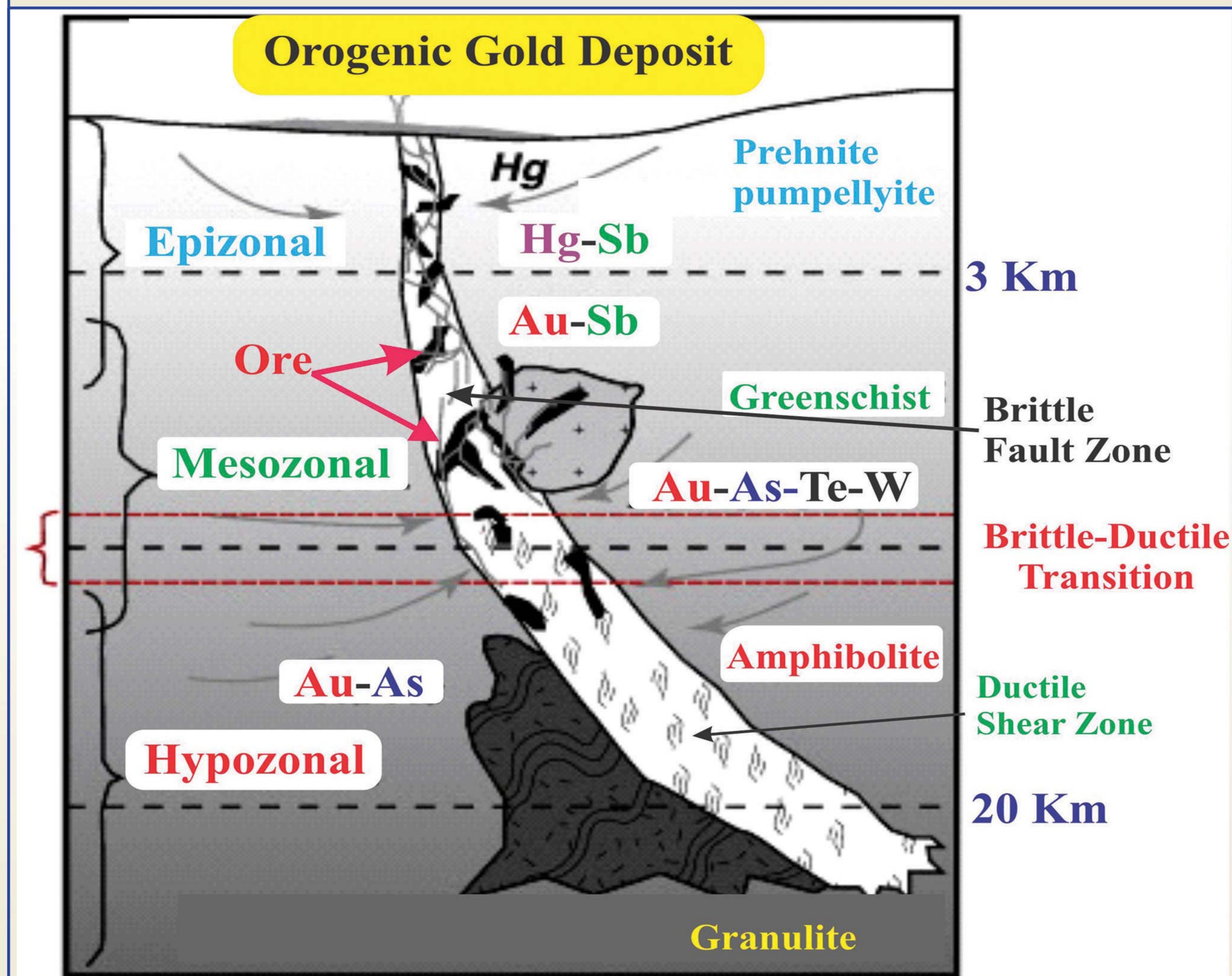


زمین‌شناسی اقتصادی



بسم الله الرحمن الرحيم

زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد

جلد ۱۲، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۹، شماره پیاپی ۲۷

پروانه انتشار نشریه ۲۱۱۲۴ - ۱۳۸۸/۰۹/۰۲

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

پروانه انتشار رسانه غیربرخط ۲۱۱۲۴ - ۱۳۹۸/۰۲/۰۹

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

بر اساس مجوز کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور طی شماره ۴۱۴۳ - ۸۹/۵/۹
این نشریه دارای اعتبار علمی-پژوهشی است.

این نشریه در پایگاه‌های زیر نمایه شده است:

- Scopus
- GeoRef
- Directory of Open Access Journals (DOAJ)
- پایگاه استنادی علوم ایران (ISC)
- پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)
- پایگاه اطلاعات نشریات کشور (MAGIRAN)
- پایگاه نشریات ادواری ایران (RiCeST)
- CIVILICA

زمین‌شناسی اقتصادی

جلد ۱۲، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۹، شماره پیاپی ۲۷

با شماره پروانه ۲۱۱۲۴ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی
وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد
مدیر مسئول و سردبیر: دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

اعضای هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمدحسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سیداحمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

ناشر: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

انتشار: الکترونیکی

تلفن دفتر نشریه: ۰۵۱-۳۸۸۰۴۰۵۰

پست الکترونیک: econg@um.ac.ir

نشانی وب سایت: <http://econg.um.ac.ir>

مشاوران علمی این شماره:

دکتر محمدحسن کریم پور، استاد، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر آزاده ملکزاده شفارودی، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر میرعلی اصغر مختاری، دانشیار، پترولوژی (دانشگاه زنجان)
دکتر حمایت جمالی، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه اصفهان)
دکتر مهرداد براتی، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بوعلی سینا)
دکتر علی اصغر سپاهی، استاد، پترولوژی (دانشگاه بوعلی سینا)
دکتر محمد معانی جو، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بوعلی سینا)
دکتر امیر مرتضی عظیم زاده، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه زنجان)
دکتر امیر مهدوی، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بیرجند)
دکتر موسی نقره ثیان، استاد، پترولوژی (دانشگاه اصفهان)
دکتر ابراهیم طالع فاضل، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بوعلی سینا)
دکتر محمدرضا حسین زاده، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تبریز)
دکتر حسین صادقی، دانشیار - زلزله شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
دکتر محمدعلی رجب زاده، استاد، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
دکتر حسین کوهستانی، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه زنجان)
دکتر ناصر نعیمی قصایان، زلزله شناسی (اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق)
دکتر قاسم نباتیان، دانشیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه زنجان)
دکتر زهرا اعلمی نیا، استادیار، زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه اصفهان)

ویراستار متن فارسی: سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن انگلیسی: دکتر علی پیروی (مرکز ویراستاری دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی: دکتر آزاده ملکزاده شفارودی (دانشگاه فردوسی مشهد)

کارشناس اجرایی و صفحه آرا: سارا حبیبی (گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد)

نشانی: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دفتر نشریه

زمین شناسی اقتصادی، کد پستی ۴۸۹۷۴-۹۱۷۷۹

سخن سردبیر

با سلام

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای آمریکا، از ۱۰۴ سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود چهار نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن یادشده نقشی مهم در تولید مس و اقتصاد آمریکا در طول تمامی این سال‌ها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، آمریکا و چین را نام برد. زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانی‌ها در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلیاژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاه‌های اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گام‌های مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور را فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

۱) هدفمند کردن تحقیقات و پژوهش‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به توانایی و شرایط زمین‌شناسی و اولویت‌های تحقیقاتی-اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور، این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاه‌های اجرایی محقق خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرح‌های مزبور خواهند شد. در خصوص تعیین اولویت‌ها، مؤلفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: ۱- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، ۲- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، ۳- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، ۴- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، ۵- توجه جدی به مسایل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ۸- سایر مؤلفه‌ها.

۲) رصد کردن آموزش و تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه‌یافته و بومی‌سازی و به‌روز رسانی آموزش و پژوهش زمین‌شناسی اقتصادی در ایران.

۳) خوشبختانه نشریه زمین‌شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی- پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین‌شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می‌شود بهترین مقاله‌های علمی- پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

فهرست

- سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آداکیتی منطقه تیغناپ و ارتباط آنها با کانه‌زایی
اسکارن آهن (جنوب خاور سربیشه-خاور ایران) ۴۴۹
ملیحه نخعی و سید سعید محمدی
- بررسی کانی‌زایی آنتیموان و انتقال جرم در سنگ‌های میزبان، بائوت، غرب زاهدان (جنوب شرق ایران)
حلیمه مجددی مقدم، محمد بومری و حبیب بیابانگرد ۴۷۱
- تحلیل ارتباط نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان ۴۹۱
جواد بیگلری، عباس کنگی و عبدالرضا جعفریان
- میان‌بارهای سیال، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در کانسار پورفیری-آپی ترمال ساری‌گونی، استان
کردستان ۵۰۹
بهزاد مهرابی، مجید قاسمی سیانی و طیه فاضلی
- میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در کانسار آهن سراب ۳ (مجموعه معدنی آهن شهرک-
شمال بیجار) ۵۳۱
محمد معانی‌جو و مهرداد فردوسی راشد
- بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و سیالات درگیر اسکارن آهن کلاته‌شب (شرق سربیشه،
خراسان جنوبی) ۵۶۳
فاطمه یاری، محمدحسین زرین‌کوب و سیدسعید محمدی
- شیمی کانی و کانه‌زایی کرومیت در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی، غرب زنجان ۵۸۵
پرهام اهراییان‌فرد، قاسم نباتیان، میرعلی‌اصغر مختاری، مریم هنرمند و حسین کوهستانی
- شناسایی کانه‌زایی سرب و روی بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه در کمربند فلززایی
ملاپر-اصفهان ۶۱۱
محمدامین جعفری، علی کنعانیان و احد نظریور



مقاله پژوهشی

سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آداکیتی منطقه تیغناپ و ارتباط آنها با کانه‌زایی اسکارن آهن (جنوب خاور سریشه-خاور ایران)

ملیحه نخعی^{۱*} و سید سعید محمدی^۲

(۱) گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۱۹

چکیده

منطقه مورد بررسی در بخش خاوری زون جوش خورده سیستان و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مایه‌رود قرار گرفته است. توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب کلی کوارتز دیوریتی، به درون سنگ آهک و ماسه سنگ‌های پالئوسن-ائوسن نفوذ کرده و اسکارن و کانی‌سازی آهن (مگنتیت) را تشکیل داده است. بافت‌های عمده در کوارتز دیوریت پورفیری شامل پورفیری با زمینه ریزدانه و پوئی کلیتیک هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز سازنده‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی نشان‌دهنده انطباق سنگ‌های آذرین تیغناپ با نفوذی‌های مرتبط با اسکارن‌های آهن است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند میزان میانگین SiO_2 (۶۴/۴۸ درصد)، Al_2O_3 (۱۶/۶۸ درصد)، Sr (۴۷۰ ppm)، Y (۸/۹ ppm)، Sr/Y (۵۵/۵۸)، Yb (۰/۸۹ ppm) و آنومالی منفی ضعیف Eu، نشان‌دهنده ماهیت آداکیتی و از نوع پرسلیس برای این سنگ‌هاست. میزان $\text{Mg\#}$ (۵۵/۴۸ تا ۶۸/۱)، Sr/Y (میانگین ۵۵/۵۸)، Th/La (میانگین ۰/۳۲)، La/Yb_N (میانگین ۴/۲) و Th (میانگین ۱/۸ ppm) نشان‌دهنده ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده با ترکیب گارنت آمفیبولیتی برای تشکیل ماگمای آداکیتی است.

واژه‌های کلیدی: کوارتز دیوریت پورفیری، گراتیوئید نوع I، آداکیت پرسلیس، اسکارن، تیغناپ، زمین‌درز سیستان

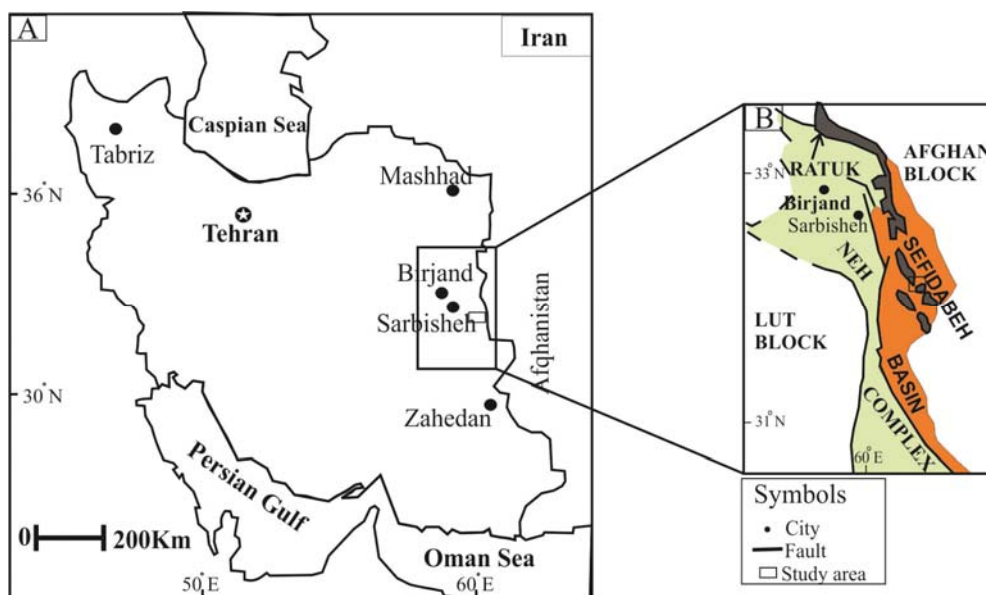
مقدمه

جنوب خاور امکان‌پذیر است. از دیدگاه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، منطقه تیغناپ در بخش خاوری زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) قرار گرفته است (شکل ۱-B). زمین‌درز سیستان در نتیجه برخورد دو بلوک لوت و افغان تشکیل شده و بر پایه سن‌سنجی‌های انجام‌شده، زمان بسته‌شدن

منطقه تیغناپ در استان خراسان جنوبی و در ۱۰۴ کیلومتری جنوب خاور سریشه قرار دارد (شکل ۱-A). دسترسی به این منطقه، از مسیر جاده آسفالت سریشه-درج به طول ۷۸ کیلومتر و سپس جاده خاکی درج-تیغناپ به طول ۲۶ کیلومتر به سمت

کانسارهای اسکارن همراه توده‌های نفوذی - نیمه‌عمیق در خاور ایران، تاکنون پژوهش‌هایی توسط برخی پژوهشگران انجام شده است که از آن جمله می‌توان به پژوهش‌های (Zarrinkoub et al., 2011; Yari et al., 2014; Nakhaei et al., 2014; Nakhaei et al., 2015; Saadat, 2017; Mazhari et al., 2018) اشاره کرد. توده‌های نیمه‌عمیق و اسکارن منطقه تیغناپ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مایرود (Guillou et al., 1981) و گزارش نقشه زمین‌شناسی چهارگوش گزیک با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Guillou et al., 1990) مورد اشاره قرار گرفته است. رسولی (Rasouli, 2015) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به ژئوشیمی، کانی‌شناسی و ژنز کانسار آهن-مس تیغناپ پرداخته است. با توجه به اهمیت نقش توده‌های نیمه‌عمیق تیغناپ در کانی‌سازی اسکارن و همچنین به دلیل اینکه توده‌های ذکر شده تاکنون مورد بررسی ژئوشیمی و پترولوژی قرار نگرفته است، این پژوهش با هدف بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نیمه‌عمیق و نقش آنها در کانی‌زایی اسکارن انجام شده است.

آن را به کرتاسه پایانی مربوط می‌دانند (Zarrinkoub et al., 2012; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013). ماگماتیسیم انوسن-الیگوسن در شرق ایران (لوت-سیستان) سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی به همراه سنگ‌های آذرآواری و توده‌های نیمه‌عمیق شده (Pang et al., 2013) که در برخی مناطق، باعث کانی‌سازی اسکارن شده است. اغلب توده‌های نفوذی همراه ذخایر اسکارن، سنگ‌های حدواسط تا اسیدی آب‌دار نظیر کوارتزدیوریت و گرانودیوریت هستند (Karimzadeh somarin and Moayyed, 2002; Wang et al., 2018). سنگ‌های بازیک نظیر گابروها و نوریت‌ها به‌ندرت سبب تشکیل اسکارن می‌شوند. ارتباط بین کانی‌سازی اسکارن و آداکت‌ها توسط پژوهشگران مختلفی مورد بحث قرار گرفته است (Xu et al., 2016; Lei et al., 2018; Mao et al., 2018). ذخایر اسکارن و سنگ‌های نفوذی سنوزوئیک همراه آنها در ایران، در بخش‌های شمال باختر، مرکز و جنوب خاور کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، کمربند ماگمایی سبزوار-درونه و در نوار ماگمایی خاور ایران رخنمون دارند (Sepidbar et al., 2017). در رابطه با



شکل ۱. موقعیت منطقه تیغناپ در A: جنوب‌خاور سریش و B: زون جوش خورده سیستان (Tirrul et al., 1983)

Fig. 1. Location of Tighanab area in A: South east of Sarbisheh, and B: Sistan suture zone (Tirrul et al., 1983)

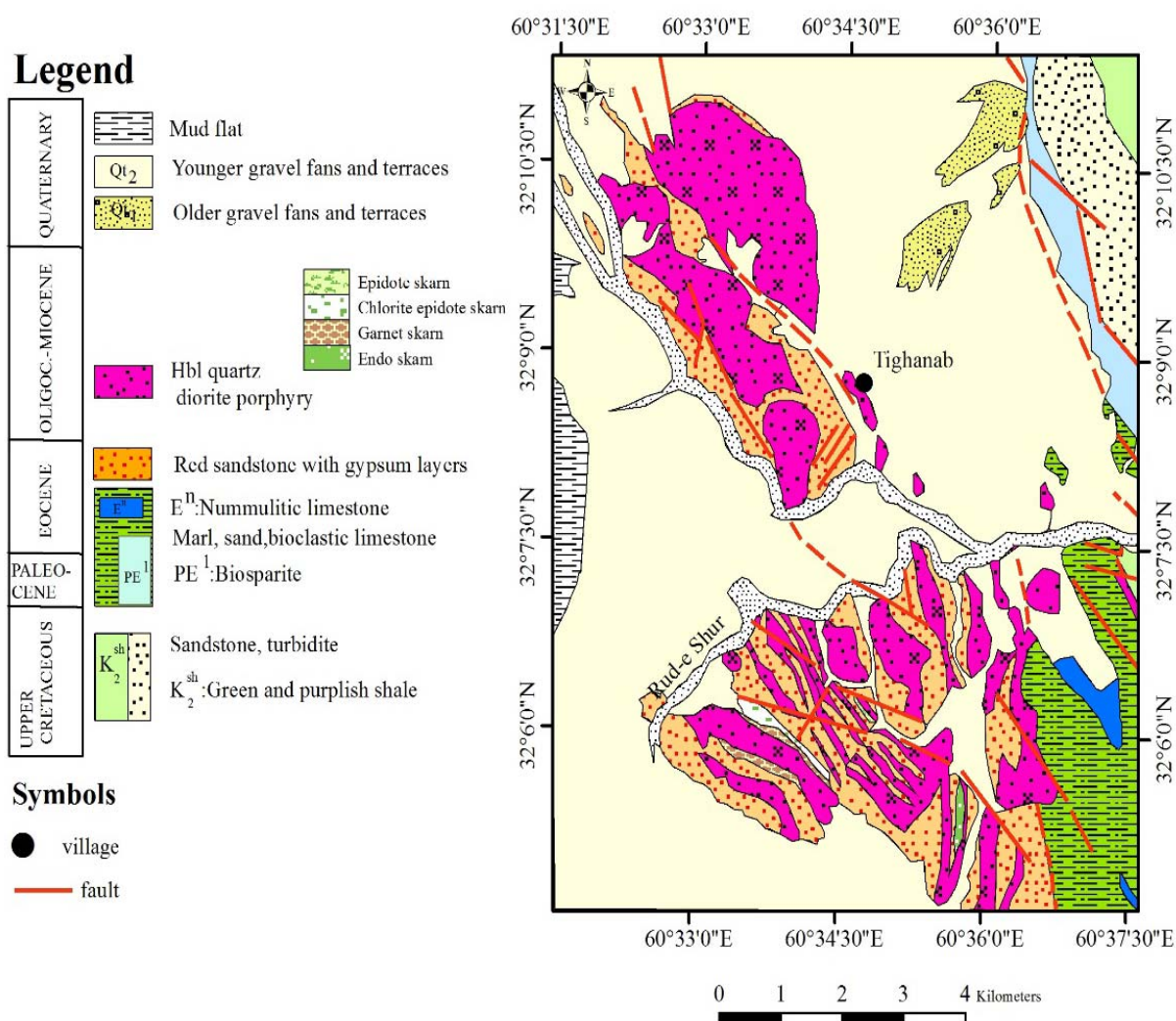
زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در بخش خاوری زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) و جنوب‌باختر نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماسه‌پرو (Guillou et al., 1981) بین طول‌های جغرافیایی $31^{\circ}29'31''$ تا $31^{\circ}37'59''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}4'32''$ تا $32^{\circ}11'18''$ شمالی واقع شده است. پهنه جوش خورده سیستان با راستای تقریباً شمالی-جنوبی، از شمال بیرجند تا جنوب زاهدان کشیده شده است. این پهنه، جداکننده دو بلوک لوت و افغان است که در دوره تکوین خود حوادث متعددی را پشت سر گذاشته و شامل دو مجموعه افیولیتی نه و راتوک است که توسط حوضه سفیدابه از هم جدا می‌شوند. سنگ‌های مجموعه راتوک و نه شامل واحدهای مختلف مجموعه افیولیتی، فیلیت‌ها و سنگ‌های رسوبی دگرگون‌نشده هستند. علاوه بر این، سنگ‌های دگرگونی مانند شست‌های آبی و اکلوزیت‌ها به همراه دگرگونی‌های درجه پایین‌تر با روند شمال-جنوب تا شمال‌باختر-جنوب‌خاور در بخش خاوری و شمال خاوری زمین‌درز سیستان برون‌زد دارند (Tirrul et al., 1983). سنگ‌های آذرین شامل سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی در بخش‌های مختلف زمین‌درز سیستان رخنمون دارند (Camp and Griffis, 1982). در بخش شمالی پهنه جوش خورده سیستان، سنگ‌های نفوذی ترشیری با روند کلی شمال‌باختر-جنوب‌خاور رخنمون داشته و واحدهای مجموعه افیولیتی را قطع کرده است. در بخش باختری نقشه زمین‌شناسی ماسه‌پرو، این سنگ‌ها به صورت توده‌های کوچک و بزرگ از جنوب به سمت شمال در اطراف روستاهای تیغناپ، درج، کلاته بالا و کلاته گاوآباد (گوی) رخنمون دارند. قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده مورد بررسی شامل شیل‌های سبز، ماسه‌سنگ و توریدایت متعلق به کراتاسه بالایی (K_2^{sh}) هستند. در زمان پالئوسن و ائوسن زیرین، بخش عمده منطقه کم‌عمق بوده و به وسیله سنگ آهک صخره‌ساز مشخص می‌شود که بالاترین بخش آن مربوط به ائوسن است (PE^1) (شکل ۲).

واحدهای رسوبی مورد اشاره، ارتفاعات بلندی را در شمال خاوری تیغناپ تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۱). این سنگ آهک‌ها حاوی رخساره‌های ریفی و کم‌عمق هستند (Guillou et al., 1990). از ماستریشین تا انتهای ائوسن زیرین، حادثه زمین‌ساختی قابل توجهی رخ نداده است. در مرز بین ائوسن زیرین و ائوسن میانی، حرکات مهمی رخ داده است که سبب تغییرات قابل توجه در رسوب‌گذاری شده است (Guillou et al., 1990). علاوه بر این، سازندهای ائوسن دربرگیرنده یک افق سنگ آهک سرشار از نومولیت (E^n) و در برخی مناطق، لایه‌هایی از ماسه‌سنگ قرمز رنگ هستند. فاز زمین‌ساختی پس از ائوسن از اهمیت بالایی برخوردار است. این فاز سبب ایجاد چین‌خوردگی‌های بزرگ با روند شمال و شمال‌باختر-جنوب و جنوب‌خاور شده است. در بخش جنوب‌باختری محدوده مورد بررسی، یک توالی از ماسه‌سنگ‌های قرمز وجود دارد که در قاعده شامل یک واحد کنگلومرای متشکل از قطعات افیولیتی و آتشفشانی است. این واحد به طرف بالا به رخساره اغلب ریزدانه تبدیل می‌شود که علاوه بر کنگلومرای درشت‌دانه و ریزدانه، حاوی ماسه‌سنگ قرمز تیره (E^{TS}) دانه‌ریز تا دانه متوسط با طبقه‌بندی مورب، آرژیلیت، سیلت و افق‌های ژپس با ضخامت در حد متر است که بیانگر محیط رسوب‌گذاری قاره‌ای است. بخش بالایی توالی، سن ائوسن بالایی دارد (Guillou et al., 1990). در گستره وسیعی از محدوده مورد بررسی، توده‌های نفوذی-نیمه‌عمیق با ترکیب کلی کوارتزیدیوریتی، با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور به درون سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-ائوسن نفوذ کرده و سبب تشکیل انواع مختلف سنگ‌های دگرگونی نظیر سنگ‌های سیلیسی شده، مرمر و اسکارن شده است. توده‌های کوارتزیدیوریتی در منطقه تیغناپ اغلب دارای ساختار گنبدی بوده (شکل ۳-۲) و به صورت توده‌های منفرد (شکل ۳-۲) و گاهی به هم پیوسته رخنمون دارند (شکل‌های ۲ و ۳-۱). وجود شواهد دگرگونی درجه ضعیف در مرز توده‌های نیمه‌عمیق با ماسه‌سنگ‌ها در بخش‌های مختلف محدوده مورد بررسی (شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲) و تزریق

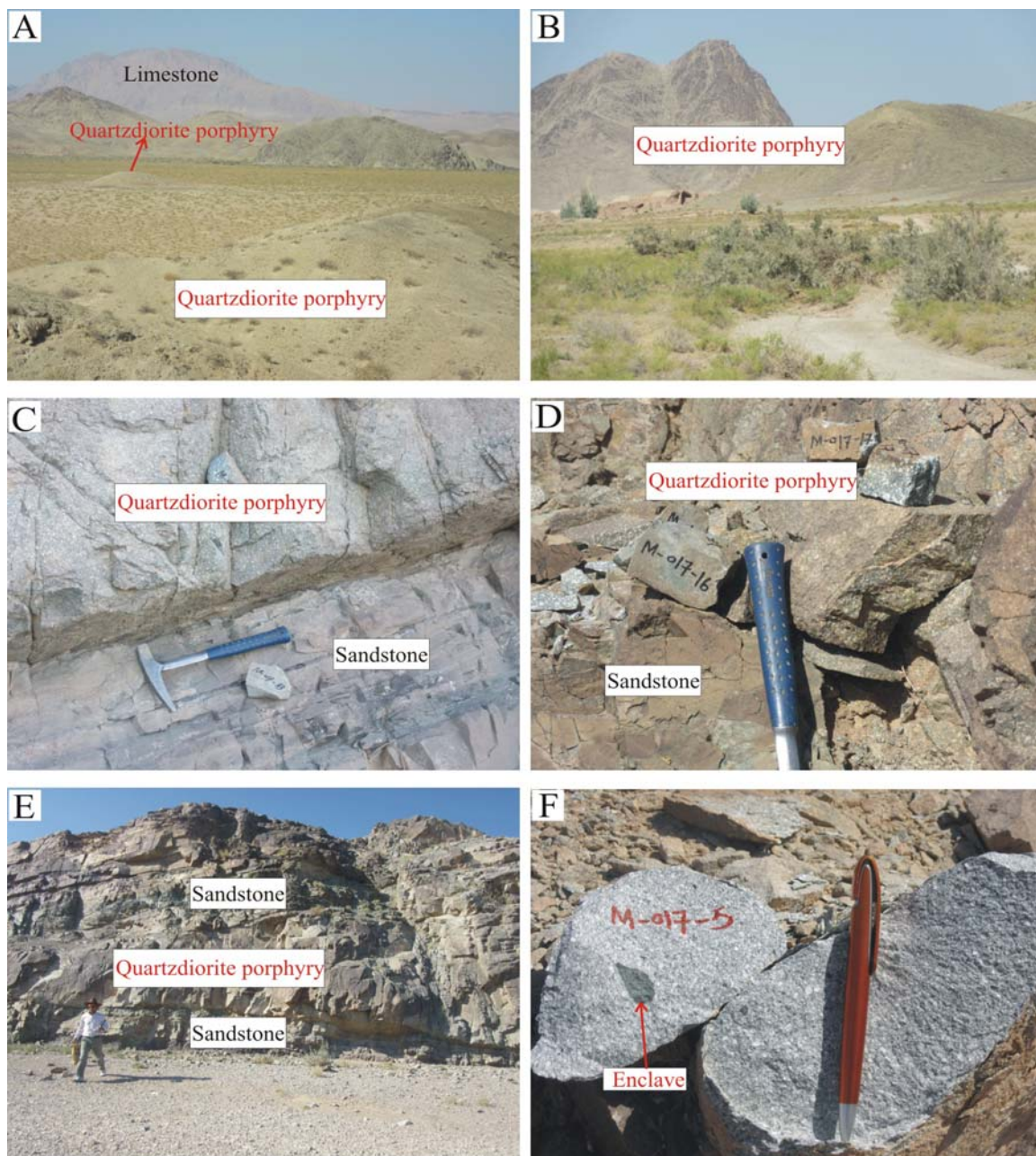
میوسن است. اجتماعات توده‌های نیمه‌عمیق کوچک در منطقه تیغناپ احتمالاً به توده‌های عمیق‌تر وابسته هستند. یکی از ویژگی‌های سنگ‌های حدواسط منطقه تیغناپ در نمونه صحرایی، حضور فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه و همچنین، بیگانه‌سنگ‌های سبز تیره (شکل ۳-F) با ترکیب آمفیبولیتی و مرز تند با سنگ میزبان است.

