

زمین شیمی و خاستگاه پریدوتیت‌ها و کرومیت‌های منطقه قشلاق، مجموعه افیولیتی خوی، شمال غرب ایران

عاطفه عظیمی^۱، قاسم نباتیان^{۱*}، مریم هنرمند^۲، محمد ابراهیمی^۱، آئو سونجیان^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

۳- موسسه زمین‌شناسی و زمین فیزیک آکادمی علوم چین، پکن، چین

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۴/۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۵/۲۰)

چکیده: مجموعه افیولیت‌های خوی در شمال غرب ایران، بخشی از کمربند افیولیتی نئوتتیس با کانه‌زایی‌های متعدد کرومیت از جمله کانسار قشلاق است. کرومیت‌های قشلاق با ضخامت‌های مختلف و هندسه عدسی شکل و بافت‌های توده‌ای، دانه پراکنده، پوست پلنگی، رگه- رگچه‌ای و برشی درون واحدهای دونیت و هارزبورژیت سرپانتینیتی شده شکل گرفته‌اند. کرومیت به همراه فروکرومیت و مقادیر کم کانی‌های سولفیدی مهمترین کانی‌های کانسار قشلاق هستند. شیمی کانی‌های کرومیت قشلاق بیانگر عدد کروم پایین، عدد منیزیم بالا، مقادیر بالای Al_2O_3 ، همراه با مقادیر پایین TiO_2 در آنهاست. داده‌های زمین شیمیایی سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی کانسار قشلاق با مقادیر پایینی از SiO_2 ، Al_2O_3 و CaO ، بیانگر نرخ بالای ته‌شدگی این عناصر در نمونه‌های مورد بررسی است. روند توزیع عناصر خاکی نادر در کرومیت‌ها و سنگ میزبان آنها شبیه است و الگوی U شکل را نشان می‌دهند. داده‌های زمین شیمیایی، افزون بر تأکید بر ارتباط کرومیت‌ها و سنگ‌های میزبان آنها با گوشته عمیق و درجه ذوب‌بخشی تا ۲۰٪، برهمکنش سنگ‌های پریدوتیتی با مذاب‌ها و سیال‌های غنی شده در محیط فروورانش را نشان می‌دهند. با توجه به موارد بیان شده، موقعیت زمین‌ساختی مجموعه افیولیتی قشلاق با یک محیط پشت قوس همخوانی بیشتری دارد.

واژه‌های کلیدی: کرومیت، سرپانتینیتی، پشت قوس، افیولیت‌های خوی، قشلاق.

مقدمه

میزبان کانسنگ‌های کرومیتی نوع آلپی هستند و بازالت‌های بالشی آن می‌توانند میزبان کانی‌سازی‌هایی از جمله مس نوع قبرس و منگنز باشند.

افیولیت‌ها و آمیزه‌های افیولیتی ایران به صورت نوارهای باریک در راستای گسل‌های اصلی از جمله گسل‌های زاگرس، درونه، میامی، نه‌بندان، دهشیر- بافت و نیریز رخنمون دارند. از نظر پراکندگی زمانی، افیولیت‌های ایران دست کم در دو بازه

افیولیت‌ها به مجموعه سنگ‌های فرامافیک و مافیک گفته می‌شود که از بقایای پوسته اقیانوسی بوده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های پریدوتیت (دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت)، مجموعه گابروبی، دایک‌های صفحه‌ای (با ترکیب بازالتی تا دیابازی)، بازالت‌های بالشی و رسوب‌های عمیق دریایی هستند (از جمله، [۱]). از نظر کانی‌سازی، سنگ‌های پریدوتیتی سری افیولیتی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۴۳۳۰۵۴۲۷۸، پست الکترونیکی: gh.nabatian@znu.ac.ir

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0



International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

زمانی پالئوزوئیک و مزوزوئیک تشکیل شده‌اند [۲]. باور بر این است که افیولیت‌های پالئوزوئیک ایران بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس هستند و کمی در مناطقی از جمله آق‌در بند (دره انجیر- فریمان)، مشهد، رشت، جندق- انارک و تکاب گسترش دارند [۲]. افیولیت‌های مزوزوئیک ایران از نظر سنی مربوط به زمان کرتاسه بوده و در ارتباط با اقیانوس نئوتتیس و حوضه‌های پشت قوسی وابسته به آن هستند [۲]. آنها به پنج کمربند افیولیتی تقسیم می‌شوند: ۱) افیولیت‌های کرتاسه پسین معروف به افیولیت‌های کمربند بیرونی زاگرس که در راستای گسل رواندگی زاگرس تشکیل شده‌اند و شامل افیولیت‌های کرتاسه پسین- اوایل پالئوسن ماکو- خوی- سلماس، کرمانشاه- کردستان، نیریز و اسفندقه (حاجی آباد) و همچنین افیولیت‌های کرتاسه پسین- ائوسن در راستای مرز ایران و عراق هستند، ۲) افیولیت‌های کرتاسه پسین معروف به افیولیت‌های کمربند درونی زاگرس شامل افیولیت‌های ناپین، دهشیر، شهرباک و بلورد- بافت در راستای کرانه جنوبی قطعه ایران مرکزی، ۳) افیولیت‌های کرتاسه پسین- پالئوسن آغازین سبزو- تربت حیدریه در شمال شرق ایران، ۴) افیولیت‌های کرتاسه آغازین تا پسین در منطقه بیرجند- نهبندان- چهل- کوره در شرق ایران بین قطعه‌های لوت و افغانستان و ۵) افیولیت‌های ژوراسیک پسین- کرتاسه مکران در جنوب- شرقی از جمله افیولیت‌های کهنوج.

پهنه افیولیتی خوی با گسترش ۳۹۰۰ کیلومتر، در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا واقع بوده و بقایای پوسته سنگ کره اقیانوس نئوتتیس در مزوزوئیک است [۳-۵]. این مجموعه در استان آذربایجان غربی و در مرز بین ایران و ترکیه واقع است و بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی [۶] را شامل می‌شود. براساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران زمین [۷، ۸]، مجموعه افیولیت خوی در پهنه البرز- آذربایجان قرار می‌گیرد و از نظر استا کلین [۸]، این مجموعه افیولیتی به عنوان بخشی از کمربند آمیزه افیولیتی ایران مرکزی محسوب می‌شود. مجموعه افیولیتی خوی بخشی

از کمربند اقیانوس نئوتتیس و دارای کانه‌زایی‌های متعدد کرومیت از جمله کانسار قشلاق و الند است که از نظر زمین شیمی و کانی‌های همراه آن متفاوت هستند. کانی‌سازی‌های کرومیت در افیولیت‌های خوی، بیشتر درون یک غلاف دونیتی قرار دارند که بخش‌های دونیتی را سنگ‌های هارزبورزیتی سرپانتینیتی شده در بر گرفته‌اند.

برخی بخش‌های افیولیت‌های خوی و کرومیت‌ها توسط پژوهشگران مختلف، از جنبه‌های زمین‌ساختی و ساختمانی، زمین‌پویایی، زمین‌شیمی و کانه‌زایی بررسی شده‌اند [۳، ۴، ۹-۱۷]. در این پژوهش، داده‌های تکمیلی از زمین‌شیمی سنگ‌های پریدوتیتی میزبان کانه‌زایی و زمین شیمی کرومیت- ها از نهشته شماره ۴ کرومیت قشلاق فراهم شده و با مقایسه آنها با داده‌های زمین شیمی از سایر بخش‌های بررسی شده این مجموعه، مدل زایشی برای کانه‌زایی کرومیت و جایگاه زمین- ساختمانی برای سنگ‌های میزبان ارائه شده است.

روش پژوهش

نخست بررسی‌های میدانی به منظور شناسایی سنگ میزبان، ماده معدنی، ساخت و بافت و نمونه‌برداری در این کانسار صورت گرفت. سپس کارهای آزمایشگاهی از جمله بررسی نمونه‌های دستی، تهیه مقاطع میکروسکوپی (نازک، نازک- صیقلی و صیقلی) انجام شد. به طور کلی، به ترتیب تعداد پنج، دوازده و چهار مقطع نازک، نازک- صیقلی و صیقلی، به منظور بررسی سنگ میزبان و ماده معدنی از نمونه‌های برداشت شده، تهیه گردید. پس از بررسی آنها با میکروسکوپ قطبشی دومنظوره مدل GX و به منظور تعیین عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر، تعداد شش نمونه از کرومیت‌های دارای بافت توده- ای و ۸ نمونه از سنگ میزبان به نسبت سالم انتخاب و با طیف سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) مدل ME-02-MAD در شرکت زراآما تهران آزمایش شدند. نتایج به دست آمده با نرم‌افزارهای اکسل و GCDkit تحلیل شده و نمودارهای آنها رسم گردید. مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های بررسی شده در جدول ۱ ارائه شده است.

