زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۱، شماره ۲ (سال ۱۳۹۸)
صفحات ۲۸۵ تا ۳۰۳

Journal of Economic Geology
Vol. 11, No. 2 (2019)
ISSN 2008-7306

کاربرد روش‌های زمین‌شناسی در پی‌جویی نهشته‌های کرومیت انبانی در پهنه افیولیتی خوی، شمال‌باختر ایران

جابر مسعودی و علی امامعلی‌پور*

گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۱۱/۱۰، پذیرش: ۱۳۹۷/۰۲/۱۸

چکیده

اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی به‌دلیل نبود هاله‌های دگرسانی و ژئوشیمیایی اولیه، ابعاد کوچک کانسارها، رخداد غیرقابل پیش‌بینی آنها و وجود جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی شدید، همواره چالش‌برانگیز بوده است. در این پژوهش، از روش‌های زمین‌شناسی در پی‌جویی توده‌های کرومیتی در افیولیت خوی استفاده‌شد. این بررسی‌ها به شناسایی یک میدان کرومدار با تعداد ۱۸ توده معدنی منجرشد. معیارهای زمین‌شناسی در پی‌جویی این کرومیت‌ها عبارتند از: تفکیک دقیق هارزبورژیت و دونیت (برداشت زمین‌شناسی)، رخنمون هاله دونیتی، ارتباط مکانی کرومیت‌ها با نفوذی‌های گابرویی، پراکندگی توده‌های کرومیت در یک راستای شرقی- غربی، وجود خرده‌سنگ‌های حاوی کرومیت در آبراهه‌ها، وجود ریخت برآمدگی رخنمون توده‌های کرومیتی نسبت به سنگ میزبان و پوشش گیاهی فقیر مناطق کرومیت‌دار علی‌رغم بالابودن میزان بارندگی. کانسارهای کرومیت شناخته‌شده، ابعاد کوچکی دارند و تناژ آنها در بازه ۳۸۵ تا ۵۶۲۱۰ تن تغییر می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *کرومیت انبانی، پی‌جویی زمین‌شناسی، افیولیت خوی، ایران*

مقدمه

کرومیت تنها کانی اقتصادی کروم به فرمول عمومی $(Fe^{+2},Mg)(Cr,Fe^{+3},Al)_2O_4$ است. این کانی به‌عنوان ماده اولیه تولیدکننده کروم و ترکیبات آن در بازار جهانی از اهمیت ویژه ای برخوردار است. تجارت کرومیت به‌عنوان ماده‌ای خام در جهان بیشتر در گرو تولید فروکروم است که ۷۰ درصد آن در تولید فولاد ضدزنگ مصرف می‌شود. کانسارهای کرومیت انبانی، توده‌های کرومیت ماگمایی کوچکی هستند که بیشتر در بخش اولترامافیکی و کمتر در بخش مافیک یک کمپلکس افیولیتی تشکیل می‌شوند.

مجموعه سنگ‌های مافیک و اولترامافیک برای نهشته‌های بزرگ سولفیدی نیز توانایی دارند؛ اما توده‌های افیولیتی تنها از نظر ذخایر کرومیت مورد توجه بوده اند و فاقد نهشته‌های بزرگ سولفیدی هستند (Rajabzadeh and Al Sadi, 2015). بسیاری از کانسارهای انبانی در سنگ‌های دونیتی یا پریدوتیتی در نزدیکی همبری بخش کومولایی و پهنه‌های زمین‌ساختی در افیولیت‌ها یافت می‌شوند (United States Geological

*مسئول مکاتبات: a.imamalipour@urmia.ac.ir
DOI: https://doi.org/10.22067/econg.v11i2.70623

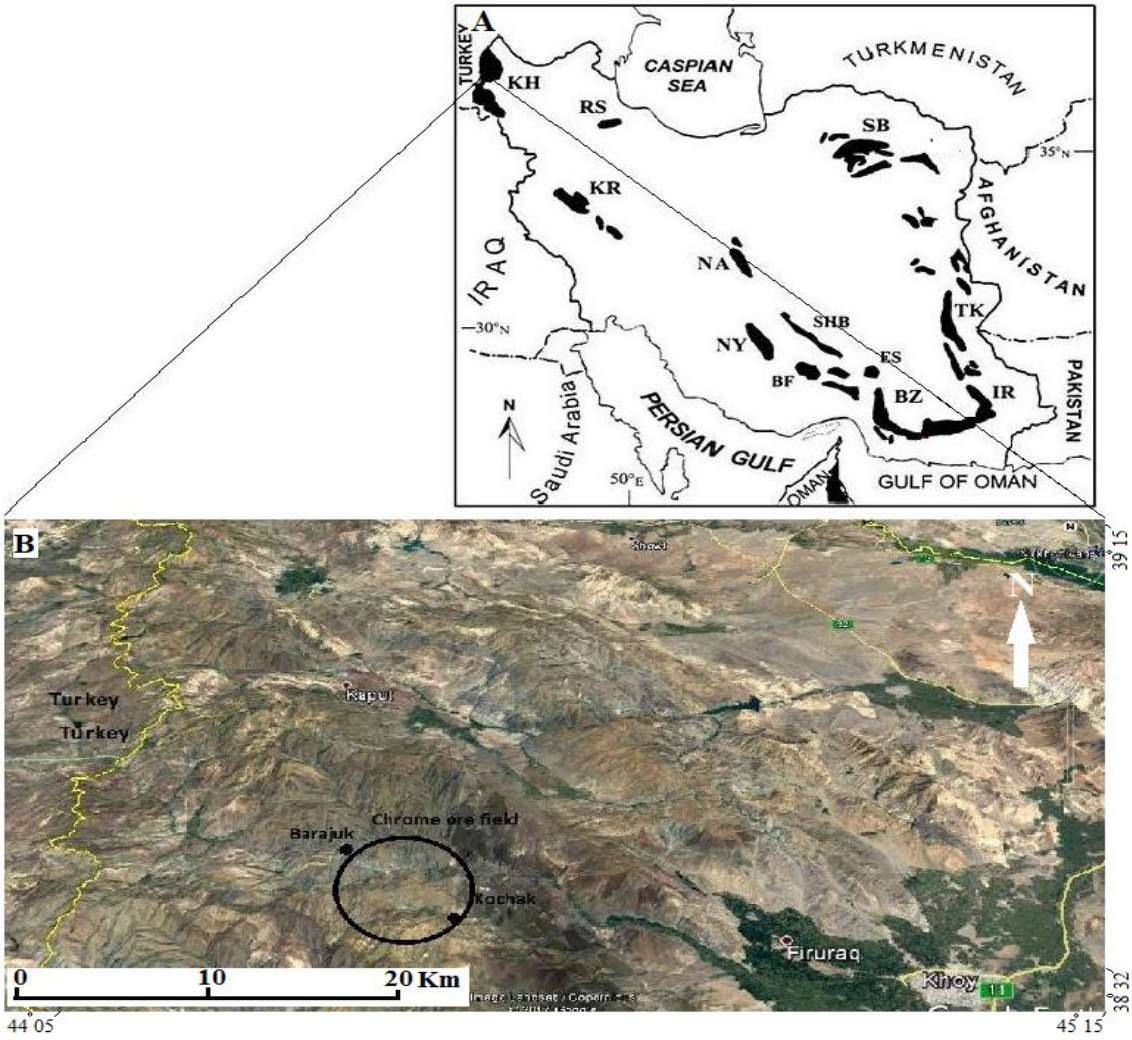
Survey, 2012). این ذخایر شکل منظمی ندارند و به شکل‌های عدسی، رگه‌ای، لایه‌ای نامتمد دیده می‌شوند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به ذخایر کرومیت فیلیپین، کوبا، ترکیه، یونان، قبرس، آلبانی، یوگسلاوی، هند، پاکستان و ایران اشاره کرد. ذخایر نوع آلپی کمتر از ۳ درصد ذخایر جهانی را دارا هستند؛ اما بیش از ۵۵ درصد تولید جهانی را به‌خود اختصاص داده‌اند (United States Geological Survey, 2012). تناژ ذخیره این کانسارها از چند هزار تا ۲۰۰ هزار تن متغیر است؛ اما بیشتر تولید آنها از توده‌های دارای بیش از ده هزار تن کانسنگ به‌دست می‌آید. تعداد کانسارهای با بیش از یک میلیون تن ذخیره، مانند کمپیرسای در قزاقستان، بسیار اندک است (Evans, 1997). وسعت و ابعاد این نهشته‌های معدنی نسبت به ذخایر نوع لایه‌ای کم وکوچک است. ضخامت عدسی‌ها از چند سانتی‌متر تا چند متر و طول چند متر تا چند ده متر متغیر است. در تمامی کانسارهای افیولیتی، توده‌های معدنی کرومیت در بخش کوچکی از مجموعه‌های افیولیتی قرار دارند و بقیه بخش‌ها بدون کانسارسازی هستند (Guilbert and Park, 1985). عیار Cr_2O_3 در این نوع کانسارها بین ۱۰ تا ۵۰ درصد است؛ ولی عیارهای استخراجی با سنگ‌جوری یا فراوری دستگاهی، بین ۳۳ تا ۵۵ درصد است (Evans, 1997). تمامی ذخایر کرومیت ایران از جمله کانسارهای کرومیت مناطق سبزوار، اسفندقه- فاریاب، خواجه جمالی و خوی جزو این نوع ذخایر هستند. از نظر شیمیایی کانسارهای کرومیت انبانی به دو نوع غنی از کروم (Cr_2O_3 = ۴۵ - ۶۰wt.%) و غنی از آلومینیم (Al_2O_3>۲۵ wt.%) تقسیم می‌شوند (Leblanc and Violette, 1983; Zhou et al., 1996). در برخی از کانسارها ترکیبات دوگانه از کرومیتیت‌ها نیز وجود دارند؛ به این معنی که هر دو نوع کرومیتیت‌های غنی از کروم و غنی از آلومینیم با فاصله اندکی از هم در آنها وجود دارند، مانند افیولیت لوبوسا در چین و افیولیت ویریا در یونان.

در مقایسه با کانسارهای فلزی دیگر، پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی از پیچیدگی خاصی برخوردار است. ابعاد کوچک و به‌شدت متغیر این نهشته‌های معدنی به همراه وجود جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی شدید، نداشتن هاله دگرسانی (به‌دلیل طبیعت ارتوماگمایی آنها) و نیز نبود هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه از جمله دلایل چالش‌برانگیز بودن اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی است که باعث‌شده است روش‌های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی در تعیین مکان توده‌های معدنی، به‌ویژه کانسارهای پنهان این نوع نهشته‌های معدنی با موفقیت چندانی همراه نباشند. به‌همین دلایل، بیشتر کانسارهای کرومیت ایران، نه به روش‌های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی، بلکه صرفاً بر اساس پی‌جویی رخنمون‌های سطحی شناسایی شده‌اند، برای مثال در پهنه افیولیتی اسفندقه- دولت‌آباد، معادن زیادی از کرومیت وجود دارد که همگی آنها بر اساس رخنمون‌های سطحی کشف شده‌اند (Shayestefar et al., 2008). انجام اکتشاف تکمیلی مبتنی بر حفاری گمانه‌های اکتشافی نیز مستلزم برداشت‌های زمین‌شناسی و تعیین شکل و مشخصات توده‌های معدنی (شکل عدسی و رگه، امتداد و شیب آنها) امکان‌پذیر است؛ زیرا این کانسارها معمولاً بدون لایه راهنما برای اکتشاف هستند (Shayestefar et al., 2008). استفاده از داده‌های دورسنجی (همانند داده‌های ASTER) نیز بر پایه تفکیک هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی به‌عنوان سنگ میزبان نهشته‌های کرومیتی استوار است (Rajendran et al., 2012). بنابراین استفاده از شواهد و معیارهای زمین‌شناسی امری اجتناب‌ناپذیر و مؤثر در پی‌جویی کانسارهای کرومیت انبانی است. ویژگی کانی کرومیت به‌عنوان یک کانی سنگین باعث می‌شود که اگر در گذر زمان زمین‌شناسی، سازندهای تخریبی با منشأ سنگ‌های افیولیتی (و به‌ویژه سنگ‌های اولترامافیکی) حاصل شوند، ممکن است در اکتشافات ژئوشیمیایی ناحیه‌ای آنومالی‌های کاذب از عنصر کروم به‌دست آید. این مسئله، تعیین زون‌های آنومال واقعی را با مشکل مواجه می‌کند که برای رفع آن باید آنومالی‌های کاذب را به طریقی شناسایی و حذف کرد. برای این

1. GIS

کار چندین روش پیشنهادشده است که یکی از این روش‌ها، روش شاخص آماری AHP و سیستم اطلاعات جغرافیایی[1] است (Barati et al., 2018).