ماگما به صورت دایک و همچنین سیل در امتداد لایه‌بندی ماسه‌سنگ (شکل ۳-E) بیانگر جوان‌تر بودن سنگ‌های آذرین نسبت به واحدهای رسوبی است. تعیین سن انجام‌شده به روش پتاسیم-آرگون بر روی سنگ کل یک نمونه از سنگ‌های مشابه در منطقه کلاته گوی^۱ واقع در شمال تیغناپ (شمال‌باختر نقشه زمین‌شناسی ماهیرود)، سن 14.8 ± 1.5 میلیون سال را معرفی کرده است (Guillou et al., 1990) که نشان‌دهنده سن



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی تیغناپ (بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود (Guillou et al., 1981)، با اصلاحات)

Fig. 2. Geological map of Tighanab (based on modified 1:100000 geochemical map of Mahirud (Guillou et al., 1981)

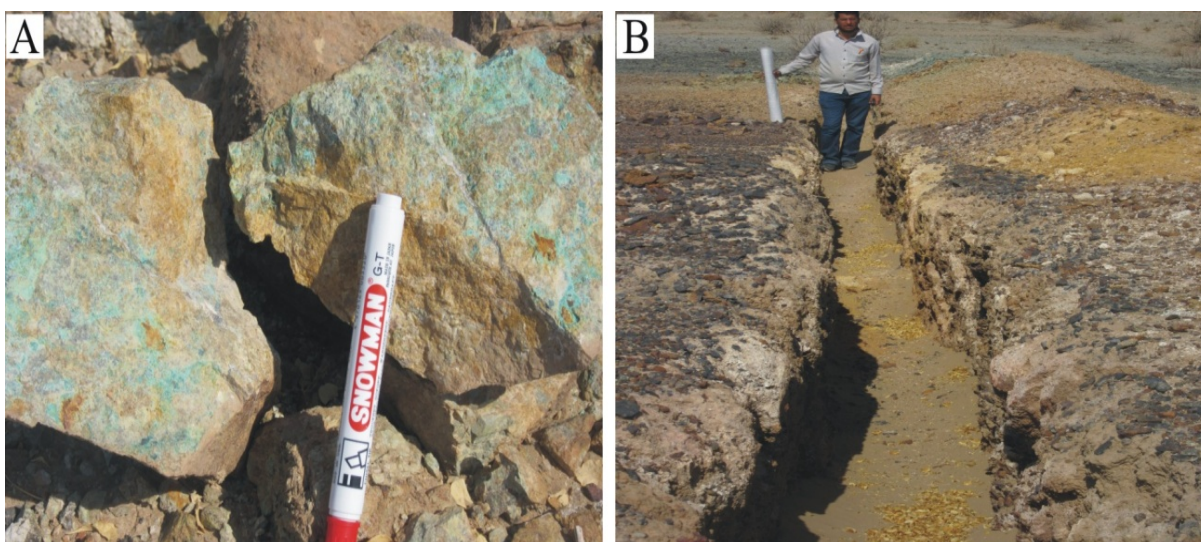


شکل ۳. تصاویر صحرایی از A: رخنمون سنگ آهک در شمال‌خاوری و کوارتز دیوریت پورفیری در جنوب تیغناپ (دید به شمال خاور)، B: ساختار گنبدی توده‌های کوارتز دیوریتی در شمال و باختر تیغناپ (دید به شمال)، C و D: مرز واضح بین کوارتز دیوریت پورفیری و ماسه‌سنگ به ترتیب در جنوب و باختر تیغناپ (دید به شمال باختر)، E: تزریق ماگما به صورت سیل در بین لایه‌های ماسه‌سنگ در جنوب تیغناپ (دید به شمال باختر) و F: حضور آنکلاو آمفیبولیتی در کوارتز دیوریت پورفیری شمال تیغناپ

Fig. 3. Field photos of A: Outcrop of limestone in northeast and quartz diorite porphyry in south of Tighanab (view to northeast), B: Dome structure of quartz diorite intrusions in north and west of Tighanab (view to north), C and D: Sharp boundary between quartz diorite porphyry and sandstone in south and west of Tighanab (view to north west), E: Magma injection as sill between sandstone layers in south of Tighanab (view to northwest), and F: Presence of amphibolitic enclave in quartz diorite porphyry in north of Tighanab

نزدیک ارتفاعات و پادگانه‌های پست و مخروط‌افکنه‌های جوان (Qt_2) است (شکل ۲) که دارای نشیب به سمت جلگه گلی در جنوب‌باختر تیغنا ب هستند (شکل ۳-A). در جنوب‌باختر تیغنا ب، این جلگه گلی به وسیله رود شور (شکل ۲) و سرشاخه‌های آن محصور شده است. در سطح این جلگه و در اطراف گیاهان، تپه‌های ماسه‌ای کوچکی به پیروی از روند غالب بادهای منطقه نهشته شده است.

نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق در سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-ائوسن به‌طور محلی سبب رخداد اسکارن در محدوده مورد بررسی و به‌خصوص در جنوب تا جنوب‌باختری تیغنا ب شده است. شواهد صحرایی و بررسی نمونه‌های دستی اسکارن، بیانگر حضور گارنت فراوان و مالاکیت (شکل ۴-A)، مگنتیت، گوتیت و لیمونیت در محل ترانسه‌های اکتشافی حفر شده است (شکل ۴-B). نهشته‌های کواترنر شامل پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌های قدیمی (Qt_1) در بخش بالایی رودخانه‌ها در



شکل ۴. A: نمونه نزدیک از نمونه اسکارنی شده در همبری سنگ‌های رسوبی با توده نیمه‌عمیق در منطقه تیغنا ب و B: حضور مگنتیت، گوتیت و لیمونیت در محل ترانسه اکتشافی در جنوب‌باختر تیغنا ب (دید به شمال باختر)

Fig. 4. A: Skarnified sample in contact of sedimentary rocks with subvolcanic mass in Tighanab area, and B: Presence of magnetite, goethite and limonite in exploration trench in southwest of Tighanab (view to northwest)

روش مطالعه

دگرسانی بودند، انتخاب و پس از خردایش (رساندن اندازه نمونه‌ها به ۱ تا ۲ سانتی‌متر) و نرمایش (رساندن اندازه نمونه‌ها به ۲۰۰ مش) به روش ICP-ES برای عناصر اصلی و ICP-MS (طیف‌سنجی از طریق ذوب به کمک لیتیوم متابورات/تتراپورات و هضم در اسید نیتریک رقیق شده) برای عناصر کمیاب و نادر خاکی در آزمایشگاه Acme کانادا مورد تجزیه قرار گرفتند. پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های مورد بررسی، توسط دستگاه

این پژوهش بر مبنای برداشت‌های صحرایی، بررسی مقاطع نازک، نازک-صیقلی (برای بررسی کانه‌های تشکیل شده و کانی‌های مرتبط با آنها) و آنالیز شیمیایی نمونه‌ها انجام شده است. در این راستا، تعداد ۹۰ مقطع نازک و ۱۲ مقطع نازک-صیقلی تهیه و مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفتند. سپس تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌های نیمه‌عمیق که دارای کمترین

حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل SM20 در دانشگاه بیرجند اندازه‌گیری شد.

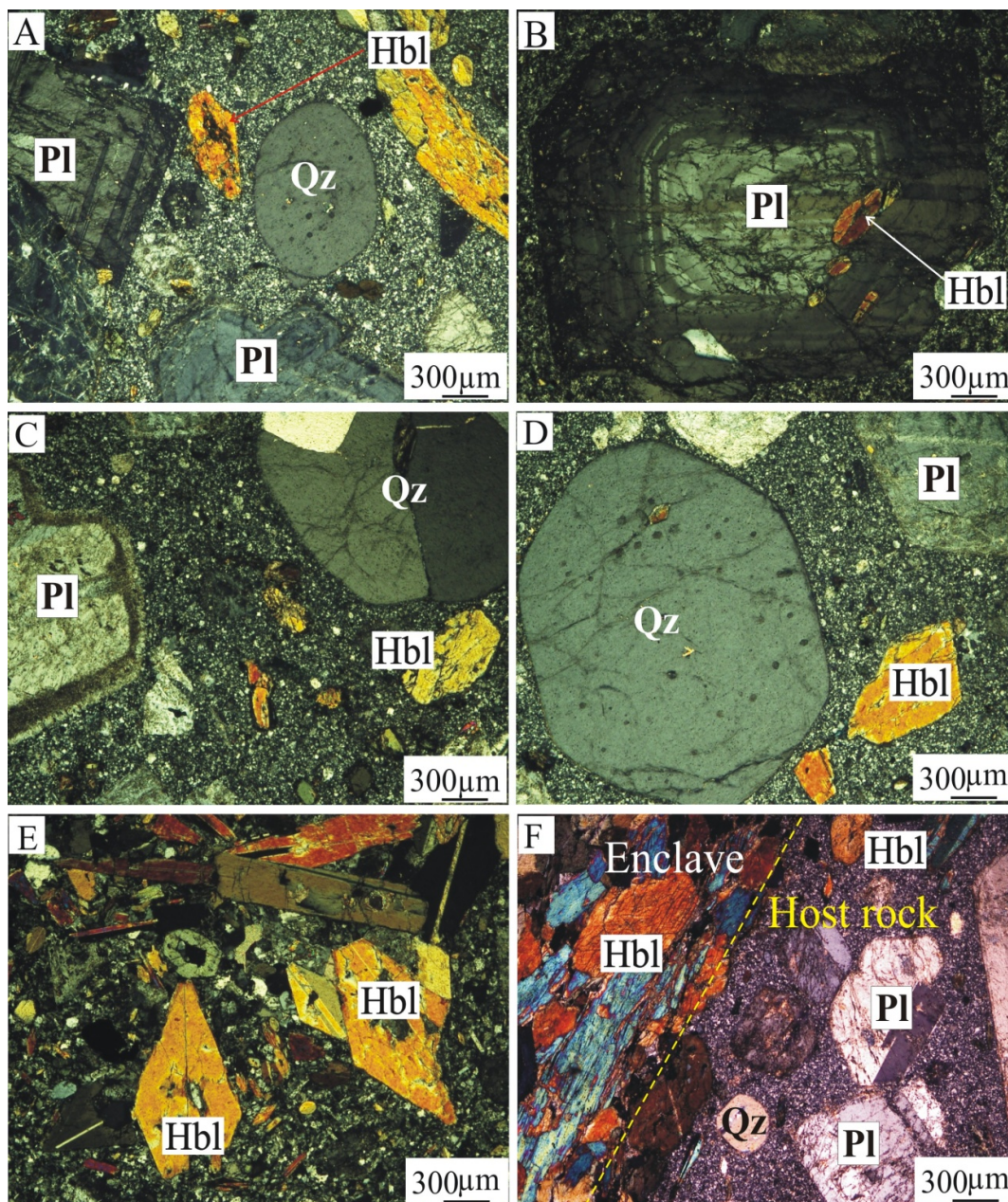
سنگ‌نگاری

سنگ‌های نیمه‌عمیق

کوارتز دیوریت پورفیری: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و گاهی به علت رخداد دگرسانی به رنگ سبز متمایل هستند. بافت‌های عمده شامل پورفیری با زمینه ریزدانه (شکل ۵-A) و پوئی کلتیک حاصل قرارگیری بلورهای ریز هورنبلند درون پلاژیوکلاز (شکل ۵-B) و گاهی کوارتز هستند. در برخی نمونه‌ها بافت گلوپورفیری دیده می‌شود. کانی‌های روشن شامل پلاژیوکلاز (از ۴۵ تا ۶۵ درصد حجمی در نمونه‌های مختلف) و کوارتز (۵ تا ۱۵ درصد) هستند. این کانی‌ها به صورت فنو کریست و همچنین به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ حضور دارند. فنو کریست‌های پلاژیوکلاز، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و بر مبنای زاویه خاموشی از نوع آندزین و به ندرت الیگوکلاز، با اندازه ۲ تا ۵ میلی‌متر، دارای ماکل پلی سنتتیک، منطقه‌بندی (شکل ۵-B) و حاشیه واجذبی (شکل ۵-C) هستند. منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز به تغییرات در ترکیب ماگما، دما، میزان بخار آب و فشار نسبت داده می‌شود (Shcherbakov et al., 2011; Lange et al., 2010). تشکیل حاشیه واجذبی در پلاژیوکلازها به بازبودن سیستم ماگمایی و قرارگرفتن آنها در شرایط غیر تعادلی در اتاقک ماگمایی نسبت داده می‌شود (Humphreys et al., 2006). گاهی فنو کریست‌های پلاژیوکلاز دارای اذخالی‌هایی از پلاژیوکلازهای ریز هستند که نشان می‌دهد، این بلورها از دو نسل متفاوت هستند. دگرسانی پلاژیوکلازها به اپیدوت و سرسیت رایج است. فنو کریست‌های کوارتز (گاهی تا ۵ میلی‌متر)، به صورت بی‌شکل، گردشده (شکل ۵-A و ۵-C) و گاهی دارای حاشیه خلیجی تا بلورهای شکل‌دار (شکل ۵-D) وجود دارد. ایجاد حاشیه‌های گردشده و خلیجی در اطراف کانی‌ها که با عنوان حاشیه واجذبی شناخته می‌شوند، به ایجاد

جریان همرفتی در اتاقک ماگمایی ناشی از تغذیه اتاقک ماگمایی با ماگمای داغ مربوط می‌شود (Shcherbakov et al., 2011). هورنبلند به عنوان تنها کانی فرومنیزین، به صورت فنو کریست‌های بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار (شکل ۵-E) و همچنین در زمینه سنگ حضور داشته و در نمونه‌های مختلف از ۱۰ تا ۲۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است. برخی بلورهای ریز هورنبلند به صورت بافت پوئی کلتیک، درون پلاژیوکلازها (شکل ۵-B) و گاهی کوارتز قرار دارد. در بسیاری از نمونه‌های بررسی‌شده، بلورهای هورنبلند در هم‌جواری پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. دگرسانی هورنبلندها در نمونه‌های مختلف، به میزان متفاوت رخ داده است؛ به طوری که از بلورهای سالم تا شدیداً دگرسان‌شده وجود دارد. در نمونه‌های دگرسان‌شده، هورنبلندها به کلریت، اپیدوت، اکتیولیت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. کانی کدر به عنوان یکی از کانی‌های فرعی، در نمونه‌های مختلف رایج است؛ اما در برخی نمونه‌ها مقدار آن به حدود ۸ تا ۱۰ درصد می‌رسد. زیرکن، اسفن و آپاتیت، دیگر سازندگان فرعی این سنگ‌ها هستند.

چنان که گفته شد، یکی از ویژگی‌های سنگ‌های مورد بررسی، حضور انکلاوهایی با ابعاد حدود ۵ تا ۷ سانتی‌متر در درون آنهاست که در نمونه دستی، دانه‌ریز تا دانه متوسط و به رنگ سبز تیره هستند. انکلاوها تقریباً بیضوی شکل بوده و دارای مرز واضح با سنگ میزبان هستند (شکل ۵-F). بافت آنها گرانوبلاستیک است. هورنبلند، سازنده مهم و اصلی انکلاوها بوده (شکل ۵-F) و مقادیر اندکی پلاژیوکلاز در بین دانه‌های هورنبلند مشاهده می‌شود. کلریت و اپیدوت به عنوان محصولات دگرسانی هورنبلند حضور داشته و در حاشیه بیگانه‌سنگ، مقدار آنها بیشتر است. کانی کدر، اسفن و کوارتز به عنوان سازندگان فرعی مشاهده می‌شوند. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، ترکیب انکلاوهای بررسی‌شده، آمفیبولیتی است. به نظر می‌رسد که این بیگانه‌سنگ‌ها، از بخش‌های مافیک دگرگون‌شده آمیزه افیولیتی به عنوان پی‌سنگ منطقه، به ارث رسیده‌اند.



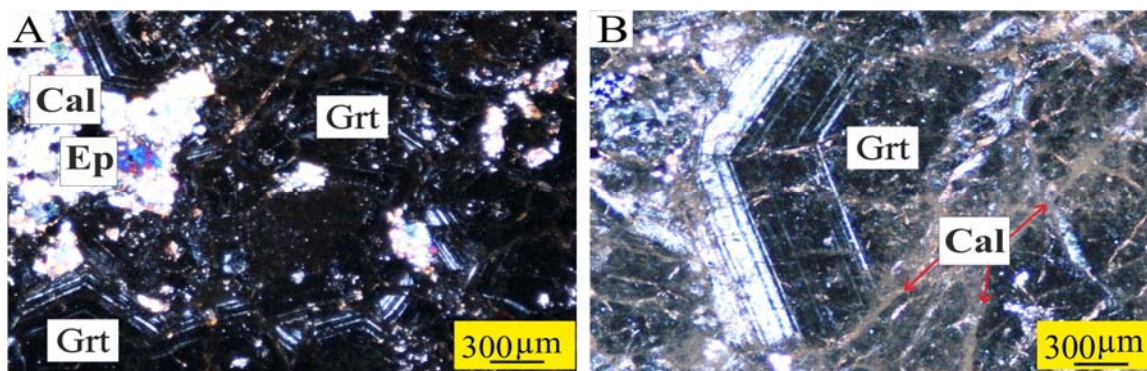
شکل ۵. ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های نیمه عمیق منطقه تیغناپ در نور عبوری XPL، A: بافت پورفیری با زمینه ریزدانه، B: بافت پوئیکلیتیک حاصل قرارگیری بلورهای ریز هورنبلند درون پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی، C: حاشیه واجذبی در پلاژیوکلاز، D: بلورهای شکل دار کوارتز، E: فنوکریست‌های شکل دار و نیمه شکل دار هورنبلند، F: مرز انکلاو آمفیبولیتی با کوارتز دیوریت پورفیری. علائم اختصاری کانی‌ها از وایتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Qz: کوارتز).

Fig. 5. Microscopic characteristics in subvolcanics rocks of Tighanab area in transmitted XPL, A: Porphyritic texture with fine-grained groundmass, B: Poikilitic texture result of existence of hornblende crystals within zoned plagioclase, C: Resorption rim in plagioclase, D: Euhedral crystals of quartz, E: Euhedral to subhedral and anhedral phenocrysts of hornblende, and F: Sharp contact between amphibolitic and quartzdiorite porphyry. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Qz: quartz).

اسکارن

اسکارن در مرز توده نیمه‌عمیق با سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-ائوسن تشکیل شده است. بافت‌های رایج در اسکارن‌های مورد بررسی شامل گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک هستند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های تشکیل‌دهنده اسکارن شامل گارنت، کلسیت، اپیدوت (شکل ۶- A)، کلریت، مگنتیت، کوارتز و پیروکسن هستند. گارنت اسکارن مهم‌ترین نوع اسکارن در منطقه مورد بررسی است. حضور گارنت‌های شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل که گاهی

بیش از ۵۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است، یکی از ویژگی‌های بارز گارنت اسکارن‌هاست. در برخی مقاطع نازک، بلورهای این کانی به صورت چندوجهی و دارای منطقه‌بندی مشخص وجود دارد (شکل ۶-B). بررسی مقاطع نازک صیقلی نشان‌داد که کانه مهم تشکیل‌شده در اسکارن تیغناپ، مگنتیت است که به صورت جانشینی در گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه کانی‌های آب‌دار دم‌پایین مانند اپیدوت و کلریت تشکیل شده است.



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی از اسکارن تیغناپ در نور عبوری XPL: A: حضور کانی‌های گارنت، کلسیت و اپیدوت و B: حضور بلورهای گارنت به صورت چندوجهی و دارای منطقه‌بندی. علائم اختصاری کانی‌ها از وایتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Grt: گارنت، Cal: کلسیت، اپیدوت).

Fig. 6. Microscopic images from Tighanab skarn in transmitted XPL: A: Existence of garnet, calcite and epidote, and B: garnet as polygonal and zoned crystals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Grt: garnet, Cal: calcite, Ep: epidote).

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه تیغناپ در جدول ۱ آمده است. سنگ‌های آذرین مورد بررسی دارای میزان سیلیس ۶۳/۴۷ تا ۶۶/۲۷ درصد، TiO_2 ۰/۳۵ تا ۰/۴۹ درصد، Al_2O_3 ۱۶/۲۴ تا ۱۷/۴۴ درصد، Fe_2O_3 ۲/۴۲ تا ۳/۶۸ درصد، MgO ۱/۷۴ تا ۳/۴۸ درصد، P_2O_5 ۰/۰۸ تا ۰/۱۲ درصد و $Mg\#$ از ۵۵/۴۸ تا ۶۸/۱ هستند.

توده‌های نیمه‌نفوذی مرتبط با اسکارن منطقه تیغناپ از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی با سنگ‌های

نفوذی مرتبط با اسکارن آهن از برخی نقاط دنیا مشابهت دارند (جدول ۱). این سنگ‌ها ساب‌آلکالن بوده و با توجه به نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 (Cox et al., 1979) در محدوده کوارتزیدیوریت (گرانودیوریت) قرار دارند (شکل ۷- A). کوارتزیدیوریت‌های منطقه تیغناپ، در نمودار AFM (شکل ۷- B) ماهیت کالک‌آلکالن داشته و قابل مقایسه با توده‌های مولد ذخایر اسکارن آهن هستند. بر پایه نمودار A/CNK در مقابل A/NK، سنگ‌های مورد بررسی در محدوده متاآلومین و گرانیتوئیدهای گروه I قرار می‌گیرند (شکل ۷- C).

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های توده‌های نیمه‌نفوذی تیغنا ب همراه آنالیز عناصر اصلی و کمیاب توده‌های نفوذی همیافت با اسکارن‌های آهن (Meinert, 1995)

Table 1. The results of chemical analysis of the major and trace elements of Tighanab sub-volcanic samples along with the analysis of the main and trace elements of the intrusions associated with the iron skarns (Meinert, 1995)

Sample No.	M-017-5	M-017-9	M-017-19	M-017-25	M-017-30	M-017-37
Sample location	60°32'42.4" 32°10'34.6"	60°33'28.4" 32°05'50.4"	60°24'28.4" 32°08'47.6"	60°33'33.6" 32°07'1.3"	60°33'34. 32°07'5.6"	60°33'38" 32°09'44.1"
SiO₂ (wt. %)	63.98	63.77	63.47	66.27	64.76	64.90
TiO₂	0.39	0.46	0.39	0.35	0.39	0.35
Al₂O₃	16.61	16.48	16.24	16.91	16.62	16.66
FeOt	3.56	3.23	3.68	2.42	3.21	3.02
MnO	0.07	0.06	0.07	0.03	0.05	0.05
MgO	2.93	3.48	3.28	1.74	2.79	1.96
CaO	4.52	5.24	4.71	3.93	4.85	4.15
Na₂O	5.08	4.96	4.91	5.23	5.00	5.30
K₂O	0.79	0.31	0.41	1.39	1.24	0.85
P₂O₅	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
LOI	1.6	1.7	2.5	1.5	0.8	2.3
Total	99.64	99.8	99.77	99.88	99.82	99.65
Mg#	61.98	68.10	63.84	58.75	63.26	56.25
Ba(ppm)	194	86	96	188	195	1439
Rb	25	8	15	44.0	40.4	29.9
Sr	568	459	402	402.9	406.7	660.7
Zr	85	91	84	94.6	95.3	88.2
Nb	1	2	2	2.4	2.3	1.3
Co	13	10	14	9.9	9.4	9.2
Y	7.6	10.4	8.6	8.1	9.7	6.7
Cs	0.6	1.6	1.9	3.2	2.1	2.1
Ta	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Hf	2.3	2.4	2.3	2.5	2.8	2.5
Th	0.9	1.9	1.4	2.2	1.9	1.0
U	0.4	0.7	0.3	0.6	0.5	0.4
La	4.2	4.6	4.9	5.6	5.8	4.5
Ce	9.6	11.8	10.0	11.3	12.9	9.6
Pr	1.31	1.66	1.37	1.40	1.65	1.28
Nd	5.7	6.9	6.2	6.1	7.2	5.5
Sm	1.41	1.63	1.28	1.42	1.58	1.37
Eu	0.54	0.53	0.44	0.47	0.51	0.47
Gd	1.70	1.99	1.74	1.65	1.80	1.47
Tb	0.25	0.30	0.26	0.25	0.28	0.22
Dy	1.41	1.91	1.53	1.56	1.66	1.22
Ho	0.30	0.38	0.33	0.29	0.32	0.24
Er	0.84	1.18	0.88	0.89	0.99	0.72
Tm	0.12	0.17	0.13	0.13	0.15	0.10
Yb	0.83	1.08	0.84	0.87	0.96	0.65
Lu	0.13	0.17	0.14	0.13	0.14	0.10
Eu/Eu*	1.07	0.90	0.90	0.94	0.92	1.01

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های توده‌های نیمه‌نفوذی تیغناپ به همراه آنالیز عناصر اصلی و کمیاب توده‌های نفوذی همیافت با اسکارن‌های آهن (Meinert, 1995)

Table 1 (Continued). The results of chemical analysis of the major and trace elements of Tighanab sub-volcanic samples along with the analysis of the main and trace elements of the intrusions associated with the iron skarns (Meinert, 1995)

Sample no.	M-017-41	M-017-43	M-017-44	M-017-54	NT-12A	Intrusions of Fe skarns (Meinert, 1995)
Sample location	60°34'48.7" 32°06'42.3"	60°34'50.9" 32°06'6.3"	60°35'20.2" 32°06'8.8"	60°35'24.3" 32°04'55.5"	60°33'27" 32°05'54.5"	
SiO ₂ (wt.%)	64.32	63.91	64.70	65.44	63.71	47-75.6
TiO ₂	0.37	0.40	0.37	0.35	0.49	0.1-0.3
Al ₂ O ₃	16.33	16.50	16.66	17.03	17.44	12.2-22.7
FeOt	3.58	3.61	3.32	3.10	3.21	0.5-6.5
MnO	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0-0.6
MgO	2.52	2.49	2.42	1.95	2.23	0.2-7.9
CaO	4.26	4.32	4.01	4.57	5.31	0.9-22.4
Na ₂ O	5.05	4.77	5.49	5.06	5.5	0.6-7.5
K ₂ O	1.15	1.68	1.36	1.00	0.28	0.2-5.6
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0-1.5
LOI	1.9	1.7	1.2	1.1	1.6	----
Total	99.65	99.55	99.7	99.76	99.94	----
Mg#	58.24	57.74	59.08	55.48	57.92	----
Ba(ppm)	314	1358	195	201	60	1-658
Rb	38.7	49.7	39.3	35.3	8.6	2-137
Sr	446.7	460.1	420.4	425.9	517	200-981
Zr	99.4	99.1	94.8	96.5	100	66-227
Nb	2.3	2.9	2.2	2.2	2.5	3-21
Co	11.1	10.8	10.1	8.1	7	
Y	9.0	8.4	9.5	8.3	12	16-35
Cs	1.0	0.9	0.7	1.1	2.2	
Ta	0.2	0.2	0.2	0.1	0.18	
Hf	2.7	2.6	2.7	2.8	2.7	
Th	2.0	2.8	2.0	2.1	1.71	0-30
U	0.6	0.8	0.5	0.4	0.68	
La	7.3	8.0	5.1	6.0	4.8	0-45
Ce	15.0	15.0	11.1	13.6	11.3	19-73
Pr	1.86	1.86	1.50	1.65	1.5	
Nd	7.8	7.4	6.7	6.9	6.9	
Sm	1.74	1.60	1.55	1.62	1.8	
Eu	0.52	0.52	0.49	0.51	0.55	
Gd	1.92	1.77	1.75	1.69	1.96	
Tb	0.28	0.27	0.27	0.26	0.32	
Dy	1.63	1.48	1.65	1.42	1.97	
Ho	0.34	0.27	0.30	0.28	0.4	
Er	1.00	0.90	0.96	0.85	1.17	
Tm	0.14	0.13	0.13	0.12	0.18	
Yb	0.91	0.82	0.89	0.84	1.15	
Lu	0.14	0.12	0.15	0.12	0.18	
Eu/Eu*	0.87	0.94	0.91	0.94	0.90	

آهن قرار می‌گیرند. این غنی‌شدگی ممکن است منعکس‌کننده فراوانی دگرسانی فیلیک در این نمونه‌ها باشد (Meinert, 1995).

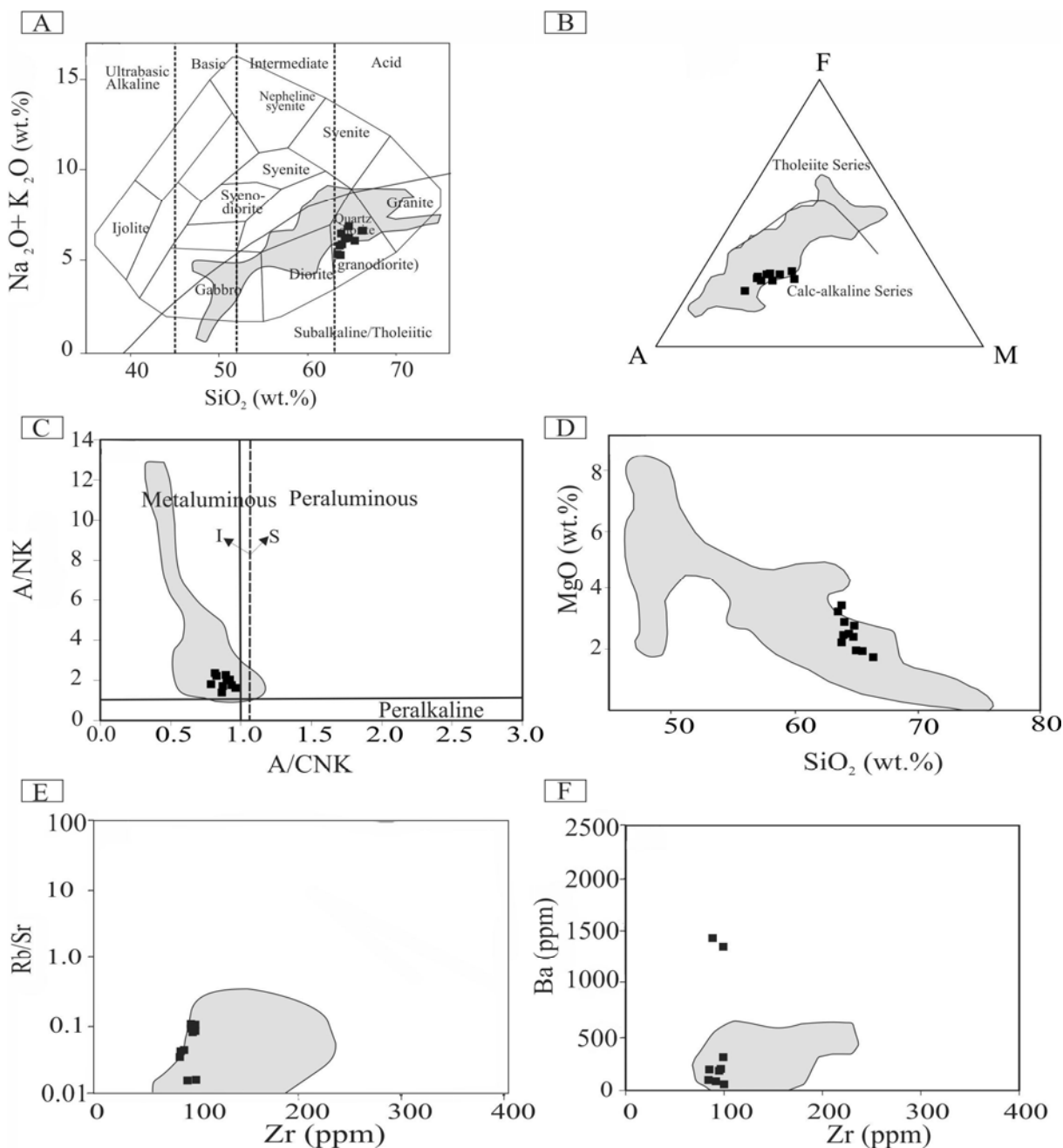
شکل A-8، نمودار عنکبوتی تعدادی از عناصر کمیاب توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن (Pons et al., 2009) و شکل B-8، نمودار عنکبوتی همان عناصر کمیاب برای نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده با N-MORB (Pearce, 1996) و شکل C-8، نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) را نشان می‌دهد. چنان‌که ملاحظه می‌شود، توده‌های نفوذی مرتبط با کانسارهای اسکارن آهن دارای کاهیدگی Nb نسبت به Th و Ce و همچنین Ti نسبت به Zr و Y بوده و نمونه‌های مورد بررسی نیز همین ویژگی را دارند. نمودار فراوانی REE بهنجار شده با کندریت (Boynnton, 1984) نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین است (شکل D-8). آنومالی منفی ضعیف Eu (به‌استثنای دو نمونه که آنومالی مثبت ضعیف دارند (۱/۰۷- Eu/Eu* = ۰/۹۰) نشان‌دهنده این است که ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از Sr غنی است.

سنگ‌های مورد بررسی دارای فنوکریست‌های فراوان پلاژیوکلاز و آمفیبول بوده و ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مشابه آداکیت‌ها (جدول ۲) دارند (Martin et al., 2005; Castillo, 2006; 2012; Eyuboglu et al., 2011). مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی با ویژگی‌های توده‌های کوارتز دیوریت پورفیری مولد اسکارن با ماهیت آداکیتی در منطقه شمال کلاته‌شب (Yari, 2014) واقع در شمال تیغناپ نیز نشان‌دهنده مشابهت این توده‌هاست (جدول ۲). نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Sr/Y نسبت به Y (شکل A-9) (Defant and Drummond, 1990) در محدوده سنگ‌های آداکیتی قرار دارند. مارتین و همکاران (Martin et al., 2005) آداکیت‌ها را به دو دسته کم سیلیس^۱ و پر سیلیس^۲ تقسیم کردند. بر این اساس آداکیت‌های مورد بررسی در گروه پر سیلیس قرار می‌گیرند (شکل B-9).

