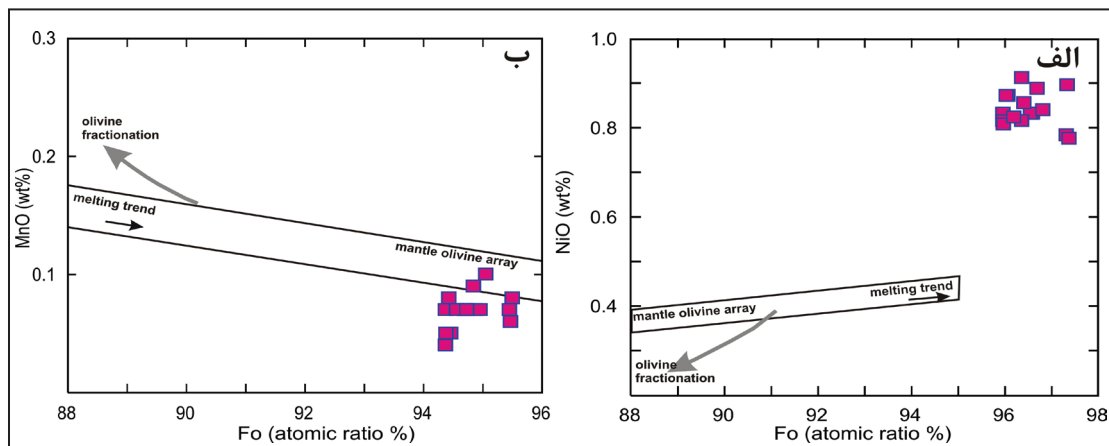
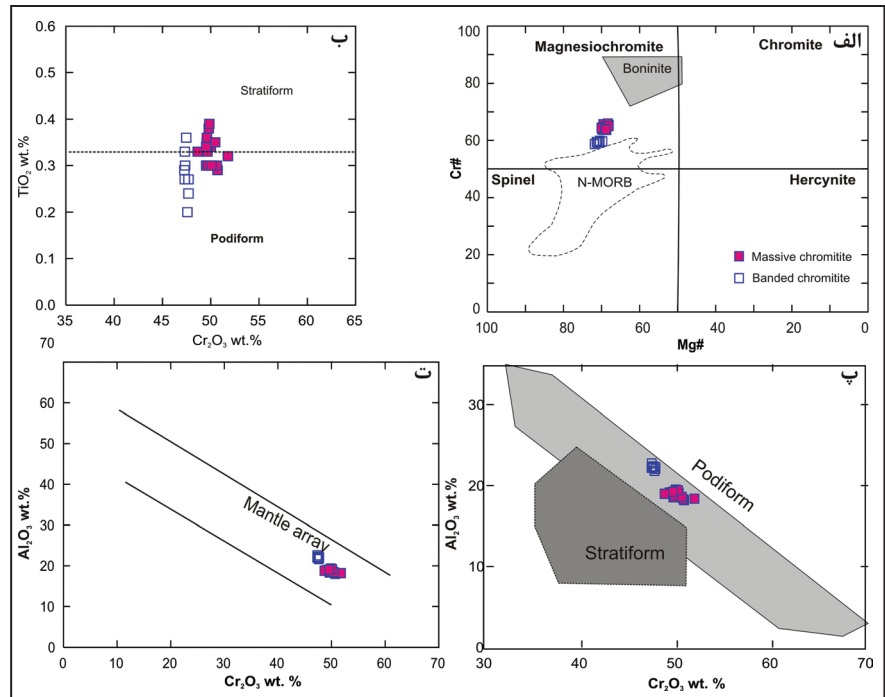
مشاهدات صحرایی بیان شد، به شدت تحت تأثیر فرایند سرپانتینیتی شدن قرار گرفته و دگرسان شده‌اند. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها در جدول ۲ نشان داده شده است. لازم به ذکر است که نمونه‌های الیون تجزیه شده مربوط به کرومیتیت‌های توده‌ای هستند. ترکیب الیون در کرومیتیت‌های با درصد متغیر کرومیت متفاوت است. میزان نسبی Fo در الیون‌های موجود در این سنگ‌ها از ۹۵/۶۹ تا ۹۷/۳۳ تغییر می‌کند که به فاصله نسبت به ذخیره کرومیتیت و بافت و ساخت‌های موجود در کرومیتیت‌ها بستگی دارد. به گونه‌ای که در دونیت‌های میزبان با نزدیکی به کرومیتیت‌ها، مقدار Fo رو به افزایش است. مقدار NiO در این الیون‌ها بیشترین مقدار را دارد و از ۰/۷۲ تا ۰/۹۸ درصد تغییر می‌کند. به طوری که در نمودار انطباق Fo و NiO، گستره وسیعی را با روند مثبت در محدوده بالای NiO اشغال می‌نمایند (شکل ۷- الف). مقادیر FeO آنها بین ۳/۶۶ تا ۴/۱۶ درصد وزنی در تغییر است. این کانی‌ها نسبت به سایر انواع الیون موجود در دیگر سنگ‌ها، میزان MnO پایین‌تری (۰/۰۴ تا ۰/۰۷ درصد وزنی) دارد و به همین دلیل همان‌طور که در نمودار FeO در مقابل MnO نشان داده می‌شود، این نمونه‌ها پایین‌ترین میزان FeO الیون‌های آرایه گشته‌ای واقع شده‌اند (شکل ۷- ب). بررسی اکسیدهای FeO، MnO، MgO، (جدول ۲) نشان می‌دهد که الیون‌های موجود در کرومیتیت‌ها کمترین میزان FeO و MnO و دارای بیشترین مقدار MgO را نسبت به سایر سنگ‌ها دارند.

جدول ۱ ترکیب شیمیایی کرومیت موجود در کرومیتیت‌های آب‌بید را نشان می‌دهد. میزان Al_2O_3 و Cr_2O_3 در این کرومیت‌ها به ترتیب بین ۴۷/۲۸ تا ۵۰/۷۱ و ۱۸/۰۳ تا ۲۲/۵۸ درصد وزنی تغییر می‌کند. همچنین #Cr و #Mg نیز به ترتیب بین ۵۸/۴۳ تا ۶۵/۳۶ و ۶۹/۹۲ تا ۷۱/۵۱ متغیر هستند. این کرومیت‌ها به لحاظ TiO_2 نیز غنی‌تر از انواع موجود در پریدوتیت‌ها هستند و مقدار این اکسید در آنها ۰/۲۰ تا ۰/۳۹ درصد وزنی است (جدول ۱). البته میزان این عناصر در کرومیتیت‌های بافت توده‌ای و نواری با هم متفاوت بوده به گونه‌ای که مقدار Cr_2O_3 در کرومیتیت‌های توده‌ای بیشتر از انواع نواری است (جدول ۱). در نمودار #Mg در برابر #Cr (شکل ۶- الف) کرومیت‌های موجود در کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید در محدوده مگنزیو کرومیت قرار می‌گیرند. کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید در نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 ، محدوده مرزی کرومیتیت‌های نیامی و استراتیفرم را نشان می‌دهند (شکل ۶- ب). همچنین در نمودار Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 ترکیب شیمیایی این کرومیت‌ها در محدوده کرومیتیت‌های نیامی واقع می‌شود (شکل ۶- پ). مقادیر Al_2O_3 و Cr_2O_3 در این کانی، انطباق منفی نشان می‌دهند و در محدوده آرایه گشته‌ای جای می‌گیرند. لازم به ذکر است که در نمودارهای مذکور نمونه‌های کرومیتیت با بافت نواری Cr_2O_3 کمتری دارند و در بخش‌های مربوط به Al_2O_3 بالاتر قرار می‌گیرند.