در این پژوهش، روش‌های پی‌جویی زمین‌شناسی در اکتشاف نهشته‌های کرومیت انبانی که در منطقه افیولیتی خوی به‌کار گرفته شده‌اند، بررسی می‌شود. این روش‌ها می‌توانند در پی‌جویی این نوع کانسارها در سایر مناطق افیولیتی ایران مورد استفاده قرارگیرد. با توجه به گسترش سنگ‌های افیولیتی در ناحیه خوی، این ناحیه یکی از مناطق مستعد کشور برای اکتشاف ذخایر کرومیتی است. در ۱۵ سال اخیر، پی‌جویی‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و اکتشافی گسترده‌ای (شامل حفاری چاهک، اوکلون و ترانشه‌های اکتشافی) در باختر شهرستان خوی در نواحی النـد و کوچوک انجام‌شده است (Imamalipour and Masoudi, 2012) که حاصل آن، شناسایی و اکتشاف یک میدان کرومدار با توانایی قابل‌توجه از ذخایر کرومیت است. موقعیت جغرافیایی افیولیت خوی در شکل ۱-A و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی و پهنه کرومدار در شکل ۱-B نشان‌داده شده است.



شکل ۱. A: پراکندگی افیولیت‌های عمده ایران، نیریز (NY)، اسفندقه (ES)، سبزوار (SB)، نائین (NA)، بافت (BF)، کرمانشاه (KR)، شرق ایران (ایرانشهر- چهل‌کوره) (TK-IR) (Ghorbani, 2008) و B: موقعیت میدان کرومدار کوچوک در افیولیت خوی

Fig. 1. A: Distribution of major Iranian ophiolites: Neyriz (NY), Esfandagheh (ES), Sabzevar (SB), Naien (NA), Baft (BF), Kermanshah (KR), East of Iran (TK-IR)(Ghorbani, 2008), and B: Location of Kochuk chromite ore field in the Khoy ophiolite

روش بررسی و آنالیز

در این پژوهش، ویژگی‌های توده‌های معدنی کرومیت انبانی افیولیت خوی مورد بررسی قرارگرفته و معیارهای زمین‌شناسی مناسب برای پی‌جویی این نوع نهشته‌های معدنی معرفی‌شده است. تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ در گستره‌ای حدود ۷۰ کیلومترمربع و نیز تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس با مقیاس ۱:۱۰۰۰ در محدوده‌های کانه‌دار از جمله بررسی‌های اکتشافی انجام‌شده، است. برای تهیه نقشه و پی‌جویی زمین‌شناسی، کل محدوده با انتخاب مسیرهای مناسب مورد پیمایش قرارگرفت و طی آن، واحدهای لیتولوژیکی، مورد بررسی دقیق و نمونه‌برداری قرارگرفت. فاصله گذرهای پیمایش با توجه به مقیاس نقشه ۲۰۰ متر در نظر گرفته‌شد و این فاصله در مواردی که پیچیدگی ساختاری و یا آثار کانی‌سازی وجود داشت، به ۵۰ متر نیز کاهش‌یافت. برداشت زمین‌شناسی و تفکیک واحدهای لیتولوژیکی با استفاده از عکس‌های هوایی انجام‌شد و با انتقال داده‌ها به محیط Arc GIS، نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شد (شکل ۲).

نمونه‌برداری‌های لیتوژئوشیمیایی انتخابی و سیستماتیک (۸۵ نمونه)، پتروگرافی (۵ نمونه)، کانه‌نگاری (۱۸ نمونه) و نمونه‌برداری برای تعیین وزن مخصوص کانسنگ (۱۱ نمونه برای تعیین میانگین وزن مخصوص ماده معدنی در محاسبات ذخیره) همراه با این بررسی‌ها انجام‌شده است. در مواردی که کانی‌سازی کرومیت رخنمون‌داشت، نمونه‌برداری مستقیماً از رخنمون‌های توده معدنی انجام‌شد و در مواردی که مناطق کانه‌دار پوششی از مواد آبرفتی، خاک و واریزه داشت، نمونه‌برداری از ترانشه‌ها و چاهک‌های اکتشافی انجام‌شد. ترانشه‌ها در مرحله اول به روش دستی حفرشد و در مراحل بعد با استفاده از بیل مکانیکی ترانشه‌های عمیق ایجاد شد. کار نمونه‌برداری به‌روش لب‌پری تا حد امکان در راستای عمود بر توده‌های معدنی انجام‌شد. هر نمونه لیتوژئوشیمیایی حدود ۲ کیلوگرم وزن داشت. پس از برداشت نمونه‌ها، کار آماده‌سازی نمونه‌ها شامل خردایش آنها با سنگ‌شکن و کاهش وزن آن به حدود ۰/۵ کیلوگرم انجام‌شد. در آزمایشگاه، نخست نمونه‌های معرف تا اندازه ذرات ۲۰۰ مش پودرشد و سپس آنالیز شیمیایی نمونه‌ها نیز به‌روش XRF و با بهره‌گیری از دستگاه فیلیپس مدل PW1480 در آزمایشگاه کانساران بینالود انجام‌شد (جدول ۱). در این آنالیزها، عناصر اصلی با به‌کارگیری پودر نمونه‌های ذوب‌شده به کمک لیتیم- ترابورات اندازه‌گیری شدند. حد اندازه‌گیری ۰/۰۱ درصد وزنی بوده است.

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های انتخابی از کانسنگ‌های کرومیتی ناحیه کوچوک (بر حسب درصد وزنی)

Table 1. Representative chemical analysis data of chromite ores from Kochuk area (in wt.%)

Sample	D-01	CB-23	B2-08	B1-09	B1-11	B5-12	CA-14	CB-35	CA-39	DY-23	CB-25
Wt.%											
SiO_2	2.22	14.55	8.59	6.63	6.16	8.31	7.16	11.65	12.64	7.59	13.02
TiO_2	0.502	0.140	0.252	0.257	0.289	0.233	0.160	0.313	0.314	0.055	0.135
Al_2O_3	15.66	12.62	12.61	13.69	13.85	12.36	13.90	5.34	5.68	6.19	14.35
FeO_t	22.68	11.67	13.66	14.81	13.52	14.52	15.51	24.29	20.28	16.36	12.53
MnO	0.271	0.256	0.249	0.245	0.247	0.305	0.288	0.279	0.270	0.444	0.232
MgO	17.26	20.50	20.48	20.66	20.75	21.86	19.22	20.05	21.50	18.22	21.41
CaO	0.06	1.38	0.62	1.38	1.72	0.41	1.57	0.83	0.50	1.86	0.45
Na_2O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.06
K_2O	0.12	0.01	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.52
Cr_2O_3	40.52	34.98	41.01	40.31	42.63	38.28	45.56	33.73	34.83	43.31	32.84
P_2O_5	0.019	0.007	0.002	0.032	0.036	0.029	0.023	0.029	0.004	0.029	0.015
LOI	0.39	3.56	2.13	1.75	0.34	3.27	0.44	2.99	3.46	5.58	4.02

بحث و بررسی

زمین‌شناسی ناحیه

پهنه افیولیتی خوی، با گسترشی به مساحت ۳۹۰۰ کیلومتر مربع، یکی از بزرگ‌ترین مجموعه‌های افیولیتی ایران است. این پهنه افیولیتی از کوه‌های آناتولی در ترکیه به‌سمت شرق گسترش می‌یابد و ناحیه گسترده‌ای را در طرفین مرز مشترک ایران و ترکیه به‌خود اختصاص می‌دهد. این پهنه افیولیتی دارای راستای شمالی– جنوبی است؛ به‌گونه‌ای‌که از جنوب به کمربند جنوبی افیولیت‌های نئوتتیس ترکیه (افیولیت‌های کمربند تاروس) و از سوی شمال به رشته شمالی (افیولیت‌های کمربند آناتولی) می‌پیوندد (Imamalipour, 2011). داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی و شواهد صحرایی به‌دست آمده توسط خلعتبری-جعفری و همکاران (Khalatbari-Jafari et al., 2003) گویای آن است که در ناحیه خوی دو مجموعه افیولیتی با سن و ویژگی‌های متفاوت وجود دارد: ۱- افیولیت قدیمی که ویژگی چند دگرگونی (متاافیولیت) داشته و سن قدیم‌ترین رخداد دگرگونی آن، ژوراسیک زیرین است. این پژوهشگران سن ماگمایی قبل از ژوراسیک (تریاس بالایی؟) را برای آن پیشنهاد کرده‌اند. این افیولیت احتمالاً در یک مرکز بازشدگی با سرعت کم تشکیل‌شده و تحت‌تأثیر شرایط زمین‌ساختی برشی شکننده قرارگرفته است (Khalatbari-Jafari et al., 2006) و ۲- مجموعه افیولیتی جوان و دگرگون‌نشده که سن آن کرتاسه بالایی گزارش‌شده است.

سنگ‌های اولترامافیکی که بیشترشان سرپانتینی شده‌اند، وسعتی بیش از ۲۵۰ کیلومتر مربع از اوفیولیت خوی را به‌خود اختصاص می‌دهند. بیشترین رخنمون این سنگ‌ها در دو ناحیه النـد و قشلاق دیده می‌شود؛ هرچند که به‌سمت مناطق شمالی‌تر، رخنمون‌های پراکنده‌ای از این سنگ‌ها در میان دیگر واحدهای مجموعه افیولیتی یافت می‌شود. افیولیت ناحیه النـد و کوچوک در محدوده افیولیت دگرگون‌نشده کرتاسه بالایی قرار می‌گیرد. توده‌های نفوذی با ترکیب گابرویی به درون واحدهای اولترامافیکی نفوذ کرده‌اند. گدازه‌های بازالتی با ساخت بالشی در دو سوی رودخانه النـد و در شمال محدوده مورد بررسی گسترش دارند. دایک‌های رودنگیتی از دیگر واحدهای سنگی این منطقه هستند. واحدهای سنگی ائوسن، شامل سنگ آهک، مارن و کنگلومرا به سن لوتسین به‌طور ناهم‌شیب بر روی واحدهای اولترامافیک جای گرفته‌اند. در این ناحیه، چندین رخنمون کرومیتی یافت می‌شود. توده‌های کرومیتی به شکل عدسی، تخته‌ای و رگه‌های نامنظم، درون سنگ‌های اولترامافیک جای‌دارند. نهشته‌های شناخته‌شده درون هارزبورژیت‌های گوشته‌ای به‌شدت سرپانتینی‌شده جای‌دارند و تاکنون هارزبورژیت‌های پهنه انتقالی گوشته– پوسته و نهشته‌های کرومیت احتمالی همراه با آن در افیولیت‌های خوی شناسایی‌نشده است (Imamalipour, 2011).