چنان‌که در این شکل نیز مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی با توده‌های نفوذی همراه با اسکارن آهن مشابهت دارند. میزان P_2O_5 (۰/۰۸ تا ۰/۱۲ درصد) و FeO_T/MgO (۰/۹۲ تا ۱/۵۸) و محتوای $Zr+Ce+Nb+Y$ (۱۰۳/۷ تا ۱۲۵/۸ گرم بر تن) در سنگ‌های مورد بررسی پایین است که نشان دهند ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است (Yao et al., 2017). ایشی‌هارا (Ishihara, 1977) سنگ‌های گرانیتی را به گروه‌های مگنتیتی (دارای مگنتیت و گاهی ایلمنیت) و ایلمنیتی (دارای ایلمنیت و بدون مگنتیت) تقسیم‌بندی کرد. گروه مگنتیت بیشتر با گرانیت‌های نوع I و گروه ایلمنیت بیشتر با گرانیت‌های نوع S مطابقت دارند. پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های گروه ایلمنیت در محدوده $[SI]^{-5}$ تا 10^{-4} و گرانیت‌های گروه مگنتیت در محدوده $[SI]^{-2}$ تا 10^{-3} است (Ishihara, 1977; Gregorová et al., 2003). متوسط پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده در نمونه‌های کوارتز دیوریت پورفیری تیغناپ، SI^{-5} 127×10^{-5} است که ویژگی گرانیتوئیدهای گروه مگنتیت برای آنها را تأیید می‌کند. توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن، دارای SiO_2 و K_2O کمتر و MgO بیشتری نسبت به توده‌های نفوذی همراه سایر اسکارن‌ها هستند (Meinert, 1995; Meinert et al., 2005). در نمودار MgO در مقابل SiO_2 (شکل D-۷) تمام سنگ‌های مورد بررسی مشابه سنگ‌های مرتبط با اسکارن‌های آهن هستند. توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های W و Mo به‌خصوص Sn بسیار تفریق‌یافته بوده و نسبت Rb/Sr در آنها بالاست. در مقابل سیستم‌های اسکارنی Fe، Au و به میزان کمتر Zn، شواهد کمتری برای تفریق‌یافتگی دارند (Meinert, 1995). در نمودار Rb/Sr نسبت به Zr (شکل E-۷) نیز سنگ‌های مورد بررسی در محدوده توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های آهن قرار می‌گیرند. باریم جانشین پتاسیم در آلکالی‌فلدسپارها و میکاها می‌شود. در نمودار Ba نسبت به Zr (شکل F-۷) به‌استثنای دو نمونه، بقیه نمونه‌ها دارای میزان باریم پایین بوده و در محدوده توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های

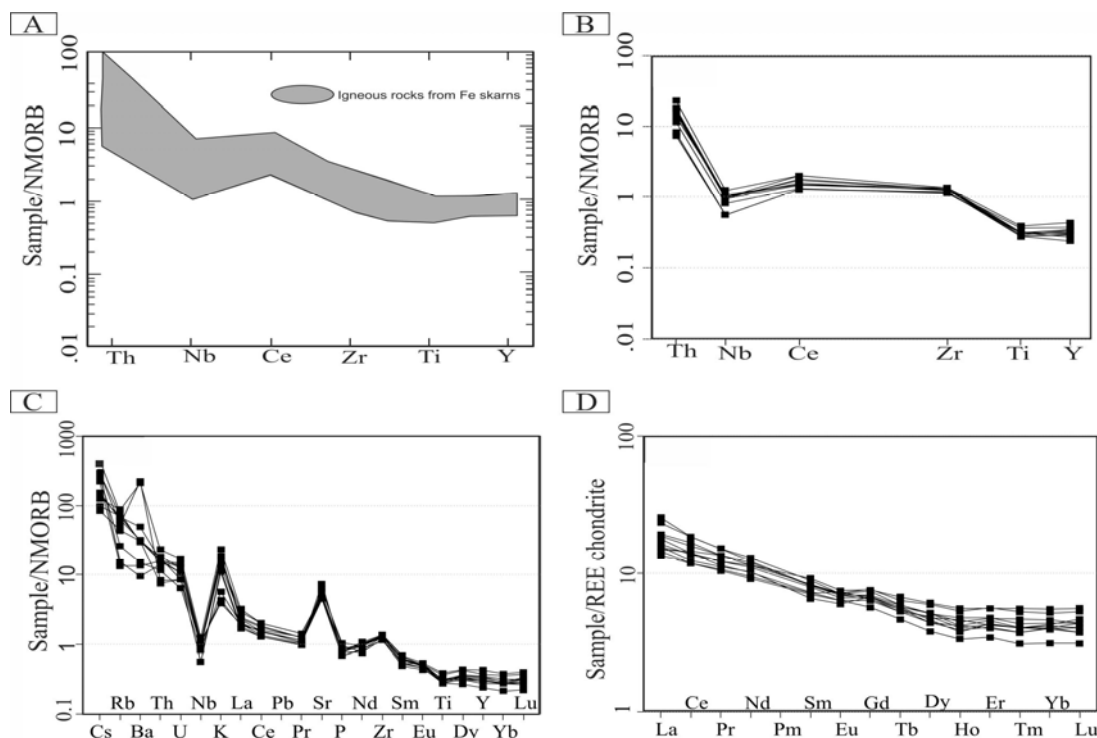
1. LSA

2. HSA



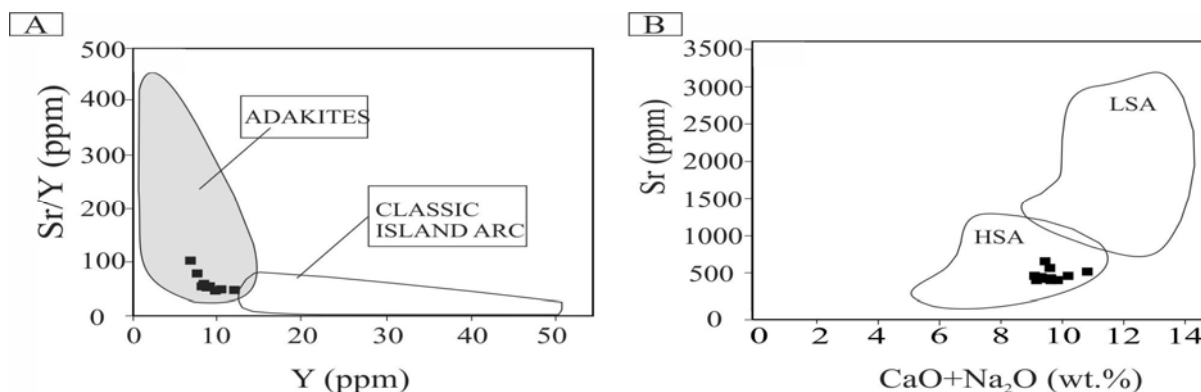
شکل ۷. A: نمودار مجموع آلکالن در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979)، در سنگ‌های آذرین منطقه تیغناپ، B: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) در سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه تیغناپ، C: شاخص اشباع آلومین از آلومین در سنگ‌های آذرین منطقه تیغناپ با استفاده از نمودار شاند (Shand, 1943)، D، E و F: نمودارهایی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه‌عمیق تیغناپ. موقعیت توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن (Meinert, 1995) به رنگ خاکستری نشان داده شده است.

Fig. 7. A: Total alkaline versus SiO_2 diagram (Cox et al., 1979) for igneous rocks of Tighanab area, B: AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971) of Tighanab sub-volcanic intrusions, C: Aluminum saturation index for igneous rocks of Tighanab area in Shand (1943) diagram, D, E, and F: diagrams of geochemical characteristics of Tighanab sub-volcanic intrusions. Location of intrusions associated with iron skarns (Meinert, 1995) is shown with gray color.



شکل ۸. A: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن (Pons et al., 2009); B: نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های تیغناپ (Sun and McDonough, 1989); C: نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های تیغناپ بهنجار شده با گوشته اولیه (Pearce, 1996); D: نمودار عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های تیغناپ بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984).

Fig. 8. A: Trace elements spider diagram of intrusive masses associated with iron skarns (Pons et al., 2009), B: normalized trace elements diagrams with N-MORB (Pearce, 1996) for Tighanab samples, C: normalized trace elements diagrams with primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for Tighanab samples, and D: normalized rare earth elements diagrams with chondrite (Boynton, 1984) for Tighanab samples



شکل ۹. A: نمودار Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990) و موقعیت نمونه‌های تیغناپ و B: نمودار Sr در برابر CaO+Na₂O (Martin et al., 2005) و موقعیت نمونه‌های تیغناپ

Fig. 9. A: Sr/Y versus Y diagram (Defant and Drummond, 1990) and position of Tighanab samples, and B: Sr versus CaO+Na₂O diagram (Martin et al., 2005) and position of Tighanab samples

جدول ۲. مقایسه آنالیز شیمیایی برخی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های تیغناپ با ترکیب شیمیایی آداکیت‌ها و سنگ‌های آداکیتی شمال کلاته‌شب

Table 2. Comparison of some major and trace elements of Tighanab samples with chemical composition of adakites and north of Kalate Shab adakitic rocks.

Mean of studied samples	Mean of north Kalate Shab samples (Yari, 2014)	Mean of adakites (Martin et al., 2005)	Mean of adakites (Castillo, 2006; 2012)
SiO ₂ =64.48	SiO ₂ =63.87	>56 SiO ₂	SiO ₂ > 56
=16.68 Al ₂ O ₃	=16.21 Al ₂ O ₃	>15 Al ₂ O ₃	15 ≥ Al ₂ O ₃
Sr=470	Sr=448.5	>400 Sr	>300 Sr
=8.9 Y	=8.8 Y	18 Y ≤	Y<10
=55.58 Sr/Y	=51.24 Sr/Y	20 Sr/Y>	20 Sr/Y>
Yb=0.89 ppm	Yb=0.88 ppm	Yb <1.9 ppm	Yb < 1 ppm
no significant negative Eu anomaly	no negative Eu anomaly	no negative Eu anomaly	-
high LREE	high LREE	high concentrations of LREE	high concentrations of LREE (La/Yb>20)
low HREE	low HREE	low concentrations of HREE	-

نشان‌دهنده تعلق آنها به جایگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش است (Pearce and Peate, 1995; Tatsumi and Eggins, 1995). بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا می‌تواند ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد (Kuscu and Geneli, 2010). برخی پژوهشگران نیز معتقدند که این عناصر در سیال دگر نهادکننده گوشته، به‌صورت نامحلول بوده و کانی‌های حاوی آنها مثل آپاتیت و تیتانومگنتیت به‌صورت تفاله در پوسته فروورنده باقی می‌مانند (Ayers, 1998; Ionov and Hofmann, 1995; Stalder et al., 1998). مقادیر بالای K, Th, Rb در سنگ‌های مورد بررسی قابل مقایسه با مذاب‌های

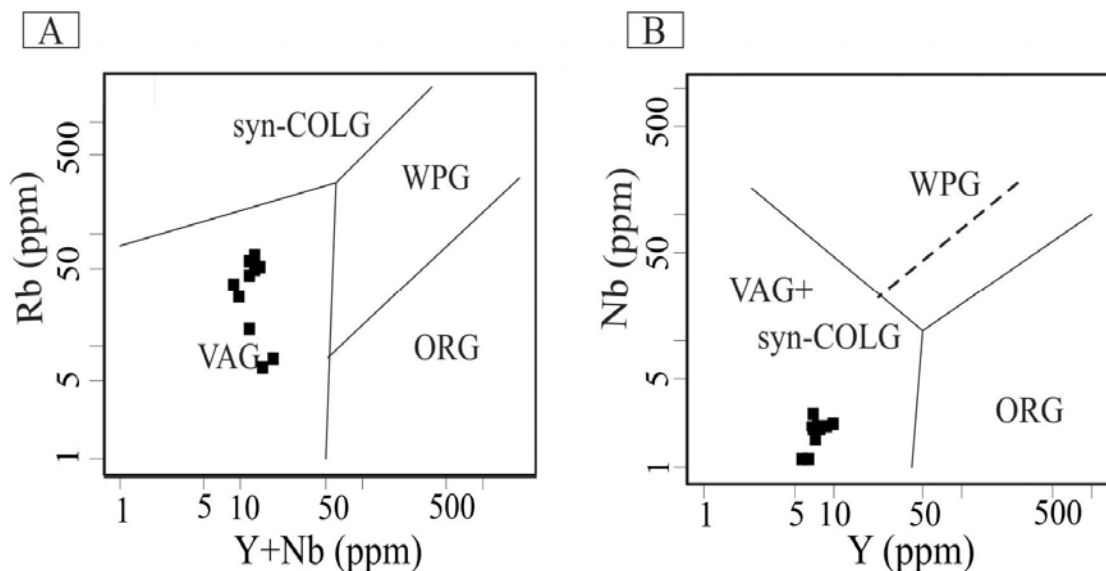
بحث

اسکارن‌ها با سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و محیط‌های درون صفحه‌ای همراه بوده و هیچ توده نفوذی مرتبط با اسکارن، در ریفت میان اقیانوسی تشکیل نشده است (Meinert, 1995). نمونه‌های حدواسط تیغناپ بر اساس نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی Rb نسبت به Y+Nb (شکل ۱۰-۱) و Nb نسبت به Y (شکل ۱۰-۲) (Pearce et al., 1984) به ترتیب در گستره VAG+Syn-COLG و VAG قرار می‌گیرند. سنگ‌های مورد بررسی، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Yb, Y, Ti, P, Nb و غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون^۱ را نشان می‌دهند (شکل ۸-۱) که

نسبت بالای Sr/Y نشان‌دهنده حضور گارنت در خاستگاه این سنگهاست (Moyen, 2009; Mao et al., 2018). چنان‌که قبلاً نیز بیان شد، سنگ‌های آذرین مورد بررسی به گرانیتوئیدهای گروه I تعلق دارند (شکل ۷-C). پرتوزن گرانیتوئیدهای گروه I از موارد مورد بحث بوده (Zheng et al., 2019) و تشکیل آنها اغلب به ذوب‌بخشی پوسته پایینی نسبت داده می‌شود (White and Chappell, 1983; Chappell and Stephens, 1988; Roberts and Clemens, 1993).

نتایج پژوهش‌های سال‌های اخیر نشان داده است که آغستگی ماگمای مشتق شده از گوشته با پوسته یکی دیگر از فرایندهای مؤثر در تشکیل گرانیتوئیدهاست (Barbarin, 2005; Yang et al., 2007; Kocak et al., 2011). نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت‌های پایین Rb/Ba (متوسط ۰/۱) و Nb/U (متوسط ۴) بوده و مشابه مذاب‌های مشتق شده از پوسته زیرین هستند (Gao et al., 2004; Ma et al., 2015).

پوسته‌ای بوده (Ahmadi Khalaji et al., 2007) و می‌تواند بیانگر آلودگی ماگما در پوسته بالایی طی تکامل ماگما باشد. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و فقیرشدگی آنها از HREE نشان‌دهنده باقی ماندن گارنت در سنگ منشأ و شرایط فشار بالا در طول ذوب‌بخشی است (Rapp and Watson, 1995; Mazhari, 2016). شواهد ژئوشیمیایی مثل کاهیدگی HREE و HFSE، میزان بالای Sr/Y، $(Gd/Yb)_N > 1$ و عدم آنومالی منفی Eu در نمونه‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که ماگمای آداکتی سازنده آنها در فشار بالاتر از محدوده پایداری پلاژیوکلاز تشکیل شده است. بررسی‌ها نشان داده است که پلاژیوکلاز در فشار بالاتر از 1.2 GPa (حدود ۴۰ کیلومتری) ناپایدار شده و Sr آزاد می‌شود (Moyen, 2009; Wang et al., 2012). میزان استرانسیم در سنگ‌های مورد بررسی بین ۴۰۲ تا ۶۶۱ گرم بر تن است. بنابراین عمق ذوب‌بخشی ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های تیغنا ب بالاتر از ۴۰ کیلومتر است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های بررسی شده، مانند Y پایین و

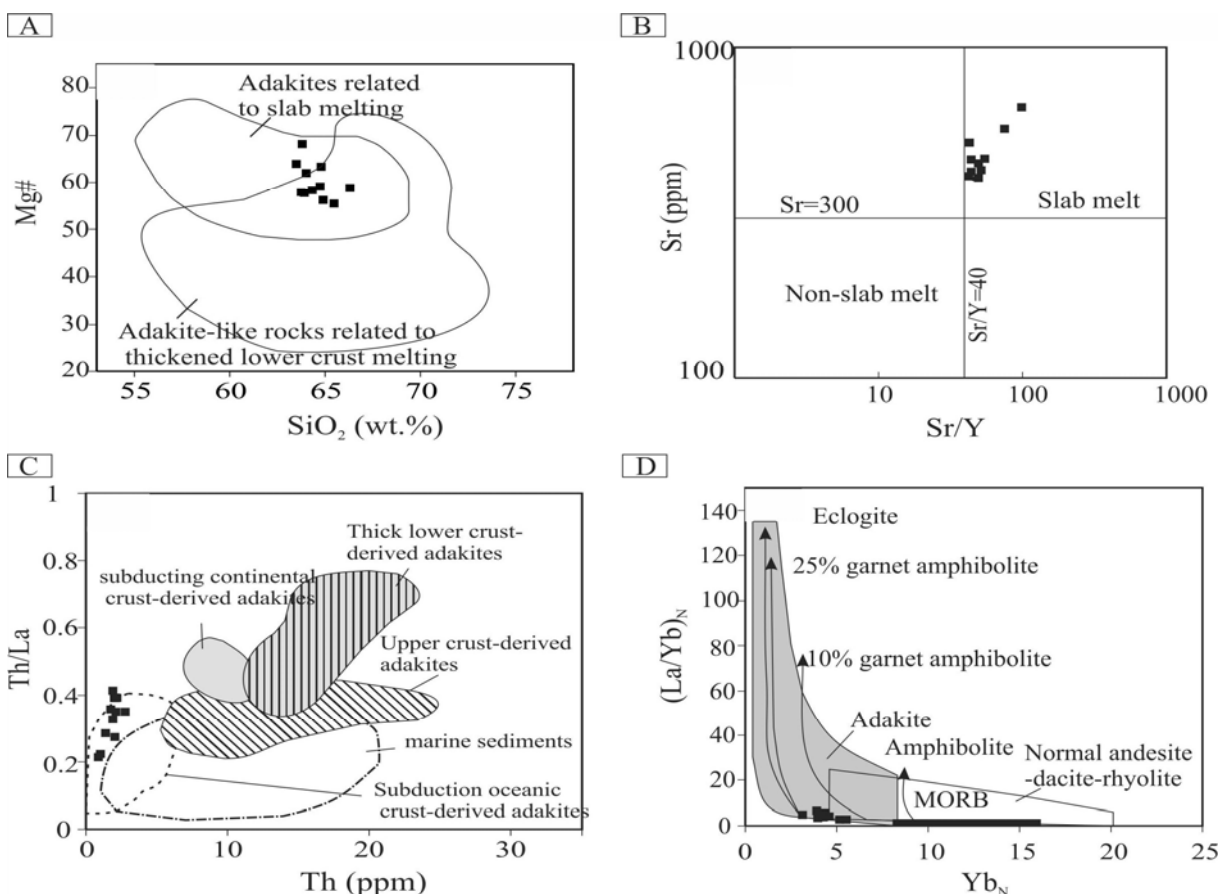


شکل ۱۰. نمودارهای A: Rb نسبت به Y+Nb و B: Nb نسبت به Y (Pearce et al., 1984) برای تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه‌های تیغنا ب

Fig. 10. A: Rb versus Y+Nb and B: Nb versus Y diagrams (Pearce et al., 1984) for discrimination of tectonic environment of granitoids and position of Tighanab samples

تیغناپ در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا (شکل B-۹) قرار گرفته‌اند که بیانگر ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده است. نمونه‌های مورد بررسی دارای Gd/Yb کمتر از ۳ است که نشان‌دهنده مذاب‌های مشتق‌شده از ذوب بخشی آمفیولیت (گارنت آمفیولیت) هستند (Hastie et al., 2010). نمودار La/Yb_N در برابر Yb_N (شکل D-۱۱) نشان‌دهنده خاستگاهی با ترکیب ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت آمفیولیت برای آداکیت‌های مورد بررسی است.

برای شناسایی خاستگاه توده‌های آداکیتی مورد بررسی، از نمودار $Mg\#$ در برابر SiO_2 (شکل A-۱۱) استفاده شد. چنان‌که مشاهده می‌شود، نمونه‌های تیغناپ در محدوده مشترک پوسته اقیانوسی فرورونده و پوسته زیرین ضخیم‌شده قرار گرفته‌اند. نمودارهای Sr در برابر Sr/Y و Th/La در برابر Th (شکل‌های B-۱۱ و C) نشان‌دهنده نقش پوسته اقیانوسی فرورونده در تشکیل ماگمای آداکیتی است (Martin et al., 2005; Guo et al., 2009; Wang et al., 2011). بر پایه نمودارهای مارتین و همکاران (Martin et al., 2005)، نمونه‌های منطقه



شکل ۱۱. A: نمودار $Mg\#$ در برابر SiO_2 (Wang et al., 2006)، B: نمودار Sr در برابر Sr/Y (Whalen et al., 2002)، C: نمودار Th/La در برابر Th (Eyuboglu et al., 2012)، و D: نمودار La/Yb_N در برابر Yb_N (Drummond and Defant, 1990) و موقعیت نمونه‌های تیغناپ

Fig. 11. A: $Mg\#$ versus SiO_2 diagram (Wang et al., 2006), B: Sr versus Sr/Y diagram (Whalen et al., 2002), C: Th/La versus Th (Eyuboglu et al., 2012), and D: La/Yb_N versus Yb_N diagram (after Drummond and Defant, 1990) and position of Tighanab samples

نتیجه‌گیری

در منطقه تیغنا، فعالیت ماگمایی الیگو-میوسن با ترکیب کوآرتز دیوریت به صورت گنبد، دایک و سیل، سنگ آهک و ماسه سنگ‌های پالئوسن-ائوسن را مورد هجوم قرار داده و سبب تشکیل اسکارن و کانی‌زایی آهن شده است. کانی‌های تشکیل دهنده اسکارن شامل گارنت، کلسیت، اپیدوت، کلریت، مگنتیت، کوآرتز و پیروکسن و بافت‌های آن شامل گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک هستند. گارنت اسکارن مهم‌ترین نوع اسکارن در منطقه مورد بررسی است که به صورت محدود در جنوب و جنوب‌باختر روستای تیغنا تشکیل شده است. بررسی مقاطع نازک صیقلی نشان داد که کانه مهم تشکیل شده در اسکارن تیغنا، مگنتیت است که به صورت جانشینی در گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه کانی‌های آب‌دار دمای پایین مانند اپیدوت و کلریت تشکیل شده است. یکی از ویژگی‌های سنگ‌های حدواسط منطقه تیغنا، حضور آنکلاو با ترکیب آمفیبولیتی است که احتمالاً از بخش‌های مافیک دگرگون شده آمیزه افیولیتی به عنوان پی سنگ منطقه، به ارث رسیده است. سنگ‌های بررسی شده، ماهیت کالک آلکالان و متاآلمین دارند. شواهد صحرایی، کانی‌شناسی (مانند حضور هورنبلند و اسفن) و مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، نشان دهنده این است که سنگ‌های مورد بررسی، در رده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. مقادیر پایین P_2O_5 (۰/۰۸ تا ۰/۱۲ درصد)، FeO_T/MgO (۰/۹۲ تا ۱/۵۸ درصد) و $(Zr+Ce+Nb+Y)$

(۱۰۳/۷ تا ۱۲۵/۸ گرم بر تن) نیز ویژگی گرانیتوئیدهای نوع I برای آنها را تأیید می‌کند. این سنگ‌ها، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Y، Ti، P، Nb و غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون را نشان می‌دهند که بیانگر تعلق آنها به جایگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورائش است. بر پایه نمودارهای رده‌بندی زمین‌ساختی، سنگ‌های نیمه عمیق مولد اسکارن در منطقه تیغنا، در محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. نمودار فراوانی REE در سنگ‌های بررسی شده، بیانگر غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین است که بیانگر باقی‌ماندن گارنت در منشأ و شرایط فشار بالا در حین ذوب‌بخشی است. شواهد ژئوشیمیایی مثل کاهیدگی HREE و HFSE، میزان بالای Sr/Y، Sr و $(Gd/Yb)N > 1$ و آنومالی منفی ضعیف Eu در نمونه‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که ماگمای آداکیتی سازنده آنها در فشار بالاتر از محدوده پایداری پلاژیوکلاز تشکیل شده است. مقادیر بالای استرانسیم در سنگ‌های مورد بررسی (بین ۴۰۲ تا ۶۶۱ گرم بر تن)، بیانگر رخداد ذوب‌بخشی در عمق بالاتر از ۴۰ کیلومتر و در محدوده پایداری گارنت است. نمودارهای عناصر کمیاب، نشان‌دهنده نقش پوسته اقیانوسی فرورونده و یک خاستگاه با ترکیب ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت آمفیبولیت برای آداکیت‌های مورد بررسی است.

References

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5–6): 859–877.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J. and Plunder, A., 2013. Insights on

- deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic “mélange” (Eastern Iran). *Lithos*, 156–159: 139–158.
- Ayers, J.C., 1998. Trace element modeling for aqueous fluid–peridotite inter action in the wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(4): 390–404.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of

- the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1-4): 155-177.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson, (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishing Company, New York, pp. 63-114.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170-171: 17-34.
- Camp, V.E. and Griffis, R., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15(3): 221-239.
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3): 257-268.
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134-135: 304-316.
- Chappell, B.W. and Stephens, W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3): 71-86.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J., 1990. A model for trondhjenite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern composition. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B13): 21503-21521.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Chung, S.L., 2011. Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the seme adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 121(1-4): 151-166.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. and Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region. *Lithos*, 146: 218-232.
- Gao, S., Rudnick, R.L., Yuan, H.L., Liu, X.M., Liu, Y.S., Xu, W.L., Lin, W.L., Ayers, J., Wang, X.C. and Wang, Q.H., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432(7019): 892-897.
- Gregorová, D., Hrouda, F., and Kohút, M., 2003. Magnetic susceptibility and geochemistry of Variscan West Carpathian granites: implications for tectonic setting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(16-19): 729-734.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and De La Villeon, H., 1981. Geological map of Mahirud, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and De La Villeon, H., 1990. Explanatory text of the Gazik quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Report L8, 200 pp.
- Guo, F., Nakamura, E., Fan, W., Kobayashi, K., Li, C. and Gao, X., 2009. Mineralogical and geochemical constraints on magmatic evolution of Paleocene adakitic andesites from the Yanji area, NE China. *Lithos*, 112(3): 321-341.
- Hastie, A.R., Kerr, A., McDonald, I., Mitchell, S.F., Pearce, J.A., Millar, I.L., Barford, D. and Mark, D.F., 2010. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? *Chemical Geology*, 276(3-4): 344-359.
- Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D. and Sparks, R.S. J., 2006. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47 (12): 2303-2334.
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4): 341-356.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293-305.
- Karimzadeh Somarin, A., Moayyed, M., 2002. Granite-and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*,

- 20(3–4): 127–138.
- Kocak, K., Zedef, V. and Kansun, G., 2011. Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Nigde) granitoids, central southern Turkey: Evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 103(1–4): 149–167.
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593–621.
- Lange, R.A., Frey, H.M. and Hector, J., 2010. A thermodynamic model for the plagioclase–liquid hygrometer/ thermometer. *American Mineralogist*, 94(4): 494–506.
- Lei, X.F., Duan, D.F., Jiang, S.Y. and Xiong, S.F., 2018. Ore-forming fluids and isotopic (HOCs–Pb) characteristics of the Fujiashan–Longjiaoshan skarn W–Cu–(Mo) deposit in the Edong District of Hubei Province, China. *Ore Geology Reviews*, 102: 386–405.
- Ma, Q., Zheng, J.P., Xu, Y.G., Griffin, W.L. and Zhang, R.S., 2015. Are continental "adakites" derived from thickened or founded lower crust? *Earth and Planetary Science Letters*, 419(02): 125–133.
- Mao, Q., Yu, M., Xiao, W., Windley, B.F., Li, Y., Wei, X., Zho, J. and Lü, X., 2018. Skarn-mineralized porphyry adakites in the Harlik arc at Kalatage, E. Tianshan (NW China): Slab melting in the Devonian–early Carboniferous in the southern Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 153: 365–378.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24.
- Mazhari, S.A., 2016. Petrogenesis of adakite and high–Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab melt–mantle interaction. *Journal of African Earth Sciences*, 116: 170–181.
- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Ghaderi, M., 2015. Geology, mineralogy and geochemistry of Fereznef ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran. *Journal of Economic Geology*, 7(1): 23–37. (in Persian with English abstract)
- Mazhari, M., Mazaheri, S.A., Saadat, S. and Homam, S.M., 2018. Mineralogical and Geochemistry of intrusive rocks south of Moein Abad (East Iran, Zirkouh Qaen). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 26(1): 149–160. (in Persian with English abstract)
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magma, fluids, and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Canada, pp. 401–418.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic geology, One hundredth anniversary volume*, Society of economic geologists, Colorado, pp. 299–336.
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature. *Lithos*, 112(3–4): 556–574.
- Nakhaei, M., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R. and Zarrinkoub, M. H., 2014. Petrogenesis and zircon U–Pb dating of skarnified pyroxene bearing dioritic rocks in Bisheh area (South of Birjand, East of Iran). *Journal of Economic Geology*, 6(2): 393–409. (In Persian with English abstract)
- Nakhaei, M., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Stern, C.R., Zarrinkoub, M.H., and Mohammadi, S.S., 2015. Geochronologic, geochemical, and isotopic constraints on petrogenesis of the dioritic rocks associated with Fe skarn in the Bisheh area, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(10): 8481–8495.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, H.Ch., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181: 234–251.
- Pearce, J., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In D.A. Wyman (Editor), *Trace element geochemistry of*

- volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, Canada, pp.79–114.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4): 956–983.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 251–285.
- Pons, J.M., Franchini, M., Meinert L.D., Recio, C. and Etcheverry, R., 2009. Iron Skarns of the Vegas Peladas District, Mendoza, Argentina. *Economic Geology*, 104(2): 157–184.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931.
- Rasouli, R., 2015. Geochemistry, mineralogy and genesis of Tighe noab Fe–Cu deposit. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 204 pp. (in Persian with English abstract)
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828.
- Saadat, S., 2017. Geology, geochemistry and ground magnetic survey on Kalateh Naser iron ore deposit, Khorasan Jonoubi province. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 593–607. (in Persian with English abstract)
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Li, J.W., Wei, C., George, L.L. and Burlinson, K., 2017. Mineral geochemistry of the Sangan skarn deposit, NE Iran: Implication for the evolution of hydrothermal fluid. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 77(3): 399–419.
- Shand, S.J., 1943. The eruptive rocks. John Wiley, New York, 444 pp.
- Shcherbakov, V.D., Plechov, P.Y., Izbekov, P.E. and Shipman, J.S., 2011. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1): 83–99.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. and Horn, I. 1998. Mineral–aqueous fluid partitioning of trace Elements at 900–1200 °C and 3–5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1781–1801.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345.
- Tatsumi, Y., Eggins, S.M., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Cambridge, 211 pp.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–150.
- Wang, X.L., Shu, X.J., Xu, X., Tang, M. and Gaschnig, R., 2012. Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 61: 243–256.
- Wang, C.M., Zhang, L., Chen, H., Tang, H., Chen, Y.J., Dong, L.H., Qu, X., Zheng, Y., Li, D.F. and Fang, J., 2018. Geochronology, geochemistry and tectonic significance of the ore-associated granites at the Kaladawan Fe–Mo ore field (Altyn), NW China. *Ore Geology Reviews*, 100: 457–470.
- Wang, B.Q., Zhou, M.F., Jian–Wei Li, J.W. and Dan–Ping Yan, D.P., 2011. Late Triassic porphyritic intrusions and associated volcanic rocks from the Shangri–La region, Yidun terrane, Eastern Tibetan Plateau: Adakitic magmatism and porphyry copper mineralization. *Lithos*, 127: 24–38.
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X.L. and Ma, J.L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47(1): 119–144.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J. and Longstaffe, F.J., 2002. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implications for late Archean tectonomagmatic processes. *Journal of Petrology*, 43(8): 1551–1570.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the

- Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: J.A. Roddick (Editor), *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America Memoir, Colorado, pp. 21–34.
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Xu, J., Zheng, Y.Y., Sun, X. and Shen, Y.H., 2016. Geochronology and petrogenesis of Miocene granitic intrusions related to the Zhibula Cu skarn deposit in the Gangdese belt, southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 120: 100–116.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H. and Liu, X.M., 2007. Tracing magma mixing in granite genesis: In situ U–Pb dating and Hf–isotope analysis of zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(2): 177–190.
- Yao, L., Lü, Z., Zhao, C., Pang, Z., Yu, X., Yang, T., Li, Y., Liu, P. and Zhang, M., 2017. Zircon U–Pb geochronological, trace element, and Hf isotopic constraints on the genesis of the Fe and Cu skarn deposits in the Qiman Tagh area, Qinghai Province, Eastern Kunlun Orogen, China. *Ore Geology Reviews*, 91: 387–403.
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H. and Mohammadi, S.S., 2014. Petrography and mineralogy of intrusive and subvolcanic rocks related to skarn in north kalate shab area (North of Doroh, south of Gazik). 6th symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Zarrinkoub, M.H., Ketabi, P., Shiva, M. and Asgari, M., 2011. Mineralogy of Haj Elyas iron deposit, northwest of Nehbandan, East of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 73–82. (in Persian with English abstract)
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392–405.
- Zheng, K., Wu, C., Lei, M., Zhang, X., Chen, H., Wu, D. and Gao, D., 2019. Petrogenesis and tectonic implications of granitoids from western North Altun, Northwest China. *Lithos*, 340–341: 255–269.



