

کانه‌زایی کرومیت و ایلمنیت در مجموعه‌های افیولیتی کردستان، رهیافتی جهت تعیین جایگاه ژئوتکتونیکی مجموعه‌های افیولیتی مورد مطالعه

 محمدعلی رجب‌زاده^{۱*} و محمد امینی^۲
^۱ گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

^۲ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در پژوهش حاضر، برای نخستین بار حضور اندیس‌های کرومیتیت انبانه‌ای در بخش‌های افیولیتی شهرستان مریوان گزارش می‌شود. اندیس‌های کرومیتیت همراه با سنگ‌های افیولیتی نوع دونیت و هارزبورژیت بوده و اغلب با فابریک توده‌ای گرانولار در جنوب‌باختر شهر مریوان رخنمون دارند. شیمی کانی کروم-اسپینل در سه اندیس کرومیتیتی مورد مطالعه در این منطقه نشان می‌دهد که میزان عدد کروم برای دو ذخیره، عددی بالا (میانگین ۰/۸۵) با میزان TiO_2 بسیار پایین (۰/۰۱) و برای ذخیره دیگر میزان عدد کروم پایین (۰/۷۶) و با میزان میانگین TiO_2 بیشتر (۰/۰۵) است. این موضوع نشان می‌دهد که اندیس‌های کرومیتیت و به تبع آن مجموعه افیولیتی در دو خاستگاه متفاوت ژئوتکتونیکی شامل یک محیط پشته میان‌اقیانوسی از یک ماگمای تولیتی و یک محیط بالای فروفرانش از یک ماگمای بونینیتی تکوین یافته‌اند. Cr_2O_3 کرومیت‌های مورد مطالعه در دامنه ۲۸/۴ الی ۵۰/۷۸ درصد وزنی متغیر است. تشکیل این اندیس‌ها و سنگ‌های میزبان در پاسخ به واگرایی سریع پوسته اقیانوسی و سپس حرکت همگرایی صفحات زمین‌ساختی و بسته شدن اقیانوس تیسس جوان صورت گرفته است. همچنین طیف گسترده‌ای از گابروها شامل گابرو درشت بلور، ملاگابرو و میکروگابرو در سه منطقه شمال‌باختر کامیاران (روستای یخته‌خان)، خاور سروآباد (روستای میانه) و جنوب‌باختر مریوان (روستاهای درگاخیخان-ویسه)، میزبان کانی‌های ایلمنیت، مگنتیت و تیتانیت هستند. ایلمنیت در هر سه منطقه و کانی‌های مگنتیت و تیتانیت تنها در خاور سروآباد مشاهده شده‌اند. ترکیب شیمیایی کانی ایلمنیت نشان می‌دهد که متوسط میزان درصد وزنی TiO_2 از کامیاران (۴۳/۱۹) به سمت سروآباد (۴۶/۰۹) و سپس مریوان (۴۷/۴۲) افزایش می‌یابد. این کانی‌ها به صورت ریزدانه تا متوسط دانه (۱/۵ میلی‌متر) و اغلب آمیبی شکل، بی‌شکل و به میزان کمتر نیمه خودشکل به‌صورت بین بلوری ایجاد شده‌اند. با توجه به شواهد بافتی و شیمی کانی، کانه‌زایی تیتانیم در نتیجه اکسایش ماگما و تشکیل قطرات سیال غیرقابل آمیزش غنی از آهن و تیتانیم، پس از تبلور پلاژیوکلاز صورت گرفته است.

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانه‌زایی

کرومیت

ایلمنیت

افیولیت

جایگاه ژئوتکتونیکی

کردستان

۱- پیش‌نوشتار

و ماهیت ماگمای مادر، تحول زمین‌شیمیایی سامانه کانه‌زایی و واکنش مذاب با سنگ‌های مسیر صعود ماگما مورد استفاده قرار می‌گیرد (Ismail et al., 2010; Rajabzadeh and Moosavinasab, 2012).

توده‌های گابرویی موجود در مجموعه‌های افیولیتی نیز افزون بر این که اطلاعات ارزشمندی از ماهیت گواشته و پوسته اقیانوسی در اختیار زمین‌شناسان قرار می‌دهند، از نظر کانه‌زایی فلزاتی مانند تیتانیم حائز اهمیت هستند (قربانی و رجب‌زاده، ۱۳۹۰). باور بر این است که افیولیت‌های غنی از تیتانیم از نظر زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناختی در حوضه‌های اصلی اقیانوسی در محل تیغه‌های گسترش میان اقیانوسی و یا در مراحل میانی تا پایانی بازشدگی حوضه‌های پشت کماتی ایجاد می‌شوند؛ درحالی که انواع فقیر آن از تبلور ماگماهایی که نشان‌دهنده مراحل آغازین بازشدگی هستند به وجود می‌آیند (Rajish et al., 2004). ایلمنیت به عنوان مهم‌ترین کانی ماگمایی تیتانیم (Force, 1991) به‌صورت ذخایر معدنی رگه‌ای و یا لایه‌ای در بخش‌های حاشیه‌ای

مجموعه‌های افیولیتی قطعاتی از لیتوسفر اقیانوسی در نظر گرفته می‌شوند و شواهدی از مراحل تشکیل ریفت، گسترش کف اقیانوس، آغاز فرورانش و در نهایت بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی را در خود حفظ کرده‌اند (Dilek and Furnes, 2014). همچنین آثار فعالیت سیال‌های ماگمایی و گرمایی تأخیری در مناطقی که سرعت باز شدن و سپس بسته شدن پوسته اقیانوسی بالا باشد به خوبی در سنگ‌های مختلف مجموعه‌های افیولیتی دیده می‌شوند، که این موضوع به گرم ماندن سنگ‌های افیولیتی در زمان جایگیری تا میلیون‌ها سال پس از تشکیل مربوط می‌شود (Rajabzadeh, 1998). ذخایر کرومیتیت، رایج‌ترین مواد معدنی همراه با مجموعه‌های افیولیتی بوده که اغلب در بخش بالایی سنگ‌های گواشته‌ای به نام منطقه انتقالی (Transitional Zone) قرار دارند (Johnson, 2012). کانی کروم-اسپینل، به‌دلیل مقاومت بالا در برابر دگرسانی در سنگ‌های میزبان به‌عنوان شاخص سنگ‌شناختی قابل اعتماد به منظور تعیین ترکیب گواشته اولیه، درجه ذوب بخشی

کانی‌های اکسیدی و اکسیدی تیتانیم‌دار (ایلمنیت و تیتانیت) آنالیز شدند و محل‌های آنالیز نقطه‌ای به نحوی انتخاب شدند که هم مناطق مرکزی بلور و هم حاشیه آنها مورد تجزیه قرار گیرند.

۳- زمین‌شناسی منطقه

۳-۱- نقشه زمین‌شناسی

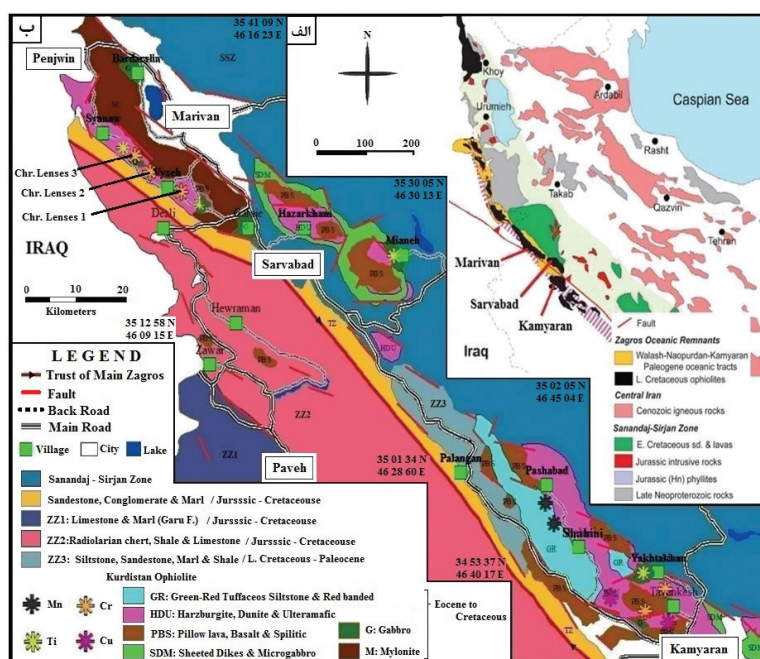
مجموعه‌های افیولیتی زاگرس ایران، در امتداد روراندگی اصلی زاگرس به صورت بخشی از کمربند افیولیتی نئوتتیس با طولی بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر در نظر گرفته می‌شوند که از قبرس تا عمان ادامه دارند و به افیولیت‌های تیس خاورمیانه شهرت دارند (Shafaii Moghadam et al., 2013). مجموعه‌های افیولیتی کرمانشاه-کردستان، در باختر ایران به عنوان بخشی از افیولیت‌های زاگرس شناخته می‌شوند که در محدوده شهرستان‌های الشتر، نورآباد، صحنه، هرسین، کامیاران، سروآباد و مریوان رخنمون یافته و در ادامه به مجموعه‌های افیولیتی پنجوین و ماوات در اقلیم کردستان عراق می‌پیوندند (Allahyari et al., 2014). در قسمت شمالی افیولیت کردستان (شکل ۱- الف)، افیولیت خوی واقع است و در برگیرنده چندین توده کرومیتیت انبانه‌ای می‌باشد (امامعلی پور، ۱۳۹۰). سنگ‌های افیولیتی مورد مطالعه در محور شهرستان‌های کامیاران-سروآباد-مریوان در استان کردستان و در امتداد راندگی (تراست) اصلی زاگرس بین افیولیت‌های صحنه-هرسین در استان کرمانشاه و پنجوین اقلیم کردستان کشور عراق قرار داشته و می‌توان آنها را با نام افیولیت کردستان معرفی کرد. در قسمت باختری محور مورد مطالعه، زاگرس مرتفع قرار دارد که از سنگ‌های آهکی بیستون-اورامان و پاه-دزلی تشکیل شده است. در خاور محور نیز سنگ‌های دگرگونی زون سنندج-سیرجان واقع شده‌اند (شکل ۱- ب). واحدهای سنگی موجود در مناطق مورد مطالعه را می‌توان به دو گروه مجموعه سنگ‌های افیولیتی و غیرافیولیتی تقسیم کرد. سنگ‌های افیولیتی متشکل از بخش‌های گوشت‌ای و پوسته‌ای هستند که به ترتیب شامل سنگ‌های پریدوتیتی (بیشتر از نوع هارزبورژیت و دونیت) و مافیکی (گابرو، گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی) می‌شوند.