۵-۲. شیمی الیون‌های موجود در کرومیتیت‌ها

اکثر الیون‌های موجود در کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید، همان‌گونه که در

شکل ۶- الف) طبقه‌بندی و تغییرات ترکیبی کرومیت موجود در کرومیت‌های آب‌بید بر اساس مقدار #Cr و #Mg (محدوده‌های بونیت و مورب مربوط به Dick and Bullen (1984) است؛ ب) تغییرات Cr_2O_3 در مقابل TiO_2 در کرومیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید (نقل از Bonovia et al., 1993)؛ پ و ت) تغییرات Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 در کرومیت‌های تشکیل‌دهنده کرومیت‌های مجموعه آب‌بید (نقل از Ahmed and Arai, 2003).



شکل ۷- تغییرات Fo در مقابل NiO در الیون‌های مجموعه آب‌بید نسبت به آرایه الیون‌های گوشته‌ای (Takahashi, 1986). روند ذوب بخشی مربوط به Ozawa (1994) و روندهای تفریق نقل از Ozawa (1994) و Nakamura (1995) است.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی کانی کرومیت موجود در کرومیت‌های مجموعه آب‌بید.

نمونه	6-1	6-1	6-1	6-1	6-1	6-1	6-1	W4-1	W4-2	W4-3	W4-6	W4-7	W4-8	W4-9
بافت	لایه‌ای	لایه‌ای	لایه‌ای	لایه‌ای	لایه‌ای	لایه‌ای	لایه‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای
Al_2O_3	۲۲/۱۴	۲۲/۱۳	۲۲/۲۳	۲۱/۹۳	۲۲/۵۸	۲۲/۰۸	۲۱/۶۷	۱۸/۹۷	۱۸/۶۰	۱۸/۰۳	۱۹/۳۴	۱۸/۸۳	۱۸/۹۰	۱۸/۹۹
TiO_2	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۳۶	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۰	۰/۳۳	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۳۰	۰/۳۵	۰/۳۰
Cr_2O_3	۴۷/۳۵	۴۷/۷۰	۴۷/۴۷	۴۷/۴۷	۴۷/۷۰	۴۷/۳۱	۴۷/۳۲	۴۷/۵۹	۴۹/۱۶	۴۹/۸۳	۴۹/۵۷	۴۹/۸۴	۴۹/۵۸	۴۹/۵۳
FeO	۱۵/۳۷	۱۳/۲۹	۱۴/۷۸	۱۴/۸۸	۱۴/۵۴	۱۵/۱۲	۱۵/۴۰	۱۴/۱۵	۱۴/۲۰	۱۴/۳۵	۱۴/۲۷	۱۴/۰۹	۱۴/۳۶	۱۴/۴۸
MnO	۰/۳۰	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۱
MgO	۱۵/۹۰	۱۵/۸۵	۱۶/۰۴	۱۵/۵۶	۱۶/۲۲	۱۵/۸۷	۱۵/۷۷	۱۵/۱۴	۱۵/۰۳	۱۵/۰۶	۱۵/۱۴	۱۵/۱۳	۱۴/۹۶	۱۵/۰۴
Total	۱۰۱/۵۳	۹۹/۵۷	۱۰۱/۲۷	۱۰۰/۷۴	۱۰۱/۳۲	۱۰۰/۹۵	۱۰۱/۰۰	۹۸/۰۸	۹۸/۲۶	۹۸/۷۹	۹۹/۲۶	۹۸/۷۰	۹۸/۴۶	۹۸/۶۵
#Cr	۵۸/۹۲	۵۹/۱۲	۵۸/۸۹	۵۹/۳۴	۵۸/۴۳	۵۸/۹۵	۵۹/۵۷	۶۳/۴۸	۶۴/۲۵	۶۵/۳۶	۶۳/۳۵	۶۴/۰۲	۶۳/۷۶	۶۳/۶۴
#Mg	۷۰/۷۶	۷۱/۵۱	۷۱/۲۱	۶۹/۹۲	۷۱/۹۹	۷۰/۷۸	۷۰/۶۵	۷۰/۰۳	۶۹/۶۸	۶۹/۷۰	۶۹/۱۵	۶۹/۹۲	۶۹/۰۸	۶۹/۳۴

جدول ۲- ترکیب شیمی کانی الیون موجود در کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید.

Sample	W4-1	W4-2	W4-3	W4-4	W4-5	W4-6	W4-7	W4-8	W4-9	W4-10	W4-11	W4-12	W4-13	W4-14	W4-15	W4-16
	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای	توده‌ای
SiO ₂	۴۲/۲۳	۴۲/۴۱	۴۱/۶۷	۴۱/۹۷	۴۱/۳۹	۴۱/۳۱	۴۱/۶۲	۴۱/۷۸	۴۱/۶۵	۴۲/۰۸	۴۱/۴۵	۴۱/۷۹	۴۱/۶۱	۴۱/۷۵	۴۱/۵۳	۴۱/۵۳
TiO ₂	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰	۰	۰/۰۲	۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴	۰	۰/۰۱	۰/۰۷	۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲
FeO	۳/۹۲	۴	۴/۰۳	۳/۹۷	۳/۹۳	۴/۰۳	۴/۰۱	۳/۶۶	۴/۱۲	۴/۱۶	۴/۱۳	۳/۷	۳/۹۴	۳/۸۷	۳/۹	۳/۸۹
MnO	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۶
MgO	۵۳/۷۶	۵۳/۲۹	۵۳/۶	۵۳/۹۱	۵۴/۳۵	۵۴/۳۱	۵۳/۵۱	۵۴/۱۸	۵۴/۰۷	۵۳/۶۱	۵۳/۷۱	۵۴/۳	۵۳/۷۳	۵۴/۰۴	۵۴/۱۱	۵۴/۵۴
NiO	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۷۷	۰/۸۴	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۷	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۷۸	۰/۸۲	۰/۸	۰/۸۷
Total	۱۰۰	۹۹/۷۵	۹۹/۴۱	۱۰۰	۹۹/۹	۹۹/۹۴	۹۹/۲۲	۹۹/۸۲	۱۰۰/۰۴	۹۹/۴۶	۹۹/۴۶	۹۹/۹۸	۹۹/۵۸	۹۹/۸۵	۹۹/۷۸	۱۰۰/۲
Fo	۹۶/۰۷	۹۵/۹۶	۹۵/۹۶	۹۶/۰۳	۹۷/۳۱	۹۷/۳۷	۹۵/۹۷	۹۶/۵۹	۹۶/۵۵	۹۶/۳۶	۹۶/۳۶	۹۶/۶۹	۹۶/۱۹	۹۶/۴۱	۹۶/۸۱	۹۷/۳۳