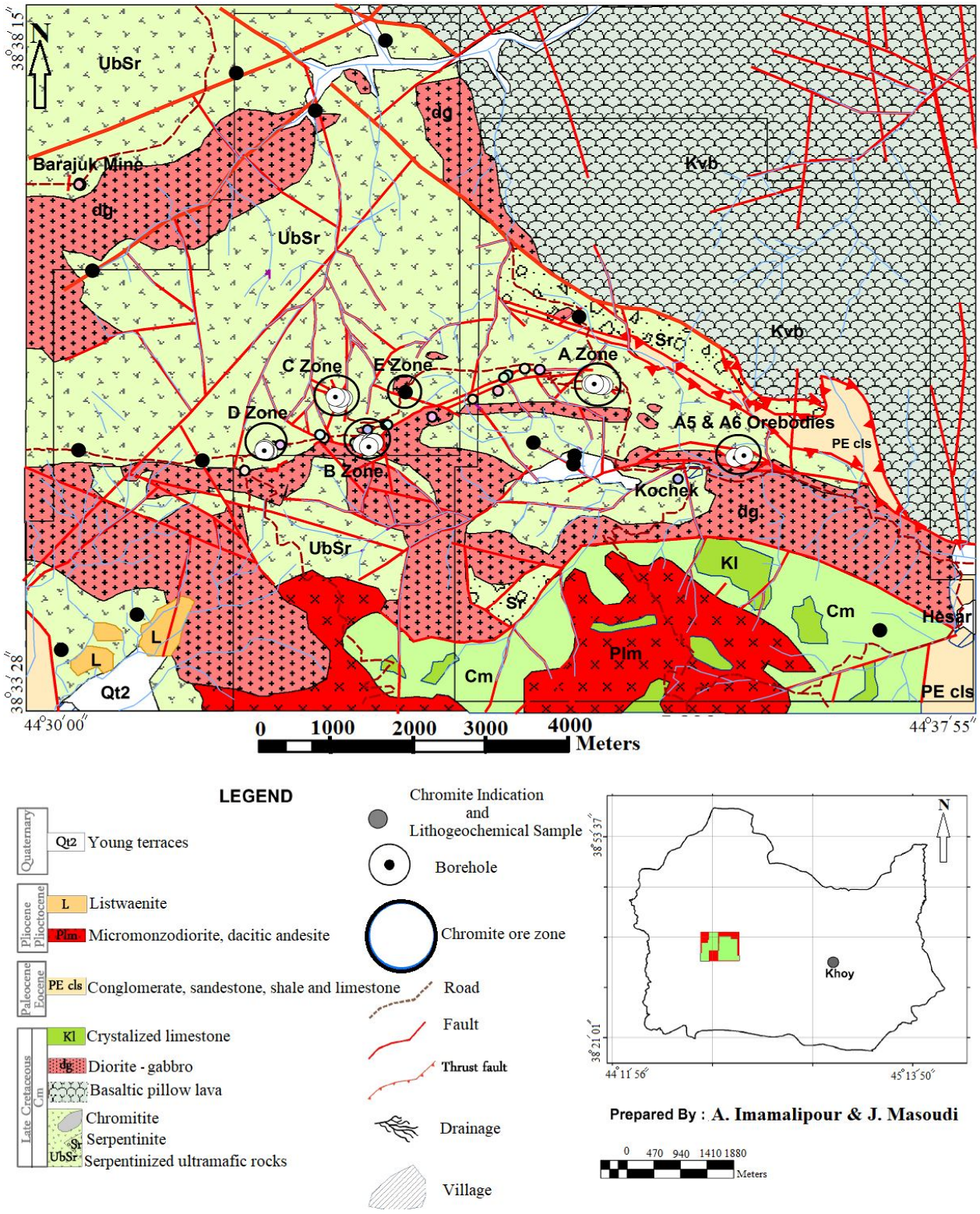
واحدهای سنگی موجود در ناحیه مورد بررسی (به وسعت ۷۰ کیلومترمربع که مختصات جغرافیایی آن در شکل ۲ نشان‌داده شده است) شامل واحد سنگی اولترامافیک (واحد UbSr)، بازالت بالشی (واحد Kvb)، گابرو- دیوریت (واحد dg)، کرومیتیت (واحد Cr)، آمیزه افیولیتی (واحد Cm)، آهک‌های بلورین (واحد Lm)، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، شیل، سنگ‌آهک (واحد PE cls)، میکرومونزونیت کوارتزدار- میکروگرانودیوریت پورفیری (واحد Plm) و لیستونیت (واحد L) هستند (شکل ۲).

واحدهای سنگی اولترامافیک (UbSr)، گسترش زیادی در ناحیه مورد بررسی دارند و اصلی‌ترین رخنمون واحد سنگی به‌شمار می‌روند. اولترامافیک‌های این ناحیه از هارزبورژیت‌های سرپانتینی‌شده، سرپانتینیت و مقدار کمی دونیت، تشکیل‌شده است. این سنگ‌ها از الیوین و ارتوپیروکسن تشکیل‌شده است که به‌دلیل سرپانتینی‌شدن، بافت غربالی نشان می‌دهند. شدت سرپانتینی‌شدن بسیار زیاد است و لذا سنگ اولیه کاملاً سالم (هارزبورژیت– دونیت)، به‌ندرت یافت می‌شود. در امتداد روندهای زمین‌ساختی این سنگ‌ها به‌کلی به سرپانتینیت (واحد Sr) تبدیل شده‌اند. چنان‌که در شکل دیده می‌شود، سرپانتینیت برشی در محدوده بین گسل‌های تراستی میان گدازه‌های بالشی و

هارزبورژیت سرپانتینی در شمال آبادی کوچوک گسترش‌دارد. همبری آن با واحد سنگی بازالت بالشی زمین‌ساختی (از نوع رانـدگی) اسـت. نظـر بـه اینکـه هارزبورژیـت (و در مـواردی سرپانتینیت) سنگ میزبان توده‌های معدنی کرومیت است، از نظر اکتشافی حائز اهمیت هستند. نواحی کوچوک و الند (برژوک)، از نظر گسترش سنگ‌های اولترامافیک و وجود کرومیتیت‌ها دارای اهمیـت هسـتند. دایـک‌هـای رودنگیتـی سـنگ‌هـای اولترامافیکی را قطع می‌کنند. سنگ‌های آتشفشانی از نوع بازالت بالشی (واحد Kvb) بخشی از توالی مجموعه افیولیتی خوی است که رخنمون قابل‌توجهی در این ناحیه دارند. این سنگ‌ها گاه با آهک پلاژیک صورتی‌رنگ و شیل همراه هستند. در شمال آبادی کوچوک، این واحد بر روی نهشته‌های پالئوسن و نیز سنگ‌های اولترامافیک رانده‌شده است. سن این بازالت‌ها بر اساس بررسی‌های فسیل‌شناسی انجام‌شده بر روی آهک پلاژیک موجود در لابه‌لای بازالت‌ها به کامپانین پسین نسبت‌داده شده است (Radfar and Amini, 2009). واحد سنگی dg بیشتر از گابرو تشکیل‌شده و به‌صورت استوک نفوذی و دایک سنگ‌های اولترامافیکی را قطع می‌کند. از نظر ناحیه‌ای تغییرات ترکیبی دارد و در بخش‌هایی از ناحیه ترکیب آن دیوریت است. واحد سنگی یادشده از نظر مورفولوژیکی به‌صورت صخره‌ای نمایان هستند. روند کلی گسترش این واحد سنگی خاوری- باختری است. از آنجا که این سنگ‌ها به شکل دایک نمایان هستند، بافت پورفیری و ریزبلور دارند. این سنگ‌ها نمی‌توانند به‌عنوان عضوی از توالی افیولیتی در نظر گرفته‌شوند (Zaeimnia et al., 2017). واحد آمیزه افیولیتی (واحد Cm) شامل سرپانتینیت، سنگ‌های اولترامافیک، توده‌های نفوذی گابرو- دیوریت، به همراه سنگ‌های دگرگونی از نوع شیست و آهک‌های بلورین در بخش‌هایی از ناحیه رخنمون دارد. واحد PE cls شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ همراه با میان‌لایه‌های شیل و عدسی‌های متعدد سنگ آهک نومولیت‌دار است. همبری آن از سمت شمال و جنوب زمین‌ساختی است. سن زمین‌شناسی این واحد بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ ورقه خوی (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور)، پالئوسن است. واحد Plm شامل سنگ‌های آذرین نفوذی نیمه‌عمیق از نوع میکرومونزودیوریت کوارتزدار و در برخی موارد داسیتیک- آندزیت پورفیری است که به‌صورت گنبد و استوک مجموعه افیولیتی و نهشته‌های پالئوسن- ائوسن را قطع‌کرده است. این نفوذی‌ها، بلندی‌های کوه اورین را تشکیل‌داده است. سن واحدهای یادشده در نقشه زمین‌شناسی (۱۰۰۰۰۰: ۱) ورقه خوی، پلیوسن در نظر گرفته‌شده است (Radfar and Amini, 2009).

کانی‌سازی کروم و توده‌های کرومیتی

رخنمون‌های شناخته‌شده کرومیت که به‌شکل عدسی، تخته‌ای و رگه‌های نامنظم درون سنگ‌های اولترامافیک جای‌دارند، همگی به‌صورت قطع‌کننده و ناهم‌شیب (بیشتر با شیب تند) نسبت به هارزبورژیت میزبان هستند. بر اساس کسارد و همکاران (Cassard et al., 1981)، کرومیتیت‌های ناهم‌شیب، ساختارهای دگرشکل هارزبورژیت میزبان را قطع می‌کنند. به‌طور معمول توده‌های کرومیتی را پوششی از دونیت در برگرفته و بخش دونیتی حدفاصل کرومیتیت‌ها و هارزبورژیت میزبان هستند (Imamalipour, 2011; Zaeimnia et al., 2017). وجود غلاف دونیتی با ضخامت‌های متغیر از ویژگی‌های مشترک همه توده‌های کرومیتیتی ناحیه است. همبری بین دونیت و هارزبورژیت میزبان به‌علت سرپانتینی‌شدن شدید و نیز جابه‌جایی زمین‌ساختی کاملاً مشخص نیست. به‌طور کلی، به باور برخی پژوهشگران، این مرز ماهیت تدریجی دارد و پیشنهاد می‌کند که منشأ دونیت از نوع جایگزینی است و نیز تشکیل نهشته‌های کرومیتی با فرایند تشکیل دونیت از هارزبورژیت در ارتباط است (Arai and Miura, 2015). در بیشتر رخنمون‌ها، دونیت نیز به سرپانتینیت تبدیل‌شده است و همبری توده‌های معدنی با سنگ درون‌گیر ناگهانی است (شکل ۳-A). در این سنگ، دانه‌های کرومیت به‌طور پراکنده و با فراوانی کم یافت می‌شوند.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی (در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰) ناحیه کوچوک (باختر شهر خوی) و موقعیت پهنه‌های کانی‌سازی کرومیت بر روی آن (Imamalipour and Masoudi, 2012)

Fig. 2. Geological map (1:20000) of Kochuk area (west of the Khoy city) and location of chromite bearing zones (Imamalipour and Masoudi, 2012)

بر اساس پی‌جویی زمین‌شناسی، تعداد پنج پهنه کرومیت‌دار به نام‌های A، B، C، D، E و تعداد ۱۳ اندیس کرومیتی شناسایی‌شد (شکل ۲). در این پهنه‌ها به‌ترتیب تعداد ۶، ۴، ۴، ۳ و ۲ توده معدنی کرومیتی وجود دارند. برای مثال، در پهنه کرومیت‌دار A توده‌های معدنی CrA1، CrA2، CrA3 و CrA4 و در پهنه معدنی کرومیت‌دار B، توده‌های کرومیتیتی CrB1، CrB2، CrB3 و CrB4 شناسایی و نام‌گذاری شده‌اند. توده‌های معدنی و اندیس‌های معدنی دیگر نیز به همین ترتیب نام‌گذاری شده‌اند.