و یا به صورت عدسی شکل محصور شده درون توده‌های گابرویی-آنورتوزیتی ایجاد می‌شود.

بیشتر مطالعات و پژوهش‌های پیشین در مناطق مورد مطالعه مرتبط با سنگ‌شناختی سنگ‌های گابرویی، جنبه‌های ژئوتکتونیک و سن‌سنجی می‌باشد. در این پژوهش به کانه‌زایی کانی‌های کروم‌دار و تیتانیم‌دار در سنگ‌های اولترامافیک-مافیک مجموعه‌های افیولیتی استان کردستان پرداخته شده است. در این مقاله همچنین از داده‌های کانه‌زایی فلزی با هدف شناسایی محیط ژئوتکتونیک افیولیت‌های مورد مطالعه و روند کانه‌زایی و تغییرات سنگ‌شناسی در تشکیل مجموعه‌های افیولیتی کردستان در باختر کشور بهره گرفته شده و در این راستا از ترکیب شیمیایی کانی‌های کدر (اپک) و شواهد کانی‌شناسی سیلیکاتی سنگ‌های میزبان استفاده شده است. پیش از این، رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۹۸) به پتروژن و تعیین محیط زمین‌ساختی مجموعه افیولیتی نیاباد - قلعه‌جی از مجموعه سروآباد پرداخته و بر این باورند که ماگماتیسیم بونینیتی در مجموعه سروآباد به وسیله ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های تهی شده حاصل از یک گوشته باقی مانده پس از خروج گدازه نوع MORB، تشکیل شده است. این مطالعه همچنین در فراهم سازی مقدمات توجه به پتانسیل‌های معدنی منطقه نظیر اندیس‌های کرومیت و تیتانیم دارای اهمیت است.

۲- روش پژوهش

از تمام واحدهای سنگی، نمونه‌های لازم در امتداد پیمایش‌های هدفمند به نحوی برداشت شده است که تمام واحدهای سنگی را دربرگیرند. مطالعات سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی بر روی مقاطع نازک، نازک صیقلی و صیقلی به روش‌های معمول میکروسکوپ نوری انکساری و انعکاسی انجام گرفته است. از نمونه‌های مناسب تعداد ۳۰ مقطع نازک و صیقلی انتخاب شدند. نمونه‌ها با طلا پوشش داده شدند و جهت تشخیص شیمی کانی‌های کدر و سیلیکاتی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی (SEM-EDX) مدل (TESCAN-Vega) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شیراز مورد آنالیز قرار گرفتند. در این مطالعه تعداد ۳۵ نقطه بر روی کانی‌های کروم-اسپینل (بیشتر در مرکز بلور مورد مطالعه قرار گرفتند)، تعداد ۴۵ نقطه بر روی

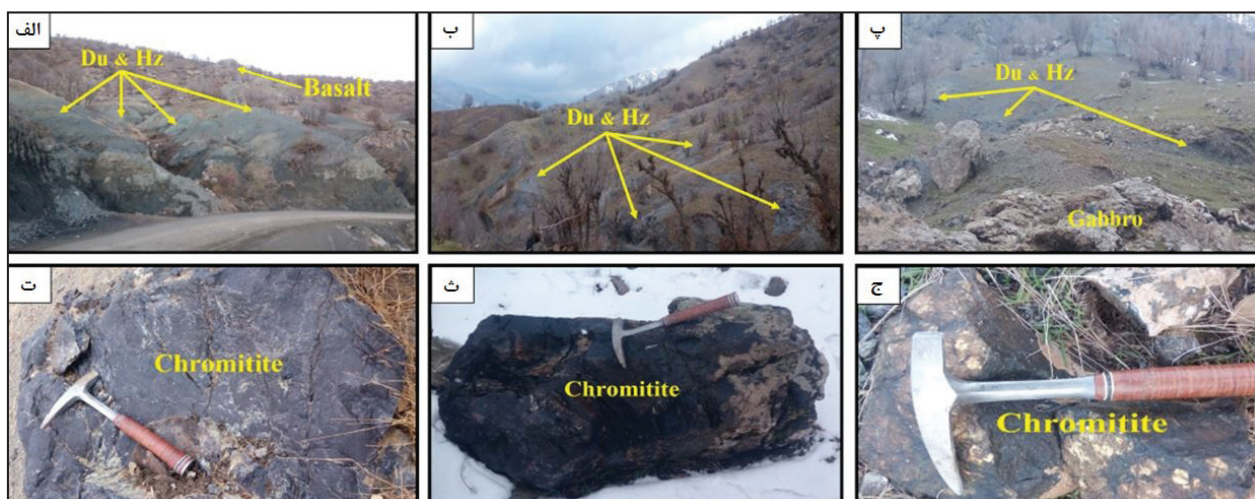


شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی و موقعیت مناطق افیولیتی باختر ایران برگرفته از امامی و همکاران (Emami et al., 1993). ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده محور افیولیتی کامیاران-سروآباد-مریوان برگرفته از شفایی مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2020) با اعمال تغییراتی اندک.

۲-۳- کرومیتیت در مجموعه‌های افیولیتی مورد مطالعه

بر اساس مشاهدات صحرایی، سنگ‌های فلیشی به‌طور دگرشیب بر روی سنگ‌های افیولیتی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های توالی پوسته‌ای این منطقه سرشت تولیتی تا کالک آلکالن می‌باشند، این سنگ‌ها بیشتر در گستره ترکیبی میان اقیانوسی و گاه کمان آتشفشانی قرار دارند و پیدایش افیولیت‌های این منطقه را در یک پهنه اقیانوسی در مرز قاره-اقیانوس در بخش شمالی نئوتتیس در نظر گرفته‌اند (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲ الف). رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۹۸)، به بررسی پتروژنز و محیط ساختمانی مجموعه افیولیتی سروآباد پرداخته‌اند و بر این باورند که به دلیل حضور همزمان گسل اصلی زاگرس و گسل جوان زاگرس در منطقه، بخش گوشته‌ای به شدت به هم ریخته و سرپانتینی و برشی شده است و درون خمیره سرپانتینی قطعات بسیار مختلفی از سنگ‌های گوناگون بی‌ریشه دیده می‌شود که از جمله آنها می‌توان به عدسی‌های کوچک کرومیتیت اشاره کرد. سنگ‌های هارزبورژیتی در منطقه جنوب‌باختر شهرستان مریوان می‌زبان ۳ اندیس کرومیتیت انبانه‌ای به فواصل تقریبی ۲

کیلومتر از هم می‌باشند. این اندیس‌های معدنی بیشتر توسط سنگ‌های سرپانتینیت دربر گرفته شده‌اند. سنگ دونیت به دلیل دگرسانی بسیار شدید در مشاهدات میدانی با رنگ زرد کم‌رنگ از سنگ‌های تیره خشن آهکی و هارزبورژیتی قابل تشخیص است (شکل ۲-الف). اندیس‌های کرومیتیتی اغلب به شکل انتشاری و پراکنده و نیز اندازه آنها در رخنمون‌های سطحی دارای ابعادی به عرض حدود ۰/۵ متر و طول حداکثر ۱ متر می‌باشند (شکل ۲-ب). اندیس کرومیتیت با همبری گسلی در یک منطقه همراه با سنگ‌های گابرویی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-پ). بر اساس مطالعات صحرایی، هارزبورژیت‌های به شدت سرپانتینیتی شده بیشترین حجم سنگ‌های اولترامافیک را در منطقه افیولیتی جنوب‌باختر مریوان تشکیل می‌دهند. مرز بین سنگ‌های کرومیتیتی، دونیتی و هارزبورژیتی اغلب ناگهانی و مشخص است، هرچند در برخی قسمت‌ها حالت تدریجی نیز دیده می‌شود. در شکل ۲-ت، ث و ج نمونه‌هایی از عدسی‌های کرومیتیتی در هر یک از اندیس‌های ۱، ۲ و ۳ قابل مشاهده می‌باشند.