مقاله پژوهشی

بررسی کانی‌زایی آنتیموان و انتقال جرم در سنگ‌های میزبان، بائوت، غرب زاهدان (جنوب شرق ایران)

حلیمه مجددی مقدم^{*}، محمد بومری و حبیب بیابانگرد

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۵/۲۹، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۲۷

چکیده

کانسار آنتیموان بائوت در غرب زاهدان و در پهنه زمین‌درز سیستان واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های مجموعه‌های افیولیت و فلیش هستند. کانی‌زایی آنتیموان به شکل رگه‌های کوارتز-استیینیت و کوارتز، کربنات-استیینیت در گسل‌های شمال شرقی منطقه تشکیل شده‌اند. سنگ‌های بازیک مثل بازالت و گابرو در مجاورت رگه‌های استیینیت‌دار دگرسانی پروپیلیتیک و فلیش‌ها دگرسانی فلیک نشان می‌دهند. هدف از این مقاله بررسی مشخصات و شرایط تشکیل کانسار آنتیموان بائوت و بررسی میزان تغییرات عناصر در طی فرایند کانی‌سازی است. بدین منظور ۳۶ نمونه از سنگ میزبان و رگه‌های معدنی با میکروسکوپ‌های پلاریزان بررسی و تعدادی از آنها به روش‌های ICP-OES، ICP-MS و XRF آنالیز شدند. نتایج نشان می‌دهد بازالت‌های دگرسان شده در مقایسه با بازالت‌های کمتر دگرسان شده از SiO_2 و Pb غنی و از عناصر Sb و As تهی شده‌اند.

غنی‌شدگی SiO_2 و CaO در سنگ‌های میزبان به دلیل نفوذ رگه‌های سیلیسی و کلسیتی در آنهاست. بررسی سیالات در گیر روی کانی کوارتز نشان می‌دهد که دمای همگن شدن و درجه شوری سیالات در گیر در کوارتزهای همراه با استیینیت در بائوت به ترتیب از ۱۳۰ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد و ۲ تا ۳ درصد وزنی معادل NaCl متغیر است. این دما و شوری در محدوده دما و شوری کانسارهای اپی‌ترمال و آب‌های جوی است.

واژه‌های کلیدی: پهنه زمین‌درز سیستان، کانی‌زایی آنتیموان، اپی‌ترمال، دما و شوری

مقدمه

عرض‌های جغرافیایی $29^{\circ} 46' 31''$ تا $29^{\circ} 43'$ واقع شده است. آنتیموان یک عنصر گران‌بهاست که از زمان باستان برای آرایش چهره استفاده شده است. هرچند آنتیموان عنصر کمیابی است؛ ولی در کانی‌های متعدد، به‌خصوص سولفیدها و سولفوسلت‌ها

کانسار آنتیموان بائوت در استان سیستان و بلوچستان در ۸۰ کیلومتری غرب زاهدان واقع شده است و محدوده ثبتی آن بین طول‌های جغرافیایی $60^{\circ} 10' 37/6''$ تا $60^{\circ} 11' 58''$

متمرکز و ذخایر پرعیار آن در نقاط مختلف زمین وجود دارد. کانسارهای آنتیموان اغلب به شکل رگه‌ای و در محیط‌های برخوردی و بعد از برخورد گسترش بیشتری دارند (Yang et al., 2009). در کانسارهای اپی‌ترمال پرسولفور^۱ و کم‌سولفور^۲ و کارلین، آنتیموان همراه با سنگ‌های خروجی و توده‌های نفوذی رایج در جایگاه‌های مرتبط با فروورانش جوان یافت می‌شوند. برای مثال در صربستان، بولیوی و جنوب شرق آسیا کانسارهای آنتیموان همراه با سرب، روی، تنگستن و قلع در سنگ‌های رسوبی غنی از کلسیم، در مجاورت با گرانیت‌های تصادمی و یا در کمانهای ماگمایی تشکیل شده‌اند (Dill et al., 2008). کانسارهای آنتیموان نوع اسکارن و چینه کران و چینه-سان اغلب در سنگ‌های رسوبی مشاهده شده‌اند. در این میان بیشتر کانسارهای آنتیموان، غالباً از محلول‌های گرمابی و در مناطق دگرگونی درجه پایین در مناطق برشی و گسل‌ها تشکیل شده‌اند، به عنوان مثال می‌توان به کانسارهای آنتیموان در کمر بند واریسکن (Gumiel and Arribas, 1987) اشاره کرد. رگه‌های سیلیسی آنتیموان-طلا در آلاسکا، استرالیا، بولیوی، کانادا، اروپا، نیوزلند و چین همراه با سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده، تشکیل شده‌اند (Neiva et al., 2008). کانی‌زایی‌های آنتیموان در ایران اغلب رگه‌ای و گرمابی و در ارتباط با فعالیت‌های ولکانیکی و پلوتونیکی هستند. مهم‌ترین رگه‌های حاوی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان شامل شورچاه و توزگی، در گیابان، سفید سنگ، بائوت، چاه بریش، لخشک و سفیدابه هستند (Boomeri et al., 2014, Boomeri, 2014). از مهم‌ترین بررسی‌های که روی کانسار بائوت انجام شده است، می‌توان به پژوهش‌های عامری (Ameri, 2010) و خرمی (Khorrami, 2012) اشاره کرد. بر اساس این پژوهش‌ها، کانی‌زایی آنتیموان از نوع اپی‌ترمال و کنترل‌کننده اصلی آن گسل‌های شمال شرقی بوده‌اند. هدف از این پژوهش، سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان و رگه‌های کانه‌دار، تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر مختلف به‌خصوص

آنتیموان و عناصر وابسته در مناطق دگرسانی و بررسی سیالات در گیر در کوارتز همراه با استیپیت است.

زمین‌شناسی

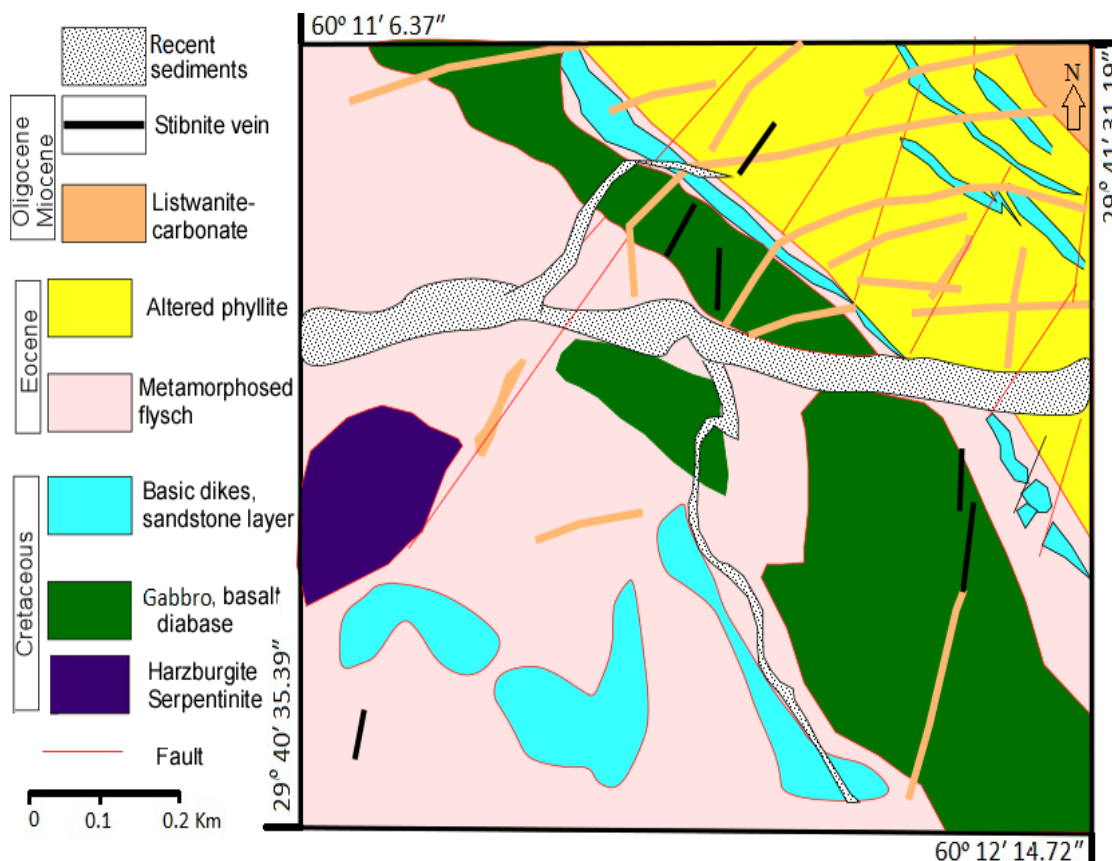
کانسار آنتیموان بائوت در پهنه زمین‌درز سیستان واقع شده است. این پهنه از اواسط کرتاسه تحت‌تأثیر گروهی حوادث زمین‌ساختی مهم؛ ولی کوتاه‌مدت قرار گرفته؛ به‌طوری‌که ریفینگ اواسط کرتاسه باعث جدایی بلوک‌های لوت و افغان و گسترش اقیانوس بینابینی و نهشته‌شدن رسوبات دریایی ضخیمی شده است (Camp and Griffis, 1982). حجم زیاد افیولیت‌ها و افیولیت‌ملانژها در پهنه زمین‌درز سیستان نیز شاهی از یک پوسته اقیانوسی هستند. فروورانش این اقیانوس در ائوسن و قبل از آن باعث ایجاد سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی در بخش‌هایی از این پهنه شده است. سپس در اواسط ائوسن، برخورد این اقیانوس با بلوک‌های لوت و افغان به توده‌های گرانیتی متعددی مثل گرانیتوئید زاهدان منجر شده است. هم‌گرایی بلوک‌های لوت و افغان بعد از برخورد هم ادامه داشته و به چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی امتداد لغز مزدوج و فعالیت‌های ماگمایی متنوعی در الیگوسن و میوسن منجر شده است (Camp and Griffis, 1982). این رویدادها باعث ایجاد کانسارهای متعددی از جمله کانسارهای آنتیموان در پهنه زمین‌درز سیستان شده است. (Farshidpour, 2012; Moradi, 2012; Moradi et al., 2014; Boomeri, 2016; Marzi, 2014). در منطقه بائوت و اطراف آن واحدهای سنگ‌شناسی شامل سنگ‌های آذرین، دگرگونه و رسوبی (توریداتی) است (شکل ۱). سنگ‌های آذرین که اغلب مربوط به مجموعه افیولیتی هستند، در نزدیک محدوده مقدار کمی دایک‌های داسیتی و آندزیتی لبه لوت نیز رخمون دارند. مجموعه افیولیتی در بائوت شامل هارزبورژیت، سرپانتینیت، گابرو، بازالت و سنگ آهک است. واحدهای توریداتی شامل شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون بوده که گاهی متحمل درجات

1. High Sulfur

2. Low Sulfur

فلش‌های کمی دگرگونه گسترش دارند. دگرسانی سیلیسی و کربناته در داخل و اطراف رگه‌های معدنی معمول‌تر هستند.

دگرگونی پایین شده است. فیلیت و انواع شیست‌های سبز واحدهای دگرگونه منطقه را تشکیل می‌دهند. دگرسانی پروپیلیتیک در بازالت‌ها و گابروها، و دگرسانی سریستی در



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی بخشی از محدوده بائوت بر اساس تصاویر Google Earth و بررسی‌های صحرایی (سن‌ها از بهروزی (Behrouzi, 1993) اقتباس شده است).

Fig. 1. A geological map from a part of Baout area based on google earth images and filed observation (ages from Behrouzi, 1993).

روش مطالعه

و ICP-MS در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران آنالیز شد. برای تعیین عیار آنتیموان و عناصر همراه تعدادی نمونه از کانسنگ آنتیموان در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه سیستان و بلوچستان با روش ICP-OES آنالیز شدند. تعداد ۶ نمونه کانی کوارتز حاوی کانی‌زایی استینیت برای تهیه مقطع دوبر صیقل انتخاب شد که پس از انجام بررسی‌های پتروگرافی، تعداد ۳ مقطع مناسب از نظر اندازه و فراوانی سیالات در گیر انتخاب شد.

پس از بررسی‌های صحرایی ۵۰ نمونه از سنگ میزبان، رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی و ماده معدنی نزدیک به رگه‌های کوارتز-استینیت برداشت شد. برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌شناسی، تعداد ۲۰ مقطع نازک، ۱۰ مقطع صیقلی و ۶ مقطع نازک-صیقلی تهیه شد. تعدادی از این نمونه‌ها برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی به ترتیب با روش XRF

بعد از بررسی کامل مشخصات پتروگرافی با میکروسکوپ، اندازه گیری دما و شوری با استفاده از دستگاه گرمایش-سرمایش مدل THMS600 شرکت Linkam در آزمایشگاه تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد است. کالیبراسیون دستگاه در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه با نیترات سزیم^۱ با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه انجام شد و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد ان-هگزان^۲ با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی گراد انجام شد.

سنگ نگاری

چنان که بیان شد، واحدهای سنگی در باثوت شامل سنگهای آذرین، رسوبی و دگرگونی است. سنگهای آذرین را می توان به سه گروه اولترامافیک، مافیک و حادوسط تا اسیدی تقسیم کرد. مهم ترین سنگهای رسوبی، سنگ آهک و تورییدات ها به خصوص ماسه سنگ و سیلتستون است و مهم ترین سنگ دگرگونی فیلیت است که از دگرگونی شیل حاصل شده است.

سنگ های اولترامافیک

رخمون های این سنگ ها در باثوت بخشی از پهنه افیولیتی در پهنه زمین درز سیستم است که اغلب هارزبورزیت سرپانتینیته شده و سرپانتینیت هستند. بخش هایی از این سنگ ها به لیستونیت تبدیل شده اند. بافت اولیه هارزبورزیت گرانولار و انباشتی و کانی های اولیه آنها اغلب بلورهای درشت ارتوپیروکسن و فورستریت هستند. سرپانتین فراوان ترین کانی ثانویه بوده که جانشین کانی های قبلی شده و به شکل رشته ای و تیغه ای در جهت های مختلف رشد کرده است (شکل ۲-۱). کانی های اوپک مثل کرومیت نیز در این سنگ وجود دارد. بیش از ۹۰ درصد لیستونیت از کلسیت و کوارتز تشکیل شده است که به صورت رگه ای، رگچه ای و جانشینی تشکیل شده است و گاهی بلورهای آن تا بیش از یک میلی متر رشد کردند

(شکل ۲-۱). (B)

سنگ های مافیک

سنگ های مافیک از گابرو تا بازالت بالشی (اغلب دیاباز) متغیر هستند (شکل ۲-۱، D، C، E و F). در مقایسه با سنگ های اولترامافیک، رخمون این سنگ ها به صورت توده های سبز در بخش میانی محدوده باثوت گسترش بیشتری دارد. بافت سنگ گابرو اغلب بلوری و بافت سنگ بازالت اینترسرتال و واریولیتی است. این سنگ ها اغلب از تیغه های پلاژیوکلاز در اندازه ۰/۱ تا بیش از ۲ میلی متر و کمی پیروکسن تشکیل شده اند. تیغه های پلاژیوکلاز در دیاباز و بازالت های بالشی در جهت های مختلفی رشد کرده و گاهی به صورت شعاعی رگچه های متعددی از کوارتز و کلسیت این سنگ ها را قطع کرده اند. این کانی ها در دیگر فضاهای خالی به خصوص در حفره این سنگ ها نیز دیده می شوند. در نمونه هایی که دچار دگرسانی گرمابی شده اند، کانی های مثل آمفیبول، کلریت و اپیدوت نیز تشکیل شده اند و مقدار کوارتز در آنها به شدت افزایش پیدا کرده است (شکل ۲-۲). پیروکسن ها احتمالاً تخریب و تجزیه شده اند. بعضی از نمونه ها دارای مقدار زیادی هورنبلند سبز اولیه هستند که نشان دهنده حضور سنگ هایی با ترکیب دیوریت یا دیوریت گابرو هستند (شکل ۲-۲). بافت غالب در دیوریت اینترسرتال و اینترگرانولار است و از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده است (شکل ۲-۲ و D و E). پلاژیوکلاز در این سنگ به صورت فنو کریست های نیمه شکل دار در اندازه ۰/۳ تا ۰/۷ میلی متر است (شکل ۲-۲). هورنبلند ها به ندرت کلریتی شده اند. کلسیت و کوارتز به صورت رگه ای و پراکنده در این سنگ ها وجود دارند (شکل ۲-۲). (F)

سنگ های رسوبی و دگرگونی

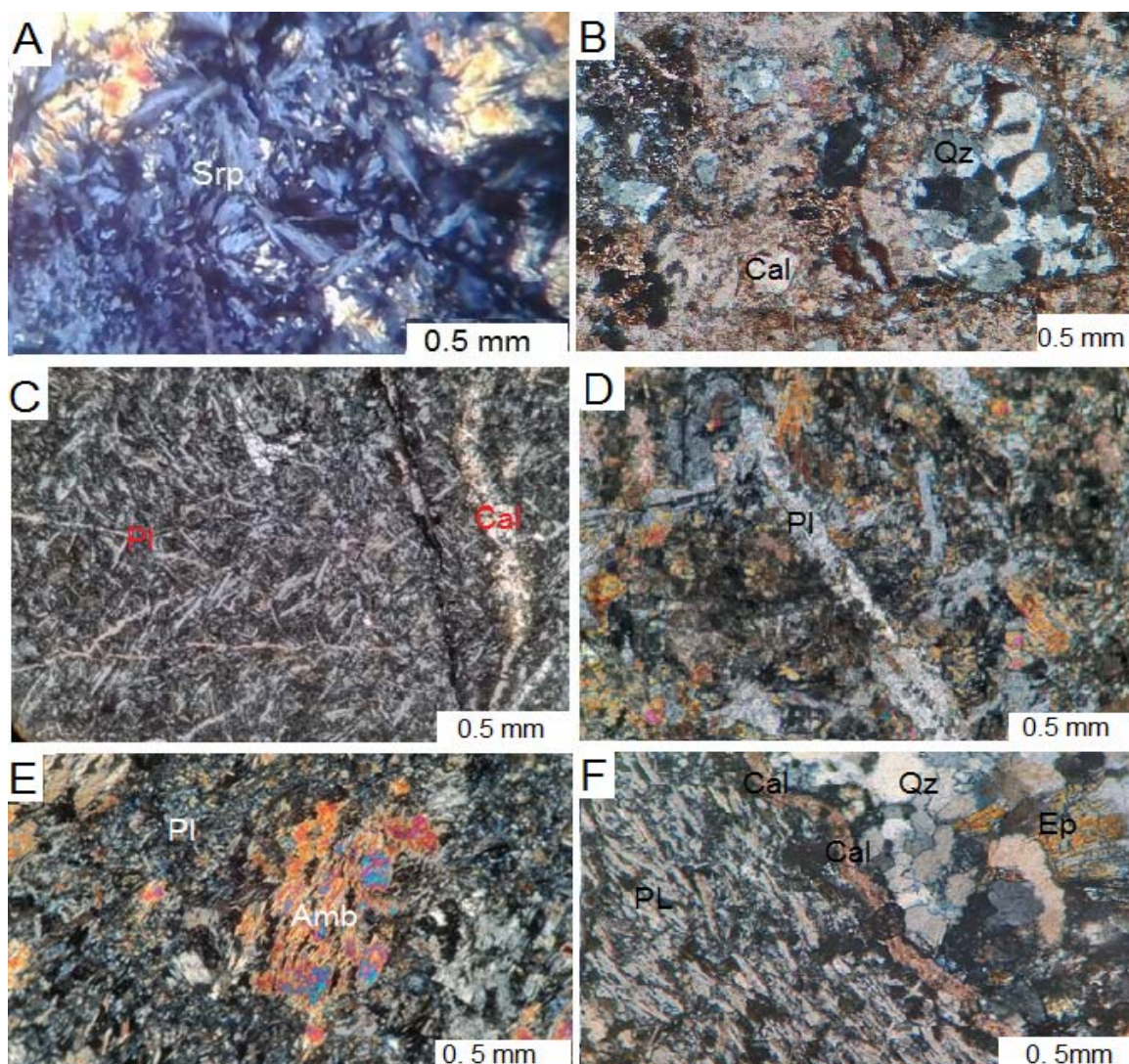
سنگ های رسوبی اغلب شامل سنگ آهک، شیل، ماسه سنگ و سیلتستون هستند. این سنگ های دچار دگرگونی ضعیفی شده اند؛ به طوری که شیل ها به فیلیت و سیست تبدیل شده اند.

1. Cesium nitrate

2. n-Hexane

بلورهای دوکی شکل کوارتز اولیه را کوارتز ثانویه و کانی‌های فیلسیلیکاته فراگرفته‌اند.

فیلیت دارای بافت لپیدوبلاستیک و گاهی میلونیتی هستند و اغلب از کوارتز و مسکویت و مقداری اورتوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱). این کانی‌ها جهت‌یافته هستند و اطراف

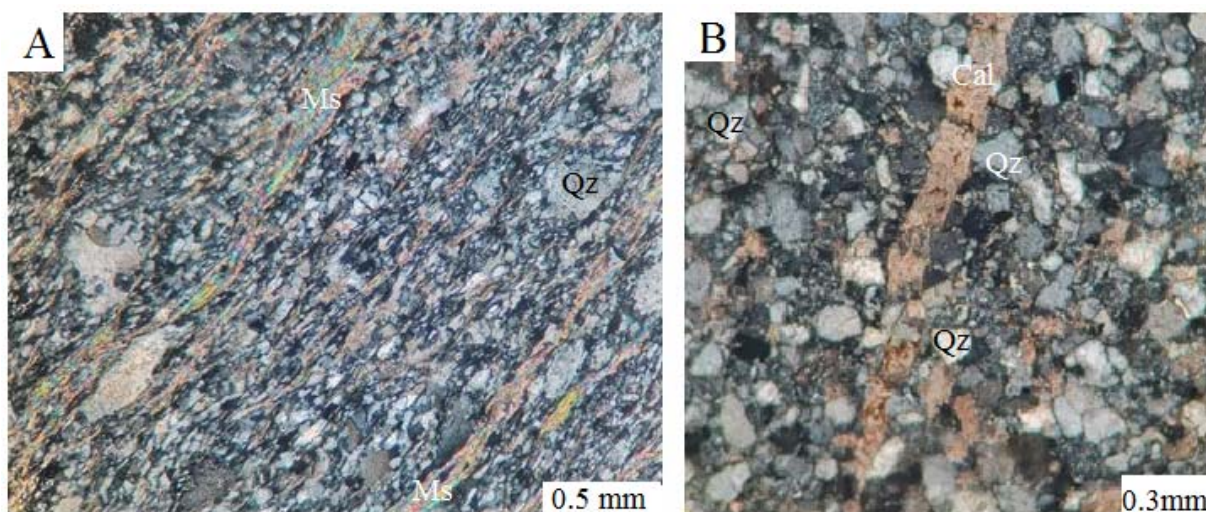


شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین در منطقه بائوت در نور XPL، A: پریدوتیت سرپانتینیزه شده، B: لیستونیت متشکل از کلسیت و کوارتز، C: بازالت بالشی، D: دیاباز دارای بلورهای کشیده پلاژیوکلاز، کانی‌های رنگی کانی‌های ثانویه مثل آمفیبول و اپیدوت هستند، E: دیاباز دارای آمفیبول و رگچه‌های کوارتز و کلسیت با اپیدوت که یک بازالت را قطع کرده‌اند. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Srp: سرپانتین، Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت).

Fig. 2. Microphotographs of igneous rocks in Baout in XPL, A: Serpentinized peridotite, B: Listvinite composed of calcite and quartz, C: Pillow basalt D: Diabase contains plagioclase crystals, colored minerals, secondary minerals such as amphibole and epidote, E: Diabase contains crystals of amphibole, and F: Quartz and calcite veins with epidote that cut a basalt. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Pl: plagioclase, Srp: serpentine, Amp: amphibole, Cal: calcite, Ep: epidote).

سنگ و اوپک قابل مشاهده است (شکل ۳-۲). بلورهای کوارتز زاویه و در اندازه ۰/۱ میلی‌متر، بلورهای فلدسپات به صورت نیمه‌شکل‌دار در اندازه ۰/۳ میلی‌متر بوده که به سربست تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها نیز در محدوده مورد بررسی اغلب مورد هجوم رگچه‌های کوارتز و کربناته واقع شده‌اند (شکل ۳-۲).

کلسیت و کوارتز به شدت به این سنگ‌های هجوم آورده به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای، پرکنده حفره‌ها، جانشینی و پراکنده هستند. ماسه‌سنگ و سیلتستون از لحاظ بافتی و کانی‌شناسی متنوع هستند و در مقطع میکروسکوپی این سنگ‌ها کوارتز، فلدسپات، مسکویت، کلسیت، کانی‌های رسی، قطعه



شکل ۳. عکس‌های میکروسکوپی از سنگ‌های دگرگونی و رسوبی از منطقه بائوت در نور XPL: A: فیلیت که اغلب دارای کوارتز و موسکویت است و B: ماسه‌سنگ متشکل از کوارتز، لیتیک، فلدسپات و کانی‌های ثانویه. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Ms: مسکویت، Cal: کلسیت).

Fig. 3. Microphotographs of sediment and metamorphic rocks in Baout in XPL, A: phyllite contains crystals of quartz and muscovite, and B: sandstone composed of quartz, lithic, feldspar and secondary minerals. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Cal: calcite, Ms: muscovite).

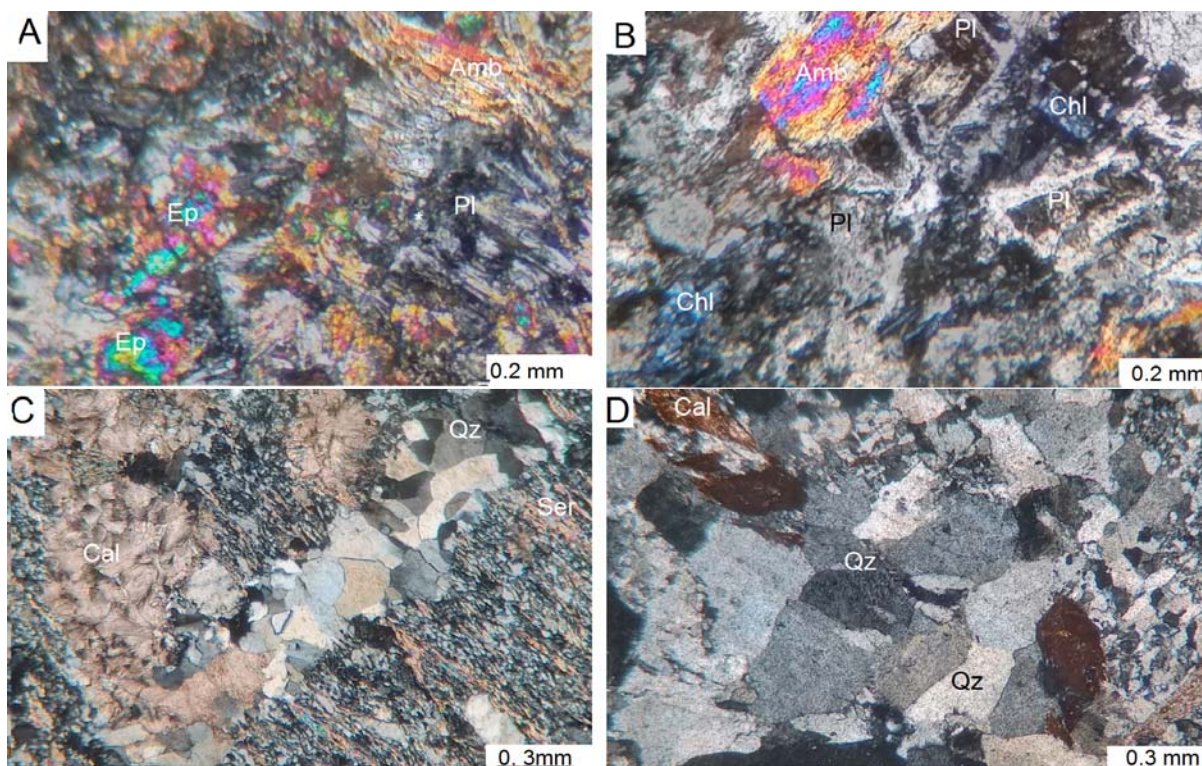
کانی‌های ثانویه به خصوص کوارتز و کلسیت به صورت پرکننده حفره‌ها و رگچه‌ای نیز تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۲ و ۴-۳). سربست و مسکویت در فلیش‌های میزبان به مقدار زیادی تشکیل شده است. این کانی‌ها در فیلیت‌ها به صورت رشته‌های پیچ‌خورده و جهت‌یافته و متناوب با لایینه‌های کوارتز دیده می‌شود (شکل ۳-۲). سربست در ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌ها به صورت پرکننده فضای خالی حضور دارند. در فلیش‌ها نیز رگچه‌های متعددی از کوارتز و کلسیت دیده می‌شود. مجموعه‌ای از کوارتزهای رسوبی، دگرگونی، دیاژنزی و گرمایی

دگرسانی

سنگ‌های اولترامافیک اغلب به سرپانتین و لیستونیت دگرسان شده‌اند. درحالی‌که سنگ‌های مافیکی میزبان کانی‌زایی در منطقه بائوت اغلب متحمل دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. بر اثر این دگرسانی کانی‌های مافیکی اولیه به اپیدوت، کلینوزوئیزیت، ترمولیت، کوارتز و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۲-۲، E، F و شکل ۴-۲ و B). پلاژیوکلاز که فراوان‌ترین کانی این سنگ‌هاست تا حدودی بدون تغییر باقی‌مانده و یا قسمت‌هایی به سربست، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است. علاوه بر این

رگه و رگچه‌های کوارتز و کربنات واقع شده‌اند و دگرسانی سیلیسی و کربناتی شاخص‌ترین دگرسانی در بائوت است.