۶- بحث و بررسی

۶-۱. تعیین ترکیب ماگمای مادر تشکیل‌دهنده کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید

ژئوشیمی کرومیت اطلاعات ارزشمندی در مورد پتروژنز و فرایندهای ماگمایی حاکم در محیط‌های ژئودینامیکی مختلف ارائه می‌دهد (Augé, 1987; Barnes, 1986; Bedard, 1999; Dick and Bullen, 1984; Irvine, 1967; Kamenetsky et al., 2001; Melcher et al., 1997; Rollinson, 2008; Zhou et al., 1996). مذاب مادر کرومیتیت‌ها به وسیله فرایندهای مختلفی نظیر درجات مختلف ذوب بخشی (Kelemen, 1990; Zhou et al., 1996; Arai, 1994; Irvine, 1977) و واکنش‌های مذاب/سنگ و مذاب/مذاب در محیط‌های وابسته به فرورانش شکل می‌گیرد. مطالعات مختلف نشان داده است که میزان Al₂O₃ و TiO₂ و نسبت FeO/MgO موجود در کرومیتیت‌ها مستقیماً به مذاب مادر مربوط می‌شود. در این راستا، برای به دست آوردن ترکیب مذاب مادر، از مطالعات Rollinson (2008) استفاده شد.

– **تعیین میزان Al₂O₃ در ماگمای مادر تشکیل‌دهنده کرومیتیت‌ها:** از آنجا که میزان Al₂O₃ در کرومیت‌ها به ترکیب مذاب مادر بر می‌گردد و این مقدار به وسیله تبلور و دما تغییر نمی‌کند، بنابراین می‌تواند برای تعیین ترکیب ماگمای مادر مورد استفاده قرار گیرد. برای برآورد میزان Al₂O₃ مذاب مادر کرومیتیت‌ها از معادلات Rollinson (2008) استفاده شد که بر اساس داده‌های کرومیت و انکلوژیون مذاب Kamenetsky et al. (2001) است:

$$Al_2O_3\text{-melt} = 5.2181 \times \ln(Al_2O_3\text{-chromite}) - 1.0505$$

میزان Al₂O₃ مذاب مادر کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید به ترتیب از ۱۴/۰۴ تا ۱۵/۲۲ تغییر می‌کند. میزان محاسبه شده Al₂O₃ برای مذاب مادر کرومیتیت‌های آب‌بید نزدیک به مقدار Al₂O₃ موجود در ماگماهای تولدایی است.

– **تعیین نسبت FeO/MgO در ماگماهای مادر کرومیتیت‌ها:** نسبت FeO/MgO مذاب نیز توسط نسبت FeO/MgO کرومیت‌ها و با استفاده از فرمول Augé (1987) به دست آورده شد:

$$\ln(FeO/MgO)_{chromite} = 0.47 - 1.07 \times YAl_{chromite} + 0.64 \times YFe^{3+} \\ chromite + \ln(FeO/MgO)_{liquid} \\ YAl_{chromite} = Al/(Al+Cr+Fe^{3+}), YFe^{3+}_{chromite} = Fe^{3+}/(Al+Cr+Fe^{3+})$$

مقادیر FeO/MgO محاسبه شده برای مذاب مادر کرومیتیت‌های مجموعه

آب‌بید بین ۰/۴۵ تا ۰/۵۲ تغییر می‌کند که نزدیک به ماگمای مادر کرومیتیت‌ها در کرومیتیت‌های Kempirsai در قزاقستان (Melcher et al., 1997) و افیولیت Elekdag در ترکیه (Donmez et al., 2014) و همچنین نزدیک به سایر کرومیتیت‌های منطقه اسفندقه مانند کرومیتیت‌های صوغان و آبدشت (Najafzadeh and Ahmadipour, 2014; Ahmadipour et al., 2003) و مجموعه ده‌شیخ (Peighambari et al., 2016) است (جدول ۳). هر چند مقدار MgO/FeO کرومیت، تحت تأثیر تعادل بین کرومیت و الیون در حالت جامد قرار می‌گیرد و تغییر می‌کند؛ ولی مقادیر به دست آمده در مقایسه با سایر کرومیتیت‌های دنیا و ایران مقادیر مشابهی را نشان می‌دهد (جدول ۳). به هر حال پایین بودن میزان FeO/MgO نسبت به مذاب MORB احتمالاً به دلیل عملکرد بازالت‌های محیط‌های پشت کمانی است.

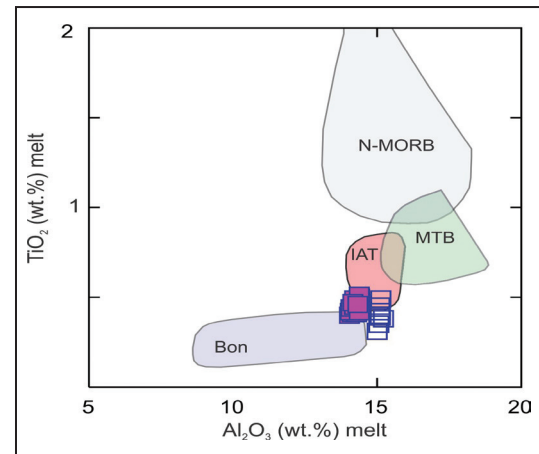
– **تعیین میزان TiO₂ در ماگماهای مادر کرومیتیت‌ها:** برای برآورد میزان TiO₂ مذاب مادر کرومیتیت‌ها از معادلات Rollinson (2008) بر اساس داده‌های کرومیت و انکلوژیون مذاب (Kamenetsky et al., 2001) استفاده شد:

$$\ln(TiO_2\text{-melt}) = 1.0963 \times (TiO_2\text{-chromite}) - 0.7863$$

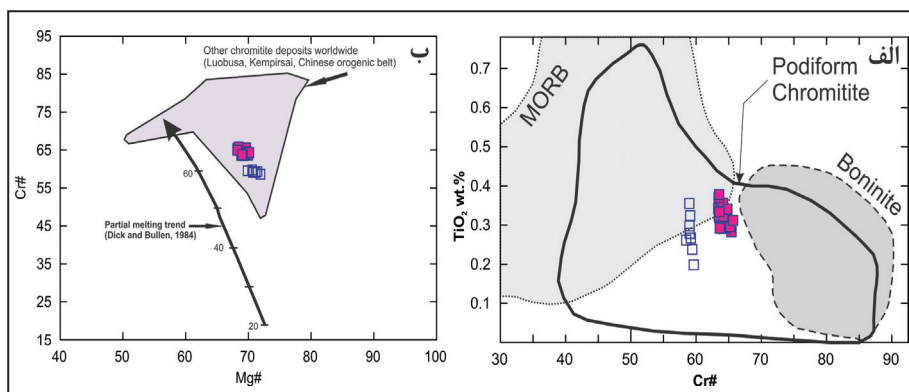
میزان TiO₂ مذاب مادر کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بید به ترتیب از ۰/۳۱ تا ۰/۵۰ تغییر می‌کند. شکل ۸ تغییرات Al₂O₃ و TiO₂ کرومیت و مقادیر محاسبه شده برای مذاب مادر کرومیتیت‌ها را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل مشخص است نمونه‌ها در محل تلاقی مذاب‌های مربوط به قوس و MORB واقع می‌شوند. شایان ذکر است که در شکل ۸-الف، مذاب مادر کرومیتیت‌های با بافت نواری به دلیل بالاتر بودن مقدار Al₂O₃ در محدوده MORB واقع می‌شوند. در شکل ۹ مقادیر محاسبه شده Al₂O₃ و TiO₂ برای ماگمای مادر کرومیتیت‌های آب‌بید را در مقایسه با مقادیر محاسبه شده برای مذاب بونینیتی، تولدایت‌های وابسته به قوس، بازالت‌های با Ti متوسط و همچنین MORB و مذاب‌های تجربی گوشته تهی شده دیده می‌شود. همان‌گونه که در شکل مشخص است ماگمای مادر کرومیتیت‌های آب‌بید بیشتر به تولدایت‌های وابسته به قوس شباهت دارد. در جدول ۳ پارامترهای محاسبه شده برای مذاب مادر کرومیتیت‌های آب‌بید و سایر کرومیتیت‌های مشابه آورده شده