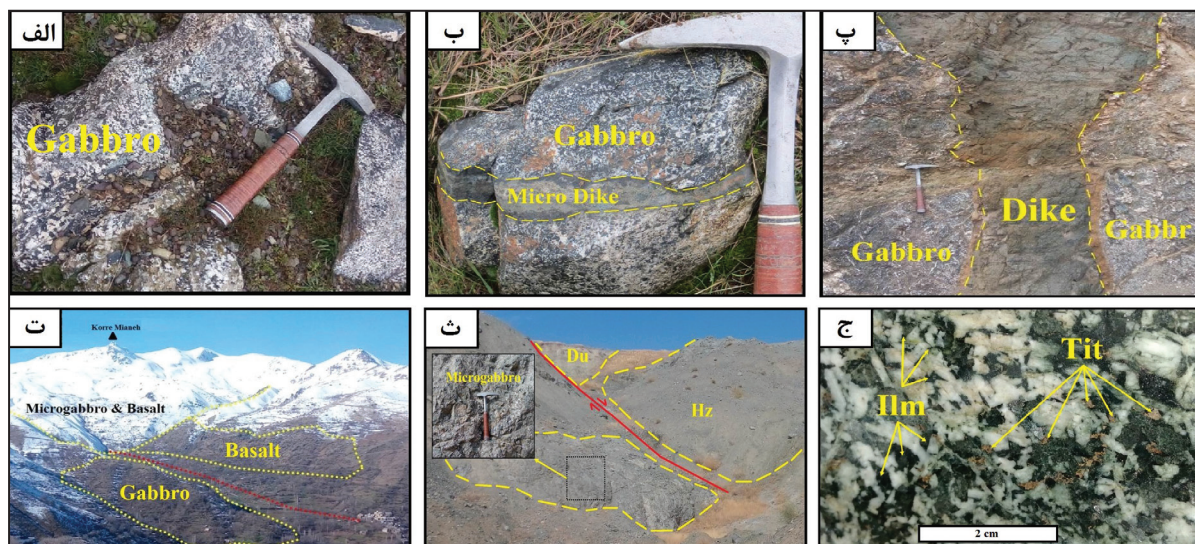


شکل ۲-۳ (الف) سنگ‌های دونیت و هارزبورژیت در کنار سنگ بازالت در اندیس شماره ۱ (به رنگ هارزبورژیت‌ها در تصویر که به رنگ تیره و دونیت که به زرد کم رنگ هستند توجه شود). (ب) سنگ‌های هارزبورژیت و دونیت در اندیس شماره ۲ (ابعاد برونزدگی‌هایی که حاوی کرومیتیت می‌باشند به طور تقریبی ۱ متر می‌باشد). (پ) سنگ‌های دونیت و هارزبورژیت در کنار واحد گابرویی در اندیس شماره ۳. (ت) نمونه‌ای از کرومیتیت‌های موجود در اندیس شماره ۱. (ث) نمونه‌ای از کرومیتیت‌های موجود در اندیس شماره ۲. (ج) نمونه‌ای از کرومیتیت‌های موجود در اندیس شماره ۳. (علائم اختصاری برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)).

۳-۳- مجموعه‌های گابرویی مورد مطالعه

طیفی از سنگ‌های با ترکیب گابرویی شامل گابروی درشت بلور تا پگماتوئیدی (شکل ۳-الف)، ملاگابرو و میکروگابرو (شکل ۳-ب) در سه منطقه شمال‌باختر کامیاران (روستای یخته‌خان)، خاور سروآباد (روستای میانه) و جنوب مریوان (روستاها در گاشیخ‌خان-ویسه) می‌زبان کانی‌های ایلمنیت، مگنیت و تیتانیت هستند. پلاژیوگرانیت و دایک‌های فلسیک دگرسان نشده در برخی از مناطق (از جمله مهم‌ترین آنها در مریوان) گابروهای مورد مطالعه را قطع کرده‌اند (شکل ۳-پ). این سنگ‌ها در برخی از مناطق (از جمله مهم‌ترین آنها در خاور و شمال‌خاوری روستای میانه) نیز در مجاورت توده‌های بازالتی و سنگ‌های دگرگون شده زون سندانج-سیرجان قرار دارند (شکل ۳-ت). توده‌های گابرویی مورد مطالعه اغلب (از جمله مهم‌ترین آنها در منطقه یخته‌خان کامیاران) همراه با سنگ‌های افیولیتی نوع هارزبورژیت و دونیت دیده می‌شوند (شکل ۳-ث)،

همچنین در نمونه‌های گابرویی روستای میانه درشت‌بلورهای تیتانیت و ایلمنیت را می‌توان در نمونه‌های دستی مشاهده نمود (شکل ۳-ج). بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی، دامنه تغییرات SiO_2 در اغلب گابروهای خاور سروآباد بین ۴۷/۸۴ تا ۵۱/۶۵ درصد وزنی بوده و سرشت ماگمایی آنها تولیتی است، همچنین به میزان کمتری گابروهای با منشأ گوشته‌ای اندکی تهی شده که در محیطی فوق فرورانشی جلوی کمان تشکیل شده‌اند (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲ الف). این نگارندگان، با مقایسه سن گابروهای مورد مطالعه با توده‌های گابرویی مشابه در امتداد زاگرس در منطقه کردستان به این نتیجه رسیده‌اند که نئوتتیس در این منطقه بعد از ائوسن بسته شده است. از جمله توده‌های گابرویی می‌توان به توده‌های نفوذی پنجوین در مرز ایران و عراق در شمال-باختر و توده‌های گابرویی طا-بیساران و مروارید در قسمت جنوب مناطق مورد مطالعه (معین‌وزیری و همکاران، ۱۳۸۷؛ Azizi et al., 2018) اشاره کرد.



شکل ۳- الف) نمونه‌ای از گابروهای درشت بلور ویسه (به ابعاد آن توجه شود). ب) نمونه‌ای از میکروگابروهای ویسه (به نفوذ دایک فلسیک کوچک مقیاس به درون آنها توجه شود). پ) واحدهای گابروی در گاشیخان-ویسه و نفوذ دایک فلسیک بزرگ مقیاس به درون آنها. ت) موقعیت گابروهای میانه نسبت به بازالت‌های اطراف آن. ث) موقعیت میکروگابروی یخته‌خان نسبت به سنگ‌های دونیت و هارزبورژیت، ج) کانی‌های ایلمنیت و تیتانیت در گابروی میانه (نمونه دستی). (علامت اختصاری برگرفته از وینتی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)).

۴- مطالعات سنگ‌نگاری

۴-۱- پریدوتیت

سنگ‌های پریدوتیتی مناطق مورد مطالعه اغلب در جات متفاوتی از سرپانتینی شدن (از ۱۰ تا حدود ۹۰ درصد که غالب اوقات سرپانتینیت هستند) را نشان می‌دهند، بنابراین، سرپانتینی شدن، فرایند متداول دگرسانی در پریدوتیت‌های مناطق مورد مطالعه به شمار می‌رود و به‌طور ویژه در جنوب‌باختر مریوان سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی را تحت تأثیر خود قرار داده است. درجه سرپانتینی شدن در محل هاله‌های دونیتی اندیس‌های معدنی به بیش از ۹۰ درصد می‌رسد.

سنگ‌های کمتر دگرسان‌شده هارزبورژیت نشان می‌دهند که کانی‌های الیون، اورتوپروکسن و به‌ندرت کرومیت کانی‌های اولیه تشکیل‌دهنده سنگ می‌باشند. در اثر دگرسانی کانی‌های سیلیکاتی به مجموعه‌ای از کانی‌های گروه سرپانتین، کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند.

بلورهای کروم-اسپینل موجود در هارزبورژیت‌های با دگرسانی بالا گاهی در مقاطع نازک دارای تغییر رنگ قهوه‌ای تیره تا روشن از مرکز به سمت رنگ سیاه در حاشیه بلور می‌باشند (شکل ۴-الف و ب)، به بیان دیگر، دانه‌های کروم-اسپینل در حاشیه بلور ممکن است کمی دگرسان‌شده باشند لیکن قسمت‌های میانی آنها از دگرسانی به‌دور مانده‌اند. بافت‌های گرانولار (به‌عنوان بافت چیره) و پورفایروبلستیک عمومیت دارند و بلورهای اولیون و پیروکسن با اندازه و شکل‌های مختلف در کنار یکدیگر با مرزهای دارای انحنا و درهم‌فرورفتگی فراوان می‌باشند. کانی‌های کلینوپروکسن (شکل ۵-پ) و اولیون (شکل ۴-ت) کشیدگی و ماکل‌های تغییرشکل‌یافته و خاموشی موحی را از خود نشان می‌دهند که نشانه‌هایی از شرایط خاص گوشته‌ای و فابریک دمابالا هستند (Nicolas, 1989). کروم-اسپینل‌ها اغلب به‌صورت نیمه‌شکل‌دار (شکل ۴-ث) تا بی‌شکل در سنگ کرومیتیت پراکنده می‌باشند. از نظر ریخت‌شناسی، کانی‌های کروم-اسپینل نیمه‌خودشکل تا خودشکل هستند. کروم-اسپینل در سنگ‌های کرومیتیتی کانی اصلی تشکیل‌دهنده سنگ می‌باشد و میزان آن در سنگ (دارای ساخت توده‌ای) به بیش از ۹۰ درصد می‌رسد. کرومیتیت‌های توده‌ای از بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کرومیت با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۸ میلی‌متر تشکیل شده‌اند.