در این سنگ‌ها وجود دارند که در اندازه و شکل‌های مختلفی آرایش پیدا کرده‌اند. به‌طور کلی تمام سنگ‌های منطقه شامل سنگ‌های مجموعه افیولیت و توریدایت‌ها مورد هجوم شدید



شکل ۴. عکس‌های میکروسکوپی از دگرسانی‌های محدوده بائوت در نور XPL، A و B: دگرسانی پروپلیتیک در دیاباز با تشکیل اپیدوت، ترمولیت و کلریت، C: رگچه کوارتز و کلسیت در یک فیلیت و D: بلورهای کربنات در رگچه کوارتزی. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Ser: سرسیت).

Fig. 4. Microphotographs of alterations in Baout in XPL, A and B: propylitic alteration in diabase with the formation of epidote, tremolite and chlorite, C: quartz and calcite veinlets in phyllite, and D: quartz veinlet contains crystals of carbonate. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz, Pl: plagioclase, Amp: amphibole, Cal: calcite, Ep: epidote, Ser: sericite).

تغییرات جرم در دگرسانی

به تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی سنگ‌ها بر اثر محلول‌های گرمابی دگرسانی گفته می‌شود. طی فرایند دگرسانی ممکن است عناصری از سنگ خارج و یا وارد شوند. برای بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در سنگ‌های دگرسان‌شده روش‌های مختلفی وجود دارد (Grant, 1967; Gresens, 1967; Maclean and Klanidioti, 1987; Maclean,

1990; Grant, 2005). در این مقاله از روش ایزوکن استفاده شده است (Grant, 2005). پایه و اساس این روش بررسی مقادیر عناصر موجود در سنگ‌های دگرسان‌شده نسبت به سنگ‌های سالم در منطقه است. داده‌های شیمیایی در جدول ۱ نشان‌داده شده است. در روش ایزوکن برای بررسی وضعیت دگرسانی و تبادل عناصر با سیالات گرمابی از عناصر نامتحرکی مانند Al، Ti، Zr، Nb و Y استفاده می‌شود.

جدول ۱. مقادیر عناصر اصلی (wt.%) و عناصر فرعی (ppm) سنگ‌های آذرین میزبان در منطقه باثوت

Table 1. Major (wt.%) and trace (ppm) elements contents of hosted igneous rocks in Baout

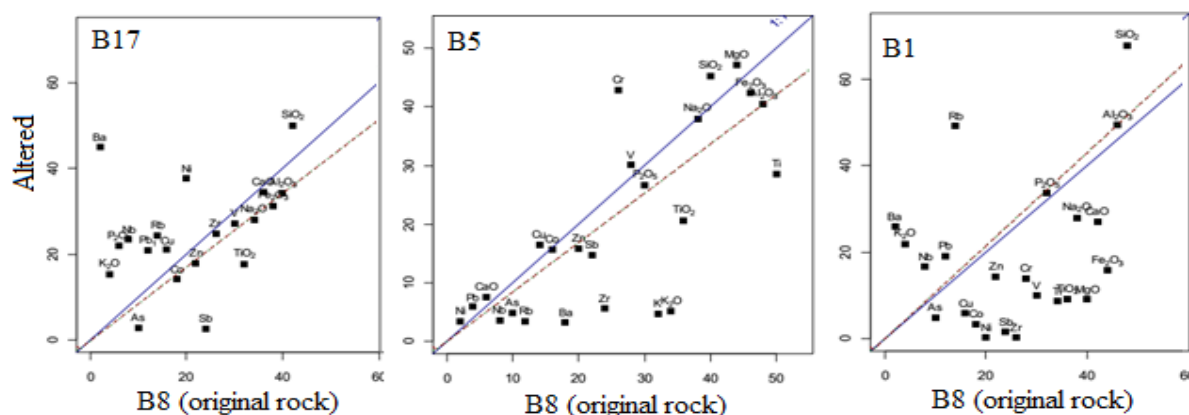
Sample	B1	B8	B17	B5	Ku11-X1	BO
Rock	Basalt	Basalt	Gabbro	Basalt	Gabbro	Sb ore
SiO ₂	57.1	40.46	48.2	45.83	49.62	50.6
TiO ₂	0.53	2.08	1.16	1.19	1.34	0.12
Al ₂ O ₃	16.85	15.69	13.47	13.24	15.85	2.88
Fe ₂ O ₃	4.98	13.97	11.52	12.85	13.95	2.95
MnO	1.8	1.94	1.22	2.31		0.09
MgO	1.23	5.43	5.77	5.81	4.8	0.86
CaO	6.83	10.6	10.19	13.42	6.2	17.64
Na ₂ O	2.17	2.95	2.45	2.95	4.22	0.42
K ₂ O	3.67	0.67	2.56	0	0.41	0.51
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.66	0.16	0.44	0.03
LOI	6.46	7.97	3.85	4.54	2.98	11.35
Total	101.81	101.94	101.05	102.3	99.81	87.45
As	5	10	3	5	1	
Ba	716	55	1238	10		939
Ce	21	17	83	16	4	
Cr	90	180	435	297	67	72
Cs	7.2	15.8	5.4	3.2	1	
Cu	12	32	42	38	34	161
Gd	1.6	4.1	3.9	4.1	4.8	
Hf	1	3.7	3.5	1.9	1.3	
La	13	6	48	7	6	
Mo	3.4	2.4	1.4	4.5	1	
Nb	11.7	15.6	16.4	12.6	9	
Nd	9	17	26	15	13	
Ni	67	55.4	104.5	96	11.3	17
Pb	24	15	26	22	12	816
Rb	95	27	47	30.1	1	8
Sb	5.1	74.3	8.8	49.9	1	80000
Sc	3	23.9	18.4	26.3	23	
Sm	4.3	4.8	8.1	4.5	1.6	
Sn	5.3	1.4	4.5	1.5	1	
Sr	343	255	911	203	248	238
Y	6	26	17	24	12	4
Zr	40	93	89	22	38	28
Zn	48	73	60	58	77	1614

بالای خط ایزوکن عناصری هستند که در طول دگرسانی به سیستم اضافه شده‌اند، عناصر زیر خط ایزوکن عناصری هستند، که در طول دگرسانی از سیستم خارج شده‌اند و عناصر روی خط ایزوکن عناصری هستند که در طول دگرسانی بدون تحرک باقی مانده‌اند (Grant, 2005). نمونه‌های بازالتی مورد بررسی در کانسار باثوت که اغلب متحمل دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند نسبت به یک بازالت کمتر دگرسان شده (نمونه B8) مورد

در روش ایزوکن ارتباط ترکیب و حجم از طریق معادله $C_i^A = M^0/M^A(C_i^0 + \Delta C_i)$ محاسبه می‌شوند. در این معادله C_i^0 بیانگر غلظت یک عنصر در نمونه سالم، C_i^A بیانگر غلظت یک عنصر در نمونه دگرسان شده، M^0 و M^A جرم‌های معادل قبل و بعد از دگرسانی و ΔC_i اختلاف غلظت یک عنصر در نمونه سالم و دگرسان شده است. عناصر اضافه شده یا از دست رفته با مقایسه به نقاط عناصر با خط ایزوکن به دست می‌آیند. عناصر

و غنی‌شدگی Pb و SiO_2 در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به نمونه کمتر دگرسان شده است.

مقایسه قرار گرفته‌اند. البته در این نمونه نیز کلسیت ثانویه وجود دارد. نمودار تغییرات این نمونه‌ها در شکل ۵ قابل مشاهده است. مهم‌ترین نکات قابل ذکر در این نمودارها تهی‌شدگی As و Sb



شکل ۵. نمودارهای ایزوکن برای نمایش تغییرات عناصر در دگرسانی پروپلیتیک در منطقه بائوت

Fig. 5. Isocon diagram to show mass changes in propylitic alteration in the Baout area

منبع خوبی برای تأمین آنتیموان در رگه‌های کوارتز-استیبنیت بوده‌اند. میزان مس، روی و سرب در سنگ‌های کورین نسبت به سنگ‌های بائوت بیشتر است.

کانی‌زایی

کانی‌زایی آنتیموان به صورت استیبنیت در رگه‌های سیلیسی تشکیل شده است؛ به عبارت دیگر به شکل رگه‌های کوارتز-استیبنیت هستند (شکل ۷). این رگه‌ها اغلب دارای امتداد شمال شرقی یا جنوب غربی هستند. رگه‌های دیگری هم با همین روند وجود دارد که دارای طول و ضخامت بیشتری هستند و اغلب کربناته هستند (شکل ۷-A). در بعضی از این رگه‌ها هم استیبنیت تشکیل شده است. ضخامت کانی‌زایی در امتداد رگه‌های کوارتز-استیبنیت متفاوت است و گاهی ضخامت آنها به ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۷-B). رگه‌های کوارتز-استیبنیت معمولاً دارای شیبی بیش از ۴۵ درجه به سمت شمال و شمال غرب هستند. سنگ‌های میزبان هم واحد مافیک و هم فلیش‌ها هستند. منطقه مورد بررسی دارای گسل، شکستگی و

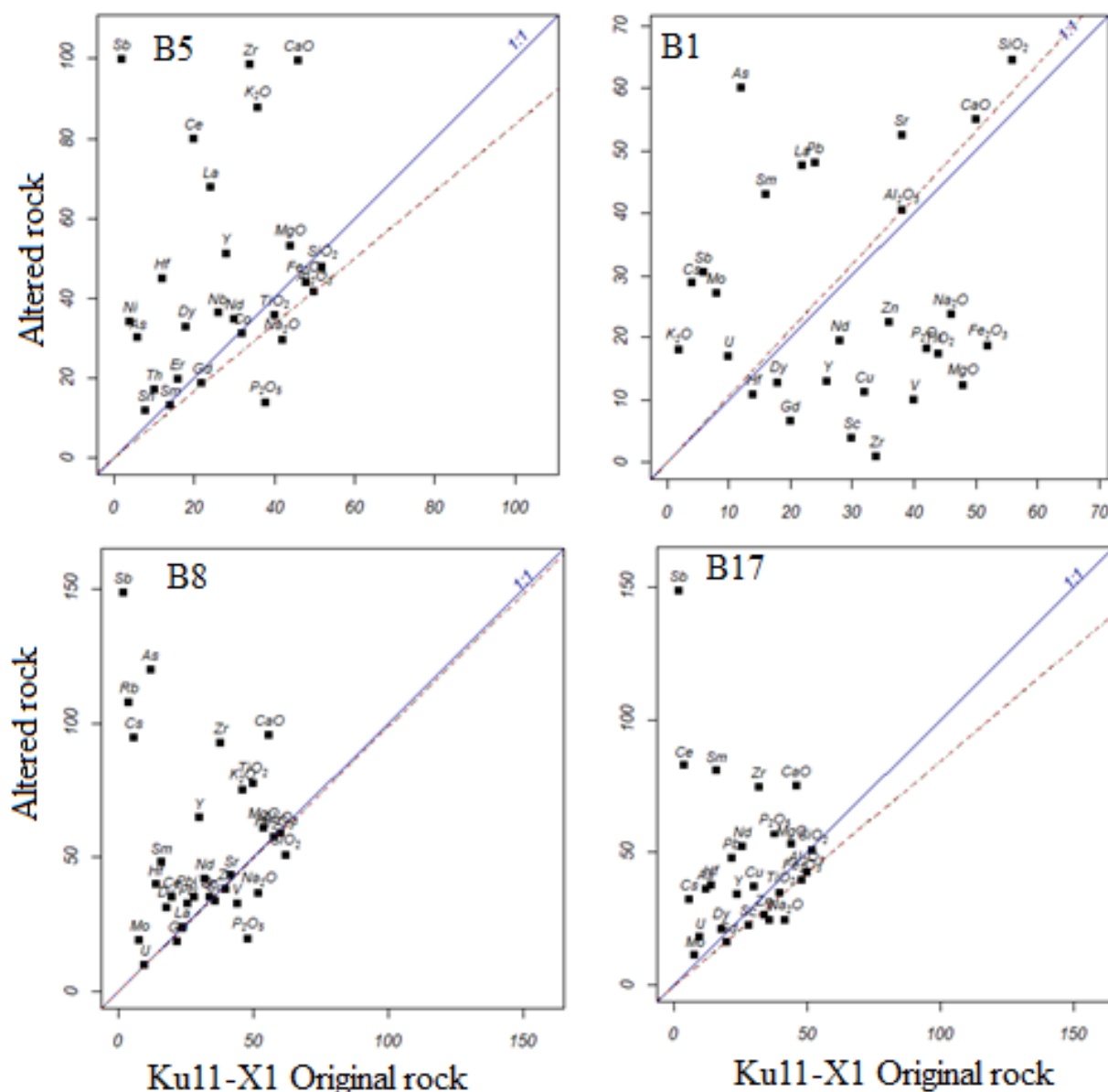
مقادیر Cu و Zn، روی ایزوکن عناصر نامتحرک قرار گرفته‌اند که بیانگر مقادیر تقریباً یکسان آنها در سنگ‌های دگرسان شده و کمتر دگرسان شده است. این بررسی‌ها نشان می‌دهد که در منطقه بائوت As و Sb که عناصر فوق‌العاده متحرکی هستند از سنگ‌های دگرسان شده به داخل رگه‌ها منتقل شده‌اند. علت تفاوت در افزایش و کاهش عناصر آنتیموان، آرسنیک، سرب، روی، مولیبدن و مس به میزان پایداری آنها در محلول‌های گرمایی انتقال‌دهنده آنها بستگی دارد که خود وابسته به دما، فشار، ترکیب سیال، pH و Eh است.

افزایش و کاهش عناصر در سنگ‌های دگرسان شده بائوت با یک سنگ کمتر دگرسان شده آن از پهنه افیولیتی کورین نیز بررسی شده است (نمونه Ku11-X1). تغییرات جرم در سنگ‌های دگرسان شده بائوت نسبت به این نمونه در شکل ۶ نمایش داده شده است.

بر اساس این شکل‌ها، مقدار Sb در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به نمونه کمتر دگرسان شده کورین غنی‌شدگی دارد که نشان می‌دهد، سنگ‌های میزبان بائوت از آنتیموان غنی شده‌اند و

ساختاری به‌خصوص گسل‌ها در جهت شمال شرق عاملی مهم در قابلیت نقل و انتقال سیالات در محدوده مورد بررسی بوده‌اند.

خردشدگی‌های زیادی هست که فضای خالی برای ته‌نشست ماده معدنی را ایجاد کرده است. کنترل‌کننده‌های



شکل ۶. نمودار ایزوکن برای نمایش تغییرات عناصر در سنگ‌های میزبان در منطقه بانوت نسبت به یک گابروی کم دگرسان‌شده از منطقه کورین

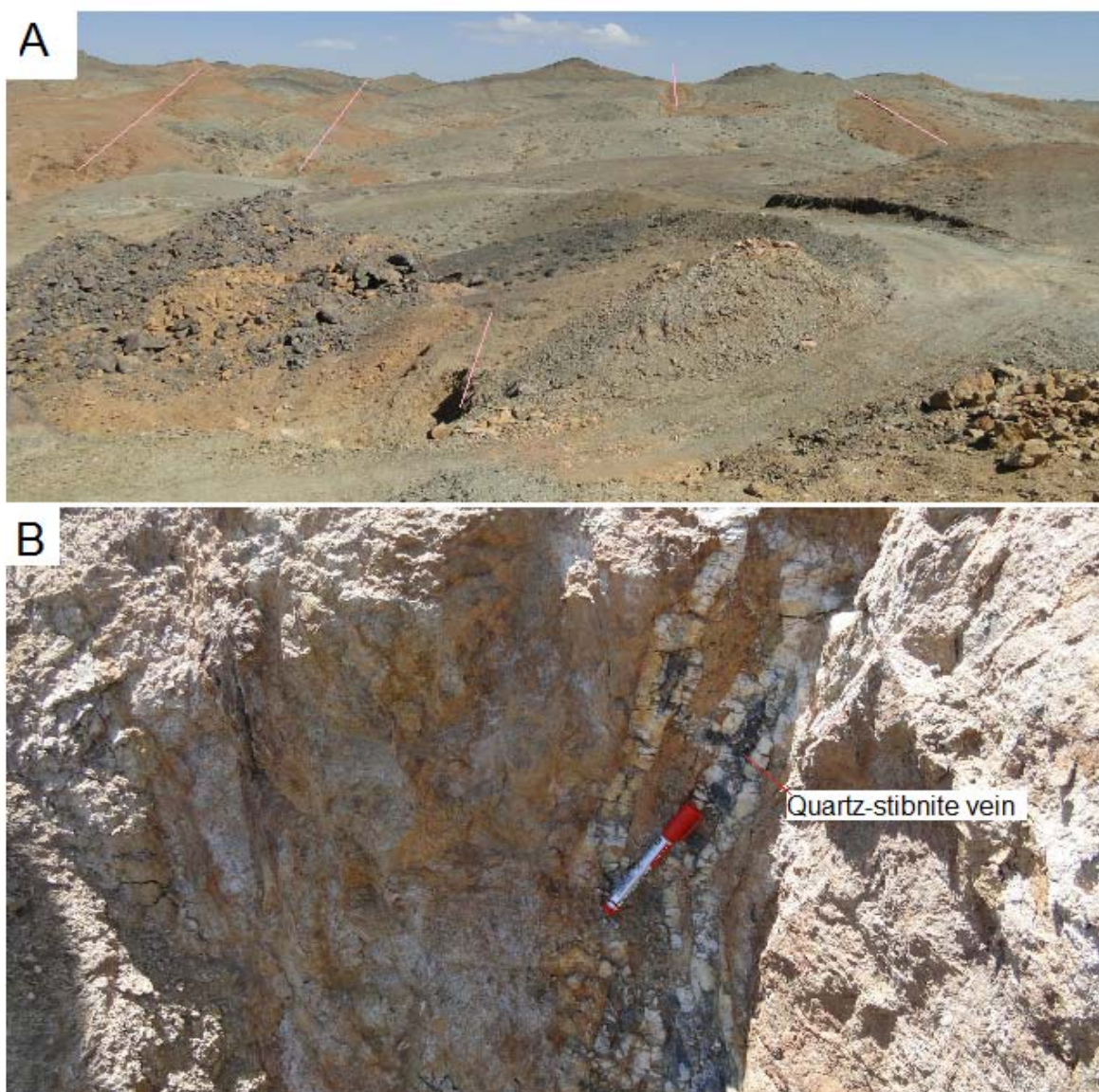
Fig. 6. Isocon diagram to show mass changes of hosted rocks of Baout relative to a less-altered gabbro of Kurin area

(2005). کانسنگ آنتیموان در بانوت بافت پرکننده فضای خالی دارد؛ به‌طوری‌که ابتدا کوارتز در رگه تشکیل شده و سپس

این کنترل‌کننده‌ها باعث جریان سیال گرمایی و در شرایط مناسب، باعث تمرکز و تجمع کانه‌ها می‌شود (Leach et al.,

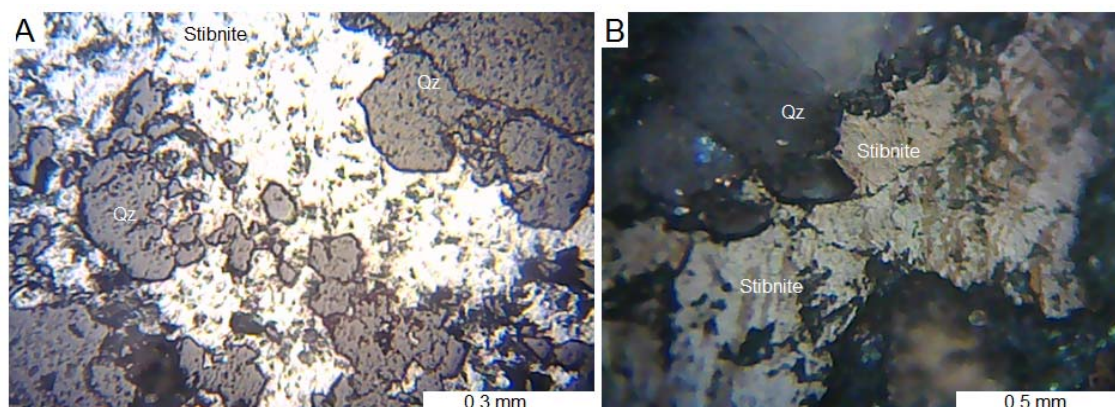
مهم کانسنگ آنتیموان بائوت هستند (شکل ۷). نتیجه یک آنالیز XRD از رگه کوارتز استیبنیت به شناسایی کوارتز، کلسیت و استیبنیت به عنوان فازهای اصلی و آنکریت به عنوان فاز فرعی منجر شده است.

استیبنیت در فضاهای خالی آن رشد کرده است (شکل ۸-A و B). علاوه بر استیبنیت (Sb_2S_3) به عنوان کانه اصلی در رگه‌های کوارتز-استیبنیت، کانه‌های والتینیت (Sb_2O_3)، سنارمونیت (Sb_2O_3)، و استیکونیت ($\text{Sb}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)، نیز گزارش شده است (Khorrami, 2012). کوارتز، کلسیت، و آنکریت باطله‌های



شکل ۷. عکس صحرایی از A: سنگ میزبان (دیاباز) و رگه‌های کربناته، و کوارتز-کربنات و B: رگه کوارتز-استیبنیت، از منطقه بائوت

Fig. 7. Field photographs of, A: host rock (diabase) and carbonate and quartz-carbonate veins, and B: Quartz-stibnite vein in Baout.



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی از استینیت با نور انعکاسی از منطقه بائوت، A: نور PPL و B: نور XPL. علامت اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز).

Fig. 8. Microphotographs of stibnite under reflective light in Baout, A: PPL, and B: XPL. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Qz: Quartz).

بعضی نمونه‌ها به ۳ گرم در تن هم می‌رسد (جدول ۲). کانسنگ‌های آنتیموان عیار بالا یا به عبارت دیگر، استینیت خالص معمولاً در دمای پایین تمرکز می‌یابند (Marshall and Joensuu, 1961). در بعضی نمونه‌ها مقادیر قابل توجه از عناصر آرسنیک، و روی مشاهده می‌شود (جدول ۲).

ژئوشیمی رگه‌های کوارتز-استینیت

نتایج تجزیه‌های شیمیایی انجام شده روی نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های استینیت مورد بررسی نشان می‌دهد که علاوه بر آنتیموان، طلا و احتمالاً نقره عناصر ارزشمندی هستند که در کانسنگ حضور دارند (جدول ۲). مقدار آنتیموان در کانسنگ بائوت بالا بوده (متوسط = ۳۱/۲۸ درصد وزنی) و مقدار طلا در

جدول ۲. نتایج آنالیز کانسنگ آنتیموان از رگه‌های کوارتز-استینیت در منطقه بائوت (تمامی مقادیر به جز عنصر Sb، بر اساس ppm)

Table 2. Elemental composition of Sb ore from quartz-stibnite veins in Baout (in ppm except for Sb in wt.%)

Sb (wt.%)	15.6	29.5	38	42	36.4	37.5	38.7	41.8
Hg	12	N. d	N. d	N. d	N. d	N. d	N. d	N. d
Cu	18	16	14	16	17	22	20	16
Zn	167	20	12	69	43	53	71	69
As	63	<20	<20	<20	506	429	725	<20
Ag	0	<1	5.2	<1	<1	<1	<1	<1
Au	N.d	N.d	N.d	N.d	3.21	0.33	0.71	0.36

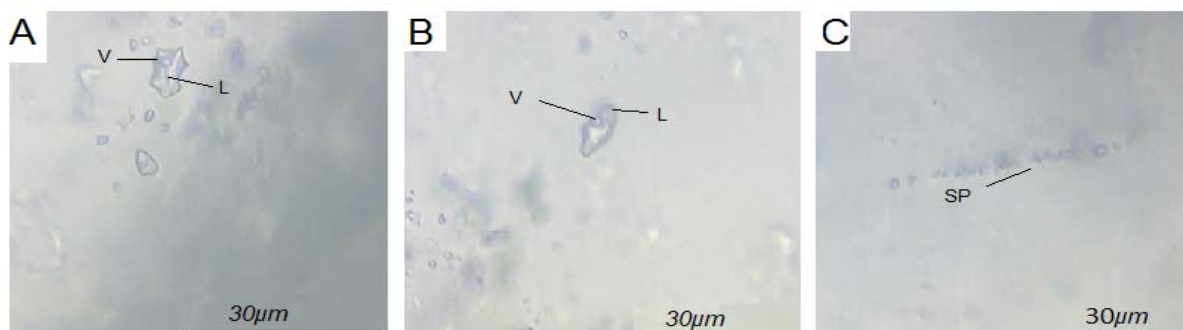
می‌شوند (شکل ۹-A، B و C). بیشتر سیالات درگیر و به خصوص انواع ثانویه و ثانویه کاذب بسیار ریز و غیر قابل اندازه‌گیری هستند. سیالات درگیر اولیه از لحاظ ظاهری اغلب دارای شکل‌های منظم بیضوی و کروی و با اندازه ۲ تا ۶

سیالات درگیر

سیالات درگیر در کوارتز از رگه‌های کوارتز-استینیت بائوت در دمای معمولی و بر اساس تقسیم‌بندی رایج (Shepherd et al., 1985) شامل سیالات درگیر اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب

یک حباب کوچک گازی هستند (شکل ۹-A و B).

میکرون هستند. سیالات در گیر اولیه شامل تک فازی و دوفازی می‌شوند. انواع دوفازی و قابل اندازه‌گیری اغلب غنی از مایع و



شکل ۹. A و B: تصاویر میکروسکوپی از سیالات در گیر اولیه دوفازی و ثانویه در منطقه بائوت L: فاز مایع و V: فاز بخار و C: سیالات در گیر کاذب (SP)

Fig. 9. A and B: microphotograph of two-phase primary and secondary fluids inclusion in the Baout, L: liquid phase, V: vapor phase, and C: pseudo-secondary fluid inclusions (SP).

زیادی هست که فضای خالی برای ته‌نشست ماده معدنی را ایجاد کرده است. کنترل‌کننده‌های ساختاری به‌خصوص گسل‌ها در جهت شمال‌شرق عاملی مهم در قابلیت نقل و انتقال سیالات در محدوده مورد بررسی بوده‌اند. این کنترل‌کننده‌ها باعث جریان سیال گرمایی و در شرایط مناسب باعث تمرکز و تجمع کانه‌ها می‌شود (Leach et al., 2005). سیر تحول سیالات در گیر در شکل ۱۰ نشان‌داده شده است. نمونه‌های مورد بررسی بر پایه مقادیر محدوده Th و شوری در امتداد و روند ۴ و ۶ قرار می‌گیرند که نشانه سردشدن سیال و کاهش فشار بر روی آن است (Shepherd et al., 1985). سیالات در گیر در نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال (شکل ۱۱-A) و منشأ سیال کانی‌ساز در محدوده آب‌های دگرگونی و جوی قرار گرفته است (شکل ۱۱-B). نبود بلورهای دختر مثل هالیت و سیلویت نشان‌دهنده وجود محلول‌های گرمایی فقیر از کمپلکس‌های کلریدی و دارای شوری پایین است (Mehvari et al., 2010; Hashemian et al., 2018). سیالات گرمایی با شوری بالا و دماهای بالا اغلب توسط کمپلکس‌های کلریدی و سیالات گرمایی دما پایین و شوری کم توسط کمپلکس‌های

به‌طور کلی دمای همگن‌شدن و شوری ۱۸ سیال در گیر اولیه اندازه‌گیری شد. نتایج میکروترموتری در جدول ۳ آمده است. دمای همگن‌شدن (Th) سیالات در گیر اندازه‌گیری شده از ۱۳۰ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و در تمامی نمونه‌ها همگن‌شدن به فاز مایع صورت گرفته است. شروع دمای ذوب در حدود منهای ۲۱ درجه سانتی‌گراد است که نشان می‌دهد سیال مسئول کانی‌سازی در کانسار بائوت دارای ترکیب $H_2O-NaCl$ بوده است؛ زیرا که دمای یوتکتیک در این سیستم برابر یا نزدیک به ۲۱- درجه سانتی‌گراد است (Shepherd et al., 1985).

دمای نهایی ذوب (T_{mice}) بین ۱/۲- تا ۱/۸- درجه سانتی‌گراد متغیر است. بر اساس سیستم $H_2O-NaCl$ (Bodnar, 1993) مقدار شوری سیالات در گیر بررسی شده بین ۲/۰۷ تا ۳/۰۶ و میانگین شوری حدود ۲/۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام بوده و چگالی میانگین آن ۰/۹۱۴ (گرم بر سانتی‌متر مکعب) به‌دست آمده است.

بحث

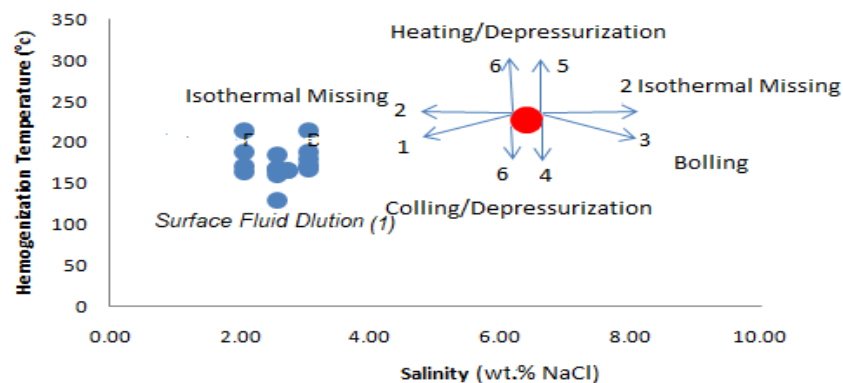
منطقه مورد بررسی دارای گسل، شکستگی و خردشدگی‌های

سولفیدی منتقل می‌شوند (Barnes, 1998)، نمونه‌های مورد پایین و شوری پایین هستند، تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱-A). بررسی در محدوده کمپلکس‌های سولفیدی که نشانگر دماهای

جدول ۳. خلاصه نتایج میکروترمومتری روی سیالات در گیر در منطقه بائوت

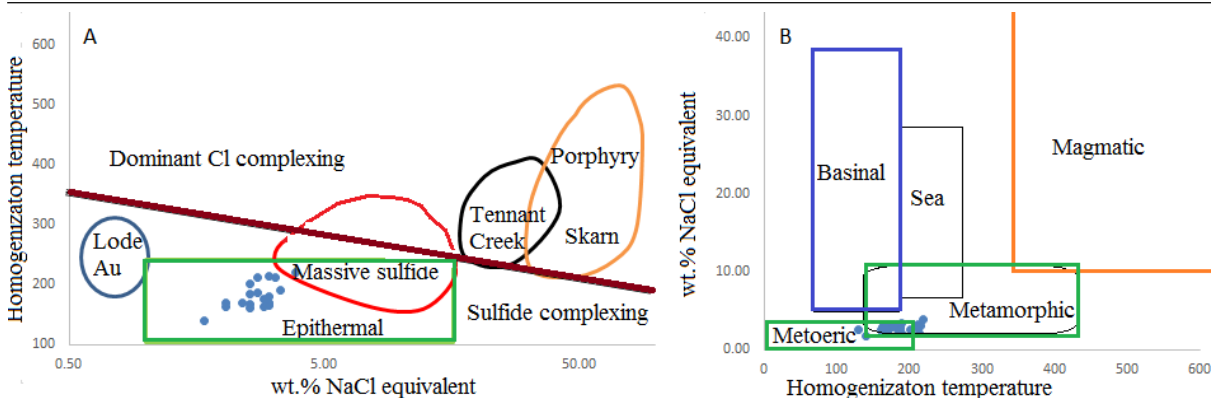
Table 3. Summary of Microthermometric data of fluid inclusions of the Baout area

n	Size(μm)	Te ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Wt.% NaCl	Thv-l ($^{\circ}\text{C}$)	Density g/cm ³
1	5	-21	-1.2	2.07	189	0.895
2	6	-21	-1.8	3.06	188	0.903
3	15	-21	-1.2	2.07	214	0.864
4	15	-21	-1.5	2.57	167	0.922
5	8	-21	-1.6	2.74	166	0.925
6	8	-21	-1.6	2.74	165	0.926
7	8	-21	-1.8	3.06	170	0.923
8	7	-21	-1.5	2.57	168	0.921
9	5	-21	-1.5	2.57	130	0.956
10	6	-21	-1.5	2.57	168	0.921
11	7	-21	-1.2	2.07	164	0.922
12	6	-21	-1.2	2.07	170	0.916
13	17	-21	-1.5	2.57	161	0.928
14	10	-21	-1.5	2.57	185	0.903
15	7	-21	-1.8	3.06	180	0.912
16	6	-21	-1.8	3.06	170	0.923
17	12	-21	-1.8	3.06	167	0.926
18	12	-21	-1.8	3.06	215	0.871



شکل ۱۰. نمودار مقدار شوری در مقابل دمای همگنی در منطقه بائوت. روند های ۱ تا ۶ فرایندهای مؤثر در تکامل سیال است (Shepherd et al., 1985).