است. نسبت FeO/MgO کرومیت‌های آب‌بید مشابه بعضی از کرومیت‌های ترکیه و قزاقستان است اما از کرومیت‌های منطقه اسفندقه نظیر صوغان، ده‌شیخ و سرخ‌بند پایین‌تر است. از لحاظ Al_2O_3 و TiO_2 مذاب مادر کرومیت‌های آب‌بید به ماگمای مادر کرومیت‌های افیولیتی Shetland (Brough et al., 2015) و MORB

شکل ۸- مقادیر: الف) Al_2O_3 و ب) TiO_2 در مذاب‌های در حال تعادل در کرومیت‌های مجموعه آب‌بید، خطوط MORB و Arc نقل از Rollinson (2008) است.



شکل ۹- مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 مذاب مادر کرومیت‌های نیامی آب‌بید. ترکیب بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی شمال (N-MORB)، بازالت‌های با Ti متوسط (MTB)، بازالت‌های توله‌ایتی مربوط به قوس (IAT) و بازالت‌های بونینیتی (bon) مربوط به افیولیت‌های آلبانید و هلنید برای مقایسه گزارش شده‌اند (Saccani and Photiades, 2005; Bortolotti et al., 2006 and 2008; Dilek et al., 2008; Saccani et al., 2011).



جدول ۳- مقایسه بین ترکیبات مذاب مادر کرومیت‌های مجموعه آب‌بید و دیگر کرومیت‌های نیامی با Cr# بالا در جهان.

	#Cr	Al_2O_3 -chromite	Al_2O_3 -melt	TiO_2 -chromite	TiO_2 -melt	FeO/MgO-melt	Reference
Ab- Bid complex			14.04-15.22		0.31-0.50	0.45-0.52	This study
Dehshikh chromitites	0.79 – 0.68	16.1–10.2	14.5 – 11.1	0.27–0.12	0.49 – 0.21	1.2 – 0.99	Peighambari et al. (2016)
(Soghan chromitites (Iran	0.83 – 0.79	9.3	10.57	0.18	0.28	0.74	Najafzadeh et al. (2008)
Sorkhband chromitites (Iran)		9.32	10.05	0.08		0.7	Najafzadeh and Ahmadipour (2014)
Shetland ophiolites	0.72	14.29	11.86-14.51	0.12			Brough et al. (2015)
Sagua de Tanamo (eastern Cuba)	0.72 – 0.63	16.2	13.4	0.19	0.3	1.5 – 0.9	González-Jiménez et al. (2014)
Mugla ophiolite (Turkey)	0.75 – 0.64		10.5 – 8.8		0.34 – 0.23	1.1 – 0.3	Uysal et al. (2009)
Elekdag ophiolite (northern Turkey)	0.89 – 0.65	18.2 – 5.1	13.2 – 9.4	0.26 – 0.14	0.4 – 0.2	1.9 – 0.4	Dönmez et al. (2014)
Oman ophiolite	0.77 – 0.71	14.4 – 11.7	12.9 – 11.8		0.34 – 0.23		Rollinson (2008)
Kempirsai (Kazakhstan)			10.6 – 9			0.5 – 0.3	Melcher et al. (1997)
Santa Elena ultramafic nappe (Costa Rica)	0.81	17.5 – 10.3	13.0 – 11.2	0.2 – 0.14	0.38 – 0.28		Zaccarini et al. (2011)
Nan Uttardite chromitites (Thailand)			12.0 – 11.6				Orberger et al. (1995)
Boninite			11.29-14.87		0.24-0.22	0.89 – 0.68	Falloon et al. (2008)
MORB			14.70~			1.37~	Gale et al. (2013)