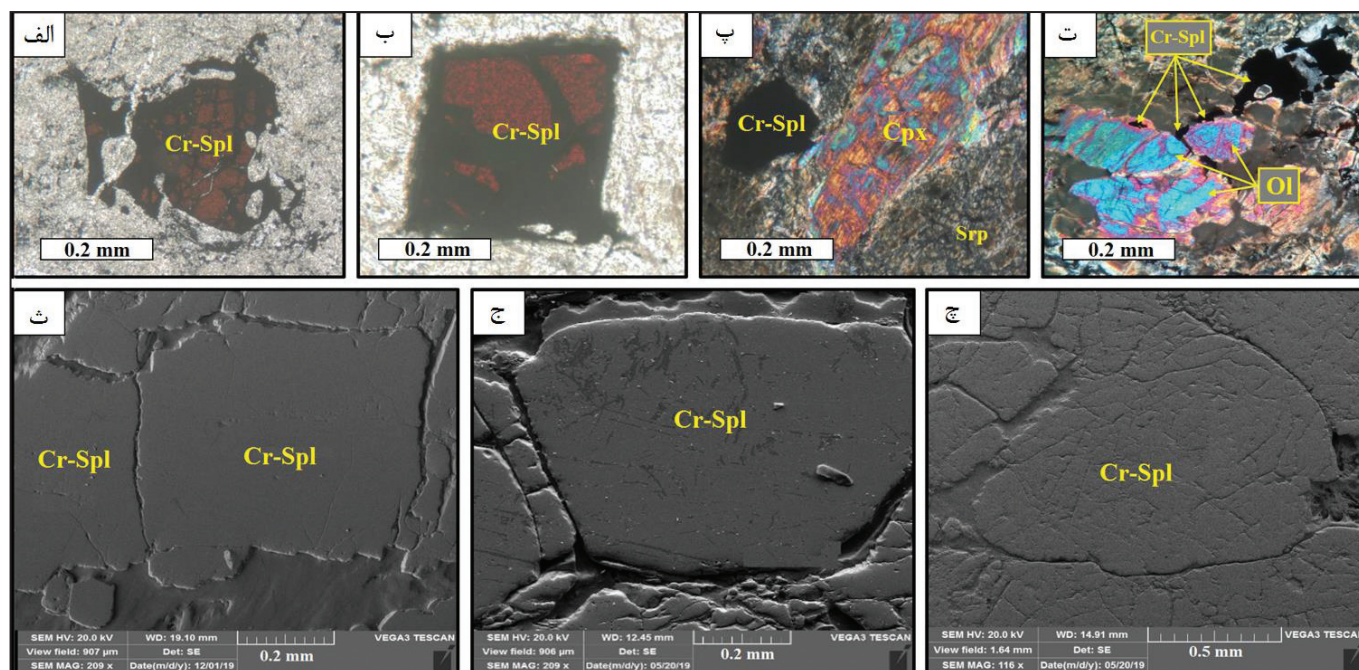
کانی‌های اورتوپروکسن به‌نسبت اولیون کمتر دگرسان شده‌اند و کانی‌های الیون در برخی مقاطع سالم اما در بیشتر مقاطع تخریب شده‌اند. در اغلب توده‌های کرومیتیتی که در آن آثار دگرشکلی دمای بالا دیده نمی‌شوند، مرز میان برخی از بلورهای کروم-اسپینل سه‌گانه و صاف با زاویه ۱۲۰ درجه است (شکل ۴-ج). در ذخیره کرومیتیتی که بیشتر در موقعیت گسلی و برشی قرار دارد، بافت کاتاکلاستیک دیده می‌شود (شکل ۴-چ). تغییرشکل‌های پلاستیک و شکننده مانند ماکل مکانیکی نوار شکنجی، خاموشی موحی، کشیدگی کانی‌ها، خردشدگی بلورها و تبلور مجدد در سنگ‌های مورد مطالعه معمول می‌باشند. با توجه به مشاهدات میکروسکوپی، سنگ‌های اولترامافیک در منطقه جنوب‌باختر مریوان هم دگرگونی‌های مرتبط با محیط گوشته بالایی و شرایط دما و فشار بسیار بالا و هم دگرشکلی‌های مرتبط با دمای پایین و فشار بالا پوسته زمین را تحمل کرده‌اند.

۴-۲- سنگ‌های گابرویی

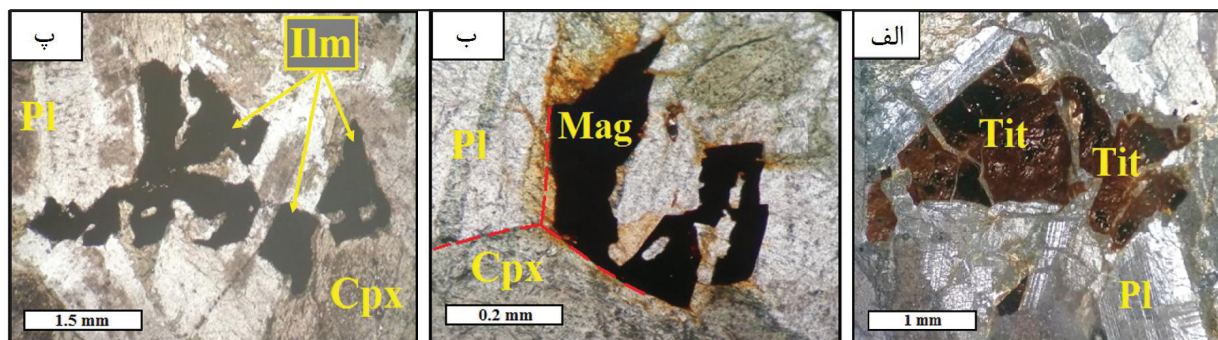
در محور مورد مطالعه طیفی از گابروها، شامل گابرو پگماتوئیدی، گابرو درشت‌دانه و میکروگابرو و از نظر رنگ شامل ملاگابرو تا مزوگابرو رخنمون دارند. در این بین، سنگ‌های گابرو درشت‌دانه و ملاگابرو عمده سنگ‌های میزبان کانی‌های تیتانیم‌دار هستند. این کانی‌ها به‌صورت بین دانه‌ای فضاهای بین بلوری پلاژیوکلاز و پیروکسن را پر کرده‌اند و تبلور آنها پس از تبلور پلاژیوکلاز صورت گرفته است. پلاژیوکلاز که مهم‌ترین بخش سنگ‌های گابرویی است، ۴۵ تا ۶۰ درصد حجم سنگ‌های گابرویی مناطق مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. به‌رغم اینکه این کانی در بیشتر مقاطع به‌طور بخشی، آثاری از سوسوریتی شدن را نشان می‌دهد، اما از نظر شکل بلوری، نیمه‌شکل تا شکل‌دار و دارای ماکل بسیار آشکار پلی‌سنتتیک و نسبتاً سالم می‌باشد. کلینوپروکسن دومین کانی اصلی سنگ‌های گابرویی است که ۲۵ تا ۳۵ درصد حجم سنگ‌های گابرویی مناطق مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل اوژیت، اولیون، کلریت، آمفیبول و کانی‌های کدر (ایلمنیت، مگنیت و تیتانیت) به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط و با فراوانی ۲ الی ۷ درصد حجم سنگ می‌شوند. ایلمنیت در هر سه منطقه مورد مطالعه (کامیاران-سروآباد-مریوان)

با کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد. مطالعات میکروسکوپی نشانگر تبلور همزمان پلاژیوکلاز و پیروکسن در ادامه تفریق ماگمای بازالنی است. شواهد سنگ‌نگاری در گابروهای خاور سروآباد (واقع در روستای میانه) نشان‌دهنده ترتیب تبلور به صورت پلاژیوکلاز-کلینوپیکروکسن-اولیون-پیوتیت-تیتانیت-ایلمنیت-مگنتیت در این سنگ‌ها می‌باشد. کانی‌های پلاژیوکلاز با جهت‌یافتگی اتفاقی به طور کامل یا ناقص به وسیله کانی‌های کلینوپیکروکسن احاطه شده‌اند. قرار گرفتن درهم و با اندازه یکسان و نیز حضور مرزهای مستقیم کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز دلیل دیگری بر تبلور همزمان این دو کانی است (رجب‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰).

و کانی‌های تیتانیت (شکل ۵-الف) و مگنتیت (شکل ۵-ب) فقط در خاور سروآباد مشاهده شده‌اند. ایلمنیت (شکل ۵-پ)، تیتانیت و مگنتیت به صورت ریزدانه تا متوسط دانه (تا ۱/۵ میلی‌متر) و اغلب آمیبی‌شکل، بی‌شکل، به میزان کمتر نیمه‌خودشکل به صورت بین بلوری در میان کانی‌های سیلیکاته ایجاد شده‌اند. در هر سه منطقه مورد مطالعه، پلاژیوکلاز کانی اصلی و اوژیت، اولیون و آمفیبول کانی‌های فرعی سنگ‌های میزبان کانه‌زایی اکسیدی تیتان می‌باشند. در محور مورد مطالعه معمولاً اندازه کانی‌های ایلمنیت از بافت سنگ میزبان پیروی می‌کنند به گونه‌ای که هرچه سنگ میزبان، دانه درشت‌تر باشد، اندازه کانی ایلمنیت نیز افزایش می‌یابد، این وضعیت شاهدهی بر تشکیل کانی‌های ایلمنیت در شرایط فشار و دما تقریباً یکسان



شکل ۴- الف و ب) کانی‌های کروم-اسپینل غیرخودشکل تا شکل‌دار موجود در سنگ هارزبورژیت (اندیس شماره ۱ و تصویر در نور P.P.L.). پ) کانی‌های کروم-اسپینل و کلینوپیکروکسن در زمینه سرپانتین (اندیس شماره ۲ و تصویر در نور X.P.L.). ت) کانی‌های کروم-اسپینل و اولیون در زمینه سرپانتین و اداخل اولیون موجود در کروم-اسپینل (ذخیره شماره ۱ و تصویر در نور X.P.L.). ث) کانی‌های کروم-اسپینل خودشکل تا نیمه‌خودشکل، اندیس کرومیتیت شماره ۱. ج) کانی کروم-اسپینل خودشکل تا نیمه‌خودشکل، اندیس کرومیتیت شماره ۲. چ) کانی کروم-اسپینل غیرخودشکل با شکستگی‌های ریز تا متوسط، اندیس کرومیتیت شماره ۳ (تصاویر ث، ج و چ در میکروسکوپ S.E.M)، (علائم اختصاری برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)).



شکل ۵- دو تصویر الف و ب مربوط به گابروهای خاور سروآباد می‌باشند. الف) کانی تیتانیت درشت‌بلور، تصویر در نور (P.P.L.). ب) کانی مگنتیت، به زاویه ۱۲۰ درجه بین بلورهای پلاژیوکلاز، مگنتیت و کلینوپیکروکسن و نیز اداخل پلاژیوکلاز در داخل مگنتیت دقت شود، تصویر در نور (X.P.L.). پ) نمونه‌ای از ایلمنیت‌های متوسط‌بلور تا درشت بلور غیرخودشکل منطقه جنوب‌خاور مربوان، تصویر در نور (X.P.L.). (علائم اختصاری برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)).

با جهت‌یافتگی اتفاقی به طور کامل یا ناقص به وسیله کانی‌های کلینوپیروکسن احاطه شده‌اند.

۵- شیمی کانی

۵-۱- کانی کروم-اسپینل

نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های کروم-اسپینل در ۳ اندیس مورد مطالعه در جدول ۱ ذکر شده است. به منظور تعیین جایگاه‌های زمین‌ساختی افیولیت کردستان، از ترکیب شیمی کروم-اسپینل‌های موجود در سنگ‌های کرومیتیتی، همچنین مقدار و چگونگی وجود عنصر تیتانیم در گابروهای محور مورد مطالعه استفاده شده است. در این حالت ترکیب شیمیایی اندازه‌گیری شده در مرکز بلورها مورد استفاده قرار گرفته است.