Fig. 10. Diagram of Salinity against homogenization temperature in the Baout area. Trends 1 to 6 is main processes of fluid evolution (Shepherd et al., 1985).



شکل ۱۱. نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری در منطقه بائوت A: برای تعیین نوع کانسار (Wilkinson, 2001; Pirajno, 2009) و قرارگیری سیالات در گیر بائوت در محدوده اپی ترمال و B: برای تعیین منشأ سیال به دام افتاده (Kesler, 2005) و قرارگیری سیالات در گیر منطقه بائوت در محدوده آب دگرگونی

Fig. 11. Homogeneous temperature diagram for salinity in the Baout area, A: To determine the type of ore deposit (Wilkinson, 2001; Pirajno, 2009) and plot of fluid inclusions of Baout in the epithermal field, and B: To determine the origin of trapped fluid (Kesler, 2005) and plot of fluid inclusions of Baout area in the metamorphic water field.

کربن دی‌اکسیددار میسر نبود. حلالیت و تحرک بیشتر آنتیموان نسبت به آهن در پیریت معمولاً موجب می‌شود که این دو عنصر از هم جدا شده و استینیت‌های بدون همراهی دیگر سولفیدها تشکیل شود. در صورتی که مقدار و فعالیت گوگرد کاهش پیدا کند، ممکن است طلا نیز به‌طور محلی در گسل‌ها و مناطق برشی ته‌نشست کند (Hagemann and Luders, 2003). سنگ میزبان کانی‌زایی آنتیموان داشکسن (شرق قروه-استان کردستان) را سنگ‌های میکروگرانیت پورفیری و میکروگرانودیوریت پورفیری و سنگ‌های داسیتی-ریوداسیتی سازنده گنبد‌های اقداغ و ساری‌داغ تشکیل می‌دهند که با انواع دگرسانی‌های هیدروترمالی آرژلیکی، سیلیسی، پیریتی و سرسیتی همراه هستند. بررسی‌های میکروترموتری سیالات در گیر، در نمونه‌های برداشت‌شده از رگه‌های سیلیسی حاوی کانسنگ نشان‌دهنده آن است که سیالات در گیر اولیه اغلب دوفازه (گاز + مایع) بوده، دمای همگن شدن آنها از ۱۸۳ تا ۲۵۵ اندازه‌گیری شده است. درجه شوری سیالات در گیر اولیه از ۸/۹ تا ۱۸/۸ معادل درصد وزنی کلرید سدیم متغیر است (Niroumand, 2000). سنگ میزبان کانی‌زایی آنتیموان

در نمودار pH در مقابل Log فوگاسیته اکسیژن در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و مقدار فعالیت گوگرد ۰/۰۱، محدود پایداری استینیت تقریباً منطبق بر محدوده پایداری پیریت و H_2S نزدیک به مرز با محدوده SO_4^{2-} است؛ ولی در دمای ۱۵۰ درجه و فعالیت بیشتر گوگرد محدوده پایداری استینیت به‌شدت افزایش پیدا می‌کند و امکان تشکیل آن در شرایط‌های اسیدی، قلیایی، احیایی و اکسیدان وجود دارد (Guillemette and Williams-Jones 1993; Williams-Jones and Normand, 1997). اینکه چرا استینیت در بائوت به‌وسیله سولفیدهای دیگری همچون پیریت همراهی نمی‌شود Y به دلیل همین شرایط فیزیکوشیمیایی خاص محیط تشکیل آن است. استینیت در دماهای بالا و شرایط قلیایی کاملاً محلول است و ته‌نشست استینیت اغلب در شرایط اسیدی و دمای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد (Williams-Jones and Normand, 1997). همانند ته‌نشست طلا نوسانات و کاهش آدیاباتیک فشار در گسل‌ها نیز نقشی مهم در ته‌نشست استینیت دارد، جایی که احتمال جوشش و ناآمیختگی سیال به دو سیال غنی از آب و غنی از کربن دی‌اکسیددار است (Sibson et al., 1998). به دلیل ریز بودن سیالات در گیر، شناسایی سیال

چلیو-کلاته چوبک (شمال کاشمر) میکروگرانیت و مارن با بین لایه‌هایی از توف، ماسه‌سنگ و کنگلومراست. دگرسانی‌های موجود در این کانسار شامل دگرسانی آرژیلیکی، پیریتی و سیلیسی است (Narimani, 2001). سنگ میزبان کانی‌زایی آنتیموان نیگنان (شمال بشرویه) شامل اسلیت، سنگ کربناته، متاسنداستون و متاپلیت است. دگرسانی‌های موجود در این کانسار کربناتی، دولومیتی و سیلیسی-کربناتی است (Nazarghazvinian, 2014). در پهنه زمین‌درز سیستم کانی‌زایی آنتیموان در تمام مناطق به شکل رگه‌های کوارتز و استینیت رخ داده است (Boomeri and Mojadadi, 2018). در تمام این مناطق واحدهای فلیش و توریداتی وجود دارند که به جز سفیدابه در بقیه مناطق دچار دگرگونی ضعیف تا متوسطی شده‌اند. دگرگونی در مناطقی که همراه با رخنمون‌های گرانیتی هستند، مثل شورچاه، سفید سنگ و لخشک شدیدتر است. ویژگی دیگری که در تمام مناطق مشترک است، حضور گسل‌های مزدوج و مناطق برشی است. سنگ میزبان در باثوت علاوه بر فلیت شامل افولیت هم می‌شود و همراه با رگه‌های لیستونیتی هم استینیت وجود دارد. در منطقه سفیدابه دمای همگن شدن (Th) در این سیالات در گیر ۱۱۸/۲ تا ۱۸۲/۹ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات در گیر یادشده ۱۵۵/۰۱ درجه سانتی‌گراد است. محاسبه شوری در سیالات در گیر مورد بررسی در گستره ۴/۰۷ تا ۱۲/۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات در گیر دارای میانگین شوری حدود ۷/۵۹ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (Saboori, 2017). در منطقه باثوت دمای همگن شدن (Th) سیالات در گیر اندازه‌گیری شده از ۱۳۰ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و مقدار شوری سیالات در گیر بررسی شده بین ۲/۰۷ تا ۳/۰۶ و میانگین شوری حدود ۲/۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام است. در منطقه لخشک، محاسبه شوری در سیالات در گیر مورد بررسی در گستره ۰/۸ تا ۶/۶۲ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات در گیر دارای میانگین شوری حدود ۴/۴۶ درصد وزنی معادل نمک طعام

هستند. دمای همگن شدن (Th) در سیالات در گیر موجود در رگه‌های منطقه لخشک، در گستره ۱۶۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات در گیر یادشده ۱۸۴/۰۵ درجه سانتی‌گراد است (Mazlum, 2017). در منطقه سفیدسنگ دمای همگن شدن (Th) در سیالات در گیر موجود در رگه‌های منطقه سفیدسنگ در گستره ۲۲۱ تا ۳۲۲ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات در گیر یادشده ۲۶۲/۵ درجه سانتی‌گراد است. محاسبه شوری در سیالات در گیر مورد بررسی در گستره ۰/۲۱ تا ۳/۵۶ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات در گیر دارای میانگین شوری حدود ۳/۰۷ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (Marzi, 2016). در منطقه شورچاه دمای همگن شدن (Th) در سیالات در گیر موجود در رگه‌های منطقه شورچاه در گستره ۱۴۶/۵ تا ۳۲۷/۹ درجه سانتی‌گراد بوده و میانگین این دما در سیالات در گیر مذکور ۲۴۴ درجه سانتی‌گراد است. محاسبه شوری در سیالات در گیر مورد بررسی در گستره ۰/۲۱ تا ۴/۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد که این سیالات در گیر دارای میانگین شوری حدود ۲/۸۹ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (Moradi, 2012). در پهنه زمین‌درز سیستم رگه‌های کوارتز و استینیت در مناطق متعددی وجود دارد (Boomeri and Mojadadi, 2018). در تمام این مناطق واحدهای توریداتی کمی دگرگون شده وجود دارند. دگرگونی در مناطقی که همراه با رخنمون‌های گرانیتی و شیت‌های گارنت‌دار است، مثل شورچاه، سفید سنگ و لخشک شدیدتر است. ویژگی دیگری که در تمام مناطق مشترک است، حضور گسل‌های مزدوج و مناطق برشی است. رگه‌های استینیت در باثوت جوان‌تر از آخرین فاز ماگمایی در منطقه هستند. این فاز ماگمایی در منطقه که اغلب در شکستگی‌ها، گسل‌های امتداد لغز و گسل‌های مزدوج تزریق شده، مرتبط با فاز کششی پس از برخورد بلوک لوت و افغان است (Boomeri et al., 2019). چنان‌که قبلاً بیان شد، در دیگر مناطق دنیا نیز کانی‌زایی آنتیموان اغلب با سنگ‌های رخساره فلیش و فاز کششی و بعد از

در منطقه بائوت، سنگ‌های میزبان فلیشی به‌خصوص فلیت اغلب سریسیتی و سنگ‌های مافیک (بازالت، دیاباز و گابرو) اغلب پروپلیتیکی شده‌اند. فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه در همه واحدهای سنگی کوارتز و کلسیت هستند که به شکل رگه، رگچه و پرکننده فضای خالی تشکیل شدند.

موازنه جرمی سنگ‌های مافیک دگرسان‌شده با معادل کم دگرسان‌شده آنها نشان داد که SiO_2 به سنگ‌های دگرسان‌شده اضافه ولی عناصر متحرکی مثل آرسنیک و آنتیموان کاهش پیدا کرده است. مقایسه نمونه‌های بائوت با نمونه معادل از منطقه کورین نشان داد که نمونه‌های بائوت دارای آنتیموان بیشتری هستند.

کانی‌زایی آنتیموان از نوع رگه‌ای کوارتز-استیینیت دما پایین است که به‌وسیله گسل‌های شمال‌شرقی کنترل شده است. آب‌های جوی و دگرگونی رقیق تحت تأثیر آخرین فاز ماگمایی (دایک‌های حدواسط و اسیدی) گرم شده و با چرخش و عبور از سنگ‌های میزبان در گسل‌های با سطح منحنی و ساخت باقلایی باعث تشکیل رگه‌های کوارتز-استیینیت و دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی شده‌اند. بر اثر برخورد آب‌های سطحی با سولفیدهای اولیه، آغشتگی‌هایی از هیدروکسیدهای آهن و اکسیدهای آنتیموان تشکیل شده است.

برخوردی همراه است. در میدان‌های زمین‌گرایی مرتبط با فاز ماگمایی بعد از برخورد، محلول‌های گرمایی کم دما و رقیق با منشأ جوی و دگرگونی، آنتیموان را از سنگ‌های رخساره فلیش دگرگون‌شده گرفته و به داخل گسل‌ها منتقل کرده که در نهایت در مکان‌های مناسب از لحاظ دما، فشار، pH، Eh، $f\text{O}_2$ و فعالیت گوگرد این عنصر به اشباع رسیده و موجب تشکیل استیینیت شده است.

نتیجه‌گیری

در بائوت، رخنمون‌های افیولیتی شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و لیستونیته شده، گابرو و بازالت قدیمی‌ترین واحدهای سنگی (کرتاسه) هستند که در کنار واحدهای تورییداتی جوان‌تر (ائوسن) واقع شده‌اند. این واحدها مورد نفوذ دایک‌های حدواسط و اسیدی الیگوسن-میوسن واقع شده‌اند. گسل‌های متعددی به‌خصوص در جهت شمال‌شرق-جنوب‌غرب این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند.

هم واحدهای افیولیتی و هم واحدهای فلیش، میزبان رگه‌های معدنی در بائوت هستند. قدیمی‌ترین رگه‌ها، رگه‌های کوارتز نابارور و به دنبال آن به ترتیب رگه‌های کوارتز-استیینیت و کربنات هستند. این رگه‌ها اغلب دارای روند شمال‌شرقی هستند.

References

- Ameri, H., 2010. Study of structural control on antimony ore- deposit genesis in Baout (Nosrat-abad) area, SE Iran. M.Sc. Thesis, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran, 138 pp. (in Persian with English abstract)
- Barnes, H.L., 1998. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. John Wiley & Sons, Malaysia, 972 pp.
- Behrouzi, A., 1993. Geological map of Zahedan, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing-point depression of H_2O -NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683-684.
- Boomeri, M., 2014. Ore deposits and mineral indexes of Sistan and Baluchestan province. 6th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, M. and Mojadadi, H., 2018. Sb-

- mineralization in Sistan suture zone. 10th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Esfahan, Esfahan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, M., Mojadadi, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran. *Petrology*, 9(35): 193–216. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H., Bagheri, S., 2019. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. *Ore Geology Reviews*, 104: 477–494.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15(3): 221–23
- Dill, H.G., Melcher, F. and Botz, R., 2008. Meso-to epithermal W-bearing Sb vein-type deposits in calcareous rocks in western Thailand: with special reference to their metallogenetic position in SE Asia, *Ore Geology Reviews*, 34(3): 242–262.
- Farshidpour, J., 2012. Genesis of Sefidabeh Sb ore deposit. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 125 pp. (in Persian with English abstract)
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram—a simple solution to Gresen equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81(8): 1976–1982.
- Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(17–18): 997–1004.
- Gresens, R.L., 1967. Composition–volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47–55.
- Guillemette, N. and Williams-Jones, A.E., 1993. Genesis of the Sb-W-Au deposits at Ixtahuacan, Guatemala: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Mineralium Deposita*, 28(3): 167–180.
- Gumiel, P. and Arribas, A., 1987. Antimony Deposits in the Iberian Peninsula, *Economic Geology*, 82(6): 1453–1463.
- Hagemann, S.G. and Luders, V., 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita*, 38(8): 936–952.
- Hashemian, E., Jamali, H. and Ahmadian, J., 2018. Mineralogy, alteration, fluid inclusion and geochemical constraints of the Tappeh-Khargoosh Cu-Au deposit (SW Ardestan). *Journal of Economic Geology*, 10(2): 299–324. (in Persian with English abstract)
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13–18.
- Khorrami, Z., 2012. Genesis of Baout Antimony Deposit, Eastern Iran. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zaheda, Iran, 149 pp. (in Persian with English abstract).
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J. and Walters, S.S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A Global Perspective. *Economic Geology*, 100: 561–607.
- Maclean, W.H., 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25(1): 44–49.
- Maclean, W.H. and Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology*, 82(4): 951–962.
- Marshall, R.R. and Joensuu, O., 1961. Crystal habit and trace element content of some galena. *Economic Geology*, 56(4): 758–771.
- Marzi, M., 2016. Mineralogy, alteration and origin of Sb and Au mineralization in Sefidsang, South of Zahedan. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 267 pp. (in Persian with English abstract)
- Mazlum, Gh, 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of Lakhshak antimony deposit, Northwest, Zahedan. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 171 pp. (in Persian with English abstract)
- Mehvari, R., Shamsipour, R., Bagheri, H., Noghreyan, M. and Mackizadeh M.A., 2010. Mineralogical and fluid inclusion studies in the Kalchueh copper- gold deposit, East of Isfahan. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 47–55. (in Persian with English abstract)

- Moradi, R., 2012. Style and origin of Sb and Au mineralization in Shurchah, southeast of Zahedan. M.Sc. Thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, 158 pp. (in Persian with English abstract)
- Moradi, R., Boomeri, M. and Bagheri, S., 2014. Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony-bearing area southeast of Zahedan. *Journal of Petrology*, 5(18): 15-32. (in Persian with English abstract)
- Narimani, A., 2001. Structure, texture and paragenesis of Chelpo and Kalate-Choubak Sb-As-Au deposit (Kuh-Sorkh of Kashmar) and controlling factors on it genesis and concentration. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 109 pp. (in Persian with English abstract)
- Nazarghazvinian, N., 2014. Geology, Alteration, Mineralization and geochemical exploration of Neygenan Fe and Sb- Au indexes, Northern of Boshrouyeh, South Khorasan province. M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 121 pp. (in Persian with English abstract)
- Neiva, A.M.R., Andr  s. P. and Ramos. J.M.F., 2008. Antimony quartz and antimony-gold quartz veins from northern Portugal, *Ore Geology Reviews*, 34(4): 533-546.
- Niroumand, Sh., 2000. Geochemistry, mineralogy and genesis of Dashkasan Antimony Deposit (Kordestan Province-East of Qorveh). M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 255 pp. (in Persian with English abstract)
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, 1250 pp.
- Saboori, S., 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of Heydarabad antimony ore deposit, northwest of Zahedan. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 230 pp. (in Persian with English abstract)
- Shepherd, T.J., Ranbin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Sibson, R.H., Robert, F. and Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6): 551-555.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for name of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55(1): 229-272.
- Williams-Jones A.E. and Normand C., 1997. Controls of mineral parageneses in the system Fe-Sb-S-O. *Economic Geology*, 92: 308-324.
- Yang, Z., Hou, Z., Meng, X., Liu, Y., Fei, H., Tian, S., Li, Z. and Gao, W., 2009. Post-collisional Sb and Au mineralization related to the South Tibetan detachment system, Himalayan orogeny. *Ore Geology Reviews*, 36(1): 194-212.



مقاله پژوهشی

تحلیل ارتباط نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان

جواد بیگلری*، عباس کنگی و عبدالرضا جعفریان

گروه زمین‌شناسی، واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی، شاهرود، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۰۶

چکیده

زون گسلی بخاردن-قوچان در قسمت مرکزی کمربند چین‌خورده-رورانده کپه‌داغ در شمال‌شرق ایران، در مجاورت مرز ایران و ترکمنستان قرار دارد. با آرایه‌ای از گسل‌های فعال امتدادلغز راست گرد با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق بوده که پایانه انتهایی آنها خمیدگی پیدا کرده و به گسل‌های کور متصل شده‌اند. تغییر سازوکار گسل‌ها از امتدادلغز به معکوس همراه راندگی باعث افزایش استرس، کوتاه‌شدگی و گسلس راندگی در خمیدگی انتهایی شده‌اند. ارتباط ساختاری این گسل‌ها از طریق پهنه انتقالی راندگی مشکان که موتور محرکه اصلی گسل‌های این زون است، به‌طور مداوم تحت تأثیر تنش‌های نئوتکتونیک ناشی از هم‌گرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا از زمان آخرین فاز کوه‌زایی آلپی تاکنون بوده‌اند. بیشتر زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در اطراف سامانه‌های گسلی زون بخاردن-قوچان توزیع شده‌اند. نتایج بررسی لرزه‌خیزی این زون با استفاده از خرد زمین‌لرزه‌ها و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های b لرزه‌خیزی، بعد فرکتالی و تهیه نقشه توزیع محلی تنش می‌تواند اطلاعاتی ارزشمند از توزیع تنش در پوسته زمین، سازوکار گسل‌ها و تغییرات سامانه‌های گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زلزله‌های آینده در اختیار قرار دهد. در نواحی فعال نئوتکتونیک مقدار تغییرات b -value کمتر از ۰/۶ است و بعد فرکتالی بین مقادیر صفر تا ۲ تغییر می‌کند.

واژه‌های کلیدی: نئوتکتونیک، تنش‌گاه، لرزه‌خیزی، دوره بازگشت، زون بخاردن-قوچان

مقدمه

جانبی حاشیه صفحه‌ها قرار گرفته و باعث شده تا پوسته فلات ایران به‌صورت صفحه‌ای فعال و مستعد وقوع زلزله درآید و کمربند فعال زلزله‌خیز شمال‌شرق ایران را پدید آورد. زون بخاردن-قوچان در قسمت مرکزی رشته‌کوه کپه‌داغ در شمال‌شرق ایران، مجاور مرز ایران و ترکمنستان قرار دارد. گسل‌های این زون، شامل دو دسته گسل هستند: گسل‌های

فلات ایران در بخش میانی کمربند کوه‌زایی آلپ-همالایا قرار دارد که محل تلاقی صفحه‌های عربستان (عربستان-افریقا)، هند (هند-استرالیا) و اوراسیا (اروپا-آسیا) است که در نتیجه آن خرد صفحه ایران به‌صورت صفحه‌ای ترد و شکننده بین صفحه‌های بزرگ‌تر قرار گرفته و زیر اثر تنش‌ها و فشارهای

زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین صفر تا ۲۵ کیلومتر بوده که در ارتباط با چشمه‌های لرزه‌ای گسل‌های اصلی منطقه و شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهد و نشان‌دهنده فعالیت لرزه‌ای بالایی در این زون و بخش غربی آن است (Tchalenko, 1975; Hirata, 1989; Lyberis and Manby, 1999) (شکل ۱).

تاریخچه نئوتکتونیک، لرزه‌خیزی و تنش‌گاه‌ها در زون بخاردن-قوچان

با توجه به اینکه فلات ایران در بخش میانی کمربند کوه‌زایی آلپی هیمالایا قرار گرفته؛ به‌طور مداوم تحت تأثیر تنش‌های وارده ناشی از بازشدگی بستر دریای سرخ و هم‌گرایی صفحه‌های عربی-اوراسیایی بوده است (Afshar Harb, 1979; Shahidi et al., 2013) و ارتباط ساختاری بین گسل‌های این زون با گسل‌های بینالود از طریق زون مثلی شکل انتقالی راندگی مشکان وجود دارد. تداوم هم‌گرایی صفحه‌های عربی و صفحه مقاوم و پایدار توران در شمال‌شرق باعث شده است گسل‌های امتدادلغز-راست‌گرد این زون به‌دلیل وجود سیستم فشارشی مایل، دچار راندگی شده و مدل نئوتکتونیک چرخش خلاف عقربه‌های ساعت بلوک‌ها حول محور عمودیشان را در اثر حرکت راست‌گرد گسل عشق‌آباد و حرکت چپ‌گرد گسل شاه‌رود پدید آورند و باعث ایجاد کشش شرقی-غربی شوند و در نتیجه به‌عنوان چشمه‌های توانمند لرزه‌خیزی شناخته شوند که مسئول زمین‌لرزه‌های گذشته، حال و آینده هستند (Bretis et al., 2012). فعالیت‌های نئوتکتونیک این گسل‌ها تأثیرهای جانبی زیادی را بر روی عملکرد بخش غربی خود مانند گسل‌های معکوس آشخانه و چپ‌گرد شوقان نیز داشته‌اند و باعث شده‌اند گسل‌های فرعی امتدادلغز آشخانه^۲ گسل معکوس آشخانه را در دشت سملقان قطعه قطعه کنند. باتوجه به زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت‌شده، اطلاعات دقیق و ارزشمندی از فعالیت‌های این زون مانند عمق این لایه‌ها،

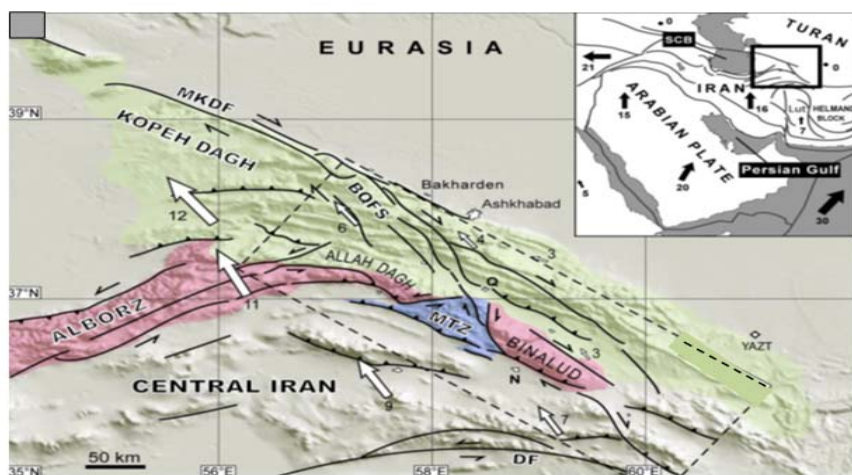
پی‌سنگی با روند شرقی-غربی که زمان رسوب‌گذاری فعال بوده‌اند و گسل‌های فعال امتدادلغز-راست‌گرد با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق که در فاز کوه‌زایی فعال شده‌اند. پایانه انتهایی این گسل‌ها در اثر فشارش ناشی از هم‌گرایی صفحه‌های عربی و اوراسیایی به واسطه ارتباط ساختاری گسل‌های این زون با گسل‌های بینالود در جنوب آن از طریق زون مثلی شکل انتقالی راندگی مشکان^۱ که در واقع موتور محرکه اصلی فعالیت‌های نئوتکتونیک گسل‌های این زون است، دچار خمیدگی، کوتاه‌شدگی، فشردگی، ضخیم‌شدگی و در نتیجه باعث افزایش استرس و روراندگی شده‌اند که محلی مناسب برای افزایش زمین‌لرزه‌ها ایجاد کرده‌اند (Stocklin, 1968; Berberian, 1976; Hollingsworth et al., 2006). در این پژوهش، با توجه به اینکه تغییرات شدت لرزه‌خیزی هر منطقه تحت تأثیر تنش‌های نئوتکتونیک در حجم معینی از پوسته بالایی زمین آن منطقه است؛ لذا با استفاده از زمین‌لرزه‌ها و زلزله‌های ثبت‌شده مرکز لرزه‌نگاری کشور و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی b -value، بعد فرکتالی و تهیه نقشه توزیع محلی تنش و تنش‌گاه‌ها، می‌توان اطلاعات ارزشمندی را از توزیع تنش در پوسته زمین، سازوکار گسل‌ها و تغییرات سامانه گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زلزله‌های آینده در این زون ارائه کنیم. در نواحی فعال نئوتکتونیک اگر مقدار b -value کمتر از $0/6$ و بعد فرکتالی نزدیک به صفر باشد، نشان‌دهنده متمرکز شدن گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه تنش‌گاهی با میزان تنش بالاست؛ ولی اگر مقدار b -value بیشتر از $0/6$ و بعد فرکتالی نزدیک به عدد ۲ باشد، نشان‌دهنده تنش کم و پراکندگی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در کل محدوده است که بیانگر تنش پیچیده و چندگانه روی این گستره است. نقشه بعد فرکتالی تغییرات این مقدار را بین $1/5$ تا $1/8$ در بخش عمده‌ای از این زون نشان می‌دهد که بیانگر توزیع گسل‌ها در سرتاسر این زون است؛ به‌گونه‌ای که می‌توان این سیستم گسلی را به ۳ بخش مجزا تقسیم کرد و الگوی فعالیت‌های لرزه‌ای با الگوی

1. MTZ (Meshkan Transfer Zone)

2. Tear Faults

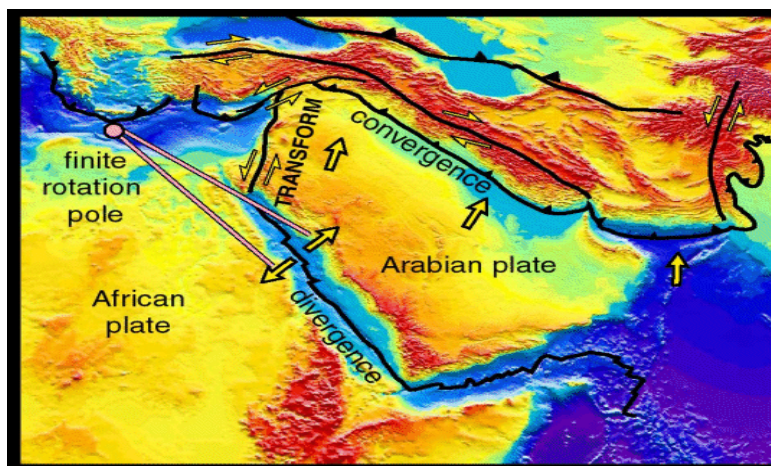
و وجود تنش‌گاه‌ها^۱ به‌خصوص در اطراف گسل‌های قوچان و باغان-گرماب است (شکل‌های ۲ و ۳) (Tchalenko, 1975; Berberian, 1976; Hollingsworth et al., 2006).

هندسه گسل‌ها و سازوکار گسل‌ها فراهم شده است. تجمع زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب گذشته و حال، در امتداد گسل‌های این زون نیز دلیلی محکم بر فعالیت بالای لرزه‌ای آنها



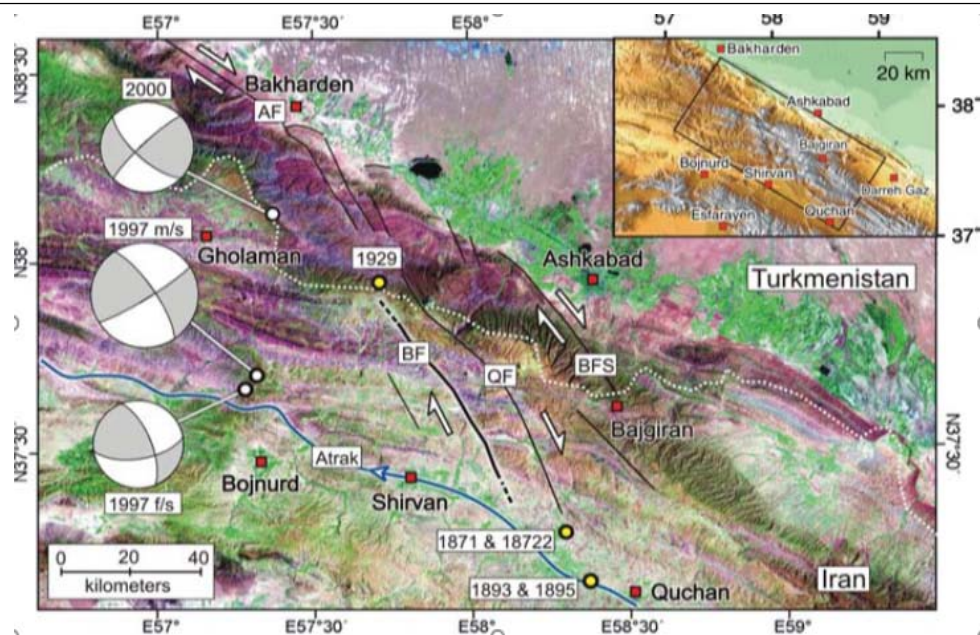
شکل ۱. کادر بالا گوشه سمت راست ناحیه مورد مطالعه، SCB: حوزه جنوبی دریای خزر، BQFS: سیستم گسلی بخاردن-قوچان در مرکز کپه‌داغ، MKDF: گسل اصلی کپه‌داغ، MTZ: زون انتقالی مشکان در بینالود و ارتباط آن با سیستم گسلی بخاردن-قوچان، DF: گسل درونه، YAZT: ایستگاه لرزه‌نگاری. پیکان‌های سفید و شماره‌ها سرعت‌های افقی GPS بر حسب میلی‌متر در سال. پیکان‌های سیاه و شماره‌های سرعت‌های حرکات صفحه‌های عربی-اوراسیایی بر حسب میلی‌متر در سال (Shabanian et al., 2009)

Fig. 1. Inset upper right box shows area of study. SCB: south Caspian basin, BQFS: Bakharden-Quchan fault system, MKDF: main Koppeh Dagh fault, MTZ: Meshkan transfer zone, DF: Darouneh fault, YAZT: seismography station. White arrows and numbers are GPS horizontal velocities in mm/per year. Black arrows and numbers are Arabia-Eurasia plate velocities in mm/per year (Shabanian et al., 2009)



شکل ۲. مدل دینامیکی خردصفحه ایران و صفحات مجاور آن (Shahidi et al., 2013)

Fig. 2. Dynamic model of mini-plate Iran and adjacent plates (Shahidi et al., 2013)



شکل ۳. کادر بالا گوشه سمت راست، تصویر منطقه مورد بررسی در مرکز کپه‌داغ. AF: سامانه گسل عشق‌آباد، BF: سامانه گسلی باغان، QF: سامانه گسلی قوچان، BFS: سامانه گسلی باجگیران. دایره‌های کوچک زرد رنگ، رومرکز زلزله‌های ۱۵۰ سال گذشته. دایره‌های بزرگ خاکستری رنگ (f/s) پیش لرزه‌ها. دایره‌های بزرگ خاکستری رنگ (m/s) زلزله‌های اصلی (Hollingsworth et al., 2006)

Fig. 3. Inset upper right box shows study area within Central part of Kopeh Dagh. AF: Ashkabad fault, BF: Baghan fault, QF: Quchan fault, BFS: Bajgiran fault system. Small yellow circles Epicenters of major earthquakes of last 150 y/r. Big gray circles (f/s) are foreshock. Big gray circles (m/s) are main shock (Hollingsworth et al, 2006)

روش مطالعه

در این پژوهش، با استفاده از نرم‌افزار زدمپ^۱ و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی b-value، بعد فرکتالی D و تهیه نقشه b-value و دوره بازگشت، اقدام به شناسایی تنش‌گاه‌ها و تفسیر آنها کرده‌ایم. باتوجه به اینکه پدیده‌های طبیعی معمولاً از الگوها و فرم‌های هندسی یکسانی پیروی می‌کنند، می‌توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس‌های کوچک‌تر، آنها را در مقیاس‌های بزرگ‌تری نیز تعمیم داد. در این پژوهش با استفاده از روش‌های ریاضی که جدیدترین روش در تحلیل زمین‌لرزه‌هاست، به الگوسازی رویداد زمین‌لرزه‌ها، مدل‌سازی کوچ خوشه‌های لرزه‌ای، رتبه‌بندی توان لرزه‌ای گسل‌ها، پیش‌بینی فرایند زمین‌لرزه‌ها و روش کنترل رویداد زمین‌لرزه‌ها با محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی اقدام کرده‌ایم. مؤلفه b

در این زون تنش‌گاه‌ها به دو شکل بخش‌های قفل‌شده گسل‌ها و بخش‌های قفل‌نشده گسل‌ها (بخش‌های خزشی) وجود دارند. بخش‌های قفل‌شده گسل‌ها محل و مرکز تجمع و انباشت استرس گسل‌ها بوده و میزان و تنش وارد به صفحه گسل در آنجا بیشتر بوده است و کمترین دوره بازگشت را دارند؛ در نتیجه گسل‌ها در این مناطق مقاومت بیشتری از خود نشان داده‌اند که در نهایت به وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب منجر خواهند شد؛ ولی در بخش‌های قفل‌نشده، گسل‌ها انباشت و تجمع تنش و میزان و تنش وارد به صفحه گسل حداقل بوده و انرژی به تدریج تخلیه می‌شود. در نتیجه گسل‌ها مقاومت کمتری از خود نشان داده و دارای بیشترین دوره بازگشت بوده‌اند و زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر اتفاق خواهد افتاد (Berberian, 1976).