پهنه کرومیت‌دار A: پهنه کرومیت‌دار A تقریباً در بخش مرکزی محدوده قرار دارد. در این پهنه تعداد چهار توده معدنی شناسایی‌شده است. دو توده معدنی (A5 و A6) نیز به فاصله ۲ کیلومتری در جنوب‌شرق آن یافت‌شده است. توده معدنی A1، ابعاد بزرگ‌تری نسبت به بقیه دارد. طول گسترش آن حدود ۶۸ متر و ضخامت توده معدنی از ۶ تا ۹ متر متغیر است. این توده معدنی یکپارچه نیست و دارای ساختار داخلی و تغییرات لیتولوژیکی و عیار است؛ به‌طوری‌که از بخش‌های دونیتی، دونیت کرومیت‌دار، کانسنگ با بافت نودولار و کرومیت توده‌ای است. همچنین به‌شدت تکتونیزه است و اغلب بافت و ساخت برشی و میلونیتی دارد. توده معدنی به شکل یک عدسی کشیده است و راستای آن خاوری- باختری با تمایل به شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است. راستای زمین‌ساختی آن N115S با حدود ۶۰ درجه شیب به‌سوی جنوب است، توده معدنی A2 و A3 به شکل رگه، با ضخامت ۱ تا ۱/۵ متر و درازای ۳۰ تا ۵۰ متر است.

پهنه کرومیت‌دار B: پهنه کرومیت‌دار B به فاصله ۴ کیلومتری باختر آبادی کوچک واقع است. همچنین فاصله آن از پهنه کرومیت‌دار A حدود ۲۹۰۰ متر است. توده معدنی B1 بزرگ‌ترین توده معدنی کرومیتی شناخته‌شده در این محدوده است. این توده معدنی به‌شکل یک عدسی طویل به طول ۱۱۸ متر است. مشخصات ساختاری توده معدنی به‌صورت N120S/50 SW اندازه‌گیری شده است. ضخامت توده معدنی بین ۶ تا ۱۲ متر متغیر است و میانگین آن را می‌توان ۷ متر در نظر گرفت (شکل ۳-A). کانسنگ کرومیت دارای بافت‌های توده‌ای، افشان (پراکنده) و نواری (باندی) است. در نقاطی که بافت کانسنگ نواری است، تناوبی از دونیت، دونیت کرومیت‌دار و کرومیتیت دیده می‌شود. گاهی ضخامت باندهای دونیتی به یک متر می‌رسد. مرز بین توده معدنی با سنگ میزبان همانند دیگر توده‌های معدنی این ناحیه، ناگهانی است (شکل ۳-B). توده معدنی B2 در جنوب توده معدنی B1 و به فاصله ۲۰ متری آن واقع است؛ اما به‌سمت شرق به توده معدنی B1 می‌رسد. به‌نظر می‌رسد که جابه‌جایی زمین‌ساختی سبب برخورد این دو توده معدنی به همدیگر شده است. توده معدنی شکل تخته‌ای دارد. این توده معدنی بدون رخنمون سطحی است و در نتیجه عملیات اکتشافی شناسایی‌شد. ضخامت توده معدنی B2، ۳ تا ۴/۵ متر با میانگین ۳/۵ متر است. مشخصات امتداد و شیب توده معدنی به‌صورت N170S/40W است. کانسنگ کرومیت بیشتر بافت نواری دارد؛ اگرچه بافت‌های افشان و متراکم نیز در آن دیده می‌شود. یک دایک رودنگیتی‌شده به ضخامت ۱۰ سانتی‌متر به درون توده معدنی و به‌طور هم‌شیب با لایه‌های کرومیتیتی نفوذکرده است (شکل ۳-D). توده معدنی B3 در شرق توده معدنی اصلی (B1) قرار دارد. امتداد آن شمال‌خاوری- جنوب‌باختری است؛ اما در بخش خاوری به‌دلیل عملکرد گسلی تغییر روند داده و راستای خاوری- باختری پیدا می‌کند. ضخامت میانگین آن ۲ متر است. طول توده معدنی ۸۰ متر است و حدود ۶۰ درجه به‌سوی جنوب‌شرق شیب دارد (شکل ۴-B). توده معدنی B4 به فاصله نزدیکی از توده‌های معدنی B1 و B2 قراردارد. شکل توده معدنی عدسی‌مانند است. درازای آن ۴۴ متر و ضخامت میانگین آن حدود ۶ متر با امتداد توده معدنی خاوری- باختری است.

پهنه کرومیت‌دار C: پهنه کرومیت‌دار C در بخش میانی محدوده مورد بررسی، در شمال‌شرق پهنه کانه‌دار B و به فاصله حدود ۷۰۰ متری آن واقع‌شده است (شکل ۲). در این پهنه معدنی تعداد سه توده معدنی کرومیتی وجود دارد. توده معدنی

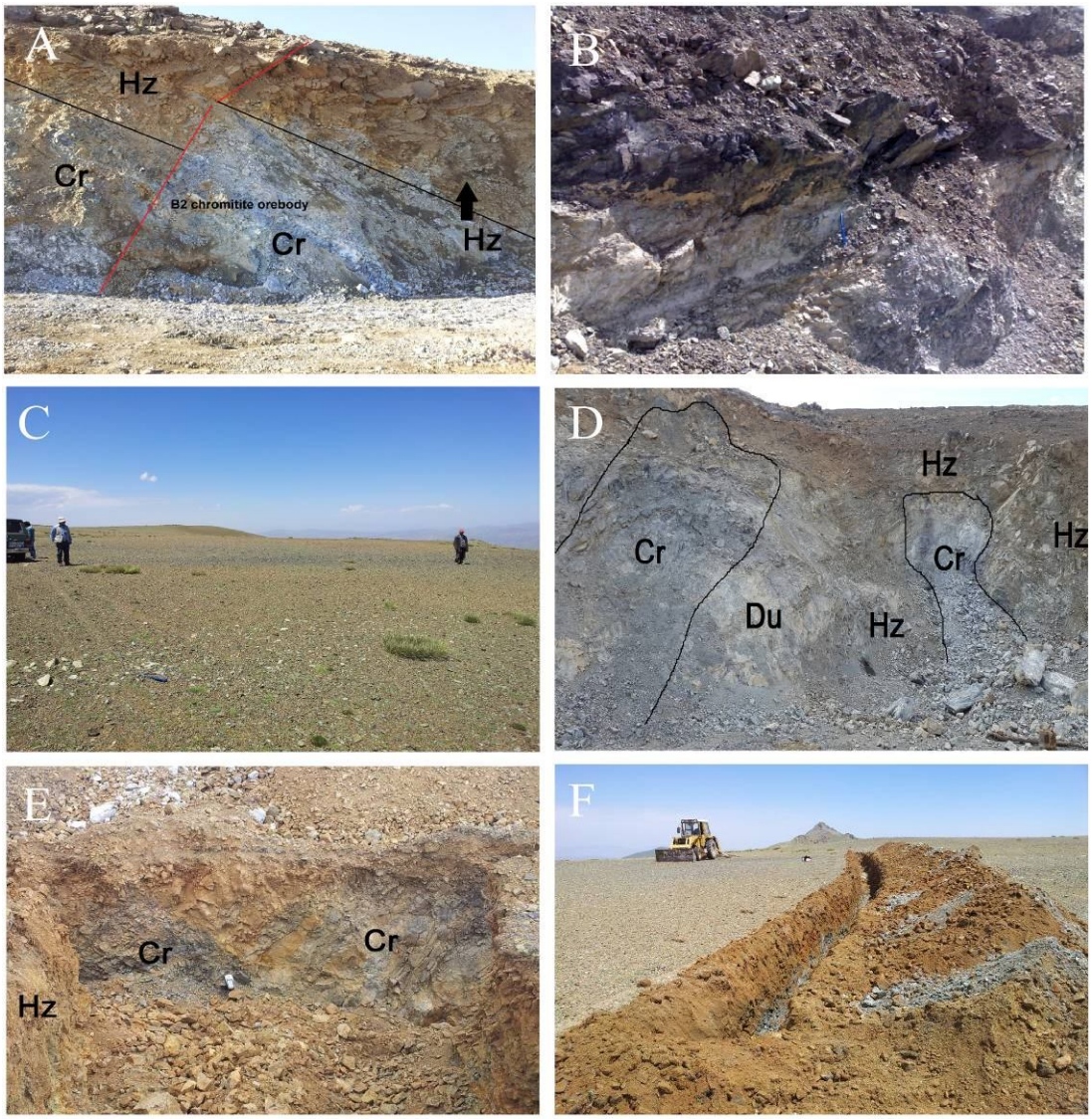
C1 به‌شکل یک عدسی طویل است. امتداد آن شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شیب آن ۴۵ تا ۵۰ درجه به سوی باختر است. توده معدنی توسط چندین گسل بریده‌شده و جابه‌جایی‌هایی در آن به‌چشم می‌خورد. ضخامت ماده معدنی بین ۳/۵ تا ۹ متر متغیر است. میانگین ضخامت آن برابر ۴/۷ متر در نظر گرفته می‌شود. طول توده معدنی حدود ۷۴ متر است. بافت کانسنگ این توده معدنی از نوع توده‌ای و دانه‌درشت است، کانسار تا حدود زیادی یکنواخت است و باطله سرپانتینی و دونیتی در آن بسیار کم است. توده معدنی C2 به فاصل نزدیکی از توده معدنی C1 قرار دارد. توده معدنی به‌شکل عدسی با امتداد خاوری– باختری (N80E) است. شیب توده معدنی در راندگی شرقی خود بر روی سنگ میزبان هارزبورژیتی حدود ۶۰ درجه به‌سمت باختر است. طول آن ۲۷ متر و ضخامت آن ۵ متر اندازه‌گیری شده است. ارتفاع دیواره اکتشافی ایجادشده ۱۵ متر است؛ ولی ماده معدنی هنوز گسترش عمقی دارد. از نظر زمین‌ساختی، شکستگی‌ها و ریزگسل های فراوانی در ماده معدنی تشکیل‌شده است و همین امر سبب‌شده است که توده معدنی یکپارچگی خود را از دست بدهد. در جنوب این توده معدنی یک رخنمون گابرویی وجود دارد که مابین کرومیتیت و سنگ درون‌گیر هارزبورژیتی نفوذکرده است. توده‌های معدنی C2a و C2b بدون رخنمون سطحی بوده‌اند. پی‌جویی و تعیین مکان آنها به واسطه رخنمون هاله دونیتی در سطح زمین حدس‌زده شد و با حفر ترانشه‌های عمیق مورد اکتشاف قرار گرفتند (شکل ۳-C). توده معدنی C3 در بخش شمالی پهنه کرومیت‌دار C واقع‌شده است. این توده معدنی دارای رخنمون سطحی بوده است. توده معدنی دارای تغییر روند محسوسی است؛ به‌گونه‌ای که در بخش شمالی دارای راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری (N50E) است؛ اما سپس تغییر جهت داده و راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاوری (N155S/30SW) پیدا می‌کند. ضخامت ماده معدنی نیز متغیر است و به‌ویژه در مکانی که توده معدنی تغییر جهت زمین‌ساختی می‌دهد، ضخامت آن نیز کاهش پیدا می‌کند. بر اساس اندازه‌گیری صحرایی از سمت شمال‌خاور به‌سمت جنوب‌باختر، ضخامت توده معدنی به‌ترتیب ۸ متر (۱۵ متر اول)، ۳ متر (۱۰ متر دوم) و ۲ متر (۲۵ متر سوم) است. بنابراین ضخامت میانگین و درازای آن را می‌توان به‌ترتیب ۴ و ۵۰ متر در نظرگرفت. این توده معدنی نیز توسط گسل‌های زیادی بریده‌شده و دارای جابه‌جایی‌های اندکی است.