در بیشتر نمونه‌های گابرویی موجود در هر سه منطقه مورد مطالعه در کانی‌های پیروکسن (کلینوپیروکسن)، ادخال‌های تقریباً زیاد اما کوچک ملاحظه می‌شوند که به گفته پیرس و همکاران (Pearce et al., 1987) بیانگر سرعت زیاد صعود ماگما و کاهش فشار در دمای ثابت است که سبب ذوب کانی‌های دما بالا شده است. به نظر می‌رسد تبلور پلاژیوکلاز و دیوپسید غنی از منیزیم در ماگما موجب افزایش شدید آهن و تیتانیم گشته است. اکسیدی شدن ماگما، موجب تشکیل قطرات مذاب غیرقابل آمیزش اکسیدی شده است (رجب‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰). حجم کم قطرات و گرانروی (ویسکوزیته) نسبتاً بالا ماگما حین تبلور، مانع از اتصال قطرات در مناطق خاص شده است و به این ترتیب تشکیل کانی‌های ایلمنیت، مگنتیت و تیتانیت به‌طور بین‌دانه‌ای رخ داده است. کانی‌های پلاژیوکلاز

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های کروم-اسپینل در کرومیت‌های سه اندیس جنوب‌باختر مریوان به روش (E.D.X.)، اندیس شماره ۱ (نمونه‌های ۱ الی ۱۰)، اندیس شماره ۲ (نمونه‌های ۱۱ الی ۱۵) و اندیس شماره ۳ (نمونه‌های ۱۶ الی ۱۸)، (Ch-spl = Chromspinel, Chr = Chromitite, bd: below detection limit).

Mineral	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl	Cr-spl
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Rack T	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
MgO	10.83	9.85	14.82	12.78	16.51	17.50	18.60	19.37	19.95	17.45	14.15	14.77	13.51	16.68	15.68	11.92	11.92	11.65
TiO ₂	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.13	0.16	0.15	0.13	0.13	0.13	bd	bd	bd
Al ₂ O ₃	22.33	17.68	24.61	21.67	25.72	20.87	20.48	20.4	20.08	14.98	17.01	17.73	18.01	19.47	18.83	8.57	8.38	9.38
Cr ₂ O ₃	50.78	50.02	48.96	50.73	46.37	49.63	28.04	30.28	32.21	36.17	37.22	36.00	35.57	34.92	37.33	35.87	36.88	30.31
FeO	15.14	20.05	10.80	13.20	8.29	10.07	29.22	27.88	26.60	26.56	27.57	28.81	28.95	25.11	24.75	32.24	35.27	40.60
Fe ₂ O ₃	1.59	2.11	1.03	1.40	0.87	0.42	3.07	2.93	1.01	2.79	1.95	1.98	2.73	2.64	2.07	4.13	4.13	4.27
V ₂ O ₅	0.25	0.10	bd	0.90	0.90	bd	bd	bd	bd	bd	0.30	0.28	0.24	0.14	0.16	bd	bd	bd
SiO ₂	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	2.67	3.83	4.32
MnO	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.81	0.76	0.68	0.8	0.87	bd	bd	bd
Total	100.67	99.81	99.22	100.68	99.16	98.49	99.41	100.86	99.85	99.08	99.17	99.48	99.82	99.89	99.82	100.4	100.4	100.5
Mg #	0.35	0.27	0.54	0.43	0.60	0.77	0.28	0.30	0.59	0.33	0.37	0.37	0.28	0.31	0.38	0.20	0.19	0.18
Cr #	0.77	0.78	0.68	0.74	0.79	0.80	0.74	0.65	0.69	0.70	0.74	0.71	0.71	0.65	0.65	0.86	0.83	0.82
Mg	6.53	5.94	8.94	7.71	9.96	10.55	8.81	9.27	10.83	10.53	8.54	8.91	8.15	8.86	9.46	7.97	7.19	7.03
Al	11.85	8.87	13.03	13.53	8.32	8.40	6.61	8.65	10.63	7.93	9.01	9.39	8.48	9.25	9.97	4.54	4.97	4.97
Si	0.17	1.39	0.33	0.43	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	1.25	1.79	2.02
Ca	0.16	0.10	bd	0.17	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Ti	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08	bd	bd	bd
V	0.14	0.06	bd	0.05	0.05	bd	bd	bd	bd	0.08	0.17	0.16	0.14	0.08	0.09	bd	bd	bd
Cr	40.89	31.48	28.02	37.44	31.72	33.95	19.18	16.61	24.09	18.90	25.46	23.26	20.91	17.05	18.70	27.96	25.23	23.47
Mn	0.54	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.63	0.59	0.53	0.62	0.68	bd	bd	bd
Fe	16.74	22.17	10.83	14.59	9.16	4.50	32.30	30.82	10.62	29.36	20.53	20.79	28.69	27.76	21.83	43.38	43.41	44.88
Ni	0.09	0.13	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.09	0.07	0.07	0.09	bd	bd	bd
Ru	0.33	0.09	0.08	0.16	bd	bd	bd	bd	bd	1.37	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Os	0.86	0.77	0.27	0.41	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Ir	0.80	0.89	0.00	0.42	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Pt	1.24	1.98	0.44	0.59	bd	bd	bd	bd	bd	0.57	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Rh	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.41	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Pd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	1.31	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
O	19.68	25.79	38.02	22.5	40.77	42.59	33.10	33.66	43.82	29.08	35.55	36.72	38.35	36.22	39.1	15.7	16.64	16.92
Total	100.02	99.66	99.96	98.00	100.01	99.99	100	99.01	99.99	99.54	99.99	100	105.40	99.99	100	100.80	99.23	99.29

Cr# در کانی کروم-اسپینل به عنوان شاخص محیط‌های زمین‌ساختی شناخته شده است و میزان این متغیر، تابع عوامل مختلف، از جمله ذوب‌بخشی و دمای تبلور است؛ به طوری که با افزایش درجه ذوب، افزایش و با کاهش دما کاهش می‌یابد (Dick and Bullen, 1984). مقادیر SiO₂ موجود در ساختار کانی کروم-اسپینل وابسته به درجه دگرسانی در آنها است و مقدار آن با افزایش درجه دگرسانی،

کانی کروم-اسپینل به عنوان کانی اصلی در سنگ‌های کرومیتیتی مجموعه‌های افیولیتی، دامنه وسیعی از ترکیبات را نشان می‌دهد که اغلب بازتابی از ماهیت ماگمای مادر آنها است. این کانی، در برابر دگرسانی و فرایندهای پس از تشکیل مقاوم است و به دلیل تغییرات کم شیمیایی نسبت به ترکیب زمان تبلور کانی از نظر زمین‌شیمیایی، شاخص قابل اعتمادی می‌باشد (Barnes and Roeder, 2001). میزان

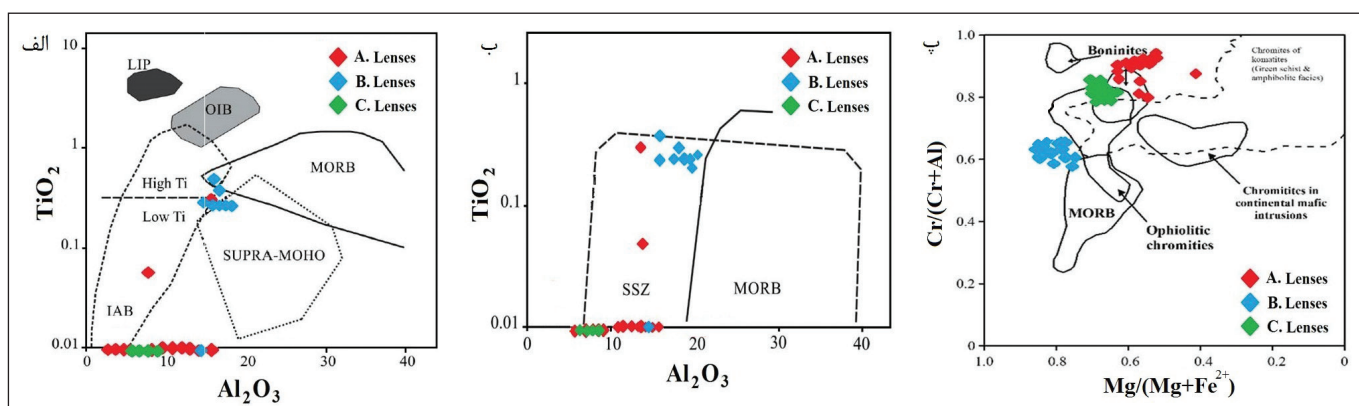
کرومیت‌های اندیس شماره ۱ و ۳ نشان‌دهنده پهنه بالای منطقه فرورانش هستند و ارتباط زایشی نزدیکی را با محیط کمان و ماگماهایی با ترکیب بونینیتی نشان می‌دهند. مقادیر کم TiO_2 و Al_2O_3 در کروم-اسپینل سنگ کرومیت بیانگر خاصیت ماگمایی برگرفته از گوشته بالایی برای این ذخایر می‌باشد. چنانچه در نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 از کانی کروم-اسپینل در کرومیت‌های مورد مطالعه، اندیس شماره ۱ و ۳ در محدوده SSZ و اندیس شماره ۲ نیز به MORB تمایل بیشتری دارد (شکل ۶). دو محیط جزایر کمانی (نوع کروم-بالا، ماگمای بونینیتی و ذوب‌بخشی درجه بالای گوشته) و جزایر پشت کمانی (نوع آلومینیم-بالا و ماگمای تولنییتی) برای تشکیل کرومیت‌های انبانی پذیرفته شده‌اند که در هر دو محیط، تشکیل کرومیت‌ها حاصل واکنش گوشته بالایی با ماگمایی است که از میان آن به سمت بالا صعود کرده است (Uysal et al., 2005).