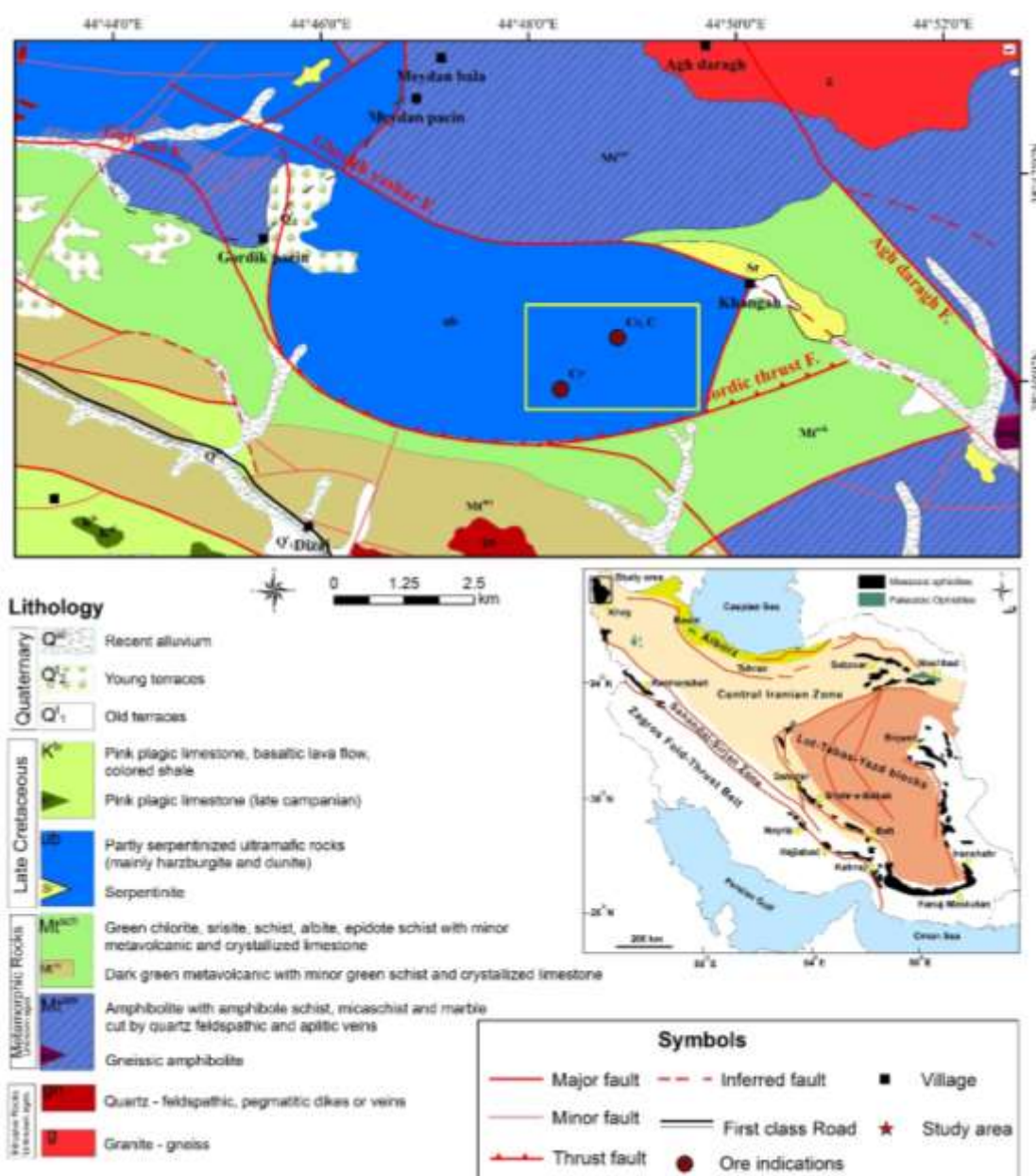
جدول ۱ نتایج تجزیه نمونه‌های کرومیت و سنگ میزبان آنها از کانسار کرومیت قشلاق.

ID	Chromite Ore						Host Rock								
	AN3-1	AN3-3	AN3-5	AN4-2	AN4-3	AN4-4	AN1-1	AN1-4	AN1-3-2	AN1-3-2-1	AN4-1	AN4-1-2	AN4-6	AN4-6-1	
SiO ₂	۳,۵۴	۳,۵۴	۳,۳۵	۱۳,۹۴	۱۳,۹۰	۱۷,۱۴	۳۸,۹۴	۳۹,۹۱	۳۸,۹۴	۳۹,۳۱	۴۰,۵۶	۴۰,۲۰	۳۹,۵۵	۳۹,۵۴	
Al ₂ O ₃	۲۶,۶۳	۲۵,۷۱	۲۶,۶۲	۲۰,۹۶	۲۱,۱۱	۱۸,۷۳	۰,۸۶	۰,۹۸	۱,۰۱	۱,۰۴	۱,۲۷	۱,۲۲	۰,۷۸	۰,۷۷	
CaO	۰,۶۶	۰,۶۱	۰,۵۱	۰,۲۱	۰,۴۰	۰,۳۹	۲,۸۳	۳,۱۷	۰,۲۷	۰,۱۵	۱,۰۷	۱,۰۲	۱,۷۹	۱,۳۴	
Fe ₂ O ₃	۱۳,۷۵	۱۳,۹۲	۱۳,۹۰	۱۲,۵۰	۱۱,۳۲	۱۱,۴۹	۸,۴۵	۸,۳۳	۹,۱۷	۸,۸۹	۸,۹۲	۹,۱۳	۸,۱۹	۸,۴۹	
K ₂ O	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۵<	۰,۰۵<	۰,۰۶	۰,۸۱	۰,۸۱	۰,۸۲	۰,۸۱	۰,۸۱	۰,۸۲	۰,۸۱	۰,۸۱	
MgO	۱۷,۴۴	۱۶,۶۸	۱۷,۲۷	۲۴,۴۶	۲۴,۹۱	۲۴,۶۹	۴۰,۲۲	۴۰,۰۵	۳۷,۹۳	۳۸,۱۱	۴۰,۰۲	۳۹,۹۲	۴۰,۶۶	۴۰,۸۱	
MnO	۰,۱۳	۰,۱۴	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۳	
Na ₂ O	۰,۰۵<	۰,۰۵	۰,۰۵<	۰,۰۵<	۰,۰۵<	۰,۱۰	۰,۳۱	۰,۲۲	۰,۲۴	۰,۲۵	۰,۲۰	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۷	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۱	
TiO ₂	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۱۹	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۴۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	
Cr ₂ O ₃	۳۶,۰۳	۳۷,۰۱	۳۶,۸۳	۲۱,۲۷	۲۱,۰۸	۱۸,۷۶	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cr#	۴۷,۶۰	۴۹,۱۰	۴۸,۱۰	۴۰,۵۰	۴۰,۱۰	۴۰,۲۰	-	-	-	-	-	-	-	-	
LOI	۱,۱۰	۱,۲۹	۰,۷۶	۶,۰۱	۶,۷۲	۷,۷۶	۷,۷۲	۶,۷۸	۱۱,۶۷	۱۱,۶۰	۷,۲۳	۷,۵۰	۸,۱۲	۸,۱۷	
Ba	۱۰	۴	۸	۶	۴۹	۴	۸	۱۰	۱۹	۱۶	۱۵	۳۴	۱۰	۱۱	
Ce	۲,۵	۳	۲,۷	۲	۱	۱,۱	۰,۴	۰,۳	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۷۰	۰,۶۰	۰,۵۰	۰,۳۰	
Co	۱۱۵,۴	۱۳۱,۱	۱۲۹,۱	۱۰۱,۹	۱۰۹,۵	۱۱۱,۱	۱۱۶,۵	۱۱۲	۱۱۸,۸	۱۱۴,۷	۱۱۲,۲	۱۱۰,۴	۱۱۳	۱۱۵,۲	
Cr	%۱>	%۱>	%۱>	%۱>	%۱>	%۱>	۱۱۶۸	۱۱۷۲	۲۲۰۰	۲۰۲۶	۱۵۶۳	۱۴۸۵	۱۷۴۹	۱۷۷۱	
Cs	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۳	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۶	۰,۶	۰,۶	۰,۶	۰,۶	۰,۶	۰,۶	۰,۶	
Cu	۲۱	۸	۱۱	۴	۴	۷	۷	۶	۸	۹	۱۰	۷	۱۱	۱۱	
Dy	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۳	۰,۳	۰,۳	۰,۳	۰,۲۰	۰,۲۰	
Er	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	
Eu	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۱	
Gd	۰,۳	۰,۴	۰,۴	۰,۳	۰,۲۰	۰,۳	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۴	
Hf	۱,۶	۱,۵	۱,۶	۱,۷	۱,۵	۱,۶	۰,۳	۰,۲۰	۰,۴	۰,۱۰	۰,۲۱	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۱۰	
In	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	۰,۵<	
K	۲۲۰,۴	۲۲۰,۷	۲۱۷,۲	۲۱۹,۰	۲۱۳,۸	۲۳۲,۲	۶۷۴,۲	۶۷۴,۲	۶۷۸,۰	۶۷۴,۶	۶۷۴,۹	۶۷۹,۳	۶۶۸,۶	۶۷۱,۲	
La	۳	۳	۳	۲	۲	۳	۰,۰۵	۰,۶	۰,۳	۰,۰۹	۰,۴۰	۰,۱	۰,۰۵	۰,۶	
Lu	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۷	
Nb	۱,۶	۱,۷	۱,۷	۱,۹	۱,۷	۲,۱	۴,۶	۴,۴	۴,۷	۴,۸	۴,۵	۴,۶	۴,۵	۴,۵	
Nd	۰,۳	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۴۰	۰,۹۰	۰,۸۰	۰,۶۰	۰,۸۰	۰,۸۰	۰,۷۰	۰,۸۰	۰,۷۰	
Ni	۱۱۵,۸	۱۲۴,۷	۱۲۴,۷	۱۳۷,۰	۱۶۰,۵	۱۵۴,۵	۲۲۳,۸	۲۱۳,۳	۲۳۴,۷	۲۲۹,۱	۲۲۸,۱	۲۲۷,۸	۲۲۵,۲	۲۳۵,۹	
P	۱۲۰	۱۲۰	۱۲۲	۱۱۴	۱۱۴	۱۲۵	۷۶	۹۴	۲۵۴	۱۷۴	۱۴۶	۱۲۰	۸۴	۱۰۰	
Pb	۳	۱	۶	۶	۱۲	۵	۵	۲۰	۱۰۰	۴۰	۶۸	۴۶	۳۸	۲۵	
Pr	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۱۰	
Rb	۱۲	۱۳	۱۳	۱۳	۱۲	۱۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۲	
Sc	۴,۷	۵,۵	۴,۸	۴,۳	۴	۴,۲	۸	۸,۷	۹,۴	۹,۱	۹,۵	۸,۸	۸,۳	۸,۳	
Sm	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	
Sr	۱۷,۲	۱۸	۱۶,۲	۹,۹	۱۲	۱۵	۴۰,۷	۲۶,۱	۸,۷	۱۱,۵	۹,۲	۷	۱۹,۱	۱۰,۶	
Ta	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۲۰	
Tb	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	
Th	۰,۳	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۴۰	۰,۲۰	۰,۴۰	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۶	
Tm	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	
U	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۰۷	۰,۴۰	۰,۰۵	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۱۰	۰,۴۰	۰,۵۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۶	
V	۷۶۸	۸۲۶	۸۲۹	۵۰۵	۴۹۱	۴۹۹	۴۰	۴۶	۶۸	۶۷	۶۸	۵۸	۴۲	۴۵	
Y	۰,۳	۰,۲۰	۰,۴۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۴۰	۰,۲۰	۰,۳۰	۰,۱۰	۰,۳	۰,۲۰	
Yb	۷۷۱	۲,۰۵	۱,۹۷	۱,۲۶	۱,۲۵	۱,۳۷	۰,۴۴	۰,۴۳	۰,۶۳	۰,۵۸	۰,۶	۰,۵۹	۰,۴۳	۰,۴۸	
Zn	۲۶۲	۲۷۹	۲۹۸	۲۹۸	۲۲۷	۲۱۳	۵۰	۰,۷	۹	۱۲	۷	۴۱	۰,۸۰	۷۰	
Zr	۱۲	۱۴	۱۳	۹	۷	۱۱	۳	۳,۵	۲	۱,۷	۴	۵	۲	۱	
ΣREE	۸,۳۸	۹,۰۷	۸,۷۷	۶,۰۵	۴,۸۳	۶,۴۹	۲,۳۱	۲,۸۰	۲,۳۴	۲,۱۹	۳,۰۷	۲,۶۱	۲,۷۸	۲,۶۴	