۶-۲. سازوکار تشکیل و محیط زمین‌ساختی تشکیل کرومیتیت‌های آب‌بیید

ژنز کرومیتیت‌های پادیرغم همواره موضوعی جنجال‌برانگیز بوده و تاکنون مدل‌های مختلفی برای تشکیل آنها در نظر گرفته شده است. تبلور بخشی یک مذاب در حال چرخش در یک مجرای ماگمایی که به‌طور پیوسته در حال تزریق است، به عنوان یکی از مدل‌های اولیه برای تشکیل کرومیتیت‌های نیامی در نظر گرفته می‌شود (Lago et al., 1982; Leblanc and Ceuleneer, 1992; Thayer, 1964). فرایندهای دیگری نظیر ذوب بخشی چند مرحله‌ای، تزریق ماگمایی، واکنش مذاب/سنگ و اختلاط ماگمایی در گوشته بالایی می‌توانند در تشکیل ماگما نقش داشته باشند (Leblanc and Ceuleneer, 1992; Paktunc et al., 1990). در مدل ارائه شده توسط Zhou et al. (1994) ماگمای اولیه ضمن صعود از گوشته بالایی، با پریدوتیت‌های میزبان واکنش داده، ارتوپروکسن را حل کرده و خود دچار تغییر ترکیب شده است. چنین واکنشی سبب افزایش میزان SiO_2 مذاب می‌شود (Fisk, 1986; Kelemen, 1990) و دونیتی بر جای می‌گذارد که Mg/Si بالاتری نسبت به سنگ اولیه دارد. با پیشرفت واکنش مذاب-سنگ، ترکیب مذاب از منحنی کوتکتیک الیون-کرومیت در نمودار فازی الیون-کرومیت- SiO_2 به داخل میدان پایداری کرومیتیت می‌رود و کرومیت تک‌کانیایی متبلور خواهد شد. با تبلور کرومیت، ترکیب آن به سمت منحنی کوتکتیک الیون-کرومیت بر می‌گردد و سبب تبلور همزمان الیون و کرومیت می‌شود. اختلاط مذاب اولیه با مذاب تفریق یافته‌ای که در اثر واکنش با هارزبورژیت‌های گوشته‌ای تولید شده است، سبب ایجاد ماگمایی جدید در امتداد خط اختلاط می‌شود و بدین ترتیب ترکیب مذاب به میدان پایداری کرومیت بر می‌گردد و کرومیت به‌صورت تک‌کانی متبلور می‌شود. این مکانیسم مشابه مدل اختلاط ماگمایی است که توسط Irvine (1977) برای تشکیل کرومیتیت‌های لایه‌ای ارائه شده است. در چنین مدل‌هایی فرض بر این است که واکنش مذاب/سنگ و اختلاط مذاب/مذاب مهم‌ترین فرایند تشکیل کرومیتیت‌های نیامی است (Arai and Yurimoto, 1994; Kelemen, 1990; Zhou et al., 1996). از آنجا که شکل‌گیری توده‌های عظیم کرومیتیت توسط فرایند تبلور بخشی مذاب، نیازمند ذوب بخشی گسترده گوشته و در نتیجه باقی ماندن پریدوتیت‌های بسیار تهی شده است، نمی‌توان به تنهایی فرایندهای ذوب بخشی را مسبب ایجاد توده‌های کرومیتیت دانست. از سویی دیگر انتظار می‌رود که اگر مذاب‌های مادر کرومیتیت‌ها فقط در اثر واکنش مذاب/سنگ ایجاد شده باشند، با افزایش نسبت مذاب/سنگ، بر حجم توده کرومیتیتی و غلاف دونیتی افزوده شود. این در حالی است که بسیاری از کرومیتیت‌های عظیم موجود در افولیت با غلاف نازکی از دونیت همراه یا فاقد آن هستند. لذا هر یک از این فرایندها را نمی‌توان به تنهایی به عنوان عامل تشکیل کرومیتیت در نظر گرفت (Gonzales-Jimenez, et al., 2014). اخیراً (Gonzales-Jimenez, et al., 2014) مدلی ترکیبی پیشنهاد کرده‌اند که در آن کرومیتیت‌های افیولیتی در شبکه‌ای از کانال‌های به هم پیوسته دونیتی با تخلخل بالا شکل گرفته‌اند که خود در طی واکنش مذاب با پریدوتیت‌های گوشته‌ای ایجاد شده‌اند. اختلاط ماگمایی و تبلور مذاب‌های بازالتی جدید در این شبکه‌های نفوذپذیر موقعیت مناسبی برای تشکیل کرومیتیت فراهم می‌سازند. تنوع بافت، اندازه و نوع کرومیتیت‌ها می‌تواند نشانگر جریان مذاب در این شبکه‌های نفوذپذیر در نسبت‌های متفاوت واکنش مذاب/سنگ و رنج دمایی گسترده بین مذاب و پریدوتیت میزبان باشد. ساخت‌های پراکنده، نواری و توده‌ای در نسبت‌های مختلف واکنش مذاب/سنگ و میزان متفاوت ورود مذاب در این کانال‌های نفوذپذیر شکل می‌گیرند. به گونه‌ای که بافت‌های پراکنده و نواری در اثر مراحل اولیه ورود مذاب به پریدوتیت‌های میزبان و نسبت‌های پایین واکنش مذاب/سنگ شکل گرفته‌اند. در حالی که بافت‌ها و ساخت‌های توده‌ای حاکی از بالا بودن نرخ واکنش مذاب/سنگ و بالا بودن میزان واری کرومیت به ماگما هستند. در این مدل شکستگی‌های موجود در پریدوتیت‌های میزبان می‌توانند تشکیل کرومیتیت را از سیالات کروم‌دار سریع‌تر کنند (Gonzales-Jimenez, et al., 2014).

شواهد موفولوژیکی و بافتی منطقه بیشتر حاکی از مشارکت فرایندهای ارائه شده ماگمایی و متاسوماتیسم (واکنش مذاب/سنگ میزبان) و اختلاط ماگمایی در تشکیل کرومیتیت‌های آب‌بیید است. همان‌گونه که در بخش‌های قبل ذکر شد، کرومیتیت‌های آب‌بیید به همراه غلاف‌های دونیتی با اشکال نامنظم و مرز ناگهانی به‌صورت تصادفی و بدون الگوی مشخصی در هارزبورژیت‌ها پراکنده شده‌اند و هیچ‌گونه رابطه‌ای با بخش‌های با درجات بالای ذوب بخشی ندارند. همچنین حضور بافت‌های ماگمایی نظیر انواع بافت‌های انباشتی نشان از عملکرد تبلور بخشی در تشکیل کرومیتیت‌های آب‌بیید دارد. وجود رگه‌ها و دایک‌های کرومیتیت در بخش‌های مختلف هارزبورژیت‌های میزبان نیز خود حاکی از چرخش مذاب در کانال‌های موجود در پریدوتیت‌های میزبان است. نیام‌های بزرگ‌تر کرومیتیت می‌تواند حاکی از حجم زیاد ماگما باشد در حالی که رگه‌ها و اندیس‌های کوچک چرخش حجم کمتری از ماگما را نشان می‌دهد. شواهد فوق حاکی از آن است که کرومیتیت‌های منطقه آب‌بیید بیشتر از طریق فرایندهای ماگمایی-متاسوماتیک (واکنش مذاب/سنگ) در طول شبکه‌ای از کانال‌های دونیتی به هم پیوسته و خودشکل ایجاد شده‌اند. انواع مختلف بافت‌ها و ساخت‌های ماگمایی و انباشتی نظیر پراکنده، نواری و توده‌ای می‌توانند در طی تبلور بخشی مذاب در شبکه‌ای از کانال‌های به هم پیوسته تشکیل شده باشند که خود در حین فرایندهای ذوب بخشی بین دانه‌ای و واکنش مذاب/سنگ در فضای متخلخل و نفوذپذیر در پریدوتیت‌های گوشته‌ای شکل گرفته‌اند.

ترکیب شیمیایی کرومیت به‌طور وسیعی به عنوان نشانگر منشأ ماگمایی مورد استفاده قرار گیرد و می‌تواند به عنوان شاهدهی از محیط زمین‌ساختی باشد (Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001). ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود در کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بیید در نمودارهای TiO_2 در برابر Cr_2O_3 (شکل ۶-ب) و Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 (شکل ۶-پ و ت) در محدوده کرومیتیت‌های نیامی قرار می‌گیرند و نشان‌دهنده آرایه گوشته‌ای هستند. همچنین ترکیب کرومیت‌های موجود در این سنگ‌ها در محدوده کرومیت‌های آلومینیم‌دار قرار می‌گیرند.