با توجه به نمودار در برابر Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 ، هر سه مورد از اندیس‌های کرومیتیتی مورد مطالعه در محدوده کرومیت‌های غنی از کروم قرار می‌گیرند، با این وصف که کرومیتیت اندیس شماره ۲ تا حدودی به کرومیت‌های غنی از آلومینیم تمایل دارد (شکل ۷). در اندیس شماره ۱ عناصر گروه پلاتین از جمله Pt و Ru، Os، Ir درصدهای کمی از کروم-اسپینل را تشکیل می‌دهند که بیشترین درصد آنها ۱/۹۸ مربوط به عنصر پلاتین می‌باشد و می‌توان انتظار داشت در صورت مطالعات بیشتر کانی‌های گروه پلاتین در این ذخایر تشکیل شده باشند.

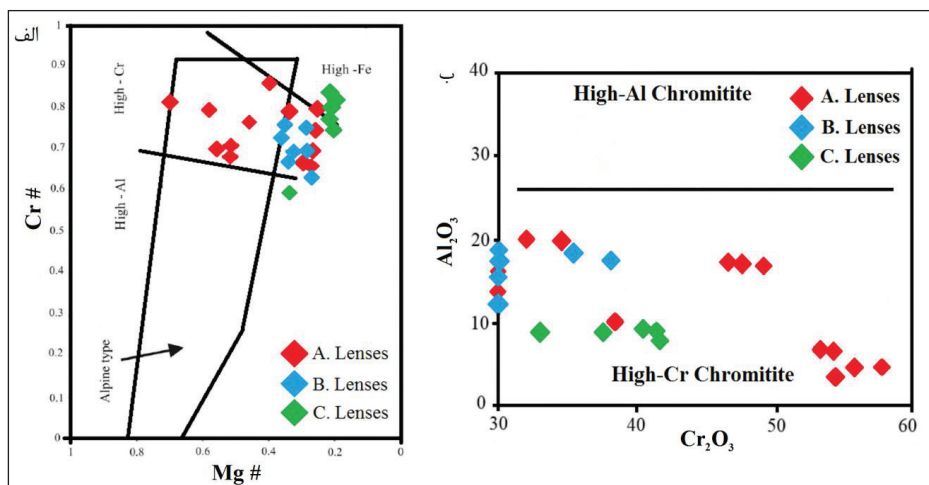
افزایش می‌یابد (Farahat, 2008)، بنابراین در اندیس شماره ۳ درجه دگرگونی بیشتر از اندیس شماره ۱ و ۲ می‌باشد.

کانی‌های کروم-اسپینل دگرسان شده دارای مقادیر زیادی Fe^{3+} هستند که نشان‌دهنده شرایط اکسایش در طول دگرگونی است، این شرایط و مقدار زیاد Fe^{3+} (به نسبت دو اندیس دیگر) در اندیس شماره ۳ آشکار می‌باشد. با استفاده از شیمی کانی کروم-اسپینل می‌توان ماهیت و شرایط تشکیل پریدوتیت‌های گوشته را مشخص کرد (Zhou et al., 1996). چنانچه عدد کروم پایین‌تر (۰/۶) باشد؛ پریدوتیت‌های گوشته‌ای منشأ لیتوسفر اقیانوسی در یک پشته میان اقیانوسی پدید آمده‌اند و چنانچه بیشتر از ۰/۶ باشند عمدتاً در جزایر کمانی و یا در ارتباط با فرورانش و یا فرافروانش در یک پوسته اقیانوسی تشکیل شده‌اند (Dick and Bullen, 1984).

با توجه به این موضوع، میانگین عدد کروم در اندیس شماره ۱ (۰/۸۲)، در اندیس شماره ۲ (۰/۶۷) و در اندیس شماره ۳ (۰/۸۴) می‌باشد، که نشان می‌دهد ترکیب شیمیایی اندیس شماره ۲ به محیط تشکیل پشته میان اقیانوسی متمایل و نزدیک است. به باور فراحت (Farahat, 2008)، هسته‌های کروم-اسپینل با مقادیر $\text{TiO}_2 < 0.2 \text{ wt}\%$ ، از ویژگی‌های سنگ‌های افیولیتی می‌باشد زیرا هنگام ذوب‌بخشی گوشته بالایی، Ti به شدت وارد گدازه می‌شود و از مهم‌ترین وجه تمایز آنها با انواع چینه‌سان است. مقادیر بالای Cr# و مقدار بسیار کم TiO_2 در نمونه‌های کروم-اسپینل موجود در



شکل ۶- الف و ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Al_2O_3 در برابر TiO_2 (برگرفته از کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001). پ) ترکیب کروم-اسپینل‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار عدد کروم در برابر عدد منیزیم (برگرفته از موخرجی (Mukherjee et al., 2012)).



شکل ۷- الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $\text{Cr}\#$ در برابر $\text{Mg}\#$ (برگرفته از ژو و کریچ (Zhou and Kerrich, 1992)). ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 (برگرفته از لبلان و ویولت (Leblanc and Violette, 1983)).

۵-۲- کانی‌های ایلمنیت، تیتانیت و مگنتیت

نتایج مطالعات شیمی کانی‌های ایلمنیت، تیتانیت، مگنتیت در گابروهای سه منطقه در محور مورد شامل گابروهای شمال کامیاران (روستای یخته‌خان)، گابروهای خاور سروآباد (روستای میانه) و گابروهای جنوب‌باختر مریوان (روستاهای درگاشیخان-ویسه) در جدول‌های ۲، ۳ و ۴ خلاصه شده است.

مطالعات شیمی کانی در گابروهای مورد مطالعه نشان داده است که کانی‌های کدر بیشتر از نوع ایلمنیت (FeTiO_3) می‌باشند. در منطقه خاور سروآباد کانی‌های تیتانیت ($\text{CaTi}(\text{O-SiO}_4)$) و مگنتیت (Fe_3O_4) نیز به فراوانی مشاهده می‌شوند.

ترکیب شیمیایی کانی‌های ایلمنیت (جدول‌های ۲ و ۳) نشان می‌دهد که متوسط میزان درصد وزنی TiO_2 از کامیاران (۴۳/۱۹) به سمت سروآباد (۴۶/۰۹) و سپس مریوان (۴۷/۴۲) افزایش می‌یابد. بیشترین میزان درصد وزنی TiO_2 نیز در گابروهای درگاشیخان-ویسه (۵۵/۸۱) مشاهده شده است. عناصر کبالت (تا ۲/۴۱ درصد وزنی) و وانادیم (تا ۲/۶۴ درصد وزنی) به صورت ناخالصی در اغلب کانی‌های ایلمنیت و تیتانیت مشاهده می‌شوند. همچنین عناصر آرسنیک (با میانگین ۲/۰۴ درصد وزنی) و زیرکن (با میانگین ۲/۶۰ درصد وزنی) در کانی تیتانیت (جدول ۴) مشاهده می‌شوند.

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمی کانی‌های اکسیدی تیتان و آهن به روش (E.D.X.) در منطقه کامیاران (نمونه‌های ۱ الی ۱۲)، سروآباد (نمونه‌های ۱۳ الی ۱۸)، (Gb = Gabbro, Ilm = Ilmenite, (bd: below detection limit).

Mineral	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Rack T	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
CaO	18.95	5.51	1.97	bd	0.42	2.70	0.22	0.35	0.04	0.73	bd	0.17	0.15	13.95	0.59	0.51	0.26	0.36
TiO ₂	44.56	44.05	46.60	50.73	44.02	41.75	43.58	44.93	42.36	39.90	43.15	39.68	45.82	44.35	48.82	44.85	48.20	44.53
FeO	24.11	34.51	37.46	43.12	52.38	43.77	49.93	53.71	47.99	48.30	39.89	45.5	35.74	21.07	33.66	35.52	33.23	34.37
V ₂ O ₅	0.89	0.68	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	Bd	bd	0.64	bd	0.01	bd	bd
MnO	3.49	2.71	3.89	2.86	0.63	0.56	0.63	0.62	0.59	0.50	0.64	0.63	2.71	1.84	2.59	3.34	1.58	2.00
Total	92.00	87.46	89.92	96.71	97.45	88.78	94.36	99.61	90.98	89.43	83.68	85.98	84.42	81.85	85.66	84.23	83.27	81.26
Ca	7.59	2.21	0.79	bd	0.17	1.08	0.09	0.14	0.02	0.29	bd	0.07	0.06	5.59	0.24	0.37	0.19	0.26
Ti	26.77	26.41	27.94	30.41	26.39	25.03	26.13	26.94	25.40	23.92	25.87	23.79	27.47	26.59	29.27	26.89	28.30	26.70
V	0.47	0.38	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	Bd	bd	0.36	bd	0.01	bd	bd
Co	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	1.68	bd	2.41	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Mn	2.70	2.10	3.01	2.22	0.49	0.44	0.49	0.48	0.46	0.39	0.50	0.49	2.10	1.43	2.01	1.89	1.23	1.55
Fe	18.74	26.82	29.11	33.51	40.70	34.01	38.80	41.74	37.29	37.53	38.6	35.36	22.77	16.33	26.16	27.80	25.82	26.71
O	43.73	42.08	39.16	33.85	32.24	39.44	34.50	30.70	36.82	36.20	35.04	37.89	42.60	46.59	42.33	43.20	43.95	44.89
Total	100	100	100.01	99.99	99.99	100	100.01	100	99.99	100.01	100.01	100.01	95	96.89	100.01	100.16	99.49	100.11

جدول ۳- نتایج آنالیز شیمی کانی‌های اکسیدی تیتان و آهن به روش (E.D.X.) در منطقه مریوان (Gb = Gabbro, bd: below detection limit, Ilm = Ilmenite).