زمین‌شناسی

چنان که در مقدمه بیان شد، مجموعه افیولیتی خوی در مرز بین ایران و ترکیه واقع است. به بیانی دیگر، این مجموعه افیولیتی از درون ایران شروع می‌شود و تا کوه‌های آناتولی ترکیه ادامه دارد. براساس بررسی‌های سن‌سنجی، مجموعه افیولیتی خوی دست کم در دو بازه زمانی مختلف ژوراسیک پیشین تا کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین تشکیل

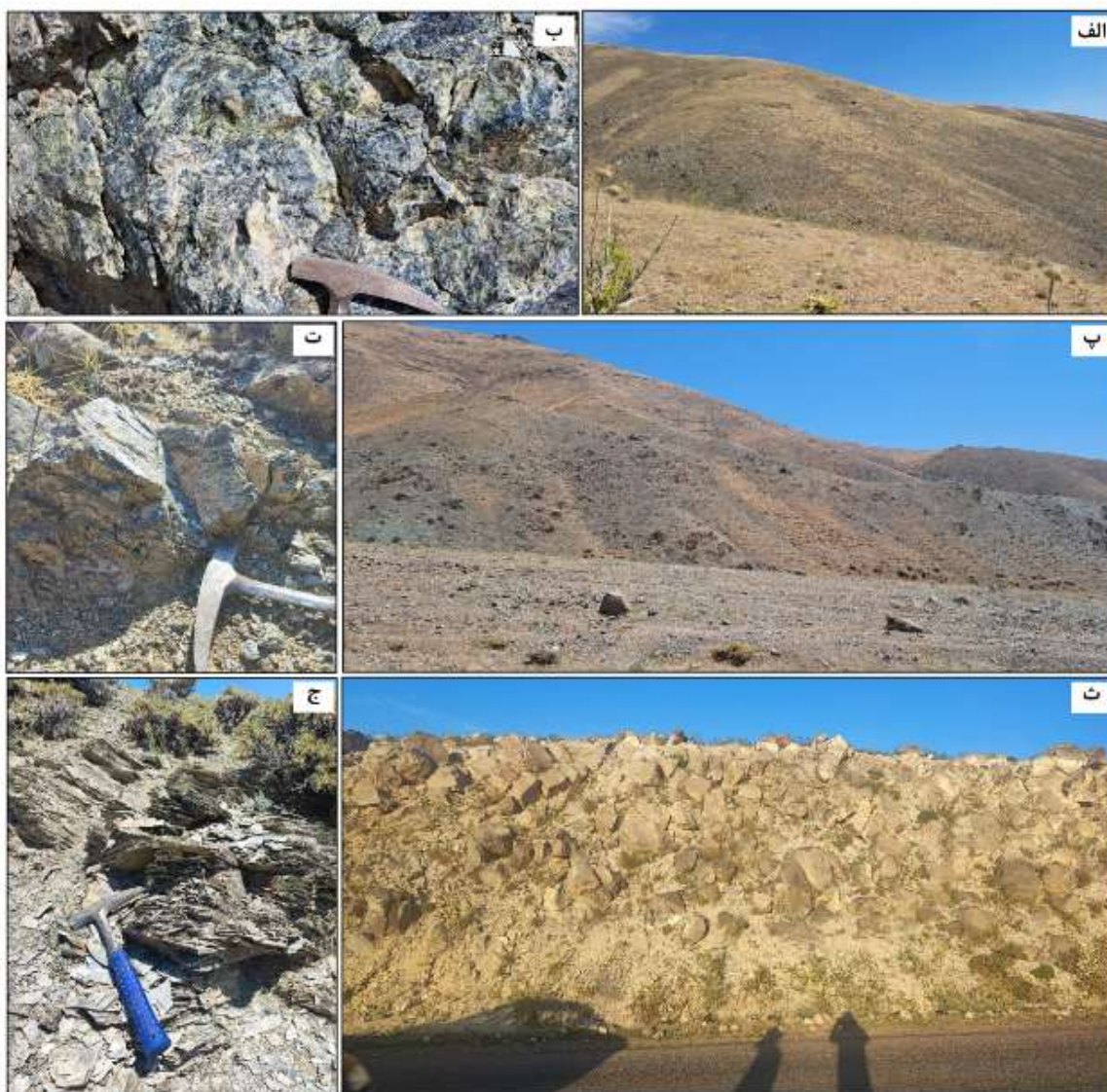
شده است [۳، ۱۱]. مجموعه سنگ‌های افیولیتی با سن ژوراسیک پیشین تا کرتاسه پیشین که قدیمی‌ترین افیولیت‌ها در این ناحیه به شمار می‌آیند، در بخش شرقی مجموعه افیولیتی خوی قرار دارند و سنگ‌های افیولیتی با سن کرتاسه پسین در بخش غربی مجموعه افیولیت‌های خوی واقع هستند (شکل ۱).



شکل ۱ الف) نقشه زمین‌شناسی - ساختمانی ایران که افیولیت‌های مربوط به پالئوزوئیک و مزوزوئیک [۲] بر آن نشان داده شده‌اند. ب) بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از مرجع [۶]، با تغییرات جزئی) که محل کانسار قشلاق با مستطیل زرد رنگ بر آن نشان داده شده است.

گفتنی است که واحدهای سنگی جوانتر به سن ائوسن با ترکیب آهکی، کنگلومرای و مارنی به صورت ناهمشیب روی مجموعه افیولیتی قرار دارند. منطقه مورد بررسی، در افیولیت-های شرقی یا به بیانی در مجموعه دگرگونی شرقی قرار دارد که دارای روند شمال غرب و جنوب شرق است. در این منطقه، مجموعه افیولیتی شامل سنگ‌های پریدوتیتی و گابرویی است که با مرز زمین ساختی و یا گسلی با سنگ‌های دگرگونی از جمله سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده به همراه سنگ‌های آمفیبولیت و گنیسی در ارتباط هستند (شکل ۲).

براساس بررسی‌های خلعتبری و همکاران [۳]، مجموعه افیولیتی قدیمی (ژوراسیک پیشین تا کرتاسه پیشین) از سنگ-های گوشته‌ای به همراه دایک‌های متاگابرویی، آمفیبولیت و دیابازهای دگرگون تشکیل شده است. افیولیت‌های جوان که در بخش غربی این منطقه قرار دارند جوانتر از افیولیت‌های شرقی هستند و دگرگون نشده‌اند. در این مجموعه، توده‌های نفوذی گابرویی به درون آنها نفوذ کرده‌اند. برخلاف بخش شرقی، در این مجموعه افیولیتی، گدازه‌های بالشی گسترش بسیاری در منطقه دارند. همچنین رسوب‌های گودابه‌ای دربردارنده سنگ-های آهکی و شیلی در این منطقه گسترش قابل توجهی دارند.



شکل ۲ تصاویر صحرایی از واحدهای موجود در منطقه قشلاق: (الف) دورنمایی از واحدهای فرا بازیک (دید به سمت شمال شرق)، (ب) نمای نزدیک از واحدهای فرا بازیک به شدت سرپانتینیته شده، (پ) تصویری از واحدهای دگرگون شده (دید به سمت شرق)، (ت) نمای نزدیک از واحدهای گنیسی، (ث) توده گابرویی (دید به سمت شمال شرق)، (ج) نمای نزدیک از واحدهای شیستی.

اشاره کرد که به صورت پراکنده در این سنگ دیده می‌شود. در برخی بخش‌ها، رگچه‌های کلسیتی نیز این سنگ را قطع کرده-اند (شکل ۳ ب).

هارزبورژیت از کانی اصلی الیوین (حدود ۷۰-۷۵ درصد)، ارتوپروکسن (۱۵-۲۰ درصد)، کلینو پیروکسن (حدود ۵ درصد) و کروم اسپینل (۲-۳ درصد) تشکیل شده است (شکل ۳ پ). کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها کربنات، کلریت، اپیدوت، تالک و سرپانتین هستند که در اثر دگرسانی کانی‌های پیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند (شکل ۳ پ). رشته‌های سرپانتین در اغلب بخش‌های این سنگ دیده می‌شود. شدت سرپانتینی شدن در برخی بخش‌ها به حدی است که همه بخش‌های سنگ به سرپانتین تبدیل شده‌اند و اثری از کانی‌های اولیه در آن دیده نمی‌شود. از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ می‌توان به کرومیت اشاره کرد.

از دیگر سنگ‌های موجود در این منطقه می‌توان از لرزولیت نام برد که از کانی‌های تشکیل دهنده آن الیوین (۶۰-۷۰ درصد)، ارتوپروکسن (۱۰-۳۰ درصد)، کلینو پیروکسن (۱۰-۲۰ درصد) و کانی کروم اسپینل (حدود ۲ درصد) هستند (شکل ۳ ت). از کانی‌های ثانویه این سنگ می‌توان به سرپانتین، کلریت، اپیدوت و کربنات اشاره کرد (شکل ۳ ت).