پهنه کرومیت‌دار D: پهنه کرومیت‌دار D در باختر پهنه‌های معدنی B و C واقع‌شده است. فاصله آن تا پهنه کرومیت‌دار B حدود ۱۲۰۰ متر است. در این پهنه معدنی، سه توده کرومیتی کوچک به نام‌های D1، D2 و D3 شناسایی‌شده است. محدوده معدنی بدون شیب توپوگرافی است و توده‌های معدنی در یک زمین تخت جای‌دارند. در نتیجه پی‌جویی زمین‌شناسی، رخنمون هاله دونیت در سطح زمین شناسایی‌شد و سپس اکتشاف توده‌های معدنی با حفر ترانشه‌های اکتشافی با استفاده از یک دستگاه بیل مکانیکی و تعقیب امتداد آنها انجام‌شد (شکل ۳-C، D، E و F). توده معدنی D2 به فاصله شش متری توده معدنی D1 و به موازات آن قرارگرفته است. راستای گسترش آن نیز N165S است. ضخامت توده معدنی بین ۱ تا ۳ متر، میانگین ضخامت آن ۱/۸ متر و درازای آن ۴۲/۵ متر اندازه‌گیری شد. توده معدنی حدود ۷۰ درجه به‌سمت شرق شیب دارد. بافت کانسنگ این توده معدنی نیز متراکم است و از یکنواختی برخوردار است. توده معدنی D3 به شکل یک عدسی کشیده به طول ۲۰ متر و ضخامت ۲ متر است.

ساخت، بافت و شواهد کانی‌شناسی

وجود دونیت در میان هارزبورژیت می‌تواند یکی از معیارهای مهم زمین‌شناسی در پی‌جویی پهنه‌های حاوی کانی‌سازی کرومیت باشد، به‌ویژه آنجا که کانه کرومیت در دونیت به‌صورت پراکنده و یا بافت افشان حضور داشته باشد. در چنین مواقعی می‌توان وجود یک توده کرومیت را در عمق انتظار داشت. از آنجا که سنگ‌های اولترامافیک (هارزبورژیت و دونیت) بیشتر مجموعه‌های افیولیتی آلپی به‌ویژه ناحیه مورد بررسی، به‌شدت سرپانتینی‌شده و گاه به‌طور کلی به سرپانتینیت

تبدیل شده‌اند؛ از این‌رو بازشناسی دونیت از هارزبورژیت در نمونه‌های دستی کار ساده‌ای نخواهد بود و نیازمند بررسی‌های پتروگرافی و کانی‌شناسی است.

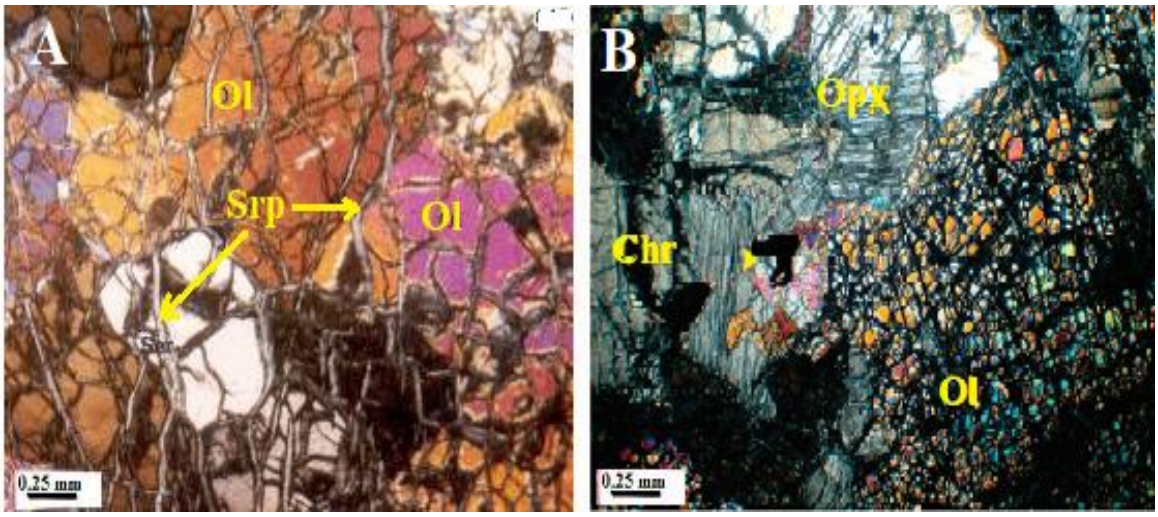


شکل ۳. A: شکل تخته‌ای توده معدنی کرومیت B2 در سنگ میزبان هارزبورژیتی، B: همبری ناگهانی توده معدنی کرومیتی با سنگ درون‌گیر، C، E و F: رخنمون دونیت کرومیت‌دار و نبود پوشش گیاهی در پهنه کرومیت‌دار و D: پوشش دونیتی پیرامون توده معدنی کرومیت C2. از میدان کرومیت‌دار کوچوک در افیولیت خوی. (Cr: کرومیتیت، Hz: هارزبورژیت سرپانتینی‌شده، Du: دونیت)

Fig. 3. A: Tabular form of B2 chromite ore body within serpentinized harzburgite, B: sharp contact between chromite ore body and host rock, C, E and F: outcrop of chromite bearing dunite and lack of vegetable cover in the chromite bearing zone, and D: dunitic envelope around C2 chromite ore body; From Kochuk chromite ore field in the Khoy ophiolite, (Hz: Serpentinized harzburgite, Cr: chromite, Du: dunite)

سنگ میزبان توده‌های معدنی کرومیتی در منطقه کوچوک شامل دونیت، هارزبورژیت سرپانتینی‌شده و سرپانتینیت است. در بیشتر توده‌های معدنی به فاصله اندکی از توده کرومیتی، سنگ گابرو و یا دایک‌های گابرویی هم به‌چشم می‌خورد. رخدادهای

کرومیتی این ناحیه همراه با پوشش دونیتی و سنگ میزبان هارزبورژیتی خود، تحت‌تأثیر فرایند سرپانتینی‌شدن قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها اغلب بافت غربالی و شبکه‌ای از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-A). از نظر کانی‌شناسی، هارزبورژیت‌های میزبان از کانی‌های الیوین (به‌طور عمده سرپانتینی‌شده)، ارتوپیروکسن و مقدار اندکی کلینوپیروکسن و کرومیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴-B). ابعاد بلورهای پیروکسن و الیوین تا سه میلی‌متر می‌رسند. رشته‌های نازک سرپانتین در بیشتر مقاطع میکروسکوپی به‌چشم می‌خورد. در برخی مقاطع کانی‌های سیلیکاته کاملاً به سرپانتین تبدیل شده‌اند و کانی کرومیت به‌صورت کانی فرعی در آنها حضور دارد. در برخی نمونه‌ها بلورهای ارتوپیروکسن در زمینه‌ای از الیوین و سرپانتین با شکستگی‌های نامنظم قرار دارند و تشکیل بافت پورفیروبلاست را می‌دهند. کانی‌های الیوین موجود در غلاف دونیتی نیز در بیشتر مواقع به سرپانتین تبدیل شده‌اند.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی نور عبوری (XPL)، A: پوشش دونیتی یک توده کرومیتی از ناحیه کوچوک، ریزدرزه‌های موجود در دانه‌های الیوین توسط سرپانتین به‌صورت ساخت مش پر شده‌اند و B: هارزبورژیت مجاور یک توده کرومیتی، الیوین به‌دلیل سرپانتینی‌شدن بافت غربالی نشان می‌دهد و کرومیت به‌صورت کانی فرعی در آن وجود دارد. Ol: الیوین، Chr: کرومیت، OPX: ارتوپیروکسن، Srp: سرپانتین. علایم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است.

Fig. 4. Transmitted-light microphotographs (XPL), A: a dunitic envelope of a chromite ore body from Kochuk area, the microfractures in olivine grains have been filled by serpentine as mesh structure, and B: harzburgite adjacent a chromite ore body, olivine shows mesh texture due serpentinization and chromite are seen as a minor mineral. Ol: olivine, Chr: chromite, Opx: orthopyroxene, Srp: serpentine. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)

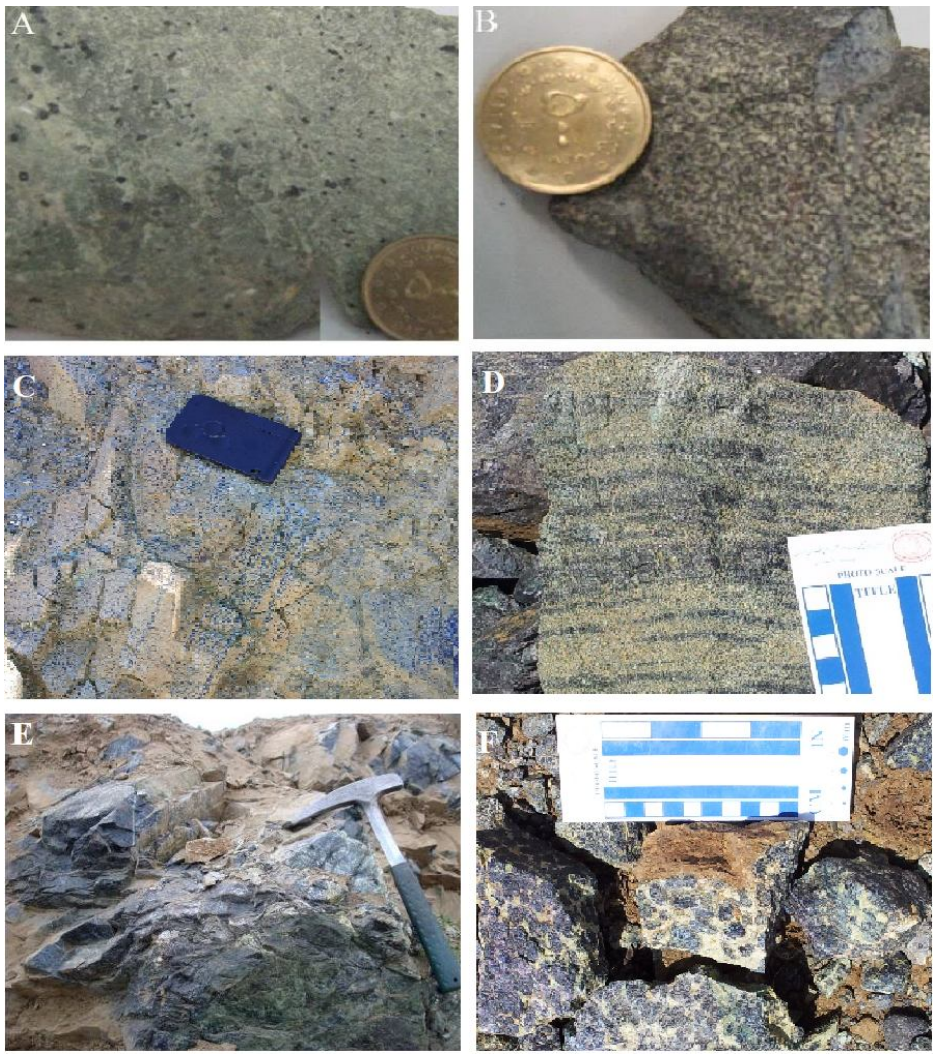
بافت‌های اصلی کرومیتیت‌های این منطقه شامل انواع بافت‌های افشان، توده‌ای، نواری، گرهکی (نودولار) و کاتاکلاستی هستند. کرومیت و سرپانتین کانی‌های اصلی و هماتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی در کانسنگ‌های کرومیتی هستند. در کانسنگ‌های افشان، ابعاد دانه‌های کم‌وبیش وجه‌دار که بیشتر آنها کناره‌های گردشده دارند، بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرون است (Imamalipour, 2009). کانی‌های سیلیکاتی در اندازه‌های گوناگون (از ۰/۰۱ تا ۰/۵ میلی‌متر) به‌صورت میان‌بارهای کم‌وبیش گرد، درون بلورهای کرومیت دیده می‌شوند. فراوانی این کانی‌ها درون برخی از بلورهای کرومیت آنچنان بالاست که حالت حفره‌مانند به سطح آنها داده‌اند. در کانسنگ‌های توده‌ای، بلورهای با بافت موزائیکی فشرده، حدود ۸۰ تا ۹۰

درصد سطح مقطع را تشکیل می‌دهند. ابعاد این بلورها از ۰/۰۳ تا ۱ میلی‌متر متغیر است؛ اگرچه ابعاد بیشتر دانه‌ها از ۲۰۰ میکرون فراتر است.