Mineral	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	15
Rack T	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
CaO	0.34	0.09	0.15	0.04	0.07	4.99	bd	bd	0.12	bd	bd	2.07	4.14	bd	bd	bd
TiO ₂	46.46	49.15	48.73	48.77	47.47	42.73	49.32	48.82	49.18	47.55	46.63	38.04	51.95	47.72	48.87	48.87
Al ₂ O ₃	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.66	1.00	bd	bd	bd	bd	bd
FeO	42.20	43.3	39.09	43.07	42.17	37.31	46.08	44.14	43.74	46.65	43.91	27.6	43.21	40.54	40.02	40.02
V ₂ O ₅	0.98	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
MnO	1.29	1.24	1.03	1.38	1.29	bd	0.69	0.90	bd	bd	bd	0.44	1.05	0.76	bd	bd
Total	91.27	93.78	89.00	93.26	91.00	85.03	96.09	93.86	93.04	94.86	91.54	68.15	100.35	89.02	88.89	88.89
Al	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.35	0.53	bd	bd	bd	bd	bd
Ca	0.14	0.04	0.06	0.02	0.03	2.00	bd	bd	0.05	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Ti	27.84	29.47	29.22	29.24	28.46	25.62	29.57	29.27	29.49	28.51	27.96	22.81	31.15	28.61	29.30	29.30
V	0.55	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Co	0.20	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.34	bd	bd	bd
Mn	1.00	0.96	0.80	1.07	1.00	bd	0.54	0.70	bd	bd	bd	0.34	0.82	0.53	0.08	0.08
Fe	32.79	33.64	33.38	33.47	32.77	28.99	35.81	34.3	33.99	32.92	32.57	21.45	33.58	31.43	31.10	31.10
O	36.58	35.88	36.54	36.2	37.74	41.33	34.07	34.74	35.61	38.21	38.95	54.57	32.44	39.36	38.60	38.60
Total	99.10	99.99	100	100	100	97.94	99.99	99.01	99.14	99.99	100.01	99.17	98.33	99.93	99.08	99.08

جدول ۴- نتایج آنالیز شیمی کانی‌های اکسیدی تیتان (در تیتانیت) و آهن (در مگنتیت) موجود در منطقه خاور سروآباد به روش (E.D.X)، (Gb = Gabbro, Tin = Titanite, Mag = Magnetite).

Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8
Rack T	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
CaO	18.60	11.81	13.38	17.50	17.28	15.95	10.73	18.35
Al ₂ O ₃	25.38	25.29	25.01	25.84	23.95	26.72	24.91	25.62
FeO	0.14	0.24	0.25	0.33	0.41	0.28	0.14	0.47
MgO	0.71	1.39	0.98	0.58	0.72	0.63	0.33	0.73
SiO ₂	50.05	57.02	52.36	49.71	51.33	48.71	55.69	49.90
Na ₂ O	6.11	7.80	7.53	6.80	6.65	7.92	8.50	5.69
Total	100.99	103.55	99.51	100.76	100.34	100.21	100.30	100.76
Al	13.44	13.39	13.24	14.74	14.8	14.15	13.19	15.15
Ca	7.45	4.73	5.36	7.01	6.92	6.39	4.30	7.35
Si	23.40	26.66	24.48	23.24	24.00	23.24	26.98	23.33
Na	4.54	5.79	5.59	5.05	4.94	5.88	6.31	4.22
Fe	0.11	0.19	0.20	0.26	0.32	0.22	0.11	0.37
Mg	0.43	0.84	0.59	0.35	0.44	0.38	0.20	0.44
O	50.53	43.39	50.85	49.31	48.58	49.84	48.92	49.14
Total	99.90	94.99	100.31	99.96	100.00	100.10	100.01	100.00

می‌توان به آن ایلمنیت گابرو (رجب‌زاده، ۱۳۹۰) اطلاق کرد. با توجه به شواهد بافتی و شیمی کانی، کانه‌زایی تیتانیم در نتیجه اکسایش ماگما و تشکیل قطرات سیال غیرقابل آمیزش غنی از آهن و تیتانیم، پس از تبلور پلاژیوکلاز صورت گرفته است. مطالعات میکروسکوپی و شواهد شیمی کانی در مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد که کانه‌زایی‌های تیتانیم اولیه بوده و اغلب در سنگ‌های گابرو پگماتوئیدی صورت گرفته است. حضور توده‌های گابرویی غنی از تیتانیم در مناطق مورد مطالعه این فرضیه را به وجود می‌آورد که ماگمای مادر افیولیتی در محور مورد مطالعه از مجموعه افیولیتی کردستان، غنی از عنصر تیتانیم بوده است و احتمالاً در محیط‌های فرافرورانش (سوپراسابداکشن) تشکیل شده‌اند. شکل و موقعیت کانی‌های اکسیدی با تشکیل سیال غیرقابل آمیزش غنی از آهن و تیتانیم و تبلور ایلمنیت و تیتانیت از این سیال است. حجم کم قطرات و گرانیوی نسبتاً بالای ماگما حین تبلور، مانع از اتصال قطرات در مناطق خاص شده است و به این ترتیب تشکیل کانی‌های ایلمنیت، مگنتیت و تیتانیت به‌طور بین دانه‌ای رخ داده است.

مطالعات صورت گرفته در گابروهای خاور سروآباد، نشان می‌دهند که بخش بازالتی-میکروگابرویی، سرشت ماگمای تولیتی دارند و ویژگی‌های حدواسط N-MORB و E-MORB را نشان می‌دهند (رجب‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲الف). رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۹۲ب) معتقد هستند که گابروهای میانه در بخش گابروهای بستر اقیانوسی قرار می‌گیرند که می‌توانند دلیلی بر افیولیتی بودن گابروهای این منطقه باشند و سن این گابروها و همچنین گابروهای کامیاران را ائوسن تا الیگوسن در نظر دارند، چنانچه نهشته‌های الیگومیوسن به صورت دگرشیب روی آهک بیستون-اورامان نشسته‌اند و این راندگی (تراست شدگی) بیانگر آن است که برخورد دو صفحه در اواخر میوسن شروع و پس از آن نیز ادامه داشته است و سن گابروهای خاور سروآباد را $38/4 \pm 1$ میلیون سال محاسبه کرده‌اند و هماهنگی چشم‌گیری با سنگ‌های بازالت-گابروی منطقه کامیاران دارند و در نهایت رانده شدن مجموعه افیولیتی بر روی نهشته‌های رسوبی الیگوسن را نشان می‌دهد که بسته شدن نهایی دریای باقی مانده از تیس بین ایران و صفحه عربی در زمانی پس از نهشته شدن این رسوبات یعنی اواخر میوسن یا پس از آن صورت گرفته است.

کانی‌سازی $Ca \pm Fe + Ti$ در حجم گسترده و بزرگی از واحدهای مافیک مجموعه‌های افیولیتی مورد مطالعه رخ داده است. تیتانیم و آهن در فرایند تفریق ماگما رفتار مشابه داشته و ضریب همبستگی آنها مثبت است، این موضوع با افزایش تدریجی غلظت این دو عنصر ضمن تفریق پلاژیوکلاز و دیوپسید از ماگما مطابقت دارد، همچنین عمده کانه‌زایی تیتانیم همراه با آهن در ایلمنیت و مقداری نیز در فاز سیلیکاتی (تیتانیت) تمرکز پیدا کرده است. تنها در گابروهای خاور سروآباد کانی تیتانیت (اسفن) دیده می‌شود و دلیل آن می‌تواند احتمالاً همجواری بسیار نزدیک به زون دگرگونی سندیج-سیرجان باشد که باعث تشکیل رخساره‌های شیبست سبز و آمفیبولیت شده است و در نتیجه، تیتانیم از کانی‌های اولیه آزاد شده و در قالب تیتانیت ظاهر می‌شود.

۶- بحث

مرز میان بلورهای کروم-اسپینل سه‌گانه و مستقیم با زاویه ۱۲۰ درجه است و به رغم جایگاه اندیس‌های معدنی کرومیتیت در میان سنگ‌های گوشته بالایی بر منشأ ماگمایی آنها دلالت دارد. شواهد صحرایی به همراه مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی کانی بیانگر نقش فرایند عدم آمیزش مایعات (Liquid Immiscibility) در تشکیل اندیس‌های معدنی توده‌ای کرومیتیت در درون غلاف‌هایی از دونیت با مرز مشخص و گاهی تدریجی است. در محیط‌های فرورانش، تشکیل ذخایر کرومیتیت همراه با آمیختگی میان گوشته بارور با گوشته تهی شده زیر کمان (sub-arc) صورت می‌گیرد چرا که آلاش با مواد پوسته‌ای یا سیال آزاد شده از تخته فرورو، تغییراتی را در ترکیب شیمیایی ماگما پدید می‌آورند همچنین انتشار آب و نقش آن در ذوب بخشی گوشته در پشته میان اقیانوسی و پهنه‌های پشت کمان اهمیت زیادی دارد (Tian et al., 2008).

حضور آب موجب اکسایش ماگما می‌شود. میزان اکسایش در گابروهای جنوب-باختر مریوان بسیار آشکار بوده و این موضوع موجب خروج آهن و تیتانیم فراوان از ماگما همزمان با تشکیل سنگ‌های گابرویی نوع گابرویی پگماتوئیدی شده است. غنی‌شدگی عنصر تیتانیم در سنگ‌های فروگابرو این منطقه شاهدهی بر این مدعا است و به‌طور محلی میزان فراوانی کانی ایلمنیت به حدی می‌رسد که

۷- نتیجه‌گیری

پنج‌مین که در ادامه این محور قرار دارد و در اقلیم کردستان واقع شده است، ذخیره مناسب‌تری از فلز تیتانیم را شاهد باشیم. کانه‌زایی در نتیجه اکسایش ماگمای تولیتی غنی از تیتانیم و تشکیل قطرات مذاب غنی از آهن و تیتانیم پس از تشکیل پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن صورت گرفته است. مطالعه حاضر نشان می‌دهد که محور افیولیتی کامیاران-سروآباد-مریوان می‌تواند مناطق مناسبی جهت پی‌جویی ذخایر معدنی بزرگ کرومیت و ایلمنیت در بین افیولیت‌های باختر ایران به شمار می‌رود.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شیراز به دلیل حمایت مالی از انجام این پژوهش و همچنین از مردم مهربان و خونگرم روستاهای زاور، میانه، ویسه و یخته‌خان تشکر و قدردانی می‌کنند.