کانه‌زایی و کاننگاری

کانه‌زایی کرومیت در کانسار قشلاق در چند بخش به صورت عدسی‌های مختلف در راستای هم روی داده است. کانه‌زایی در این منطقه با اندازه‌های مختلف (ضخامت‌های کمتر از یک متر تا سه متر و طول گاهی تا بیش از پنجاه متر) و اغلب به صورت عدسی شکل در واحدهای فراابزایی دیده می‌شود (شکل ۴). کانه اصلی تشکیل شده در این کانسار کرومیت است که به صورت توده‌ای درون واحدهای فراابزیک با ترکیب دونیت و هارزبورژیت به شدت سرپانتینی شده تشکیل شده است. به طور کلی، کانه‌زایی کرومیت در منطقه مورد بررسی به دو صورت توده‌ای و افشان دیده می‌شود که بخش توده‌ای عدسی-شکل است و عیار پسین دارد. این در حالی است که بخش افشان یا دانه‌پراکنده عیار پایینی دارد و بیشتر به صورت بافت دانه‌پراکنده و پوست پلنگی دیده می‌شود. در این بخش، بلورهای کرومیت به صورت یکنواخت بین کانی‌های سیلیکاتی پراکنده هستند. تشکیل این بافت در این کانسار می‌تواند بیانگر تبلور همزمان کانی‌های کرومیت و کانی‌های سیلیکاتی باشد. افزون بر بافت‌های یاد شده، بافت رگچه‌ای نیز در این کانسار دیده می‌شود.

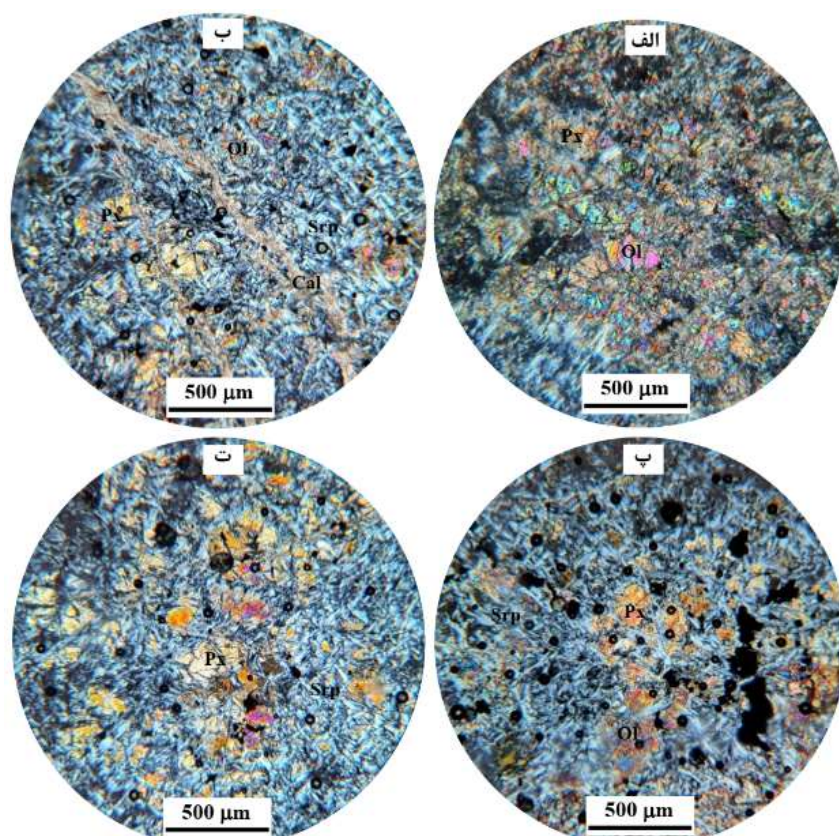
به‌طور کلی، واحدهای دگرگونی در این منطقه شامل میکاشیست، آمفیبولیت، سنگ‌های آذرین دگرگون شده و گرانیست گنیسی شده هستند. مجموعه افیولیتی خوی از بخش پایین به سمت بالا دارای یک پهنه دگرگونی قاعده‌ای، سنگ‌های پریدوتیتی، گابروها، دایک‌های ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی بازالتی و سنگ‌های رسوبی گودابه‌ای است [۴]. گفتنی است که سنگ‌های یاد شده با دایک‌ها، سیل‌ها و توده‌های گابرویی قطع شده‌اند. سنگ‌های فراابزیک در این منطقه شامل دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت به شدت سرپانتینی شده هستند که در برخی بخش‌ها، پیروکسنیت نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۲ الف، ب). سنگ‌های هارزبورژیتی نسبت به سنگ‌های دونیتی و لرزولیتی گسترش زیادی در منطقه دارند. گفتنی است که سنگ‌های گابرویی در این بخش از مجموعه افیولیتی خوی رخنمون کمتری نسبت به بخش غربی آن دارند. همچنین دایک‌های دیابازی در بخش شرقی افیولیت‌های خوی گزارش نشده است. مجموعه سنگ‌های افیولیتی در این منطقه، از بخش‌های شرقی، غربی و جنوبی با واحدهای دگرگونی از جمله سنگ‌های آذرین دگرگون شده، شیست‌ها و سنگ‌های آهکی بلورین در بر گرفته شده‌اند (شکل ۱).

سنگ‌های فراابزیک در این منطقه میزبان کانه‌زایی‌های مختلف از جمله کرومیت و گرافیت هستند که کانه‌زایی گرافیت به صورت محدود و رگه‌ای درون آنها رخ داده است. کانه‌زایی کرومیت به صورت عدسی‌هایی در راستای هم و درون پوشش-هایی از دونیت که با سنگ‌های هارزبورژیتی دربر گرفته اند رخ داده است. چنان که بیان شد، بیشتر این سنگ‌های فراابزیک سرپانتینی شده‌اند و گاهی تشخیص سنگ اولیه آن‌ها دشوار است.

سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری می‌توان گفت که سنگ‌های پریدوتیتی منطقه دارای ترکیب هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت هستند که در برخی بخش‌ها به شدت سرپانتینی شده‌اند.

سنگ دونیت از ۹۰ درصد الیوین تشکیل شده است که در برخی بخش‌ها و به مقدار کم کانی ارتوپروکسن همراه با آن دیده می‌شود (شکل ۳ الف). این سنگ اغلب بافت غربالی و شبکه‌ای نشان می‌دهد که در این بافت، بقایای کانی‌های الیوین در میان رشته‌های شبکه‌ای شکل سرپانتین قرار دارند (شکل-های ۳ الف، ب). کانی سرپانتین موجود در این سنگ، بیشتر به صورت رگچه‌ای و مشبک دیده می‌شود. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ می‌توان به کرومیت خودشکل تا بی‌شکل



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از واحدهای فرابازیک در منطقه قشلاق: الف) کانی‌های سنگ دونیت که شامل الیون و به مقدار کم پیروکسن است، (ب) واحد دونیتی که به شدت سرپانتینیته شده و رگچه‌های کلسیت آنرا قطع کرده است، پ) کانی‌های تشکیل دهنده واحد هارژبورگیت که شامل پیروکسن و به مقدار کم الیون است، ت) کانی‌های تشکیل دهنده واحد لرزولیت. Ol: الیون، Px: پیروکسن، Cal: کلسیت، Srp: سرپانتین. [۱۸].



شکل ۴ تصاویر صحرایی از کانه‌زایی کرومیت در منطقه قشلاق: الف) نمایی نزدیک از کانه‌زایی کرومیت عدسی شکل (بخش‌های خاکستری تیره) درون واحد هارژبورگیتی، ب) نمایی دیگر از رخنمون کانه‌زایی کرومیت (بخش‌های خاکستری تیره) به صورت عدسی و رگه‌ای.

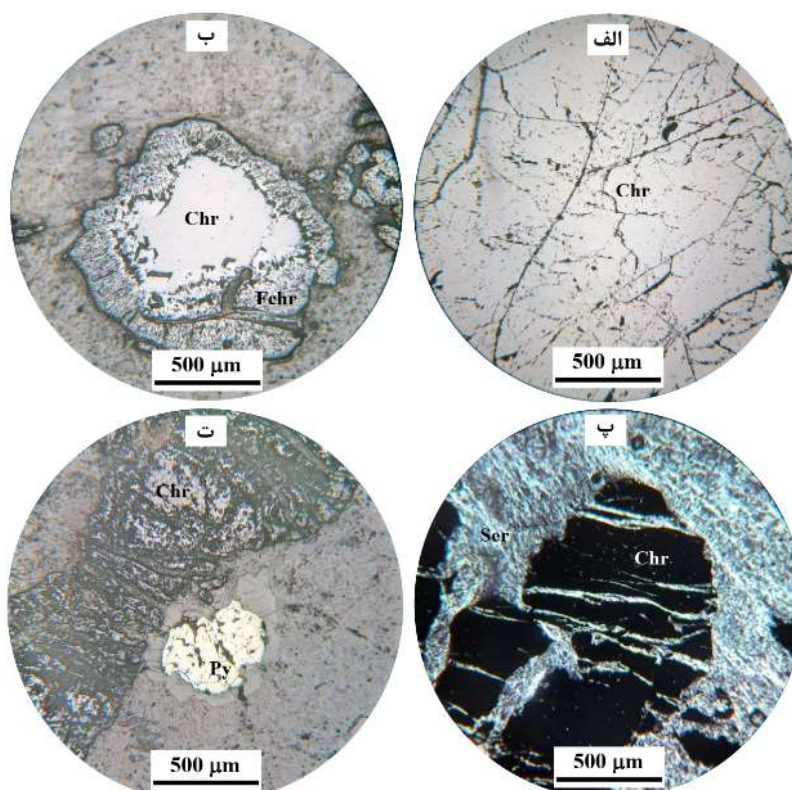
در مقیاس میکروسکوپی، کرومیت‌ها بیشتر به صورت توده‌ای، دانه‌پراکنده و بی‌شکل دیده می‌شوند که پیرامون و لبه بلوری به فروکرومیت تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۵ الف، ب)، طوری که بخش‌های بیرونی کرومیت‌ها نسبت به بخش‌های درونی آنها تیره‌تر دیده می‌شوند. بافت توده‌ای از مهمترین بافت‌های موجود در این کانسار بوده که از کنار هم قرار گرفتن کانی‌های کرومیت تشکیل شده است. در برخی بخش‌ها، شکستگی‌ها و فضاها بین بلورهای کرومیت را سرپانتین پر کرده است (شکل ۵ پ). همراه با کرومیت به مقدار کم کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت نیز به صورت پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۵ ت). افزون بر کانه‌های یاد شده، مگنتیت نیز به صورت پراکنده در سنگ میزبان تشکیل شده است.