اغلب کرومیتیت‌های با $\#Cr$ بالا به ماگماهای بونینیتی و انواع $\#Cr$ متوسط به ماگماهای از نوع MORB نسبت داده می‌شوند (Johnson et al., 1985). میزان متوسط تا بالای $\#Cr$ (۴۳/۵۸-۶۱-۶۵) و مقادیر متوسط TiO_2 (۰/۲-۰/۳۹) درصد وزنی) کرومیتیت‌های آب‌بیید می‌تواند به مذاب‌های تولداتی وابسته باشد که در یک محیط مرتبط با کمان شکل گرفته‌اند (Arai et al., 2006). تغییرات ترکیبی کرومیت از قبیل TiO_2 در برابر $\#Cr$ نشانگر این مطلب است که کرومیتیت‌های آب‌بیید از مذابی شبیه به مورب شکل گرفته‌اند (شکل ۱۰-الف). در این نمودار کرومیتیت‌های با بافت نواری به محدوده MORB نزدیک‌تر هستند. در این نمودار نمونه‌های مجموعه آب‌بیید محدوده کرومیتیت‌های افیولیتی را نشان می‌دهند. بررسی نمونه‌ها در نمودار $\#Mg$ در مقابل $\#Cr$ (شکل ۱۰-ب) (Büchl et al., 2004) نشان می‌دهد که کرومیتیت‌های آب‌بیید در محدوده ترکیبی سایر کرومیتیت‌های افیولیتی دنیا مانند لوبوسا، کیمپرسای و کمر بند کوهزایی چین قرار می‌گیرند. در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (شکل ۱۱) که توسط Zaccarini et al. (2011) معرفی شده است، کرومیت‌های متبلور شده از مذاب‌های مورب، OIB و مذاب‌های مرتبط با کمان را جدا می‌شوند. در این نمودار کرومیتیت‌های مجموعه آب‌بیید به‌ویژه انواع نواری در محدوده‌ای نزدیک به مورب واقع می‌شوند. از طرفی مقادیر محاسبه شده TiO_2 و Al_2O_3 برای ماگمای مادر کرومیتیت‌های آب‌بیید حاکی از مذابی تولداتی وابسته به کمان است.

بررسی ترکیب شیمیایی الیون موجود در کرومیتیت‌های آب‌بیید، بالا بودن NiO و پایین بودن مقدار MnO را نسبت به روند گوشته‌ای نشان می‌دهد (شکل ۷). (Rollinson (2008) و Mondal et al. (2006) منیزیم و نیکل بالای الیون‌های موجود در کرومیتیت‌ها را مربوط به تعادل مجدد با کرومیت در حال سرد شدن می‌دانند. از مجموع مطالعات چنین به نظر می‌رسد که کرومیتیت‌های آب‌بیید، ممکن است

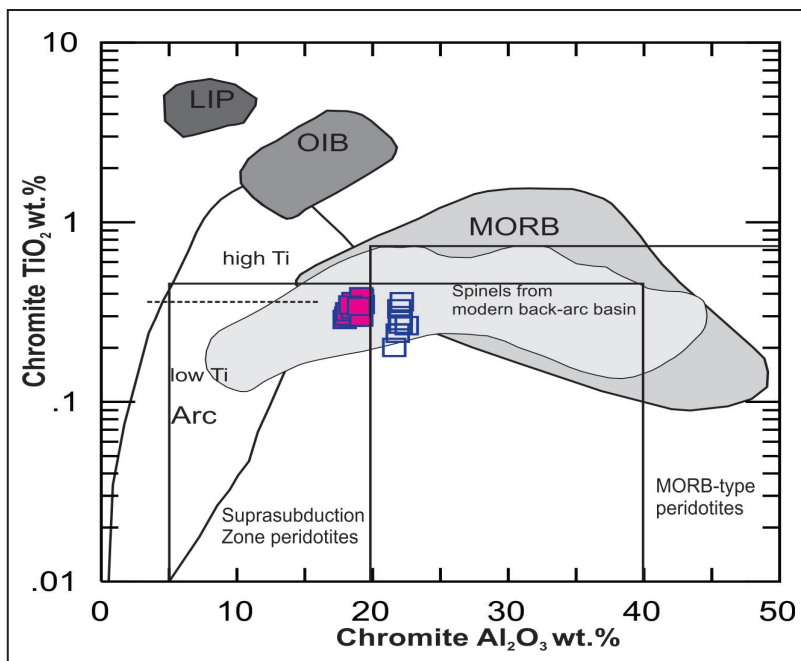
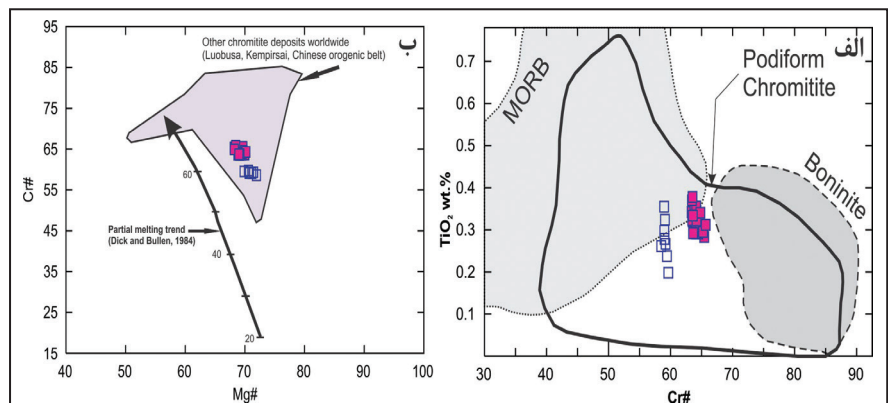
نسبت داده شده است. همچنین نوار آتشفشانی ارومیه دختر با سن ژوراسیک میانی تا میوسن بالایی می تواند نشان دهنده کمان ماگمایی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس باشد (Ajirlu et al., 2016).

داده های سن سنجی به دست آمده از افیولیت های حاجی آباد (Shafaii Moghadam et al., 2013)، افیولیت های سیخوران (Ghasemi et al., 2002) و صوغان و آبدشت (Ahmadipour et al., 2003) حاکی از دو گروه سنی تریاس پایانی تا کرتاسه و دیگری کرتاسه بالایی است. هر چند داده های سن سنجی از مجموعه افیولیتی آبید در دسترس نیست ولی به دلیل شباهت های ژئوشیمیایی بسیار با سایر مجموعه های افیولیتی منطقه اسفندقه- حاجی آباد، می توان این مجموعه را از لحاظ سنی همزمان با تشکیل سایر مجموعه های افیولیتی منطقه و همچنین همزمان با تشکیل حوضه پشت کمانی تریاس پایانی- کرتاسه در نظر گرفت.

از ماگمای توله ای متبلور شده باشند. با توجه به وجود شواهد و بافت های دگرشکلی در کرومیت ها، می توان محل تشکیل آنها را نزدیک به زون عبوری در نظر گرفت. با توجه به ترکیب شیمیایی کانی ها و محاسبه ترکیب مذاب مادر کرومیت های منطقه آبید به نظر می رسد، محیط تکتونیک تشکیل آنها گوه گشته ای بالای اقیانوس نئوتتیس بوده که در زیر مرکز گسترش در حوضه پشت کمانی واقع شده است. مذاب مادر کرومیت های نیامی آبید در نتیجه ذوب بخشی و متاسوماتیسم گوشته ای شکل گرفته است.

سن شکل گیری حوضه پشت کمانی مورد نظر که در طی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در پشت نوار دگرگونی سندج- سیرجان به وجود آمده است، به تریاس بالایی تا کرتاسه پایینی (Ghasemi and Talbot, 2006)، ژوراسیک آغازین (Ghazi et al., 2012) و ژوراسیک میانی تا کرتاسه بالایی (Ajirlu et al., 2016)

شکل ۱۰- الف) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $\#Cr$ برای کرومیت های آبید. محدوده کرومیت های نیامی مربوط به (Pagé and Barnes, 2009) است. محدوده های کرومیت های مربوط به مورب و بونیت نیز از (Barnes and Roeder, 2001) نقل است؛ ب) تغییرات $\#Cr$ در مقابل $\#Mg$ در کرومیت موجود در کرومیت های مجموعه آبید و مقایسه آنها با کرومیت های سایر نقاط دنیا (Büchl et al., 2004).