ترکیب شیمی کانی‌های کروم-اسپینل مورد مطالعه در اندیس‌های کرومیتیت‌نشان می‌دهد که سه اندیس موجود حداقل در دو محیط متفاوت تشکیل شده‌اند. تشکیل این اندیس‌ها و سنگ‌های میزبان آن در پاسخ به واگرایی سریع پوسته اقیانوسی و سپس حرکت همگرایی صفحات زمین‌ساختی و بسته‌شدن اقیانوس تیتس جوان صورت گرفته است. شواهد صحرایی به همراه مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری، نشانگر نقش فرایند عدم آمیزش مایعات (Liquid Immiscibility) در تشکیل ذخایر معدنی می‌باشد. حضور توده‌های گابرویی غنی از تیتانیم در محور مورد مطالعه این فرضیه را به وجود می‌آورد که ماگمای مادر افیولیتی کردستان، غنی از عنصر تیتانیم بوده که در جنوب‌خاور این محور به سمت شمال‌باختر، درصد وزنی عنصر تیتانیم رو به افزایش است که با تغییر محیط زایش مجموعه‌های افیولیتی از محیط‌های تیغه میان اقیانوسی تا فرافروانش نیز مطابقت دارد. همچنین به نظر می‌رسد، در افیولیت

کتابنگاری

- امامعلی‌پور، ع.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی و محیط زمین‌شناسی کرومیتیت‌های ناحیه الند از مجموعه افیولیتی خوی، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، ۲۰ (۸۰): ۴۷ تا ۵۶. doi: GSJ.2011.55135/10.22071
- رجب‌زاده، م. ع.، قربانی، م.، سعادت، م.، ۱۳۹۰، مطالعه کانه‌زایی تیتانیم در مجموعه افیولیتی کهنوج با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، جنوب استان کرمان، مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان، دوره ۲، شماره ۷، ص. ۲۱-۳۸.
- رحیم‌زاده، ب.، حسن‌زاده، ج.، مسعودی، ف.، ۱۳۹۲، زمین‌شیمی و سن‌سنجی گابروهای همراه افیولیت‌های سه ول آوا-شمال غرب ایران، مجله علوم، دانشگاه خوارزمی، دوره ۱۳، شماره ۴، ص. ۸۹۶-۸۷۷.
- رحیم‌زاده، ب.، ویسی‌نیا، ا.، مسعودی، ف.، طباطبائی، ع.، ۱۳۹۸، پتروژنز و تعیین محیط زمین‌ساختی مجموعه افیولیتی نیاباد-قلعه جی، بخشی از مجموعه سروآباد: با استفاده از مینرال شیمی کانی کروم اسپینل، مجله علوم زمین خوارزمی، دوره ۵، شماره ۱، ص. ۵۵-۷۸. doi: 10.29252/gnf.5.1.55.
- رحیم‌زاده، ب.، مسعودی، ف.، معین‌وزیری، ح.، الهیاری، خ.، ۱۳۹۲، الف، سنگ‌شناسی، پتروژنز و ژئودینامیک مجموعه افیولیتی سه‌ول آوا، شمال غرب ایران، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، دوره ۴، شماره ۱۴، ص. ۹۳-۱۱۴.
- قربانی، م. و رجب‌زاده، م. ع.، ۱۳۹۰، بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سال‌سنجی ایزوتوپی مجموعه‌ی افیولیتی بندزیارت، جنوب کهنوج، استان کرمان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دوره ۱۹، شماره ۴، ص. ۳۰۳-۶۱۴.
- معین‌وزیری، ح.، عزیزی، ح.، مهرابی، ب.، ایزدی، ف.، ۱۳۸۷، ماگماتیسیم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه- مریوان): دور دوم فرورانش نئوتیتس در پالتوژن؛ مجله علوم دانشگاه تهران، دوره ۳۴، شماره ۱، ص. ۱۱۳-۱۲۲.

References

- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B., and Zeda, O., 2014. Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 79: 312-328. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2013.10.005>.
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R. J., Hasannejad, S., and Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin?, *Lithos*, 308: 364-380. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.019>.
- Barnes, S. J., and Roeder, P. L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology* 42(12): 2279-2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>.
- Dick, H. J., 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* 86(1): 54-76. <https://link.springer.com/article/10.1007%2FBF00373711>.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2014. Ophiolites and Their Origins. *Elements* 10(2): 93-100. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M., and Omrani, S. J., 1993. Magmatic Map of Iran 1: 1,000,000: Geological Survey of Iran. internal report.
- Farahat, E. S., 2008. Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-ElSodmein District, Central Eastern Desert, Egypt: Their metamorphism and petrogenetic implications. *Geochemistry* 68(2): 193-205. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2006.01.003>.
- Force, E. R., 1991. Geology of titanium-mineral deposits. *Geological Society of America* 259. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE259>.
- Ismail, S. A., Mirza, T. M., and 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(1): 31-41. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2009.07.005>.
- Johnson, C., 2012. Podiform chromitite at Voskhod, Kazakhstan. PhD thesis, University of Cardiff, Wales, UK. <https://orca.cardiff.ac.uk/40714/>.

- 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* 42(4): 655-671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>.
- Leblanc, M., and Violette, J. F., 1983. Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology* 78(2): 293-301. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.2.293>.
- Mukherjee, R., Mondal, S. K., Frei, R., Rosing, M. T., Waight, T. E., Zhong, H., and Kumar, G. R., 2012. The 3.1 Ga Nuggihalli chromite deposits, Western Dharwar craton (India): geochemical and isotopic constraints on mantle sources, crustal evolution and implications for supercontinent formation and ore mineralization. *Lithos*, (155): 392-409. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.001>.
- Nicolas, A., 1989. *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-2374-4>. Publisher: Springer Dordrecht. eBook Packages: Springer Book Archive.
- Pearce, T. H., Russell, J. K., and Wolfson, I., 1987. Laser-interference and Nomarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens, Washington. *American Mineralogist* 72(11-12): 1131-1143.
- Rajabzadeh, M. A., 1998. *Minéralisation en chromite et éléments du groupe du platine dans les ophiolites d'Assemion et de Neyriz, ceinture du Zagros, Iran*. PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, France.
- Rajabzadeh, M. A., and Moosavinasab, Z., 2012. Mineralogy and distribution of platinum-group minerals (PGM) and other solid inclusions in the Neyriz ophiolitic chromitites, Southern Iran. *The Canadian Mineralogist* 50(3): 643-665. Doi: 10.3749/canmin.50.3.000.
- Rajish, K., Srivastava Chandra, R., and Shastry, A., 2004. High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite, India. *Earth and Planetary Science Letters* 113(4): 605-618.
- Shafaii Moghadam, H., Li, Q. L., Stern, R. J., Chiaradia, M., Karsli, O., and Rahimzadeh, B., 2020. The Paleogene ophiolite conundrum of the Iran-Iraq border region. *Journal of the Geological Society* 177(5): 955-964. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-009>.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., and Chiaradia, M., 2013. Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher-Bft ophiolite, Central Iran. *Lithos* 168: 33-47. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.013>.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H., and Pietruszka, A. J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Volcanology and Geothermal Research* 178(4): 657-670. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.039>.
- Uysal, I., Sadiklar, M. B., Tarkian, M., Karsli, O., and Aydin, F., 2005. Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (SW Turkey): evidence for ophiolitic genesis. *Mineralogy and Petrology* 83(3-4): 219-242. DOI:10.1007/s00710-004-0063-3.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Zhou, M. F., and Kerrich, R., 1992. Morphology and composition of chromite in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *The Canadian Mineralogist* 30(2): 303-317.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J., and Li, Z., 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology* 37(1): 3-21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>.

Original Research Paper

Mineralization of chromite and ilmenite in Kurdistan ophiolite: An approach to determine the geotectonic setting

Mohammad Ali Rajabzadeh^{*1} and Mohammad Amini²¹Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Shiraz University, Shiraz, Iran² School of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 October 22

Accepted: 2022 January 10

Available online: 2022 September 23

Keywords:

Mineralization

Chromite

Ilmenite

Ophiolite

Geotectonic setting

Kurdistan

ABSTRACT

This is the first report on the presence of podiform chromitite lenses associated with the Marivan ophiolite. These ore deposits with granular massive fabric are hosted by dunite and harzburgite occurred in south Marivan city. Chemistry of chromian spinel in the chromite lenses indicated that Cr# for two ore occurrences is high (0.85) with very low TiO₂, but for the other ore occurrence is lower (0.67) with higher TiO₂ (0.05). The finding shows that the chromite ore lenses and consequently their host ophiolite were developed in two different geotectonical settings. Geochemical data indicated that some of the studied ore deposits occurred during the opening of oceanic crust in a Mid Oceanic Ridge setting from a tholeiitic magma while the others were fractionated from a boninitic melt in a Supra Subduction Zone. Formation of these ore lenses and the host rocks occurred in response to the very fast divergence and then convergence of Neo-Tethys oceanic crust. A wide range of gabbros including coarse-grained gabbro, melagabbro and microgabbro host ilmenite, magnetite and titanite in three regions at the northwest of Kamyaran (Yakhtekhan village), the east of Sarvabad (Mianeh village) and the south of Marivan (Dragashikhan-Vyseh villages). Ilmenite is found in all the three regions, but magnetite and titanite are only found in the east of Sarvabad. Plagioclase (andesine-labradorite) and diopside, the main rock-forming minerals with minor augite, olivine and amphibole are the minerals of the host rocks. The chemical composition of the ilmenites showed that the average concentration of TiO₂ increases from Kamyaran (43.19 wt.%) to Sarvabad (46.09 wt.%) and then to Marivan (47.42 wt.%). These minerals occur as interstitial fine to medium grains (up to 1.5 mm) and often in the amoeboid, anhedral and to a lesser extent as subhedral forms. Based on textural and mineral chemistry evidence, mineralization of titanium occurred as the result of magma oxidation. The oxidation of magma resulted in the formation of iron-titanium immiscible liquid droplets, following the plagioclase crystallization.

^{*} Corresponding author: Mohammad Ali Rajabzadeh; E-mail: mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2022.308944.1941

dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.3.5.9