بحث و بررسی

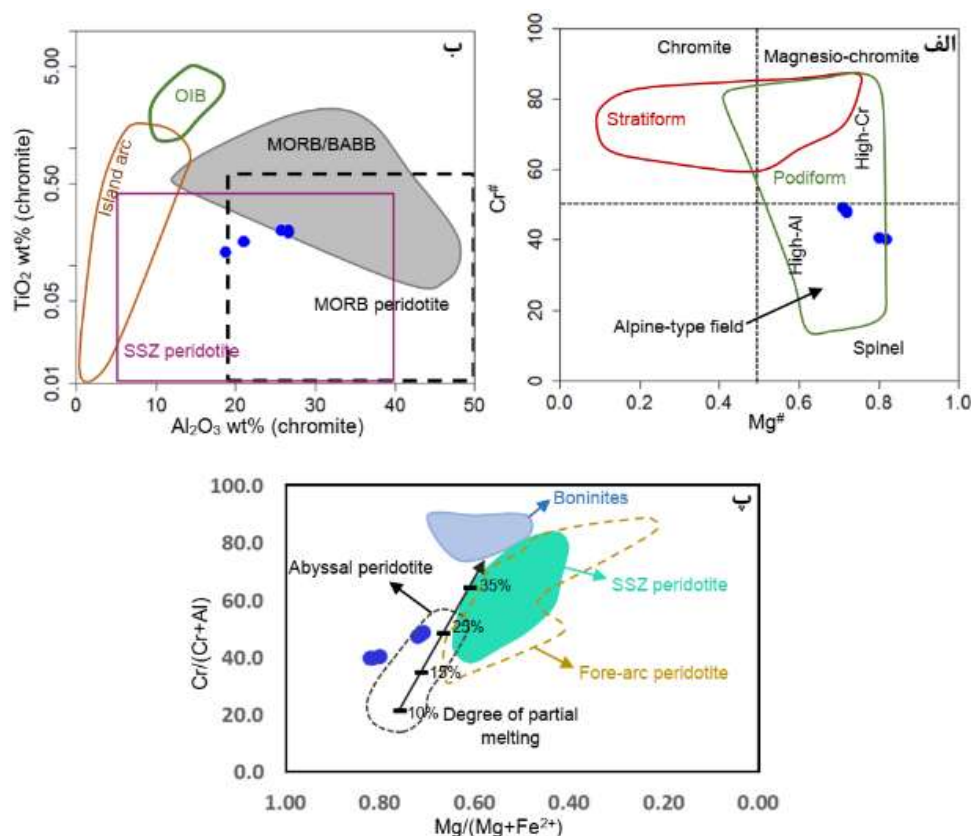
زمین شیمی کرومیت

براساس نظر ملکی و همکاران [۱۹]، ترکیب شیمیایی کانی کرومیت در کانسارهای کرومیتی می‌تواند شاخصی از ماگماهای

مختلف باشد. به این منظور، کرومیت‌های این کانسار تجزیه زمین شیمیایی شدند. چنان که پیشتر بیان شده، کانسار کرومیت قشلاق از نوع کانسارهای کرومیت آلی است. یکی از ویژگی‌های اصلی کانسارهای کرومیت نوع آلی پایین بودن مقدار TiO_2 در آنهاست [۲۰]. همچنین مقادیر به نسبت پایین TiO_2 (۲۰/۱۳-۰/۰ درصد وزنی) در کرومیت‌های مورد بررسی وجه تمایز این نوع کرومیت‌ها با کرومیت‌های نوع چینه‌سان است [۲۱]. عدد کروم، $100 * Cr / (Cr + Al)$ ، در کرومیت‌های منطقه مورد بررسی از ۴۰/۱ تا ۴۹/۱ و عدد منیزیوم، $100 * Mg / (Mg + Fe)$ از ۰/۷۱ تا ۰/۸۲ است. افزون بر این، مقادیر Al_2O_3 در نمونه‌های ماده معدنی از ۱۸ تا ۲۷ درصد و مقادیر Cr_2O_3 این نمونه‌ها از ۱۸ تا ۳۶ درصد تغییر می‌کند (جدول ۱). براساس نمودار $Mg^{\#}$ نسبت به $Cr^{\#}$ ، نمونه‌های مورد بررسی در گستره کانسارهای کرومیت نوع آلی یا انبانی قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف).



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از کانی‌شناسی ماده معدنی در منطقه قشلاق: الف) کانی کرومیت با بافت توده‌ای، ب) جانشینی کانی کرومیت با فروکرومیت از لبه‌های بلوری، پ) رگچه‌های سرپانتینیت که کانی کرومیت را قطع و برشی کرده‌اند، ت) کانی پیریت تشیل شده پیرامون کانی کرومیت. Chr: کرومیت، Fchr: فروکرومیت، Srp: سرپانتین، Py: پیریت. [۱۸].



شکل ۶ موقعیت نمونه‌های کرومیت منطقه قشلاق بر، الف) نمودار تغییرات $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ [۲۲]، ب) نمودار تغییرات TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۳]، پ) نمودار $Cr/(Cr+Al)$ نسبت به $Mg/(Mg+Fe)$ [۲۴، ۲۵].

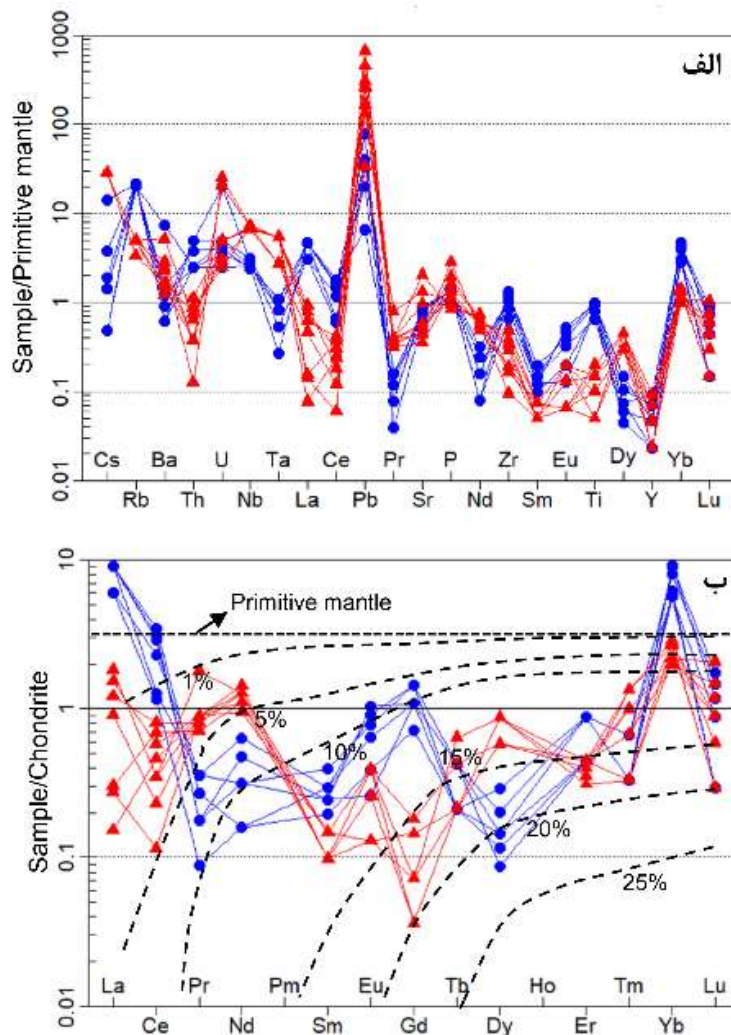
کرومیت دیده می‌شود، در حالی که از عناصر Ta، Pr، Nd، Dy، Sm، Y تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). عناصر Pb و U که تحرک پسین در سیال‌ها دارند نیز غنی‌شدگی آشکاری نشان می‌دهند. بطور کلی، الگوی عناصر کمیاب در نمونه‌های کرومیت تا حد زیادی شبیه به هم و شبیه به سنگ میزبان هارزبورژی و دونیته هستند (شکل ۷ ب). البته تفاوت‌هایی نیز دیده می‌شود، برای مثال تهی‌شدگی از عناصر Rb، Th، La، Ce و Ti و غنی‌شدگی نسبی از عناصر Dy، Nd و Pr در نمونه‌های سنگ میزبان نسبت به نمونه‌های کرومیت وجود دارد (شکل ۷ الف) [۲۷-۲۹]. مقادیر $\sum REE$ در نمونه‌های کرومیتی (۴/۸ - ۹/۰۷) بیشتر از نمونه‌های پریدوتیتی (۲/۳ - ۳/۰۷) سنگ میزبان است. الگوی REE در کرومیت‌ها نیز تقریباً شبیه به نمونه‌های پریدوتیتی میزبان است و مانند آنها غنی‌شدگی نسبی از La و Ce نشان می‌دهند. در شکل ۸، تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب نسبت به $Cr\#$ در کرومیت‌های منطقه مورد بررسی رسم شده است. عنصر Sc همبستگی مثبت نشان می‌دهد که با روند تبلور کرومیت از ماگما

بر این اساس و با توجه به شکل ۶، می‌توان گفت که نمونه‌های کرومیت قشلاق، در گستره کانسارهای کرومیت با Al بالا قرار دارند. مقادیر $Cr\#$ ، $Mg\#$ ، TiO_2 و Al_2O_3 در کرومیت‌های مورد بررسی بیانگر ارتباط تشکیل کانسار کرومیت مورد بررسی با ماگماهای بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) است (شکل ۶ ب). کرومیت‌های غنی از Cr اغلب به ماگماهای برآمده از ذوب درجه بالا در گوشته پسین نسبت داده می‌شوند، در حالیکه انواع غنی از Al با درجه پایین ذوب بخشی در گوشته پسین در ارتباط هستند [۲۶]. چنان که در نمودار $Cr/(Cr+Al)$ نسبت به $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (شکل ۶ پ) دیده می‌شود، کرومیت‌های قشلاق از ذوب بخشی تا ۲۵ درصدی سنگ‌های پریدوتیتی ایجاد شده‌اند.