در نمونه‌های با بافت افشان بلورهای کرومیت به شکل منفرد یا اجتماعی از چند بلور توسط باطله‌ای از کانی‌های سوزنی یا رشته‌ای سرپانتین و در مواردی بقایای الیوین و پیروکسن به‌طورکامل احاطه شده‌اند. کانسنگ‌های افشان به‌طور معمول کم‌عیار هستند (شکل ۵-A). بافت افشان می‌تواند نشان‌دهنده تبلور هم‌زمان دانه‌های کرومیت با کانی‌های سیلیکاتی در زمان تبلور باشد.

اندازه بلورهای کرومیت و فراوانی آنها بسیار متفاوت است و از اندازه‌های بسیار ریز غیرقابل مشاهده در نمونه دستی تا بلورهایی با ابعاد سه میلی‌متری در زمینه‌ای از کانی‌های سیلیکاتی وجود دارند. اندازه بلورهای کرومیت حدود ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرون است. گاه دونیت دربرگیرنده توده‌های معدنی نیز دارای کرومیت‌های پراکنده در متن خود هستند (شکل ۵-A و B). در بیشتر موارد، بافت افشان به بافت نواری و یا گرهکی (نودولار) تبدیل‌شده است. بافت نواری بیشتر در بخش‌های حاشیه‌ای و بالایی توده‌های کرومیت مشاهده می‌شوند (شکل ۵ -C و D). تبدیل بافت افشان به نواری معمولاً در انواع کومولاها رایج است. بافت افشان بیشتر در بخش بالایی توده‌های کرومیتی تشکیل می‌شود؛ لذا مشاهده آن در سطح زمین می‌تواند بر وجود توده معدنی کرومیتی در بخش‌های زیر سطحی دلالت داشته‌باشد. این حالت در مورد توده‌های معدنی A1، B2 و D1 محدوده معدنی کوچک و نیز در توده معدنی D محدوده معدنی برزوک مشاهده‌شد. بافت متراکم (توده‌ای) از فراوان‌ترین بافت‌های ماگمایی اولیه در کرومیتیت‌های این منطقه است. این بافت در بیشتر توده‌های معدنی بررسی‌شده از جمله توده‌های معدنی A1، A2، A3، A4، A5، A6، B1، B2، B3، B4، C1، C2، C3، D1، D2 و D3 دیده می‌شود (شکل ۵-E). در این کانسنگ‌ها بیش از ۸۰ درصد حجمی از بلورهای کرومیت تشکیل شده‌اند؛ از این‌رو، این نوع کانسنگ‌ها از نوع عیار بالا بوده و از نظر اقتصادی دارای اهمیت هستند. کرومیت‌ها به‌هم فشرده و بی‌شکل هستند. سطح برخی از بلورهای کرومیتی دارای شکستگی‌هایی است که با کانی‌های ثانوی سیلیکاته (سرپانتین) پر شده است. این بافت محصول فراهم‌آمدگی بلورهای کم‌وبیش درشت کرومیت است که مقادیر کمی کانی‌های سیلیکاتی و غیر سیلیکاتی (همچون مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، پنتلاندیت و لینه‌ایت) را نیز در خود جای‌داده است (Imamalipour, 2009).

بافت نودولار (گرهگی) به‌طور مشخص در توده معدنی A1 دیده می‌شود (شکل ۵-F). بافت گرهکی از بلورهای کرومیت بیضوی گردشده تا کمی زاویه‌دار کرومیت در زمینه کانی‌های سیلیکاتی که اغلب سرپانتینی شده‌اند، تشکیل‌شده است. در برخی از نمونه‌ها قطر متوسط نودول‌ها تا ۳ سانتی‌متر نیز مشاهده می‌شود. بافت نواری از دیگر بافت‌های اولیه ماگمایی در کرومیتیت‌های ناحیه است. این بافت از تناوب لایه‌های غنی از کرومیت و سرشار از کانی‌های سیلیکاتی به‌دست می‌آید. در این حالت، فازهای اکسیدی و سیلیکاتی از همدیگر جداشده و تشکیل لایه‌های مجزا را می‌دهند. لایه‌های کرومیت از ضخامت‌های خیلی کم میلی‌متری تا ضخامت‌های چند سانتی‌متری و در مواردی چند ده سانتی‌متری مشاهده می‌شود. بلورهای نامنظم کرومیت به‌صورت به‌هم فشرده در لایه‌های غنی از کرومیت قرار دارند و در لایه‌های غنی از سیلیکات نیز کرومیت‌ها بی‌شکل و با پراکندگی بیشتر هستند (شکل ۵-C و D). بافت‌های کاتاکلاستی از بافت‌های ثانویه‌ای هستندکه به فراوانی در کرومیتیت‌های ناحیه مشاهده می‌شوند. این بافت شامل بلورهای خردشده کرومیت است که در سطح آن مقدار زیادی شکستگی نمایان است. این بافت حاصل واردآمدن فشار بر دانه‌های کرومیت در هنگام جابه‌جایی‌های بعد از تشکیل است. این بافت‌ها به‌طور عام با فرایند سرپانتینی‌شدن در ارتباط هستند و در مراحل پس از پیدایش کرومیتیت‌ها، بیشتر در مراحل جای‌گیری توده‌های فوق بازی میزبان در مناطق زمین‌ساختی فعال و پس از آن پدیدار شده‌اند.



شکل ۵. ساخت و بافت نهشته‌های کرومیتی در ناحیه کوچوک. A و B: دانه‌های پراکنده کرومیت در دونیت (پوشش توده کرومیتیتی)، C و D: بافت نواری در بخش حاشیه‌ای و بالایی توده‌های کرومیت، E: بافت متراکم و F: بافت گرهکی (نودولار)

Fig. 5. Structure and textures of chromite deposits from Kochuk area. A and B: disseminated grains of chromites in dunite (dunite envelope of chromite ore body, C and D: banded texture in peripheral and uppermost parts of chromite ore bodies, E: massive texture, and F: nodular texture

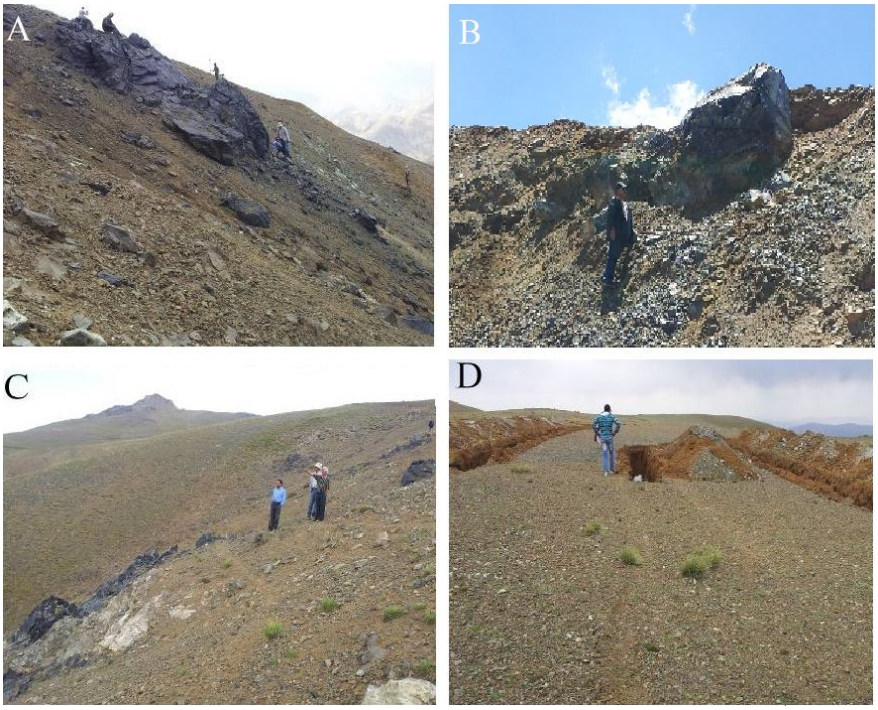
مورفولوژی و پوشش گیاهی مناطق کرومیت‌دار

ناحیه افیولیتی خوی، اغلب دارای مورفولوژی خشن با شیب‌های تند است؛ اما پهنه‌های متشکل از واحدهای اولترامافیک به‌دلیل قابلیت فرسایش سطحی بالا، مورفولوژی ملایم‌تری نسبت به سایر واحدهای سنگی دارند. در بیشتر موارد این مناطق به‌صورت تپه‌های گردشده هستند. به‌طور معمول، توده‌های کرومیتی به‌صورت برآمدگی در میان سنگ میزبان یافت می‌شوند (شکل ۶-A و B). این امر به‌دلیل مقاومت زیاد توده‌های کرومیتی در برابر فرسایش در مقایسه با سنگ میزبان اولترامافیکی است.

از نظر پوشش گیاهی، مناطق سرپانتینیتی و به‌ویژه مناطق کرومیت‌دار در ناحیه مورد بررسی و مناطق اطراف، سیمای ویژه‌ای دارند.

این مناطق علی‌رغم داشتن تراز توپوگرافی بالا (۲۹۰۰ تا ۳۴۰۰ متری) و نیز میزان بارش کافی، پوشش گیاهی چندانی ندارند و نبود پوشش گیاهی و یا عدم حاصلخیزی منطقه از نظر رویش

گیاهان از ویژگی‌های این ناحیه است (شکل ۶-C و D). سرپانتین می‌تواند روی رشد گیاهان تأثیر بگذارد. گیاهانی که روی سنگ‌های غنی از سرپانتین رشد می‌کنند، باید توانایی استخراج کافی کلسیم را از این سنگ‌های فقیر از کلسیم داشته باشند. همچنین، غلظت بالای عناصر سنگین و سمی مانند نیکل و کروم، مانع رشد و توسعه پوشش گیاهی می‌شود (Brooks, 1987).