رابطه مؤلفه‌های لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان

نمی‌توان عوامل و دلایل مشخصی را برای چگونگی ارتباط بین مقدار b و بعد فرکتالی بیان کرد؛ زیرا به‌صورت محلی و موقت می‌تواند تغییر کند و در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی باشد. ولی در حالت کلی می‌توان گفت مقدار b بستگی به رژیم تنش و ناهمگنی پوسته دارد؛ درحالی‌که بعد فرکتالی نشان‌دهنده رومرکز زمین‌لرزه‌ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین‌لرزه‌های گسترده مورد بررسی در مکان و زمان است (Hirata, 1989). در این زون دو مؤلفه با استفاده از رویدادهای ثبت‌شده مرکز لرزه‌نگاری کشور مورد بررسی قرار گرفته است. در محدوده دو سد دو قوسی بارزو و شیرین‌دره در حریم بخش مرکزی، دو گسل قوچان و باغان-گرماب قرار دارد که در سال ۱۹۲۹، پنج زلزله با بزرگی بیش از هفت ریشتر در استان خراسان شمالی را باعث شده‌اند. مؤلفه b اهمیت به‌سزایی در منطقه دارد؛ لذا می‌توان به‌طور مستقیم به بعد فرکتالی سیستم‌های گسلی فعال که در لرزه‌خیزی منطقه دخیل هستند، ارتباط داشته باشد و آنها را به‌صورت $D=2b$ در نظر گرفت (شکل ۴).

ارزیابی مقدار مؤلفه b لرزه‌خیزی

بدون‌شک روابط ریاضی (Gutenberg and Richter, 1994; Wiemer and Wyss, 2002) از مهم‌ترین روابط در ارزیابی ویژگی‌های لرزه‌ای مناطق مختلف زمین هستند. طبق رابطه ۱:

$$\log N = a - bM$$

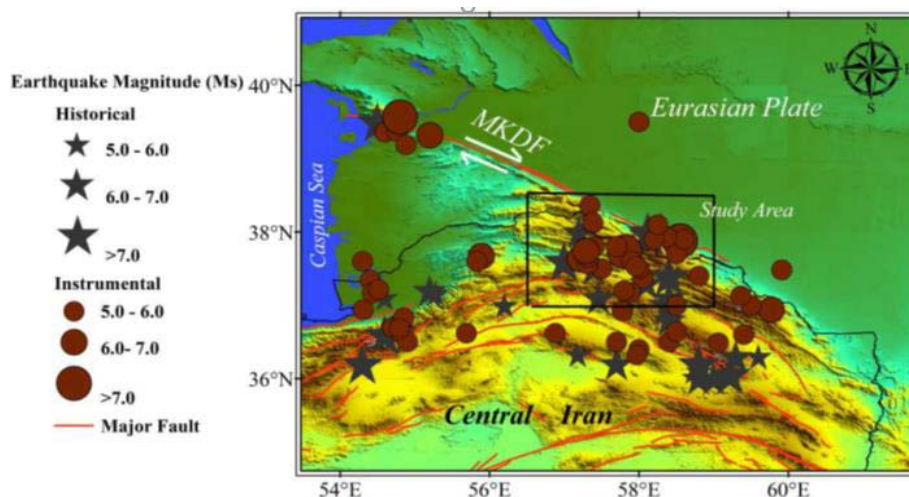
N : تعداد تجمعی زلزله‌هایی با بزرگی یا مساوی یا بزرگ‌تر از M

a/b : ثابت‌های مؤلفه‌های لرزه‌خیزی

A: مقدار سطح عمومی لرزه‌خیزی ناحیه در طول دوره

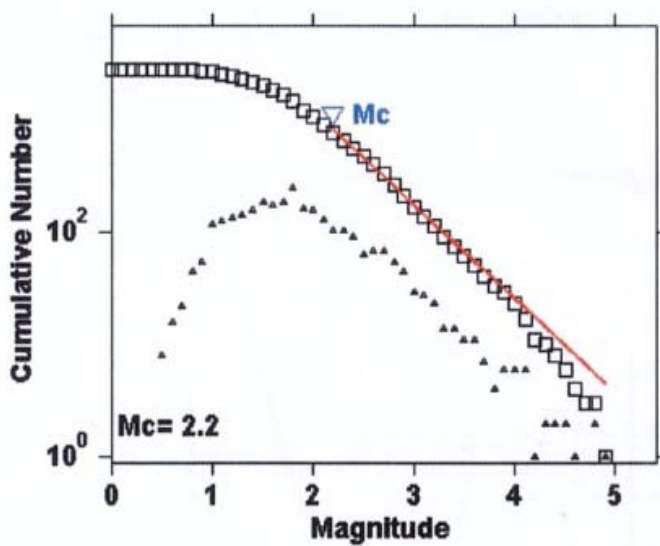
B: توزیع زمین‌لرزه‌ها برای محدوده بزرگی‌های مشاهده‌شده نمودار فراوانی-بزرگی (شکل ۵) و نقشه بزرگی کاملی گسترده نیز تغییرات بزرگی کاملی را بین ۱/۲ تا ۲/۲ نشان می‌دهد. نمودار فراوانی رویدادها بعد از تعیین بزرگی کاملی (شکل ۶) نشان‌دهنده گزارش رویدادهایی با $M \geq 2/2$ است.

لرزه‌خیزی در واقع نوعی تنش‌سنج بوده و رابطه معکوس با تنش دارد. در زون بخاردن-قوچان با استفاده از نمودار فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌ها، استفاده از روش بیشینه احتمال، تهیه نقشه مؤلفه b لرزه‌خیزی و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها مقدار مؤلفه b لرزه‌خیزی محاسبه شده است. نقاطی که دارای مقدار کمینه b کمتر از ۰/۶ محلی هستند به‌عنوان محتمل‌ترین تنش‌گاه برای رویداد زمین‌لرزه‌های بعدی معرفی می‌شوند. مؤلفه لرزه‌خیزی بعد فرکتالی نیز نوعی روش ریاضی بی‌نظمی نامیده می‌شود که برای توضیح خودتشابهی در بسیاری از پدیده‌های طبیعی با مقیاس‌های متفاوت و شکل هندسی قطعه قطعه شوندگی استفاده می‌شود که نشان‌دهنده شباهت اجزاء به کل است. ابعاد فرکتالی می‌توانند اعداد اعشاری باشند که با استفاده از شیوه انتگرال همبستگی یعنی شمارش مربع‌ها^۱ و با کمک نرم‌افزار Zmap قابل اندازه‌گیری هستند. از این روش برای الگوسازی لرزه‌خیزی و ارزیابی فرایندهای زمین‌ساختی که دارای خواص بی‌نظمی یا فرکتالی هستند، استفاده می‌شود. به‌دلیل اینکه زلزله‌ها روی سطح یکپارچه واحد گسلی اتفاق نمی‌افتد و روی گسل‌های متعدد، مرتبط و نزدیک به هم که ساختار فرکتالی دارند، رخ می‌دهند؛ گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های منطقه روی شبکه‌ای مربعی پیاده می‌شوند و مربع اولیه را به مربع‌های کوچک‌تر و یکسان تقسیم می‌کنند و سپس بعد فرکتالی سطحی را برای هر محدوده به‌طور مجزا محاسبه می‌کنند. در درون مربع‌ها تعداد رویداد زمین‌لرزه‌ها ثبت می‌شوند و تقاطع خط‌های مربع‌ها را مرکز گره نامیده‌اند که هرچه تراکم رویدادها بیشتر باشد، مربع‌ها کوچک‌تر و دقت بیشتر می‌شود. با محاسبه و ترسیم نقشه‌های بعد فرکتالی می‌توانیم الگوی بی‌نظمی‌های هندسی و شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا را در طول سیستم گسلی این زون شناسایی و نشان دهیم. مؤلفه لرزه‌خیزی بعد فرکتالی بین صفر تا ۲ تغییر می‌کند که در این زون مقدار آن بین ۱/۵ تا ۱/۸ است. در نتیجه نشان‌دهنده معنادار بودن این دو مؤلفه در تعیین نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی هستند.



شکل ۴. توزیع رومکز لرزه‌های تاریخی دستگاهی در زون بخاردن-قوچان (۲۰۰۳-۲۰۱۳)

Fig. 4. Epicenter distribution of historical and instrumental earthquakes in Bakharden-Quchan zone (2003-2013)



شکل ۵. نمودار توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها در برابر بزرگی در زون بخاردن-قوچان

Fig. 5. Diagram frequency-magnitude distribution of earthquakes in Bakharden-Quchan Zone

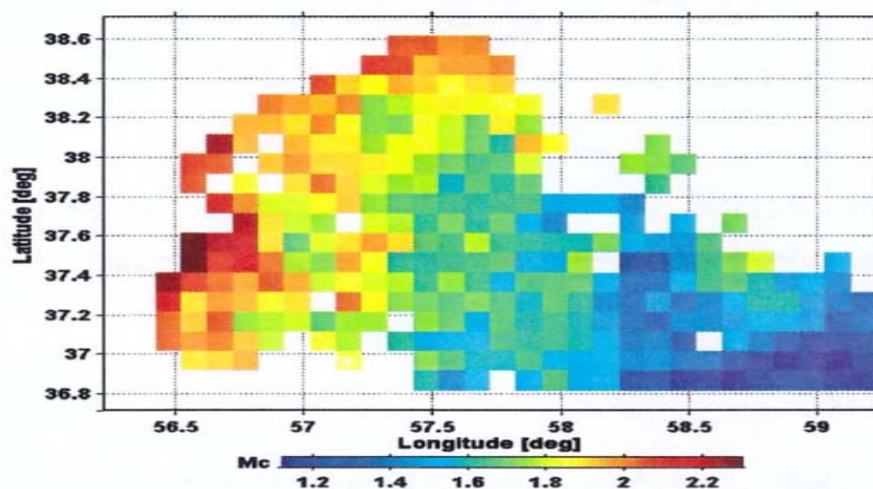
M_{min} : کوچک‌ترین بزرگی همه رویدادهای پهنه که به مقدار بزرگی کاملی^۱ اشاره می‌کند و می‌توان آن را با همگن کردن کل داده‌ها برای تمامی حجم نمونه محاسبه کرد. مقدار b -value کل گستره ۰/۸۴ و مقدار ۳/۹۵ برای a -value به‌دست آمد (شکل ۷).

سپس با استفاده از روش پیشینه احتمالی مقدار b -value را از رابطه (۲)، (Aki, 1981; Utsu, 1965) به‌دست می‌آوریم. رابطه ۲:

$$\log e/\bar{M} - M_{min}$$

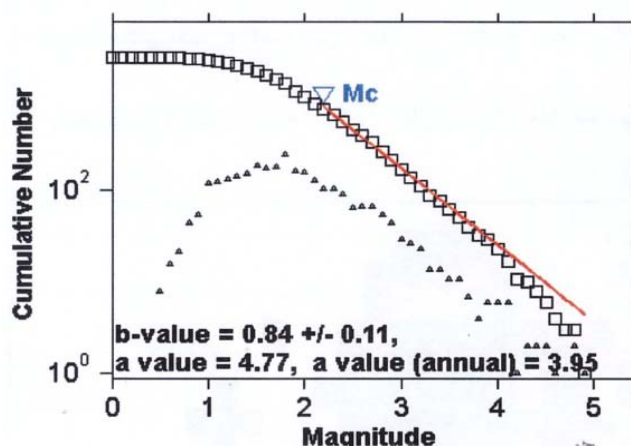
$\bar{M}$: بزرگی میانگین

1. MC (Magnitude completed)



شکل ۶. نمودار تعداد تجمعی رویدادها بعد از تعیین بزرگی کاملی در زون بخاردن-قوچان

Fig. 6. Diagram cumulative events after signifying magnitude completeness in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۷. نمودار فراوانی بزرگی زمین‌لرزه‌ها و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی a و b در زون بخاردن-قوچان

Fig. 7. Diagram frequency-magnitude earthquakes and computation seismic parameters of a/b-values in Bakharden-Quchan Zone

تنش‌های برشی^۱ زیاد، زمین‌لرزه‌هایی با مقدار b کم و تنش‌های برشی کم، زمین‌لرزه‌هایی با مقدار b زیاد به وجود می‌آورند.

نقشه‌های a-value، b-value و دوره بازگشت

برای بررسی تغییرات محلی تنش در زون بخاردن-قوچان نقشه توزیع a-value و b-value با استفاده از روش ویمر و ویس

(Wiemer and Wyss, 1997) تهیه شد. ناحیه به شبکه‌هایی به ابعاد ۰/۱ در ۰/۱ درجه تقسیم شد و برای محاسبه مقدار b هر شبکه از رابطه ۲، از حداقل نزدیک‌ترین ۴۰ زمین لرزه‌ای که با بزرگی بیشتر از بزرگی کاملی شبکه که در شعاع ۳۰ کیلومتری هر گره قرار دارند، استفاده شد. مقدار هر شبکه نیز با همین روش و استفاده از رابطه ۱، محاسبه شده است. سپس با استفاده از

۱. Shear

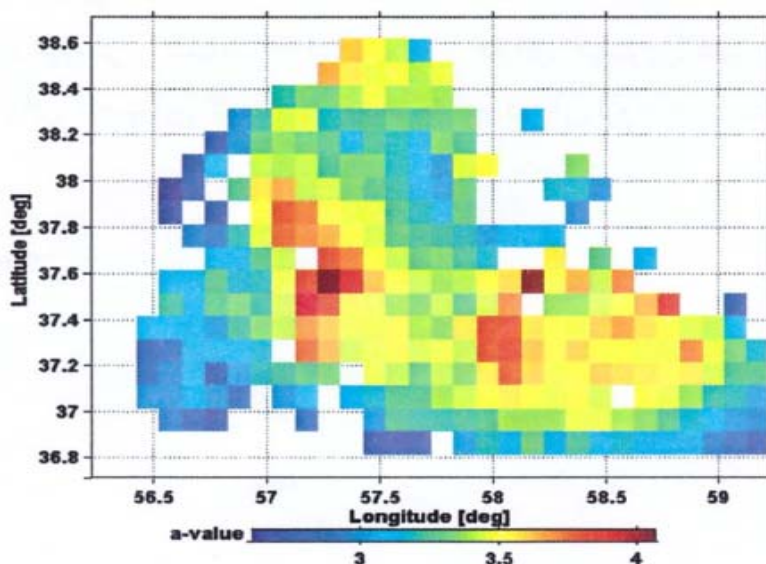
dT: طول دوره مشاهده شده
نقشه مقدار a (شکل ۸)، تغییرات جانبی سطح لرزه‌خیزی ناحیه را نشان می‌دهد که بین ۳ تا ۴/۲ متغیر است و نقشه b-value (شکل ۹)، مقدار کمتر از ۰/۹ در بخش زیادی از گستره را نشان می‌دهد که تغییرات محلی مقدار b نشان‌دهنده توزیع تنش در منطقه است.

مقادیر به‌دست آمده با کمک رابطه ۲، نقشه دوره بازگشت^۱ با کمک رابطه ۳ و روش شبیه‌سازی تصادفی ویمر و ویس (Wiemer and wyss, 2002) ترسیم شد.

$$T_L(M) = dT / 10^{(a-bM)} \quad \text{رابطه ۳:}$$

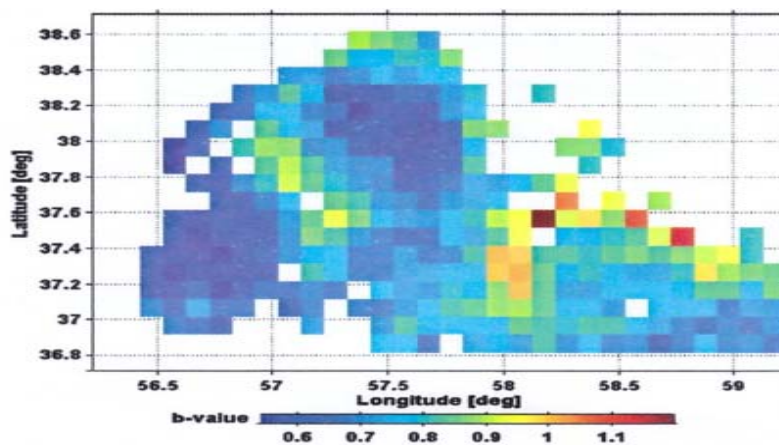
TL (M): زمان بازگشت زمین‌لرزه‌ها در شعاع ثابت از مکان

زون



شکل ۸. تغییرات مکانی مقدار a در زون بخاردن-قوچان

Fig. 8. Changing places of a-value in Bakharden-Quchan Zone



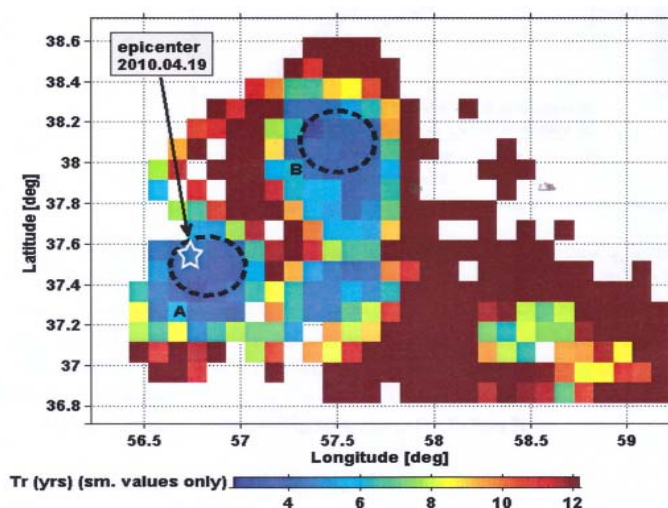
شکل ۹. تغییرات مکانی مقدار b در زون بخاردن-قوچان

Fig. 9. Changing places of b-value in Bakharden-Quchan Zone

1. TL (time length)

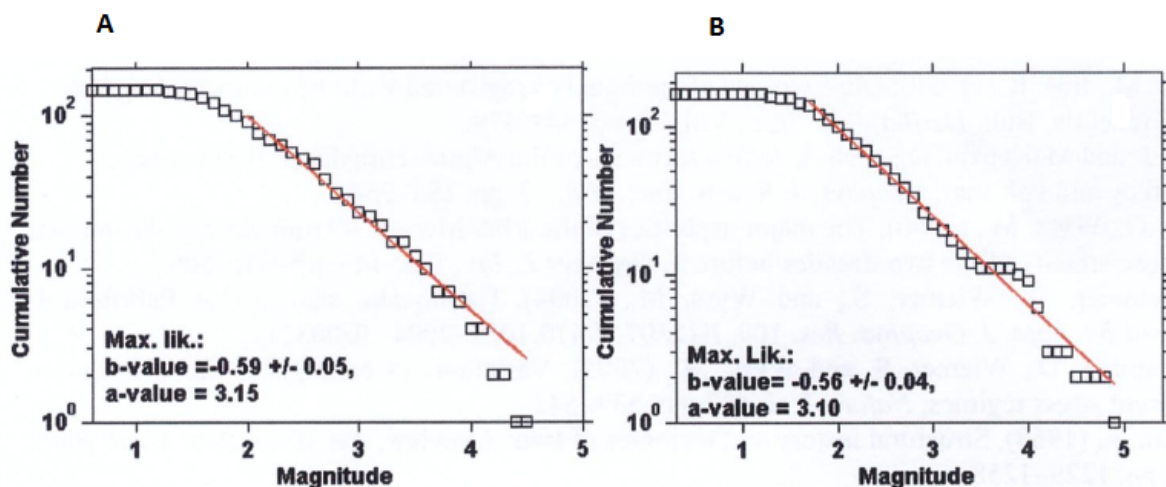
(شکل ۱۱-A و B) ترسیم شده است. مقدار مؤلفه b محاسبه شده برای ناحیه‌ای که زمین‌لرزه ۴/۸ ریشتری در آن روی داده است (ناحیه A)، برابر با ۰/۵۹ و برای ناحیه B برابر با ۰/۵۶ است.

در شکل ۱۰، نقشه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها با بزرگی ۴/۸ ریشتر ترسیم شده است و برای ارزیابی مؤلفه b در طی دوره زمانی مطالعه، نمودار نواحی دارای کمترین دوره بازگشت



شکل ۱۰. نقشه مکانی دوره بازگشت زلزله‌ها با بزرگی ۴/۸ ریشتر در زون بخاردن-قوچان

Fig. 10. Regression period map of an earthquake with Mag=4.8 in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۱۱. A: نمودار FMD ناحیه A و B: نمودار FMD ناحیه b در زون بخاردن-قوچان

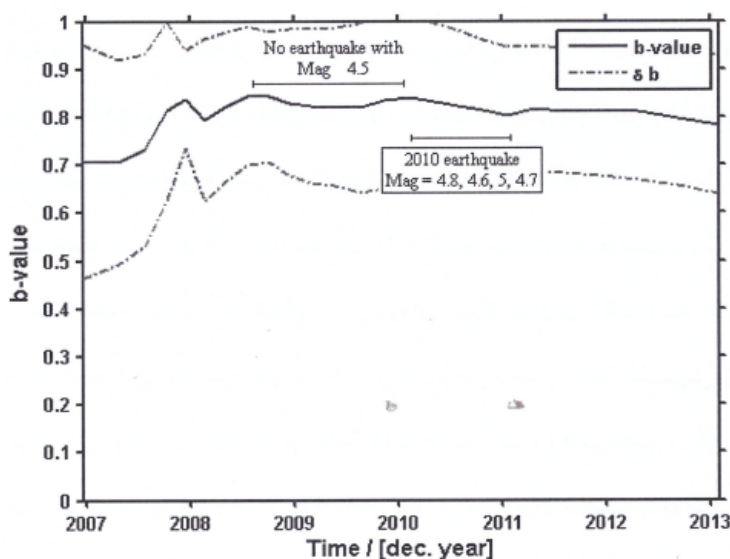
Fig. 11. A: Diagram of FMD region A. B: Diagram of FMD region B in Bakharden-Quchan Zone

پنجره‌های زمانی متحرک با ۵۰ رویداد و هم‌پوشانی ۵ رویداد تغییرات زمانی مقدار b بررسی شد (شکل ۱۲). مقدار این مؤلفه در فاصله زمانی ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۰ نسبتاً ثابت بوده و هیچ‌گونه

این پژوهش نشان می‌دهد مؤلفه مهم لرزه‌خیزی b تابعی از مکان و زمان بوده و متغیر است و قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ تغییراتی در مقدار b به وجود می‌آید. با استفاده از روش

زمین‌لرزه‌ای با بزرگی بیشتر از ۴/۵ ریشتر در این فاصله زمانی رخ‌نداده است؛ ولی در فاصله زمانی ابتدا تا انتهای سال ۲۰۱۰ شاهد کاهش تدریجی مقدار b و در طی سال ۲۰۱۰ چهار

زمین‌لرزه به بزرگی ۵، ۴/۸، ۴/۷ و ۴/۶ ریشتر در گستره رخ‌داده است. وقوع چهار زمین‌لرزه و تغییرات این مؤلفه‌ها را می‌توان ناشی از تغییرات تنش در منطقه در نظر گرفت.



شکل ۱۲. تغییرات مقدار b در طی زمان در پیرامون سد شیرین‌دره در زون بخاردن-قوچان

Fig. 12. Changes of b -value around Shirin Dareh dam in Bakharden-Quchan Zone

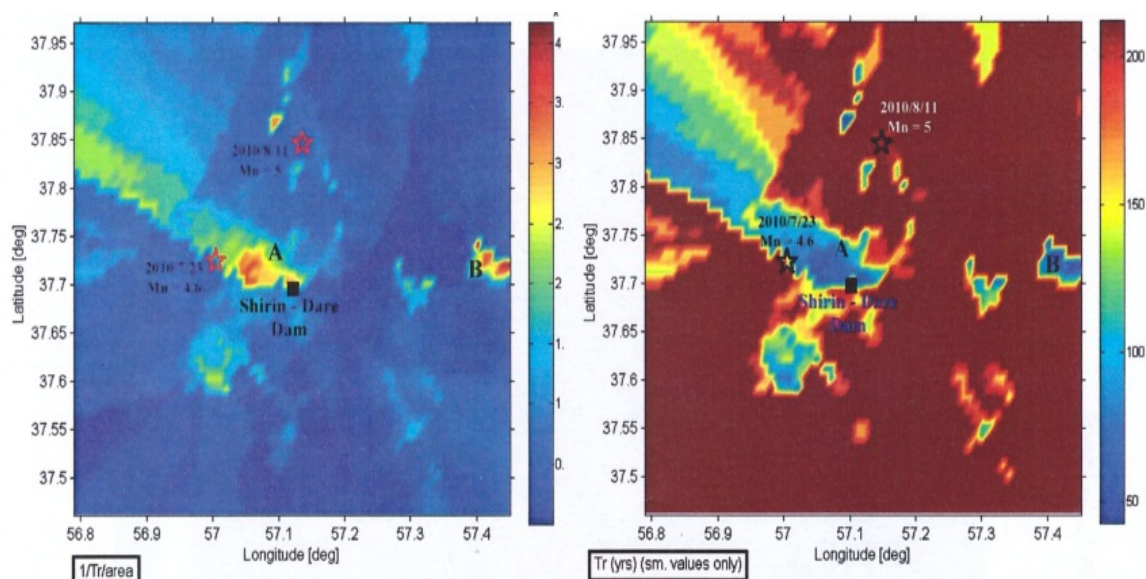
ارزیابی مؤلفه بعد فرکتالی

روش مندلبورت (Mandelbrot, 1983)، در تحلیل زمین‌لرزه‌های مرتبط با سامانه گسل‌ها در سطح بین‌المللی مورد توجه قرار گرفت و به کار برده شد. از آنجا که پدیده‌های طبیعی از الگوها و شکل‌های هندسی یکسانی پیروی می‌کنند، می‌توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس‌های کوچک‌تر، آنها را در مقیاس‌های بزرگ‌تر نیز تعمیم داد. با توجه به اینکه فعالیت لرزه‌خیزی در نتیجه فعالیت‌های پیچیده گسل‌ها و نیروهای چکاننده‌ای است که زمین‌لرزه‌ها را در دسته‌های کوچک و بزرگ تقسیم می‌کند، این پژوهش با این روش و با مقایسه مؤلفه‌های آماری در مناطق مختلف پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه را مورد ارزیابی قرار می‌دهد. بعد فرکتالی روش ریاضی توزیع فرکتال با استفاده از شیوه انتگرال همبستگی یا شمارش مربع‌ها و کمک نرم‌افزار زدمپ برای تعیین توزیع زمین‌لرزه‌ها، میزان تصادفی بودن و وقوع آنها و دسته‌بندی مکانی آنها به کار می‌رود و نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌های ناشی از فعالیت گسل‌ها از ریاضی فرکتالی بی‌نظمی و

در نواحی فعال نوکتونیک مقدار تغییرات مؤلفه b بین حدود کمتر از ۰/۶ تا ۱/۱ است (Hirata, 1989) و در گستره مورد بررسی در این پژوهش، مقدار b کمتر از ۰/۹ است (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). در شکل ۱۵، در بخش‌های غربی (A) و شرقی (C) مقدار b کمترین است ($b=0.6$)؛ لذا نشان‌دهنده انباشت تنش زیادی هستند و می‌توان آنها را بخش‌های قفل شده گسل‌ها یا لبه تنش‌گاه‌ها با دوره بازگشت کم و وقوع زلزله‌های بزرگ‌تر و مخرب در نظر گرفت و بخش مرکزی (B) که زون بخاردن-قوچان است، دارای مقدار b بیشترین بوده ($b=1.1$) و بیانگر تنش کم با دوره بازگشت زیاد و وقوع زمین‌لرزه‌های کمتر از ۵ ریشتر است و می‌توان آن را بخش قفل نشده گسل‌ها (بخش خزشی) همراه با تخلیه تدریجی تنش از طریق خزش گسل‌ها در نظر گرفت.

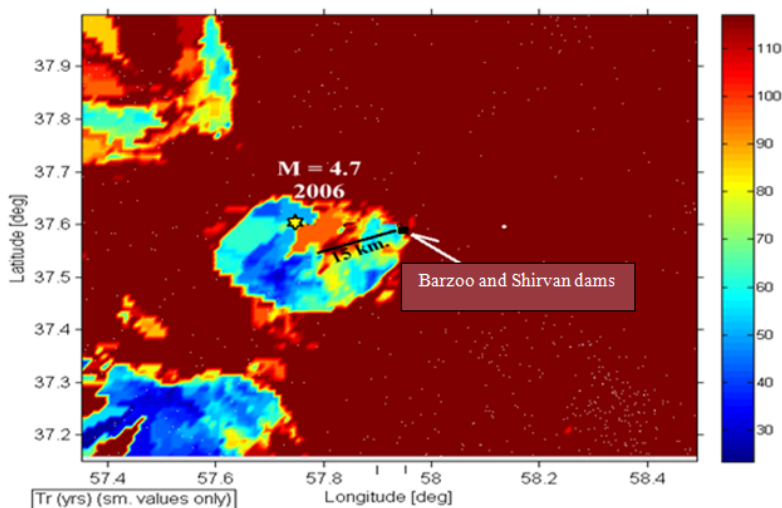
(Turcotte, 1986).