شکل ۱۱- تغییرات TiO_2 wt (%) در مقابل Al_2O_3 wt (%) در کرومیت های موجود در لیتولوژی های مختلف مجموعه آبید و موقعیت آنها نسبت به محیط های زمین ساختی مختلف. محدوده های زمین ساختی مختلف به نقل از (Kamenetsky et al., 2001) است. همان گونه که مشاهده می شود کرومیت های آبید در محدوده کرومیت های وابسته به محیط های قوس قرار می گیرند.

۷- نتیجه گیری

بر اساس داده های سنگ نگاری از قبیل وجود مرزهای ناگهانی و اشکال نامنظم، نبود انطباق بین ضخامت غلاف دونیتی و حجم توده کرومیت و وجود ساخت های مختلف نظیر لایه ای، پراکنده و توده ای در آن می توان فرض کرد که کرومیت های مجموعه آبید در اثر تبلور مذاب های صعود کننده از کانال هایی شکل گرفته اند که بر اثر درجات مختلف واکنش مذاب با سنگ ایجاد شده اند. شواهد شیمی کانی نظیر میزان متوسط $\#Cr$ و TiO_2 حاکی از آن است که کرومیت های آبید می تواند از تبلور مذاب های مادری شکل گرفته باشد که در اثر ذوب متوسط و متاسوماتیسم

گوشته ایجاد شده اند. این مذاب ها می توانند ترکیبی شبیه به مذاب های توله ای وابسته به حوضه های پشت کمان داشته باشند. بنابراین، محیط های ژئودینامیکی پشت کمانی می تواند محیطی مناسب برای تشکیل ماگمای مادر کرومیت های آبید باشد. بر اساس گزارشات ارائه شده توسط پژوهشگران مختلف می توان سن مجموعه را همزمان با تشکیل پوسته اقیانوسی پشت کمانی در نظر گرفت که از تریاس بالایی تا کرتاسه شکل گرفته است و با سایر سن های به دست آمده از دیگر مجموعه های افیولیتی منطقه همپوشانی دارد.

محمدی، م.، ۱۳۹۵- ژئوشیمی، پتروژنز و ارزیابی اقتصادی مجموعه اولترامافیک آب بید، خاور حاجی آباد (استان هرمزگان)، رساله دکترا، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۸۶ ص.
 قاسمی، ح.، ۱۳۷۹- پترولوژی، ژئوشیمی و منشأ مواد معدنی مجموعه الترامافیک- مافیگک سیخوران، جنوب خاوری ایران، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۵۰ ص.

References

- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E. and Emami M. H., 2003- Soghan Complex as an evidence for paleosspreading center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-East Iran). *Journal of Sciences, GSI* 14, p. 157- 172.
- Ahmed, A. H. and Arai, S., 2003- Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. *Canadian Mineralogists*, V. 4, p. 597- 616.
- Ajirlu, M. S., Moazzen, M. and Hajialioghli, R., 2016- Tectonic evolution of the Zagros Orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: An ophiolite perspective. *Central European Geology*, V. 59, p. 1- 27.
- Arai, S. and Yurimoto, H., 1994- Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, V. 89, p. 1279- 1288.
- Arai, S., 1994- Compositional variation of olivine chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 59, p. 279- 294.
- 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*, V. 163, p. 869- 879.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K. and Ishimaru, S., 2011- Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implication for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, V. 20, p. 125- 137.
- Augé, T., 1987- Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: Mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, V. 22, p. 1- 10.
- Barnes, S. J. and Roeder, P. L., 2001- The Rang of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology*, V. 42, p. 2279- 2302.
- Barnes, S. J., 1986- The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, V. 93, p. 524- 531.
- Bedard, J. H., 1999- Petrogenesis of boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. *Journal of Petrology*, V. 40, p. 1853- 1889.
- Bonavia, F. F., Diella, V. and Ferrario, A., 1993- Precambrian podiform chromitites from Kenticha hill, southern Ethiopia. *Economic Geology*, V. 88, p. 198- 202.
- Bortolotti, V., Chiari, M., Kodra A., Marcucci, M., Marroni, M., Mustafa, F., Prela, M., Pandolfi, L., Principi, G. and Saccani, E., 2006- Triassic MORB magmatism in the southern Mirdita zone (Albania). *Ofioliti*, V. 31, p. 1- 9.
- Bortolotti, V., Chiari, M., Marcucci, M., Photiades, A., Principi, G. and Saccani, E., 2008- New geochemical and age data on the ophiolites from the Othrys area (Greece): Implication for the Triassic evolution of the Vardar Ocean. *Ofioliti*, V. 33, p. 135- 151.
- Brough, C. P., Prichard, H. M., Neary, C. R., Fisher, P. C. and McDonald, I., 2015- Geochemical Variations Within Podiform Chromitite Deposits in the Shetland Ophiolite: Implications for Petrogenesis and PGE concentration. *Economic Geology*, V. 110, p. 187-208.
- Büchl, A., Brüggmann, G. and Batanavo, V. G., 2004- Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 68, p. 3397- 3404.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 86, p. 54- 76.
- Dilek Y., Furnes H. and Shallo M., 2008- Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, V. 100, p. 174- 209.
- Dilek, Y. and Delaloye, M., 1992- Structure of the Kızılda ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. *Geology*, V. 20, p. 19-22.
- Dönmez, C., Keskin, S., Günay, K., Çolakoğlu, A. O., Çiftçi, Y., Uysal, İ., Türkel, A. and Yıldırım, N., 2014- Chromite and PGE geochemistry of the Elekdağ Ophiolite (Kastamonu, Northern Turkey): implications for deep magmatic processes in a supra-subduction zone setting. *Ore Geology Reviews*, V. 57, p. 216- 228.
- Fisk, M. R., 1986- Basalt-magma interactions with harzburgite and the formation of high magnesium andesites. *Geophysical Research Letter*, V. 13, p. 467- 470.
- Gale, A., Dalton, A.D., Langmuir, C. H., Su, Y. and Schilling, J. G., 2013- The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, V. 14, p. 489- 518.

- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 26, p. 683-693.
- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehi, M., Whitechurch, H. and Ricou, L. E., 2002- The mafic-ultramafic complex of Sikhoran (central Iran): A polygenetic ophiolite complex. *Comptes Rendus Geoscience*, V. 334, p. 431- 438.
- Ghazi, J. M., Mozzen, M., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H., 2012- Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model. *Tectonophysics*, V. 574–575, p. 92- 104.
- Ghosh, B., Morishita, T. and Bhatta, K., 2013- Significance of chromian spinels from the mantle sequence of the Andaman ophiolite, India: paleogeodynamic implications. *Lithos*, V. 164- 167, p. 86- 96.
- González-Jiménez, J. M., Griffin, W. L., Gervilla, F., Proenza, J. A., O'Reilly, S. Y. and Pearson, N. J., 2014- Chromitites in ophiolites: how, where, when, why?, Part 1. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, V. 189, p. 127- 139.
- Greenbaum, D., 1977- The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Economic Geology*, V. 72, p. 1175- 1194.
- Hassanipak, A. A. and Ghazi, A. M., 1999- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, Northwest Iran. *Journal of Asian Earth Science*, V. 18, p. 43- 55.
- Irvine, T. N., 1967- Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Science*, V. 4, p. 71- 103.
- Irvine, T. N., 1977- Origin of chromitite in the Muskov intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. *Geology*, V. 5, p. 273- 277.
- Johnson, R. W., Jaques, A. L., Hickey, R. L., McKee, C. O. and Chappell, B. W., 1985- Manam Island, Papua New Guinea: Petrology and geochemistry of a low-Ti basaltic island-arc volcano. *Journal of Petrology*, V. 26, p. 283- 323.
- Kamenetsky, 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*, V. 42, p. 655- 671.
- Kelemen, P. B., 1990- Reaction between ultramafic wall rock and fractionating basaltic magma: part I, phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, V. 31, p. 51- 98.
- Lago, B., Rabinowicz, M. and Nicolas, A., 1982- Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, V. 23, p. 103- 125.
- Leblanc, M. and Ceuleneer, G., 1992- Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, V. 27, p. 231- 257.
- Leblanc, M., 1980- Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological point of view: SEM investigation. *Mineralium Deposita*, V. 15, p. 201- 210.
- Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T. V. and Stumpfl, F., 1997- Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, V. 38, p. 1419- 1458.
- Mondal, S. K., Ripley, E. M., Li, C. and Frei, R., 2006- The genesis of Archaean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massifs in the Singhbhum Craton, India. *Precambrian Research*, V. 148, p. 45- 66.
- 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*, V. 60, p. 60- 75.
- 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 Science (Islamic Republic of Iran)*, V. 19, p. 49- 65.
- Nakamura, M., 1995- Residence time and crystallization history of nickeliferous olivine phenocrysts from the northern Yatsugatake volcanoes, Central Japan: application of a growth and diffusion model in the system Mg–Fe–Ni. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 66, p. 81- 100.
- Nicolas, A., 1989- Structures of Ophiolites and Dynamic of Oceanic Lithosphere. Dordrecht: Kluwer Academic, 367.
- Ozawa, K., 1994- Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori Ophiolite Complex, northeastern Japan. *Journal of Petrology*, V. 35, p. 647- 678.
- Pagé, P. and Barnes, S. J., 2009- Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford mines ophiolite, Québec, Canada. *Economic Geology*, V. 104, p. 997- 1018.
- Paktunc, A. D., Hulbert, L. J. and Harris, D. C., 1990- Partitioning of the platinum-group and other trace elements in sulfides from the Bushveld Complex and Canadian occurrences of nickel-copper sulfides. *Canadian Mineralogist*, V. 28, p. 475- 488.
- Peighambari, S., Uysal, I., Stosch, H. G., Ahmadipour, H. and Heidarian, H., 2016- Genesis and tectonic setting of ophiolitic chromitites

- from the Dehsheikh ultramafic complex (Kerman, southeastern Iran): Inferences from platinum-group elements and chromite compositions. *Ore Geology Reviews*, V. 74, p. 39- 51.
- Roberts, S., 1988- Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon? *Economic Geology*, V. 83, p. 1034- 1036.
- Rollinson, H., 2008- The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 156, p. 273- 288.
- Saccani, E. and Photiades, A., 2005- Petrogenesis and tectono-magmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide- Hellenide ophiolitic mélanges. *Island Arc*, V. 14, p. 494- 516.
- Saccani, E., Beccaluva, L., Photiades, A. and Zeda, O., 2011- Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and subophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic-Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*, V. 124, p. 227- 242.
- Shafaii Moghadam, H., Mosaddegh, H. and Santosh, M., 2013- Geochemistry and petrogenesis of the late Cretaceous Haji-Abad ophiolite (outer Zagros ophiolite belt, Iran): implications for geodynamics of the Bitlis–Zagros suture zone. *Geological journal*, V. 48, p. 579- 602.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Science*, V. 24, p. 405- 417.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the alpine ranges between Iran and central Asia. *Memoire Hors Ser. Société Géologique Fr.*, V. 8, p. 333- 353.
- Takahashi, E., 1986- Melting of a dry peridotite KLB I up to 14 GPa: implications on the origin of the peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 9367- 9382.
- Thayer, P. T., 1964- Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Economic Geology*, V. 59, p. 1497- 1524.
- Zaccarini, F., Garuti, G., Proenza, J. A., Campos, L., Thalhammer, O. A. R. and Aiglsperger, T. and Lewis, J., 2011- Chromite and platinum-group-elements mineralization in the Santa Elena ophiolitic ultramafic nappe (Costa Rica). geodynamic implications. *Geologica Acta*, V. 9, p. 407- 423.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1997- Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, V. 92, p. 259–262.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T. and Bai, W. J., 1994- Formation of podiform chromites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, V. 29, p. 98- 101.
- Zhou, M. F., Robinson, P., Malpas, J. and Li, Z., 1996- Podiform chromites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, V. 37, p. 3- 21.

Genesis and tectonic setting of podiform chromitites from Ab-Bid ultramafic complex

S. Peyghambari^{1*}, M. Mohammadi² and H. Hmadipour³

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

²Ph.D., Department of Geology, Payame Noor University, Kerman, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2017 April 08

Accepted: 2017 August 14

Abstract

Podiform chromitite bodies of various sizes associated with dunite envelopes found at several localities in the Ab-bid ultramafic massif in the southeast of the outer Zagros ophiolite belt. The chromitites occur as layered and lenticular bodies and veins which show different magmatic textures such as massive, disseminated, and banded features. The Ab-Bid chromitites display a variation in Cr# from 65.36 to 58.43. The Al₂O₃ and TiO₂ contents of chromites range from 18.03% to 22.58 % and 0.20 % to 0.39 %, respectively. The Al₂O₃, TiO₂ and FeO/MgO values, calculated for parental melts of Ab-Bid chromitites, are within the range of melts which are similar to tholeiitic melts. Structural features such as sharp contacts between chromitites and their dunite envelope with host harzburgites, no correlation between chromitite size and dunite thickness, and various textures may be related to magmatic-metasomatic processes through interconnected dunitic channels. The mineralogical and chemical compositions of the chromitites as well as calculated parental melt compositions of Ab-Bid chromitites are consistent with the idea that the Ab-Bid massif was part of mantle section of an ophiolite from a suprasubduction zone. Harzburgites was influenced by hydrous partial melts; variable melt/rock interaction caused the formation of dunitic channels and allowed the chromitite parental melt to percolate through them. Middle partial melting degrees and other mineral chemistry of chromites could be representative of back-arc oceanic spreading environments. Therefore, Ab-Bid harzburgites are parts of mantle wedge above the subducting Neo-Tethys oceanic plate which is under a probably Upper Triassic-Cretaceous back-arc spreading centre.

Keywords: Podiform chromitite, Ultramafic complex, Ophiolite, Ab-Bid, Kerman.

For Persian Version see pages 303 to 314

*Corresponding author: S. Peyghambari; E-mail: peighambari.si@gmail.com