شکل ۶. A و B: رخنمون‌های کرومیتی B1 و C2 صورت لچ‌های کرومیت در میان سنگ میزبان دیده می‌شوند (به‌دلیل مقاومت زیادتر آنها در مقابل فرسایش)، C و D: پوشش گیاهی فقیر بر روی مناطق کرومیت‌دار (ناحیه کوچوک)

Fig. 6. A and B: B1 and C2 chromite outcrops are seen as chromite ledges among host rock (because of their higher resistance to erosion), C and D: poor vegetation cover on the Chromite bearing zones (Kochuk area)

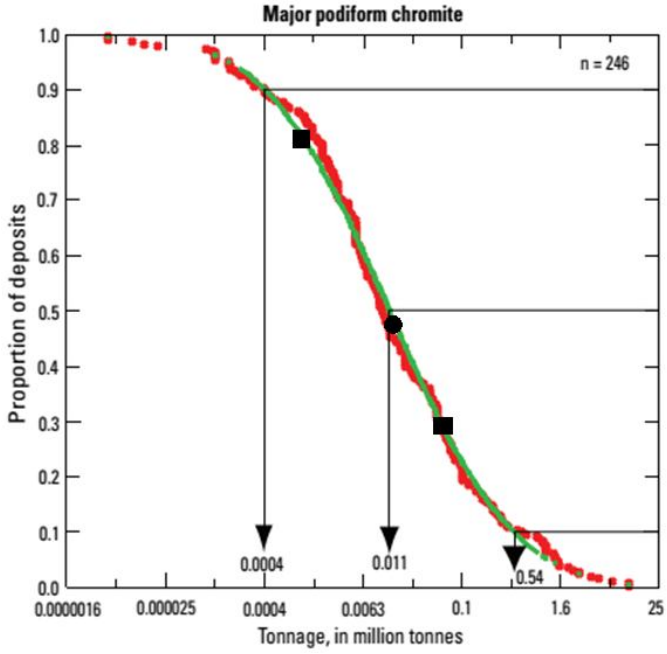
تناژ- عیار

مدل‌های تناژ- ذخیره نهشته‌های معدنی در پی‌جویی و اکتشاف این ذخایر مهم هستند. این مدل‌ها در ارزیابی کمی منابع معدنی، تهیه برنامه اکتشافی، انتخاب مناطق برای پی‌جویی ذخایر خاص و تهیه اطلاعاتی در مورد توانایی معدنی ذخایر معدنی کشف‌نشده در ناحیه سودمند هستند (United States Geological Survey, 2012). برای ارزیابی ذخیره قطعی توده‌های کرومیتی، مشخصات ابعادی آنها شامل طول و ضخامت میانگین بر اساس اندازه‌گیری صحرایی و نیز نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس (۱:۱۰۰۰)، تعیین‌شد. توده‌های کرومیتیتی شکل عدسی و یا رگه ای دارند. برای تعیین عمق گسترش آنها از شواهد صحرایی، شواهد به‌دست آمده از ترانشه‌های عمیق اکتشافی (با استفاده از ماشین‌آلات معدنی) و نیز تجربیات به‌دست آمده از معدن‌کاری معدن کرومیت برژوک (که دارای تعداد ۴ توده معدنی استخراجی است) که به فاصله نزدیکی از این پهنه‌ها واقع‌شده است، استفاده‌شد. لذا میزان ذخیره به‌دست آمده برای هر توده معدنی، بر اساس عمق مشاهده‌ای محاسبه‌شده است (ذخیره مشهود) و میزان ذخایری که در عمق بیش از آن قرار دارند، لحاظ نشده است.

ذخیره هرکدام از توده‌های معدنی به‌طور مستقل تعیین‌شد و

سپس مجموع ذخایر به‌دست آمده به‌عنوان ذخیره کلی محدوده اکتشافی در نظر گرفته‌شد. میزان ذخیره ارزیابی‌شده برای تعداد ۱۸ توده معدنی شناسایی‌شده در این ناحیه، برابر ۲۰۲۸۲۶ تن ذخیره به‌دست آمده است (جدول۲) (Imamalipour and Masoudi, 2012). توده‌های کرومیتی منفرد، ابعاد مختلفی دارند؛ به‌طوری‌که تناژ آنها در محدوده معدنی مورد بررسی بین ۳۸۵ تا ۵۶۲۱۰ تن تغییر می‌کند. این میزان ذخیره، در توده‌های کرومیتی ناحیه خوی از ویژگی‌های ذخایر کرومیت انبانی است.

چنان‌که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، میزان ذخیره کانسارهای انبانی اغلب کم است؛ به‌طوری‌که میانگین تناژ ۵۰ درصد از این کانسارها ۱۱۰۰۰ تن بوده و بیش از ۹۰ درصد از این کانسارها تناژهای حدود ۴۰۰ تن دارند و تنها کمتر از ده درصد از آنها تناژهای بالای ۵۴۰۰۰۰ تن دارند (شکل ۷). میانگین ذخیره به‌دست آمده برای تعداد ۱۸ توده معدنی یادشده برابر ۱۱۲۸۰ تن است که دقیقاً برابر با میانگین کانسارهای کرومیت نوع انبانی است.



شکل ۷. نمودار عیار- تناژ ذخایر کرومیت انبانی (United States Geological Survey, 2012) و مقادیر بیشینه، میانگین و کمینه ذخایر کرومیتی شناخته‌شده در ناحیه کوچوک

Fig. 7. Grade-tonnage diagram of the podiform chromite deposits (United States Geological Survey, 2012) and amounts of maximum, average and minimum reserves of ore bodies in the Kochuk area

بر اساس نمونه‌های سنگ‌کل برداشت‌شده از توده‌های معدنی شناسایی‌شده، عیار Cr_2O_3 در محدوده ۱۸/۶۷ تا ۴۵/۵۶ درصد تغییر می‌کند (جدول ۲). میانگین عیار Cr_2O_3 برای کل نمونه برابر ۳۵/۴۳ درصد است که به‌روش میانگین وزن‌دار به‌دست آمده است.

توده‌های کرومیتی C و D و نیز بخش‌هایی از توده معدنی A عیارهای بالاتری نسبت به بقیه دارند. با روش سنگ‌جوری دستی توسط کارگران و جداکردن بخش‌های کم عیار (بافت‌های افشان و حاشیه توده معدنی) می‌توان عیار کانسنگ استخراجی را تا مقادیر ۴۲-۴۴ wt.% افزایش‌داد. میانگین مقادیر اکسیدهای Al_2O_3، MgO، Fe_2O_3 و SiO_2 در کانسنگ‌های کرومیتی به‌ترتیب برابر ۱۱/۹۸، ۲۰/۷۷، ۱۵/۱۴ و ۱۲/۷۵ درصد وزنی

است. میانگین Cr/Fe، برابر ۲/۲۵ به‌دست آمده است. مقادیر این نسبت در نمونه‌ها بین ۱/۳۲ تا ۳/۲۸ درصد وزنی متغیر است. در رابطه با اهمیت این نسبت باید گفت که هرچه مقدار آن در کانسنگ کرومیتی بیشتر باشد، ارزش کاربرد صنعتی آن بیشتر و درنتیجه بهای کانسنگ استخراجی نیز بیشتر خواهدبود. به‌طور کلی می‌توان گفت که هر توده معدنی مقادیر عیار Cr_2O_3 و نسبت Cr/Fe خاص خود را دارد و با توجه به جدابودن توده‌های معدنی از همدیگر امکان تولید کانسنگ با عیارها و نسبت‌های Cr/Fe متفاوت در کارگاه‌های معدنی مختلف وجوددارد.

جدول ۲. میزان ذخایر قطعی محاسبه‌شده کانسنگ‌های کرومیت محدوده اکتشافی کوچوک (Imamalipour and Masoudi, 2012)

Table 2. Amounts of proved reserves of chromite ore in the Kochuk mine area (Imamalipour and Masoudi, 2012)

Ore body	Average Thickness (m)	Length (m)	Area (m^2)	Depth (m)	Average ore grade (Wt.%)	Specific gravity (ton/m^3)	Volume (m^3)	Proved reserve (ton)
B1	7	118	826	20	35.55	3.78	16520	56201
B2	3.5	25	87.5	50	32.91	3.78	4375	16537
B3	2	80	160	15	33.71	3.78	2400	9072
B4	5.8	44	255.2	15	32.26	3.78	1914	7234.9
C1	4.7	74	347.8	25	42.55	3.89	8695	33677.2
C2	5	27	135	15	41.55	3.89	2025	5251.5
C3	4	50	200	10	38.11	3.89	2000	7780
D1	3.5	20	70	10	40.50	3.90	700	2730
D2	1.8	42.5	76.5	10	38.25	3.90	765	2983.5
D3	2	20	40	10	35.00	3.90	400	1560
E1	1.8	20	36	5	38.24	3.85	180	693
E2	2	10	20	5	38.75	3.85	100	385
A1	7	67.6	473.5	23.5	30.90	3.93	15899.5	43702.5
A2	1.5	50	75	12.5	31.66	3.83	1875	3590
A3	1.4	33.7	47.18	16.5	33.00	3.72	795	2957.3
A4	2.5	29.2	73	14.6	30.67	3.72	1065.8	3965.8
A5	5	16	90	8	32.02	3.85	720	2772
A6	4	15	60	7.5	38.08	3.85	450	1732.5
Sum of Proved Reserves								202826

نتیجه‌گیری

پی‌جویی و شناسایی کانسارهای کرومیت انبانی به‌دلیل رخداد غیرقابل پیش‌بینی، ابعاد کوچک توده‌های معدنی و وجود جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی شدید همواره چالش‌برانگیز بوده است (United States Geological Survey, 2012). همچنین نبود هاله‌های دگرسانی و ژئوشیمیایی اولیه، عملیات پی‌جویی و اکتشاف این ذخایر به روش‌های ژئوشیمیایی را دشوار می‌کند. وجود کانی کرومیت به‌عنوان کانی همراه در سنگ‌های هارزبورژیتی میزبان نهشته‌های کرومیتی باعث آزادشدن این کانی طی فرایند هوازدگی و ورود آن به رسوبات آبراهه‌ای می‌شود و از این‌رو استفاده از روش ژئوشیمی کانی‌های سنگین رسوبات آبراهه‌ای نیز ممکن است نتایج گمراه کننده‌ای در تعیین مکانی رخداد توده‌های کرومیتی داشته باشد. در این پژوهش، از روش‌های پی‌جویی زمین‌شناسی برای اکتشاف و شناسایی توده‌های کرومیت انبانی استفاده‌شد که نتایج بسیار ارزشمندی را به همراه داشت. نتیجه این بررسی‌ها شناسایی و کشف تعداد ۱۸ توده معدنی در ابعاد مختلف است. علاوه‌بر این، تعداد ۱۳ اندیس کرومیتی نیز شناسایی‌شد که نیازمند انجام عملیات اکتشافی برای تعیین ابعاد توده‌های معدنی است. منطقه معدنی کرومیت کوچک به همراه محدوده معدنی برژوک که در شمال آن قرارگرفته است، در مجموع یک میدان کرومیت‌دار را در باختر شهرستان خوی به وسعت حدود ۵۰ کیلومتر مربع تشکیل می‌دهند. برخی از توده‌های معدنی شناسایی‌شده در این محدوده‌های معدنی مورد ارزیابی ذخیره و بررسی فنی– اقتصادی قرارگرفته و به بهره‌برداری رسیده‌اند.

مهم‌ترین معیارهای زمین‌شناسی برای پی‌جویی توده‌های کرومیتی در ناحیه افیولیتی خوی را به‌ترتیب زیر می‌توان خلاصه‌کرد:

- وجود سنگ میزبان دونیتی در میان سنگ‌های هارزبورژیتی سرپانتینی‌شده. توده‌های کرومیتی را به‌طور معمول غلافی از دونیت در بر می‌گیرد که مجموعاً درون هارزبورژیت جای دارند. وجود شواهدی از دونیت یکی از نشانه‌های مهم پی‌جویی توده‌های کرومیت دارای رخنمون و یا بدون رخنمون است. حضور دونیت می‌تواند به‌عنوان عیاری لیتولوژیکی در نظر گرفته‌شود. بی‌شک، تعیین نقاط حفاری اکتشافی باید منطبق بر رخنمون دونیت در میان هارزبورژیت باشد. رخنمون دونیت کرومیت‌دار (بافت افشان) می‌تواند به احتمال زیاد بر وجود توده کرومیتی با بافت توده‌ای (عیار بالا) در ترازهای پایین‌تر دلالت‌کند.
- توده‌های کرومیتی شناخته‌شده اغلب در فاصله اندکی از استوک‌های گابرویی و میکروگابرویی قراردارند. ارتباط ژنتیکی توده‌های کرومیتی و استوک‌ها و دایک‌های گابرویی مشخص‌نشده است؛ اما وابستگی مکانی آنها در بسیاری از توده‌های کرومیت این ناحیه شناخته‌شده است. این ارتباط مکانی همچنین باید در بررسی‌های دورسنجی و یا تلفیق داده‌ها در محیط GIS مورد توجه قرارگیرد.
- در منطقه کرومیت‌دار کوچوک، بیشتر توده‌های کرومیتی شناخته‌شده در یک راستای خاوری- باختری قراردارند؛ هرچند در خارج از این امتداد نیز کانی‌سازی کرومیت وجود دارد. شناسایی ساختارهای زمین‌شناسی و برداشت‌های دقیق زمین‌شناسی می‌تواند در پی‌جویی توده‌های کرومیتی مفید باشد.
- وجود قطعات و خرده سنگ‌هایی از کرومیت در آبراهه‌ها می‌تواند بر وجود توده‌های کرومیتی در بالادست آبراهه دلالت‌کند. بنابراین با روش ژئوشیمی کانی‌های سنگین رسوبات آبراهه‌ای می‌توان رخنمون‌های کرومیتی را شناسایی‌کرد. تفسیر آنومالی‌های کانی سنگین باید با احتیاط و دقت صورت‌گیرد؛ زیرا که تجمع کرومیت به‌عنوان کانی سنگین در رسوبات آبراهه‌ای می‌تواند از سنگ‌های هارزبورژیتی یا دونیتی منشأ بگیرد.
- از نظر مورفولوژی، شکل اغلب رخنمون توده‌های کرومیتی به‌صورت برآمدگی است که به‌دلیل مقاومت فیزیکی بیشتر توده‌های کرومیتی نسبت به هارزبورژیت سرپانتینی دربرگیرنده است. این ویژگی عمومیت ندارد؛ به‌ویژه در مورد توده‌های کرومیتی که در پهنه‌های به‌شدت تکتونیزه و خردشده

جای‌دارند، تمایز مورفولوژیکی بین توده معدنی و سنگ میزبان مشاهده نمی‌شود.