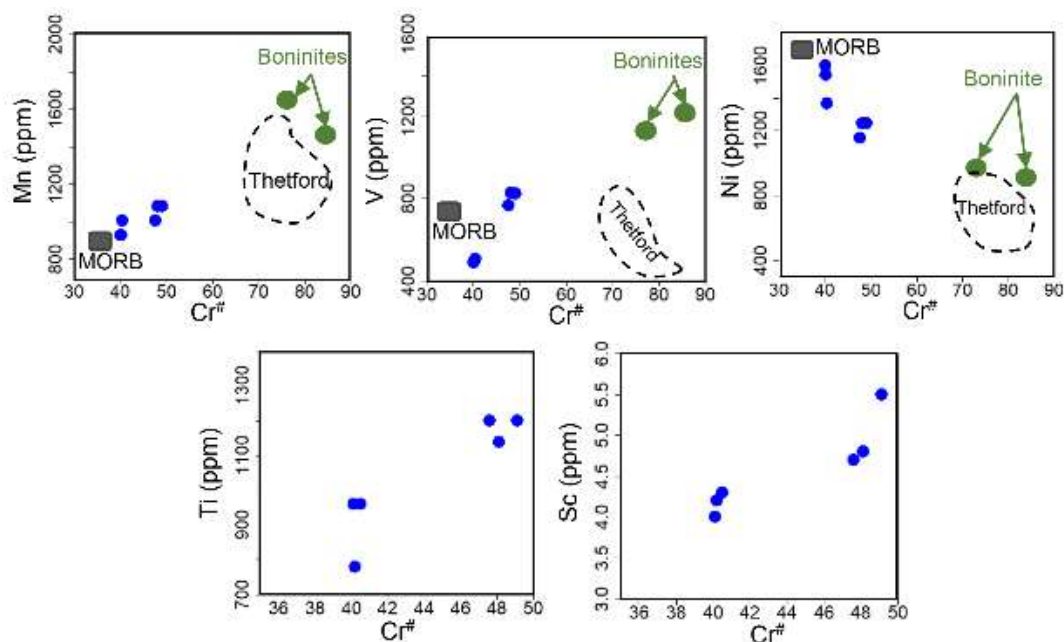
در شکل ۷ توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر (REE) در کرومیت‌ها و سنگ‌های پریدوتیت منطقه مورد بررسی بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه نشان داده شده است. غنی‌شدگی نسبی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) از جمله Cs، Rb، Th، U و Sr (شکل ۷ الف) در نمونه‌های

ماگماهای MORB، با الگوی فراوانی آنها در کرومیت‌های در ارتباط با محیط‌های جلوقوسی و پشت قوسی (شکل ۹) نشان دهنده شباهت کرومیت‌های قشلاق با انواع گزارش شده از پشت قوس و تفاوت آنها با کرومیت‌های با خاستگاه جلوقوسی (برای مثال کرومیت‌های معادن تتفورد) است. به طور کلی، نمونه‌های مورد بررسی الگویی شبیه کرومیت‌های گزارش شده در محیط‌های پشت قوس نشان می‌دهند، با این تفاوت که مقادیر عنصر Co در نمونه‌های مورد بررسی، تهی‌شدگی جزئی دارد و از عناصر Ti و Ni غنی‌شدگی بیشتری را نسبت به آنها نشان می‌دهند (شکل ۹).

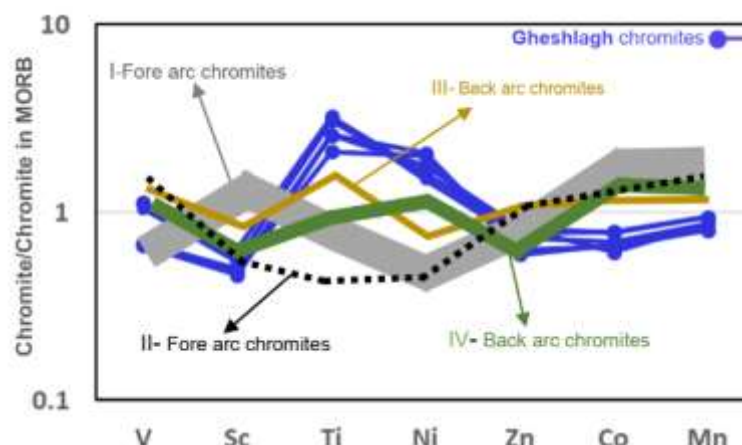
همخوانی دارد، در حالیکه عناصر Ti و V همبستگی مثبت دارند که با روندهای دیده شده برای کرومیت‌های باقیمانده از ذوب بخشی همخوانی دارد [۳۰-۳۲]. بر اساس مقادیر عناصر Mn، V و Ni نسبت به $Cr^\#$ (شکل ۸)، کرومیت‌های منطقه مورد بررسی، شباهت بیشتری با انواع وابسته به ماگماهای MORB دارند. افزون بر این، الگوی توزیع عناصر کمیاب سازگار از جمله V، Sc، Ti، Ni، Zn، Co و Mn اطلاعات مفیدی از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای مادر و محیط زمین ساختی خاستگاه کرومیت‌ها به دست می‌دهند. مقایسه فراوانی این عناصر بهنجار شده نسبت به کرومیت‌های وابسته به



شکل ۷ الف) الگوی فراوانی عناصر کمیاب در کرومیت‌ها و پریدوتیت‌های منطقه قشلاق بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه [۲۷]. ب) الگوی فراوانی عناصر خاکی نادر در کرومیت‌ها و پریدوتیت‌های منطقه قشلاق بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۲۷]. خطوط نمایش داده شده بر نمودار عناصر خاکی نادر مربوط به درجه‌های مختلف ذوب بخشی در گستره پایداری اسپینل [۲۸، ۲۹] هستند. دایره‌های آبی رنگ مربوط به نمونه‌های کرومیت و مثلث‌های قرمز رنگ مربوط به نمونه‌های پریدوتیت هستند.



شکل ۸. نمودارهای Cr# نسبت به عناصر فرعی و کمیاب در کرومیت‌های قشلاق. گستره کرومیت‌های معادن تتفورد برگرفته از مرجع [۳۰]، گستره مذاب‌های بونینیتی و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی MORB برگرفته از مرجع [۳۱]. هستند



شکل ۹. نمودار عنکبوتی مربوط به الگوی فراوانی عناصر کمیاب و فرعی در کرومیت‌های قشلاق بهنجار شده نسبت به کرومیت‌های وابسته به ماگماهای MORB [۳۰]. داده‌های کرومیت‌های جلو قوس (I) از معادن تتفورد [۳۰]، داده‌های کرومیت‌های جلو قوس (II) از جزیره کوین در کالدونیا [۳۳]، داده‌های کرومیت‌های پشت قوس (III) از موا-باراکوا [۳۴] و داده‌های کرومیت‌های پشت قوس (IV) از کوتو در فیلیپین [۳۵].

زمین‌شیمی پریدوتیت میزبان

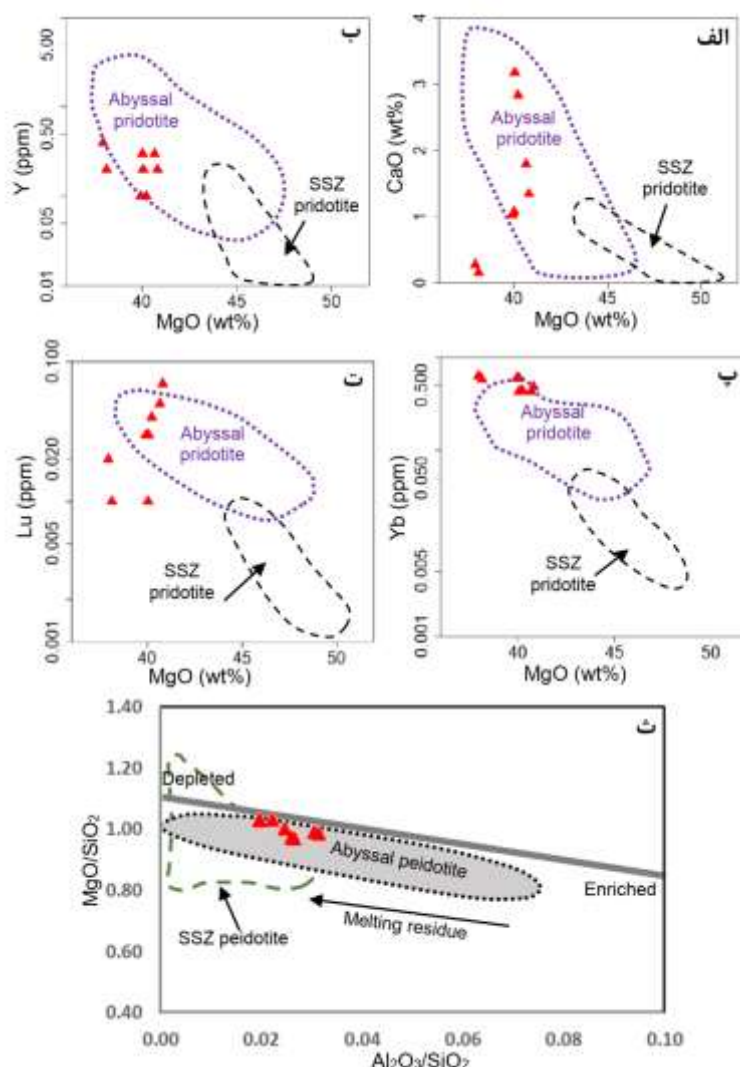
با اینکه سنگ‌های پریدوتیتی میزبان کانه‌زایی کرومیت، در منطقه قشلاق گاهی بسیار سرپانتینیتی شده‌اند، اما برای تجزیه-های زمین‌شیمیایی سعی شد که نمونه‌هایی با دگرسانی کم، انتخاب شوند. البته بررسی‌های اخیر نشان داده‌اند که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و همچنین REE بسیار کم در اثر فرآیند سرپانتینیتی شدن تغییر می‌کنند [۳۶]. پایین بودن مقادیر SiO_2 (۶۹-۴۰/۳۸ درصدوزنی)، Al_2O_3 (۰/۷-۱/۲