- مناطق حاوی کانی‌سازی کرومیت از نظر پوشش گیاهی علی‌رغم بالابودن میزان بارندگی سالیانه، فقیر هستند. این ویژگی می‌تواند در بررسی‌های دورسنجی مورد استفاده قرارگیرد.

- مقادیر اکسیدهای اصلی در توده‌های کرومیت منفرد موجود در میدانی کرومیت‌دار از توده‌ای به توده دیگر فرق می‌کند.

References

Arai, S. and Miura, M., 2015. Podiform chromitites do form beneath midocean ridges. Lithos, 232: 143–149.

Barati, M., Ostadhosseini, A., Rasa, I. and Yazdi, M., 2018. Determination of Cr geochemistry anomaly zones in the Orzooyieh area, Hormozgan province using analytical hierarchy process (AHP). Journal of Economic Geology, 10(1): 47–59. (in Persian with English abstract)

Brooks, R.R., 1987. Serpentine and its vegetation: a multidisciplinary approach. Dioscorides Press, Portland, 401 pp.

Cassard, D., Nicolas, A., Rabinovitch, M., Moutte, J., Leblanc, M. and Prinzhofer, A., 1981. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. Economic Geology, 76(4): 805–831.

Evans, A.M., 1998. An introduction to economic geology and its environmental impacts. Blackwell Science, United Kingdom, 376 pp.

Ghorbani, M., 2008. Economic geology, mineral deposits and natural Iran. Arian Zamin, Tehran, 522 pp.

Guilbert, J.M. and Park, C.F. Jr., 1985. The geology of ore deposits. Freeman publication, USA, 985 pp.

Imamalipour, A., 2009. Mineralogy of accessory and rare minerals associated with chromite deposits in the Khoy area. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 16(4): 559–570. (in Persian with English abstract)

Imamalipour, A. 2011. Geochemistry and geological setting of chromitites of Aland area from the Khoy ophiolite complex, NW Iran. Geosciences, 20(80): 47–56. (in Persian with English abstract)

Imamalipour, A. and Masoudi, J. 2012. Final exploration report of Kochuk chromite prospects. Industry, Mine and Trade organization of Western Azarbaijan, Urmia, 145 pp.

Khalatbari-Jafari, M. Juteau, T. Bellon, H. and Emami, H. 2003. Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran). Comptes Rendus Geoscience, 335(12): 917–929.

Khalatbari-Jafari, M. Juteau, T. Cotton, J. and Emami, H., 2006. Petrological and geochemical study of the late Cretaceous ophiolite Khoy (NW Iran), and related geological formations. Journal of Asian Earth Science, 27(4): 465–502.

Leblanc, M. and Violette, J.F., 1983. Distribution of aluminum- rich and chromium- rich chromite pode in ophiolite peridotites. Economic Geology, 78(2): 293–301.

Radfar, J. and Amini, B., 2009. Geological map of Khoy 1:100000 series, sheet 4967. Geological Survey of Iran.

Rajabzadeh, M.A. and Al Sadi, F., 2015. Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman. Journal of Economic Geology, 7(2): 259–276. (in Persian with English abstract)

Rajendran, S. Khirbash, S. Pracejus, B. Nasir, S. Al-Abri, A. Kusky, T. and Ghlam, A., 2012. Aster detection of chromite bearing mineralized zones is Semail Ophiolite Massifs of the northern Oman Mountains: Exploration strategy. Ore Geology Reviews, 44: 121–135.

Shayestefar, M.R. Mohammadi, M. and Rezaei, A., 2008. Modeling, ore estimation and preliminary design of the chromite ore, mine six, Abdasht, Esphandoghe Kerman, Journal of

Economic Geology, 1(3): 29–40. (in Persian with English abstract)

United States Geological Survey, 2012. Podiform chromite deposits, database and grade and tonnage models. United States Geological Survey, Virginia, Scientific Investigations Report 2012–5157, 45 pp.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1): 185–187.

Zaeimnia, F. Kananian, A. Arai, A. Mirmohammadi, M. Imamalipour, A. Zaki Khedr, M. Makoto Miura, M. and Abbou-Kebir, K., 2017. Mineral chemistry and petrogenesis of chromitites from the Khoy ophiolite complex, Northwestern Iran: Implications for aggregation of two ophiolites. Island Arc, 26(6): 1–15.

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.

Journal of Economic Geology
Vol. 11, No. 2 (2019)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۱، شماره ۲ (سال ۱۳۹۸)
صفحات ۲۵ و ۲۶

Application of geological methods for prospecting of podiform chromite deposits in the Khoy ophiolite zone, Northwestern Iran

Jaber Masoudi and Ali Imamalipour*

Mining department, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran

Submitted: Jan. 30, 2018
Accepted: May 08, 2018

Keywords: *Podiform chromite, geological prospecting, Khoy ophiolite, Iran*

Introduction

Podiform chromite deposits are small magmatic chromite bodies formed in the lower section of an ophiolite complex. Podiform chromite mines have produced 57.4 percent of the world's total chromite production. Most ore bodies are irregularly dispersed and relatively small, between 0.0004 and 1 Mt, averaging 0.011 Mt (United States Geological Survey, 2012), and reserves greater than 1Mt are most uncommon (Evans, 1998).

The Khoy ophiolite covers an extensive area in the northwest of Iran along the Iran-Turkey border. This ophiolite zone comprises one of the most promising areas for prospecting of chromite deposits as a result of extensive outcrops of ultramafic rocks. The Kochuk area is located in the western domain of the Khoy ophiolite (Fig. 1). Some geological and geochemical investigations have been carried out for recognition of chromite deposits in this area by the authors during the last 15 years. The geological criteria of prospecting for chromite deposits from the Khoy ophiolite are discussed in this study.

Materials and methods

In this research, geological methods were used to identify chromite deposits in the Khoy ophiolite. Geological surveys at scale of 1:20000 were implemented in an area of about 70 km^2. Lithogeochemical sampling (eighty five samples), petrography (five samples), ore microscopy (eighteen samples) and sampling for determination of specific gravity of ore (eleven samples) were performed in these study.

Testing of bedrock mineralization was performed in a relatively straightforward manner by sampling of outcrops in areas where chromite orebodies cropped out or were underlain below a thin soil cover. In contrast, chromite mineralization prospecting in locations with thick cover were carried out by pitting and trenching. Chemical analysis of the samples was carried out by the XRF method in the Kansaran Binaloud laboratory.

Results

In this study, geological mapping allows discrimination of ophiolite lithologies (ultramafic rocks, chromitite, basaltic pillow lava, gabbro-diorite, ophiolite mélange, listwaenite and other associated rocks). Ultramafic rocks are important in prospecting for chromite mineralization.

Geological prospecting led to the identification of a chromite ore field with a remarkable potential since more than 20 chromite orebodies were recognized. Five mineralized zones called A, B, C, D, E and 13 chromite indices were recognized in the Kochuk chromite field.

The A zone is located almost in the central part of the study area. Four ore bodies have been recognized in this zone. The A1 orebody extended by 68 meters in length and 6-9 m in thickness. This subzone is characterized by a lenticular shape with an east-west-trending strike (N115S) and a 60° dipping toward THE south. The B zone is located at ~2.9 km west of the A zone. The B1 orebody consists of the largest known chromite orebody in this area which comprises N120S-trending and 50 NW dipping lenticular geometry

*Corresponding authors Email: a.imamalipour@urmia.ac.ir
DOI: https://doi.org/10.22067/econg.v11i2.70623

extended by 118 meters in length. The thickness of the B1 orebody varies between 6 and 12 meters averaging around seven meters. There are three chromite orebodies recognized as C1, C2, and C3 subzones in the C zone. The C1 orebody is composed of 74 meter-long lens with variable thickness between 3.5 and 9 meters. It has a N40E-trending strike, which dips 45-50 degrees to the west. In the D zone, three small chromite orebodies have been identified. The D1 orebody consists of a 20 meter-long lens ranging from 1 to 5 (avg. 3.5) meters in thickness. This orebody is oriented by a N160S in strike and a 50 NE in dip.

The chromitite occurrences have lenticular, tubular and vein-like shapes host by hurzburgite. Rocks of the upper mantle-lower crust transition zone and probably the associated chromite deposits have not been recognized yet in this area (Imamalipour, 2011). The typical ore textures consist of disseminated, nodular, massive, banded and cataclastic.

Discussion

Exploration of podiform chromite deposits has been a challenge due to their unpredictable occurrence, the small size of most orebodies and the intensive tectonic dislocations (United States Geological Survey, 2012). Moreover, the absence of primary geochemical halos and associated alteration are matters that have led to difficulties in prospecting for podiform chromites. Chromite as an accessory mineral is associated with harzburgite host rocks. This mineral is released during the weathering process and is accumulated within the stream sediment heavy minerals. Therefore, application of the stream sediment geochemistry method may not necessarily result in useful information for determining the location of chromite outcrops. In this study, geological methods were used for podiform chromites prospecting which culminated valuable results. The Kochuk chromite-bearing area was recognized as a chromite ore field in the western city of Khoy.

The most important geological criteria of prospecting for chromite deposits from the Khoy ophiolite are: 1) chromite bodies are surrounded by dunite envelopes with variable thickness; 2) the recognized chromite-rich zones are mainly located near gabbroic intrusions; 3) most chromite lenses are oriented along an east–west trend; 4) the existence of chromite fragments on stream beds can be considered to be a suitable sign to define the entry of these anomalous rocks to the stream sediment; 5) morphologically, chromite outcrops often occur protruding from the host rock because of their higher resistance to erosion. This can facilitate the recognition of their outcrops; 6) chromite bearing zones usually do not have or exhibit thin vegetation cover despite the high rate of annual rainfall; 7) outcrops of disseminated ores can indicate the presence of high grade chromite ore in the sub surface parts; 8) the main oxide contents of chromite ores vary from an individual ore body to another one.

References

Evans, A.M., 1998. An introduction to economic geology and its environmental impacts. Blackwell Science, United Kingdom, 376 pp.

Imamalipour, A. 2011. Geochemistry and geological setting of chromitites of Aland area from the Khoy ophiolite complex, NW Iran. Geosciences, 20(80): 47–56. (in Persian with English abstract)

United States Geological Survey, 2012. Podiform chromite deposits, database and grade and tonnage models. United States Geological Survey, Virginia, Scientific Investigations Report 2012–5157, 45 pp.