درصدوزنی) و CaO (۰/۱-۱/۷ درصدوزنی) نشانگر نرخ بالای ته‌پاشی در سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی مورد بررسی است. بر پایه نمودارهای مقادیر CaO ، Y ، Yb و Lu نسبت به MgO ، نمونه‌های منطقه مورد بررسی نزدیک به گستره سنگ-های گوشته‌ای عمیق پریدوتیت مغاک [۳۷] یا گوشته نوع پشته میان اقیانوسی قرار دارند. در نمودار MgO/SiO_2 نسبت به $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (شکل ۱۰) نیز، نمونه‌های مورد بررسی روی

غنی‌شدگی آشکاری از عناصر La و Ce نشان می‌دهند. به بیان دیگر، الگوی REE نمونه‌های هارزبورژیتی و دونیتی در منطقه مورد بررسی با وجود شباهت به الگوی فراوانی پریدوتیت‌های گوشته نوع MORB، دارای الگوی U شکل هستند (شکل ۷)، که گاهی به غنی‌شدگی نسبی از LREE در ارتباط با مذاب‌ها در نزدیکی یک محیط فروران‌ش نسبت داده شده‌اند [۳۶، ۳۸، ۳۹]. چنان که از الگوی REE دیده می‌شود، نمونه‌های هارزبورژیت و دونیت در منطقه مورد بررسی با درجه ذوب بخشی تقریبی ۲۰٪ در گستره پایداری اسپینل همخوانی دارند.

خط روند ذوب بخشی گوشته و نزدیک به گستره تهی شده قرار می‌گیرند.

چنان که بیان گردید، نمونه‌های هارزبورژیت و دونیت در منطقه مورد بررسی در نمودار فراوانی عناصر کمیاب، غنی‌شدگی نسبی از LILE (Cs, Rb, Ba, U, Ta) و ناهنجاری مثبت آشکاری در عناصر Pb و U که تحرک پسین در سیال‌ها دارند، نشان می‌دهند. بطور معمول، سنگ‌های پریدوتیتی که باقیمانده ذوب‌بخشی گوشته تهی‌شده هستند تهی‌شدگی شدیدی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) دارند (شکل ۷)، اما نمونه‌های هارزبورژیت و دونیت در منطقه مورد بررسی،



شکل ۱۰ موقعیت پریدوتیت‌های میزبان کرومیت قشلاق در نمودارهای، الف تا ت) تغییرات اکسید کلسیم و عناصر کمیاب (Y, Lu و Yb) نسبت به MgO. گستره‌های مربوط به پریدوتیت‌های مغاک و پهنه بالای فروران‌ش به ترتیب برگرفته از مراجع [۳۸، ۳۷] هستند. ث) موقعیت پریدوتیت‌های قشلاق در نمودار تغییرات MgO/SiO_2 نسبت به Al_2O_3/SiO_2 [۳۶].

جایگاه زمین‌ساختی

زمین‌شناسی ناحیه خوی از موضوع‌های بحث‌برانگیز سال‌های اخیر بوده است. حسنی پاک و همکاران [۴] دو امکان را برای افیولیت خوی بررسی کرده‌اند که عبارتند از (۱) ارتباط مجموعه افیولیتی خوی با افیولیت‌های کرتاسه پسین در زمین‌درز زاگرس- بیتلیس از جمله افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه و (۲) ارتباط افیولیت خوی با مجموعه افیولیت‌های داخلی فلات ایران از جمله نائین، شهربابک، سبزوار و بند زیارت که مربوط به حوضه‌های دریایی باز شده در زمان مزوزوئیک بین پهنه‌های سنندج- سیرجان و ایران مرکزی هستند. آنها، سرانجام گزینه دوم را برای افیولیت خوی پیشنهاد دادند. همچنین خلعتبری و همکاران، [۴۰] به دلایلی چون نامشخص بودن موقعیت افیولیت خوی نسبت به پهنه سنندج- سیرجان (به علت ناپیدا بودن ادامه این پهنه در زیر واحدهای آتشفشانی و رسوبی نزدیک دریاچه ارومیه) و نامشخص بودن جایگاه مجموعه دگرگونی منطقه خوی (ادامه پهنه سنندج- سیرجان و یا کرانه دگرگون شده صفحه عربی) امکان پیشنهاد شده توسط حسنی پاک و همکاران [۴] را رد کردند. آنها [۴۰] دو مجموعه افیولیتی شامل توالی رخنمون یافته در شرق منطقه با شدت گرگونی بالا به سن ژوراسیک پیشین و دیگری توالی افیولیتی غربی منطقه با سن کرتاسه پسین-پالئوسن پیشین و بدون دگرگونی را معرفی کردند. بر پایه سن‌سنجی U-Pb زیرکن [۱۰]، سن سنگ مادر واحدهای دگرگونی در بخش شرقی منطقه خوی نئوپروتروزوئیک پایانی و براساس روش های Rb-Sr [۱۰] Ar-Ar [۱۲] و K-Ar [۱۱] زمان دگرگونی این واحدهای سنگی، ژوراسیک پایانی- کرتاسه آغازین گزارش شده است. افزون بر این، زعیم نیا و همکاران [۱۷] با بررسی شیمی کانی‌های کرومیت در بخش‌های شرقی و غربی منطقه خوی، این دو مجموعه افیولیتی را با هم مقایسه کرده و دو جایگاه زمین‌ساختی متفاوت شامل پشت قوس برای بخش شرقی و جایگاه پهنه بالای فروانش برای بخش غربی را پیشنهاد کرده‌اند. شواهدی از جمله وجود گدازه‌های بالشی که از نظر ویژگی-های زمین‌شیمیایی شبیه مذاب‌های MORB هستند، و دایک‌های دیابازی که گدازه‌های بالشی را قطع کرده و ویژگی-های محیط‌های پهنه بالای فروانش را نشان می‌دهند، تأییدی بر تشکیل افیولیت‌های بخش غربی خوی در یک جایگاه پهنه بالای فروانش هستند [۴۰]. همچنین نامبردگان بر این باور

هستند که مجموعه افیولیتی شرقی خوی، به دلیل حجم کم رخنمون توده‌های گابرویی و نبود رخنمون دایک‌های دیابازی، در مراکز گسترشی اقیانوسی با سرعت کم و در نتیجه ذوب بخشی گواشته تهی‌شده بوجود آمده‌اند.

این پژوهش که بر اساس داده‌های زمین‌شیمیایی کرومیت‌ها و سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی منطقه شرقی خوی انجام شده است همخوانی قابل قبولی را با نتایج پژوهش زعیم نیا و همکاران [۱۷] نشان می‌دهد. چنان که در بخش زمین‌شیمی کرومیت‌ها بیان شد، کرومیت‌های قشلاق از نوع Al بالا هستند و از نظر مقادیر Cr[#] و سایر نشانگرهای زمین‌شیمیایی (شکل‌های ۶ و ۸) همخوانی بسیاری با ماگماهای نوع MORB نشان می‌دهند. افزون بر کرومیت‌ها، سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی میزبان آنها نیز شواهد زمین‌شیمیایی وابسته به گواشته عمیق (پریدوتیت مغاکی؛ شکل ۱۰) نشان می‌دهند. از سوی دیگر، الگوهای فراوانی عناصر خاکی نادر در کرومیت‌ها و پریدوتیت‌های میزبان (شکل ۷) دارای غنی‌شدگی نسبی از LREE (شکل U) هستند. چنین الگویی اغلب برای توصیف کرومیت‌های انبانی و سنگ‌های پریدوتیتی با خاستگاه نزدیک به مناطق فروانش که در اثر سیال‌های این نواحی غنی‌شدگی نسبی یافته‌اند، توصیف می‌شود. از این رو، داده‌های زمین‌شیمیایی منطقه قشلاق، افزون بر تأکید بر ارتباط کرومیت‌ها و سنگ‌های پریدوتیت میزبان آنها با گواشته عمیق و درجه ذوب بخشی حدود ۲۰٪ (کمتر از ماگماهای بونینیتی و پریدوتیت‌های وابسته به پهنه فروانش)، برهمکنش سنگ‌های پریدوتیتی نام برده با مذاب‌های غنی در محیط فروانش را نشان می‌دهند. با توجه به این شرایط، موقعیت زمین‌ساختی که می‌توان برای تشکیل مجموعه افیولیتی منطقه مورد بررسی در نظر گرفت، یک محیط پشت قوس است. همخوانی الگوی فراوانی عناصر کمیاب و فرعی برای کرومیت‌های منطقه مورد بررسی (شکل ۹) با انواع گزارش شده از محیط‌های زمین‌ساختی پشت قوس، تأییدی بر این امر است.

برداشت

بطور کلی، این پژوهش پیرامون کرومیت‌ها و پریدوتیت‌های منطقه قشلاق، در مجموعه افیولیتی خوی نتایج زیر را در پی داشته است:

۱- کانه‌زایی کرومیت در منطقه مورد بررسی در سنگ‌های دونیتی سرپانتینیتی شده رخ داده که با سنگ‌های هارزبورژیتی

- of two ophiolitic complex of different ages in the Khoy area (NW Iran)". *Geodynamics* 335 (2003) 917-929. DOI: 10.1016/S1631-0713(03)00123-8
- [4] Hassanipak A.A., Mohamad Ghazi A., "Petrology, geochemistry and tectonite setting of the Khoy ophiolite, North West Iran: implication for Tethyan tectonics". *Journal of Asian Earth Science Elsevier* 18 (2000) 109- 121. DOI: 10.1016/S1367-9120(99)00023-1
- [5] Kananian A., Ataei M., Mirmohammadi M., Emamalipour A., "Petrography, mineral chemistry and genesis of Aland and Gheshlagh Chromite deposits, Khoy ophiolite (NW of Iran) (in Persian)". *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(3) (2010) 369-380.
- [6] Radfar J., Amini B., Bahroudi A., Khalatbari M., Emami M.H., Bahremand M., "Geological map of Khoy". Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- [7] Nabavi M.H., "An Introduction to Geology of Iran (in Persian)". Geological survey of Iran, Tehran, Iran (1976).
- [8] Stocklin J., "Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia". *Memoire Hors-Serve No.8 dela Societe Geologique de France* 8 (1977) 333-353.
- [9] Azizi H., Moinvaziri H., Mohajjel M., Yagobpoor A., "PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for cretaceoustertiary continental collision". *Journal of Asian Earth Sciences* 27 (2006) 1-9. DOI: 10.1016/j.jseaes.2004.12.007
- [10] Azizi H., Chung S.L., Tanaka T., Asahara Y., "Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source". *Precambrian Research* 185 (2011) 87-94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.004>
- [11] Khalatbari J.M., Juteau T., Cotton J., "Petrological and geochemical study of the Late Cretaceous ophiolite of Khoy (NW Iran), and related geological formations". *Journal of Asian Earth Science* 27 (2006) 465-502. DOI: 10.1016/j.jseaes.2005.05.006
- [12] Ghazi A.M., Pessagno E.A., Hassanipak A.A., Kariminia S.M., Duncan R.A., Babaie H.A., "Biostratigraphic zonation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Neo-Tethyan Khoy ophiolite of NW Iran". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193 (2003) 311-323. DOI: 10.1016/S0031-0182(03)00234-7

در بر گرفته شده‌اند. بافت و ساخت کانه‌زایی در این منطقه به دو صورت توده‌ای و افشان بوده است که بخش توده‌ای عیار بالاتری نسبت به بخش افشان یا دانه‌پراکنده دارد.

۲- براساس نتایج بررسی‌های صحرایی (ساخت و بافت ماده معدنی)، ارتباط آن با سنگ درونگیر و همچنین زمین شیمی ماده معدنی، کرومیت‌های منطقه از نوع انبانی و دارای ترکیب شبیه انواع آلی هستند.

۳- کرومیت‌های منطقه قشلاق از نوع Al بالا بوده و مقادیر Cr# و Mg# و فراوانی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر در آنها گویای ارتباط آنها با ماگمای نوع MORB و درجه کم (تا ۲۰٪) ذوب بخشی گوشته تهی شده عمیق (پریدوتیت مغاکی) هستند.

۴- سنگ‌های دونیتی و هارزبورژیته میزبان کانه‌زایی کرومیت در منطقه نیز از نظر زمین شیمیایی ارتباط نزدیکی با گوشته تهی شده عمیق نشان می‌دهند. البته غنی‌شدگی نسبی از LILE و LREE در کرومیت‌ها و سنگ‌های دونیتی و هارزبورژیته همراه آنها نشان‌دهنده برهمکنش این سنگ‌ها با سیال‌های غنی شده در مناطق فروانش هستند. از این رو مناسب‌ترین موقعیتی که می‌توان برای بخش شرقی افیولیت خوی در نظر گرفت، تکامل آن در یک محیط پشت قوس است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان و صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور تشکر می‌نمایند. بخشی از این پژوهش مربوط به طرح مصوب با شماره ۴۰۱۲۹۷۰ در صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور است. همچنین از سردبیر محترم و داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که منجر به غنای بیشتر مقاله گردیده است، تشکر می‌شود.

مراجع

- [1] Coleman R.G., "Pre-accretion tectonics and metamorphism of ophiolites". *Ophioliti* 9 (1984) 205-222.
- [2] Shafaii Moghadam H., Stern R. J., "Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SWAsia: (II) Mesozoic ophiolites". *Journal of Asian Earth Sciences* 100 (2015) 31-59. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.12.016>
- [3] Khalatbari M., Juteau T., Bellon H., Whitechurch H., Cotton J., Emami H., "Discovery

- deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus". *Chemical Geology* 208 (2004) 217–232. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.013>
- [23] Kamenetsky VS., Crawford AJ., Meffre S., "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) (2001) 655–671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- [24] Tamura A., Arai S., "Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of suprasubduction zone setting for the Oman ophiolite mantle". *Lithos* 90 (2006) 43–56. DOI:10.1016/j.lithos.2005.12.012
- [25] Morishita T., Tani K., Shukuno H., Harigane Y., Tamura A., Kumagai H., Hellebrand E., "Diversity of melt conduits in the Izu-Bonin-Mariana forearc mantle: Implications for the earliest stage of arc magmatism". *Geology* 39 (2011) 411–414. DOI: 10.1130/g31706.1
- [26] Zhou M.F., Robinson P.T., Bai W.j., "Formation of podiform chromitites by melt rock interaction in the upper mantle". *Minerium Deposita* 29 (1994) 98–101. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF03326400>
- [27] McDonough W.F., Sun S.S., "The composition of the Earth". *Chemical Geology* 120 (1995) 223–253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4
- [28] Kelemen B., Shimizu N., Dunn T., "Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt rock reaction in the upper mantle". *Earth and Planetary Science Letters* 120 (1993) 111–134. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90234-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90234-Z)
- [29] Kinzler R.J., "Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis". *Journal of Geophysical Research* 102 (1997) 853–874. DOI:10.1029/96JB00988
- [30] Pagé P., Barnes S.J., "Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines ophiolite, Québec, Canada". *Economic Geology* 104 (2009) 997–1018. <https://doi.org/10.2113/econgeo.104.7.997>
- [31] Barnes S.J., Roeder P. L., "The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks". *Journal of Petrology* 42 (2001) 2279–2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
- [13] Malekghasemi F., Karimzadeh-Somarin A.K., "Petrology and origin of chromite mineralization in the Khoy area". *Berg und Huttenmannische Monatshefte* 10 (2005) 358–366. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF03166826>
- [14] Imamali-pour A., "Metallogeny of Khoy ophiolite with special regard to sulfide deposits associated with the volcanic rocks of Qezildash area". Doctoral dissertation, Ph.D. Thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, pp. 359 (in Persian) (2001)
- [15] Imamali-pour A., "Mineralogy of accessory and rare minerals associated with chromite deposits in the Khoy area. (in Persian)". *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16(4) (2009) 559–570.
- [16] Monsef I.M., Rahgoshay M., Mohajjel M., Moghadam H.S., "Peridotites from the Khoy Ophiolitic Complex, NW Iran: Evidence of mantle dynamics in a supra-subduction-zone context". *Journal of Asian Earth Science* 38 (2010) 105–120. DOI: 10.1016/j.jseaes.2009.10.007
- [17] Zaeimnia F., Kananian A., Arai A., Mirmohammadi M., Imamali-pour A., Zaki Khedr M., Makoto Miura M., Abbou-Kebir K., "Mineral chemistry and petrogenesis of chromitites from the Khoy ophiolite complex, Northwestern Iran: Implications for aggregation of two ophiolites." *Island Arc* 26(6) (2017) 1–15. DOI: 10.1111/iar.12211
- [18] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals". *American Mineralogist* 95 (2010), 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- [19] Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumfl F., "Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirisai Kazakhstan A study of solid and fluid inclusions in chromite". *Journal of Petrology* 38 (1997) 1419–1458. DOI: 10.1093/petrology/38.10.1419
- [20] Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., "Plutonium-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex central Urals (Russia)". *Ore geology Reviews* 33 (2001) 20–30. DOI:10.1016/j.oregeorev.2006.05.007
- [21] Bridges J.C., Prichard H.M., Meireles C.A., "Podiform Chromite-Bearing Ultramafic Rocks from the Bragança Massif, Northern Portugal: Fragments of Island Arc Mantle". *Geological Magazine* 132 (1995) 39–49.
- [22] Büchl A., Brüggmann G., Batanova V.G., "Formation of podiform chromitite

- interaction". *Mineralogy and Petrology* 115(6) (2021) 663-685. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00760-0>.
- [37] Niu Y., "Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites". *Journal of Petrology* 38 (1997) 1047-1074. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.1047>
- [38] Parkinson I.J., Pearce J.A., "Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and meltmantle interaction in a supra-subduction zone setting". *Journal of Petrology* 39(9) (1998) 1577-1618. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.9.1577>
- [39] Proenza J. A., Gervilla F., Melgarejo J. C., Bodinier J. L., "Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle". *Economic Geology* 94 (1999) 547-566. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.4.547>
- [40] Khalatbari J.M., Juteau T., Bellon H., Whitechurch H., Cotton J., Emami M.H., "New geological, geochronological and geochemical investigation on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran". *Journal of Asian Earth Science* 23 (2004) 507-535. DOI:10.1016/j.jseaes.2003.07.005
- [32] Zhang P.F., Zhou M.F., Malpas J., Robinson P.T., "Origin of high-Cr chromite deposits in nascent mantle wedges: Petrological and geochemical constraints from the Neo-Tethyan Luobusa ophiolite, Tibet". *Ore Geology Reviews* 123 (2020) 103-581. <https://doi.org/10.17632/n8zjdr6dbg.1>
- [33] González-Jiménez J.M., Augé T., Gervilla F., Bailly L., Proenza J.A., Griffin B., "Mineralogy and geochemistry of platinum-rich chromitites from the mantle-crust transition zone at Ouen Island, New Caledonia ophiolite". *Canadian Mineralogist*, 49(6) (2011) 1549-1570. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.6.1549>.
- [34] Colás V., González J.M., Griffin W.L., Fanlo I., Gervilla F.O., Reilly S.Y., Pearson, N.J., Kerestedjian T., Proenza J.A., "Fingerprints of metamorphism in chromite: new insights from minor and trace elements". *Chemical Geology* 389 (2014) 137-152. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.10.001>
- [35] Yao S., "Chemical composition of chromites from ultramafic rocks", application to mineral exploration and petrogenesis. (PhD thesis) Macquarie University, Sydney (174 pp.) (1999).
- [36] Üner T., "Supra-subduction zone mantle peridotites in the Tethyan Ocean (East Anatolian Accretionary Complex-Eastern Turkey): Petrological evidence for melting and melt-rock