شکل هندسی ناشی از قطعه قطعه شوندگی برای توضیح خودتشابهی یا خود همسانی پدیده‌های طبیعی پیروی می‌کند (King, 1983).



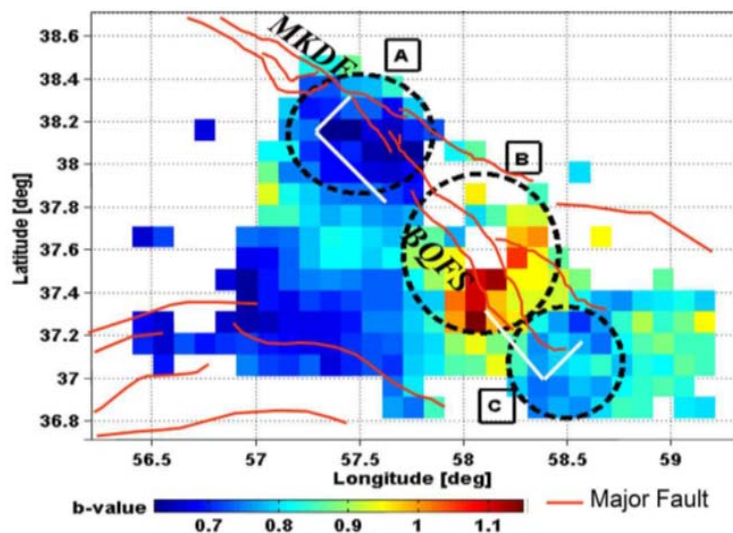
شکل ۱۳. نقشه مکانی دوره بازگشت زلزله‌ای با بزرگی ۶ ریشتر که با کمک زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ ترسیم شده و بر اساس این نقشه یک مرکز افزایش تنش (A) در مجاور سد شیرین‌دره در زون بخاردن-قوچان شکل گرفته است.

Fig. 13. Location map of a magnitude 6 richter earthquake seismic return period that is plotted by applying earthquakes years 2006-2013 and basis on this map an increasing center of tension (A) is formed in the vicinity of Shirindareh dam in the Bakharden-Quchan zone.



شکل ۱۴. نقشه مکانی دوره بازگشت در زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۴/۸ ریشتر (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳) و شکل‌گیری یک تنش‌گاه اصلی در بخش مرکزی در بخش گسل باغان-گرماب در محدوده سد بارزو در زون بخاردن-قوچان

Fig. 14. Regression period map of earthquake Mag 4.8 (2006-2013) and forming a main asperity in central part of Baghan-Garmab fault around Barzoo dam in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۱۵. نمایش توزیع مقدار مؤلفه b لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان (BQFS) و گستره کپه‌داغ

Fig. 15. Showing distribution of b-value seismic quantity in the Bakharden-Quchan zone (BQFS) and KopehDagh range

بارزو در بخش مرکزی دو گسل قوچان و باغان-گرماب استفاده شده است. در روش اول بعد ظرفیتی^۱ را با شمارش رویداد زمین‌لرزه‌ها در هر مربع از منطقه شبکه‌بندی شده، محاسبه می‌کند و ویژگی‌های فضایی پر شده از مجموع شکستگی‌ها را با توجه به تغییرات مقیاس، اندازه‌گیری می‌کند (Hirata, 1989) و اینکه مربع‌هایی که ناحیه را پوشش داده‌اند توسط مجموع شکستگی‌ها پر شده‌اند یا خیر در نظر گرفته می‌شود؛ ولی اگر تعداد نقاط شکستگی‌ها کم باشد، قابل اعتماد نیست. ولی در روش دوم بعد همبستگی^۲ با روش انتگرال، همبستگی اندازه‌گیری می‌شود؛ زیرا این روش به دلیل حساسیت زیاد به تغییرات کوچک خوشه‌بندی رویداد زمین‌لرزه‌ها ترجیح داده می‌شود و در تحلیل بعد فرکتالی زمین‌لرزه‌های پیرامون شیرین‌دره و بارزو استفاده شده است و بعد همبستگی توزیع مکانی لرزه‌خیزی ناحیه به صورت رابطه ۴ ارائه می‌شود (Grassberger and Procaccia, 2004).

رابطه ۴:

$$Dwr = \lim_{r \rightarrow 0} \log(Cr) / \log r$$

$$C(r) = 2 / N(N-1) \cdot N(R < r)$$

$r \rightarrow 0$

در محدوده زون بخاردن-قوچان، با مدل‌سازی آماری رویداد زمین‌لرزه‌ها با روش توزیع فرکتال، امکان الگوسازی زمین‌لرزه‌ها، مدل‌سازی کوچ خوشه‌های لرزه‌ای، رتبه‌بندی توان لرزه‌ای گسل‌ها، پیش‌بینی فرایند رویداد زمین‌لرزه و کنترل زمین‌لرزه فراهم می‌شود. عمده زمین‌لرزه‌ها در اثر فعال شدن گسل‌ها که شاخص‌ترین نوع شکستگی‌ها هستند، روی می‌دهند و زلزله‌ها روی سطح یکپارچه واحد رخ نمی‌دهند؛ بلکه روی گسل‌های متعدد، مرتبط و نزدیک به هم که ساختاری فرکتالی دارند، به وقوع می‌پیوندند. بر این اساس زمین‌لرزه را می‌توان توسط یک ساختار ریاضی خودمتشابه ارائه کرد و آنرا بعد فرکتالی زمین‌لرزه نامید. در این روش، ابتدا گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های منطقه بر روی شبکه‌ای مربعی به طول R پیدا می‌شوند که مربع اولیه به مربع‌های کوچک‌تر تقسیم می‌شوند. مجموع تعداد مربع‌ها که حداقل توسط یک خط گسلی (گره) قطع شده‌اند، برابر با NR1 است. اگر سیستم گسلی منطقه از ساختار خودمتشابهی پیروی کند، می‌توان از دو روش زیر برای تعیین بعد فرکتالی استفاده کرد. در این پژوهش نیز در زون بخاردن-قوچان در محدوده دو سد احداث شده شیرین‌دره و

1. Capacity Dimension (D0)

2. Dimension Correlation (D2)

بالایی از بعد فرکتالی است. مقادیر نزدیک به صفر به معنای این است که گسل‌ها به شدت در محدوده‌ای کوچک در منطقه متمرکز بوده و دارای توزیع ناچیزی هستند؛ ولی مقادیر نزدیک به ۲ به معنای توزیع بسیار زیاد گسل‌ها در سرتاسر منطقه هستند (شکل ۱۶).

برای محاسبه دقیق بعد فرکتال همبستگی و نقشه بعد فرکتالی آن حداقل ۴۲ نقطه در هر شبکه لازم است؛ لذا منطقه به شبکه‌هایی به ابعاد ۰/۲ در ۰/۲ درجه با هم‌پوشانی ۰/۲۵ درجه تقسیم شده و بعد فرکتالی برای شبکه‌هایی که تعداد رویدادهای آنها بیشتر از ۴۲ رویداد بوده، محاسبه شده است. در شکل ۱۷، تحلیل فرکتالی شبکه به مرکزیت ۵۷ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۵۵ دقیقه عرض شمالی است. بعد فرکتالی گستره سد شیرین دره و بارزو بین ۲/۵ تا ۴ متغیر است که این مقدار در بخش شرقی منطقه ۲/۵ تا ۳ و در بخش غربی بین ۳ تا ۴ است. نقشه بعد فرکتالی (شکل ۱۸-A و B)، اندازه کمی نشان‌دهنده متمرکز شدن همه رویدادها در یک نقطه به صورت خوشه‌ای بوده و ($D=2$) نشان‌دهنده توزیع رویدادها به صورت تصادفی یا همگن روی یک فضای دوبعدی است.

$C(r)$: تابع همبستگی و دسته‌بندی مکانی و فاصله بین یک مجموعه از نقاط را اندازه‌گیری می‌کند.

$N(R<r)$: تعداد جفت‌های (X_j, X_i) با جدایش کوچک‌تر از r انتگرال همبستگی وابسته به تابع همبستگی استاندارد است و اگر توزیع رومرکز زلزله‌ها ساختار فرکتالی داشته باشد (رابطه ۵)، بعد فرکتالی D ، بعد همبستگی است.

رابطه ۵: $C(r) \sim r^{D2}$

فاصله r بین دو رویداد ($Q1$ و $\theta1$) و ($Q2$ و $\theta2$) توسط رابطه مثلثاتی ۶، توسط هیراتا (Hirata, 1989) ارائه شده است.

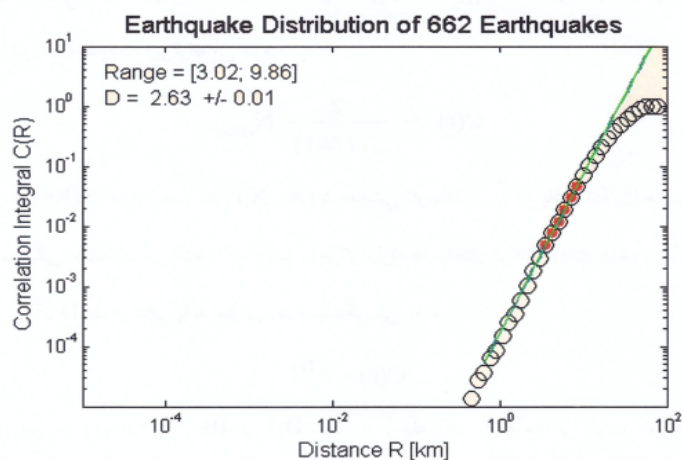
رابطه ۶:

$$R = \cos^{-1} \cos \theta1 \cos \theta2 + \sin \theta1 \sin \theta2 \cos (Q1 - Q2)$$

$Q1, Q2$: طول‌های جغرافیایی دو رویداد

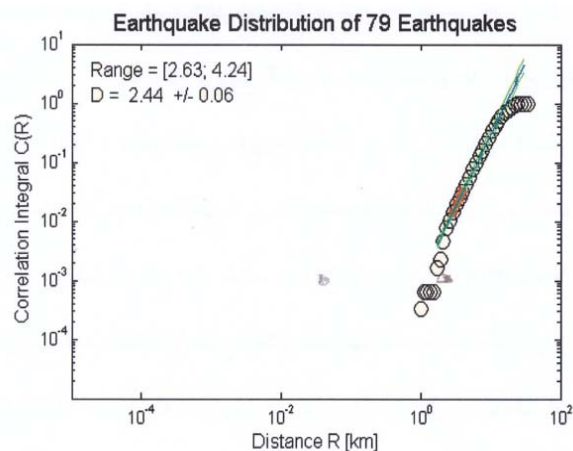
$\theta1, \theta2$: عرض‌های جغرافیایی دو رویداد

با ترسیم $C(r)$ در برابر یک نمودار لگاریتمی، می‌توان بعد فرکتالی را به کمک شیب نمودار با برازش کردن یک خط به روش کم‌ترین مربعات به دست آورد. در این پژوهش، مقدار ۲/۶۳ برای بعد فرکتالی رومرکز زمین‌لرزه‌های گستره سد شیرین دره به شعاع ۳۰ کیلومتری به دست آمده و از آنجایی که توزیع بعد فرکتالی گسل‌ها بین صفر تا ۲ است، نشان‌دهنده حد



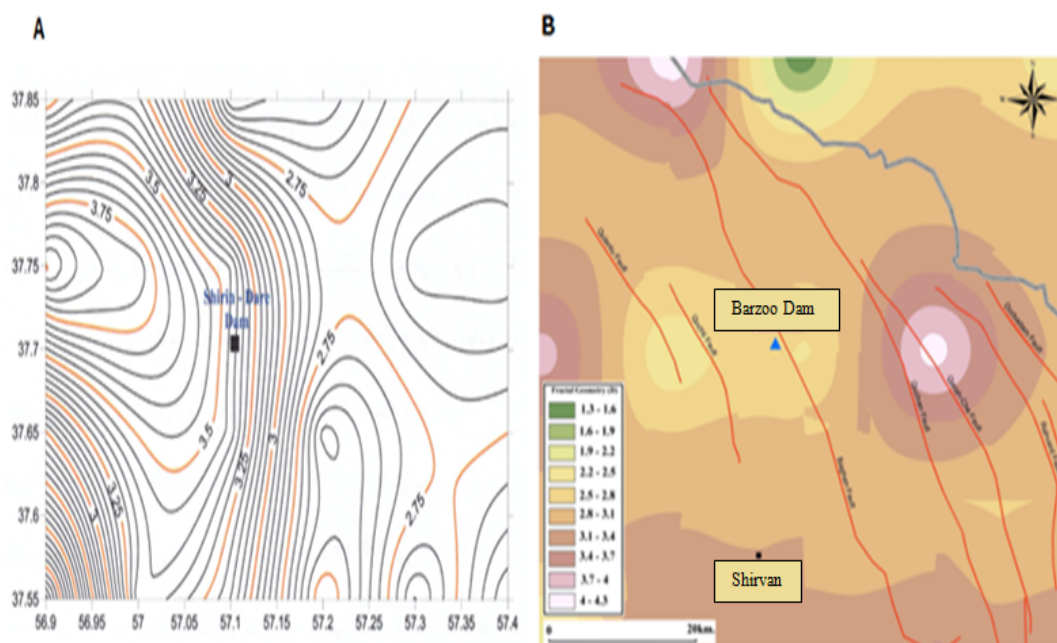
شکل ۱۶. تعیین بعد فرکتالی در شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره به روش مربع‌شمار و انتگرال همبستگی در زون بخاردن-قوچان

Fig. 16. Signifying of fractal dimension in 30 Km to Shirin Dareh dam by box counting an correlation integral in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۱۷. تعیین بعد فرکتالی به روش انتگرال همبستگی در یکی از شبکه‌های پیرامون سد شیرین‌دره در زون بخاردن-قوچان

Fig. 17. Signifying of fractal dimension by correlation integral in grid around Shirin Dareh dam in Bakharden-Quchan Zone.



شکل ۱۸. A: نقشه بعد فرکتالی همبستگی گستره‌ای به شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین‌دره و B: شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در بخش مرکزی گسل قوچان و بخش شمالی گسل باغان-گرماب در زون بخاردن-قوچان

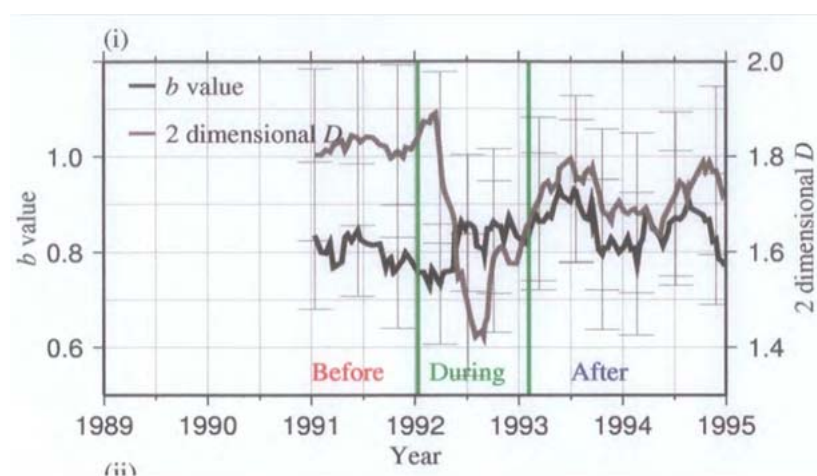
Fig. 18. A: correlation fractal dimension map in 30 Km to Shirin Dareh dam. B: forming of 2 cells with high fractal dimension in central part of Quchan fault and N part of Baghan-Garmab fault in Bakharden-Quchan zone

شکستگی‌ها و ناهمگنی پوسته زمین در منطقه دارد و اغلب نزدیک به ۱ و کمتر از ۰/۶ است؛ درحالی‌که بعد فرکتالی

ارتباط مؤلفه b لرزه‌خیزی و بعد فرکتالی D مؤلفه b لرزه‌خیزی بستگی به وضعیت رژیم تنش، استحکام

را برای این دو مؤلفه معرفی می‌کنند. پژوهش‌های انجام‌شده توسط شوارتز و کوپراسمیت (Schwartz and Coppersmith, 1984) نشان می‌دهد، قبل از زمین‌لرزه نمودار مقادیر بعد فرکتالی D بیشتر از مقدار b است؛ ولی در طول زمان زمین‌لرزه نمودار این مقادیر برعکس می‌شوند و مقدار بعد فرکتالی D کاهش و مقدار b افزایش یافته و به همان صورت باقی می‌ماند (شکل ۱۹).

رومرکز زمین‌لرزه‌ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین‌لرزه‌های سیستم گسلی فعال منطقه را در زمان و مکان نشان می‌دهد. با توجه به مقادیر $b=0.92$ و $D=2.63$ پیرامون گسل‌های زون بخاردن-قوچان در اطراف سدهای شیرین‌دره و بارزو رابطه منفی وجود دارد؛ ولی می‌تواند به صورت موقت و محلی در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی باشد (شکل ۱۹). آکی (Aki, 1981) و کینگ (Kin, 1983) رابطه $D=2b$ را



شکل ۱۹. ارتباط مؤلفه‌های لرزه‌خیزی بعد فرکتالی D و مؤلفه b لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان پیرامون سدهای شیرین‌دره و بارزو در قبل، هم‌زمان و بعد از رویداد زمین‌لرزه

Fig. 19. Relationship seismic components of fractal dimension and b-value component in the Bakharden-Quchan zone in the vicinity of Shirindareh and Barzoo dams in before, during and after earthquake

زمین‌لرزه‌های ویرانگر اصلی تاریخی و دستگاهی هستند. (۲) در این زون به سبب تغییر در سازوکار پایانه گسل‌ها از امتدادلغز به راندگی در اثر خمیدگی انتهای آنها موجب افزایش تنش و کاهش مقدار مؤلفه b لرزه‌خیزی و از سویی وجود انشعابات در پایانه گسل‌ها موجب بی‌نظمی هندسی بیشتر و در نتیجه افزایش بعد فرکتالی D در بخش انتهایی گسل‌ها شده است.

(۳) بسیاری از زلزله‌های بزرگ مناطق زلزله‌خیز جهان در لبه تنش‌گاه‌های اصلی اتفاق افتاده‌اند و در این زون نیز دو زلزله شاخص این پژوهش در مجاور سدهای شیرین‌دره و بارزو در

نتیجه‌گیری

بررسی‌های انجام‌شده، نشان می‌دهد عمده فعالیت‌های لرزه‌ای در زون بخاردن قوچان و شرق ایران در ارتباط با زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر بوده و در اثر چشمه‌های خطی گسل‌های اصلی و شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهند. نتایج این پژوهش به شرح زیر هستند:

(۱) در زون بخاردن-قوچان یک سیستم منظم از گسل‌های امتدادلغز فعال و مایل وجود دارند که در پایانه آنها به گسل‌های رانده کور متصل شده‌اند و رشته‌کوه کپه‌داغ را بریده؛ ولی به فراتر از دره اترک-کشف‌رود نرفته‌اند و مسئول اغلب

بخش مرکزی گسل قوچان و بخش شمالی گسل باغان قرار دارند که با روش تهیه نقشه دوره بازگشت مورد بررسی قرار گرفته و در لبه تنش گاه A رخ داده‌اند (شکل ۱۳). وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در لبه این تنش‌گاه‌ها دور از انتظار نیست؛ هرچند این احتمال وجود دارد که تنش‌گاه‌ها انرژی خود را به مرور زمان از دست بدهند و غیرفعال شوند.

۴) نتایج این پژوهش نشان می‌دهد تهیه نقشه‌های a/b -value و دوره بازگشت به روش انجام‌شده در این پژوهش برای یافتن محدوده تنش‌گاه‌ها مناسب است و بررسی مقادیر b در طول زمان تغییرات واضحی را برای این مؤلفه در اوایل سال ۲۰۱۰ نشان می‌دهد. وقوع دو زمین‌لرزه با بزرگی ۵ و ۴/۶ ریشتر در این سال را می‌توان دلیل این تغییرات دانست و از آن به‌عنوان پیش‌نشانگرهای پیش‌بینی زلزله‌ها استفاده کرد.

۵) بعد فرکتالی بالایی که در بخش زیادی از این زون به‌دست آمده، نشان‌دهنده لرزه‌خیزی فعال و پراکندگی چشمه‌های لرزه‌ای به شکل برگ‌مانند است. مقایسه نقشه توزیع مکانی بعد فرکتال رومرکز زمین‌لرزه و نقشه مقادیر b بیان‌کننده اختلاف انباشت تنش در بخش‌های مختلف است. آزادشدن انرژی در گسل‌های این زون به گونه‌ای است که در شرایطی که گروهی از گسل‌ها به آستانه جنبش می‌رسند، مقادیر b در آنها بالا رفته و گروهی دیگر که در حال انباشت انرژی بوده‌اند، مقادیر b در آنها پایین هستند.

قدردانی

نویسندگان از گروه آموزشی زمین‌شناسی دانشگاه آزاد شاهرود تشکر کرده و همچنین بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی که به غنای بیشتر مقاله کمک کرده‌اند، سپاسگزاری کنند.

References

- Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopeh Dag region, Northern Iran. Ph.D. thesis, Royal school of Mines, London, England, 17 pp.
- Aki, K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 71(6): 1687–1700.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the seismotectonics of Iran. Geological and Mining Survey of Iran, Tehran, 518 pp.
- Bretis, B., Grasemann, B. and Conradi, F., 2012. An Active Fault Zone in The Western Kopeh Dag (Iran). Austrian Journal of Earth Sciences, 105(3): 480–492.
- Grassberger, P. and Procaccia, I., 2004. Measuring the strangeness of strange attractors, in The Theory of Chaotic Attractors. Springer, New York, 189 pp.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1994. Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34(4): 185–188.
- Hirata, T., 1989. A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(6): 7507–7514.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M.R. and Bolourchi, M.J., 2006. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dag mountains, NE Iran. Geophysical Journal International, 166(3): 1161–1177.
- King, G., 1983. The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b -value. Pure and Applied Geophysics, 121(5–6): 761–815.
- Lyberis, N. and Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. AAPG bulletin, 83(7): 1161–1177.

- 1135–1160.
- Mandelbrot, B.B. 1983. The fractal of Geometry of Nature. WH freeman, New York, 51 pp.
- Schwartz, D.P. and Coppersmith, K.J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(7): 5681–5698.
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L. and Abbassi, M.R. 2009. Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, Northeast Iran): *Geophysical Journal International*, 178(2): 1055–1077.
- Shahidi, A., Nazari, H. and Ghaemi, F., 2013. Structure of Iran-Kopeh Dagh. Mining and Geology Organization of Iran, Tehran, 197 pp.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Tchalenko, J.S., 1975. Seismicity and structure of the Kopeh Dagh (Iran, USSR). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 278(1275): 1–28.
- Turcotte, D.L., 1986. Fractals and fragmentation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(2): 1921–1926.
- Utsu, T., 1965. A method for determining the value of "b" in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. *Geophysics Bulletin Hokkaido University*, 13(65): 99–103.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(7): 15115–15128.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in Geophysics*, 45: 259–302.



مقاله پژوهشی

میان‌بارهای سیال، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در کانسار پورفیری-اپی‌ترمال ساری‌گونی، استان کردستان

بهزاد مهرابی، مجید قاسمی سیانی* و طیبه فاضلی

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۷/۱۳، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۱۱

چکیده

کانسار طلای اپی‌ترمال ساری‌گونی (داشکسن) در شمال‌خاور شهرستان قروه و میزبان سنگ‌های آتشفشانی میوسن میانی قرار دارد. این کانسار بین کمان ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان واقع شده است. کانی‌سازی به‌صورت رگه‌ای و برشی و به ترتیب شامل پنج مرحله: (۱) رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت، (۲) رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین، ۳ و ۴) رگه‌های اپی‌ترمال کوارتز-پیریت-استینیت-سولفید آرسنیک و ۵) رگه‌های کوارتز-کلسیت-پیریت-گالن-اسفالریت-تتراهدريت است. شیمی تورمالین‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها دارای منشأ گرمایی بوده و از نوع دراویت هستند. مرحله اول کانه‌زایی در بازه دمایی ۳۲۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۳۵ تا ۴۵ درصد وزنی معادل نمک طعام تشکیل شده است. رگه‌های کوارتز-تورمالین برشی در یک بازه دمایی ۲۰۳ تا ۳۹۸ درجه سانتی‌گراد و شوری ۳۱/۴۳ تا ۴۵/۰۱ درصد وزنی معادل نمک طعام تشکیل شده‌اند. رگه‌های مرحله سوم و پنجم به ترتیب در یک بازه دمایی ۲۰۰ تا ۳۳۹ و ۱۶۵ تا ۲۳۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱/۷۰ تا ۱۱/۷۴ و ۱ تا ۷/۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام تشکیل شده‌اند. نتایج شیمی کانی‌های سولفیدی نشان می‌دهد که در اثر کاهش دما و فشار طی اختلاط با سیالات جوی و رقیق‌شدگی، تغییرات شیمی سیال به‌طور سریع رخ داده و هم‌زمان با جانشینی‌های آرسنیک-آنتیموان در کانی‌های سولفید آرسنیک (رالگار و اوریمنت)-استینیت، جانشینی طلا با آهن در پیریت نیز رخ داده و طلا در این رگه‌ها به‌صورت محلول جامد و انکلوژیون‌های ریز در سوتی پیریت (پیریت دوده‌ای) تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، شیمی کانی‌ها، میان‌بارهای سیال، اپی‌ترمال، سیستم کانه‌زایی رگه‌ای و برشی، ساری‌گونی

مقدمه

(1977; Jankovic and Petrascheck, 1987). کشور ایران

به‌دلیل قرار گرفتن در بخش میانی کمربند عظیم آلپ-همالیا و سرگذشت پیچیده تکتونو-ماگمایی طی باز و بسته‌شدن اقیانوس

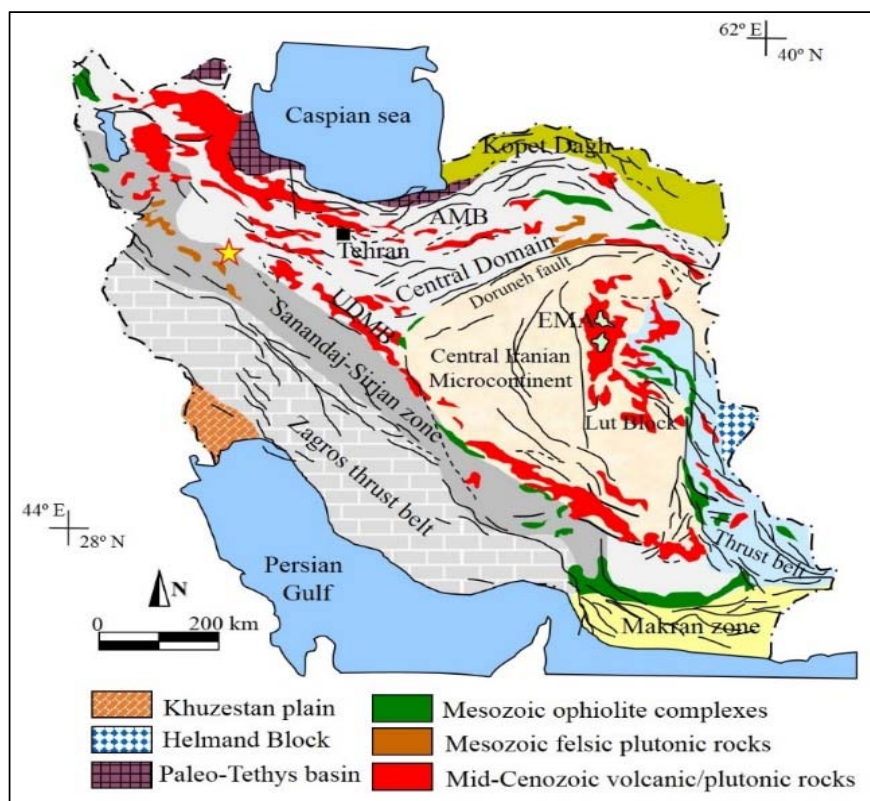
کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال و پورفیری در امتداد کمربند برخوردی کوه‌زایی آلپ-همالیا گسترش فراوان دارند (Jankovic, 2007).

سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی نیمه عمیق ائوسن میانی رخ داده است (Richards et al., 2006) (شکل ۱). در قدیم این محدوده به نام معدن آنتیموان داشکسن شناخته شده بود که در فاصله بین قله ساری گونی و یال شمالی کوه آق داغ تشکیل شده است (شکل ۲).

در سال‌های اخیر عمده کارهای اکتشافی معطوف به قله مخروطی آتشفشانی ساری گونی با ارتفاع ۲۲۱۷ متر بوده است که با اکتشاف کانی سازی طلا برای نخستین بار توسط شرکت اکتشافی ریوتینو و زرکوه (Reynolds, 2001; Wilkinson, 2004)، نام کانسار به طلای ساری گونی تغییر یافت (شکل ۲) و بخش عمده استخراج در قله مخروطی ساری گونی در حال انجام است (شکل ۳- A).

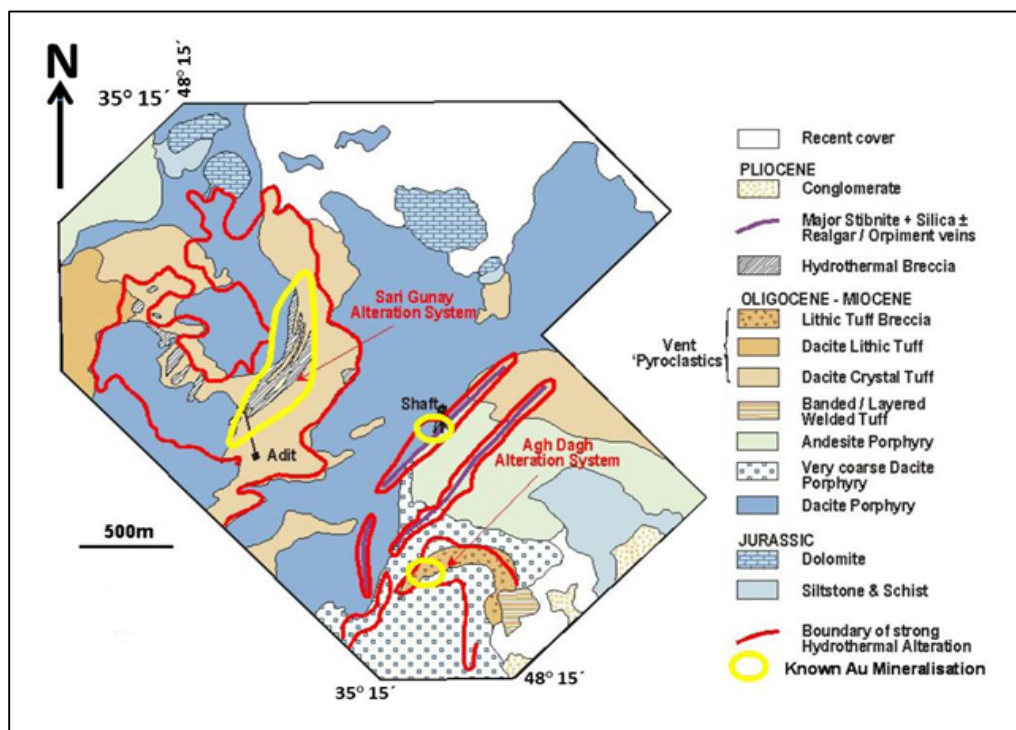
پالئوتیس (پالئوزوئیک) و نئوتیس (سنوزوئیک)، همواره بستر مناسبی برای تشکیل کانسارهای فلزات پایه و قیمتی ذخایر اپی ترمال و پورفیری است (Richards et al., 2006). پهنه‌های اصلی فلززایی ذخایر اپی ترمال و پورفیری در بخش‌هایی نظیر کمان ماگمایی البرز، باختر و شمال باختر ایران (کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و زون البرز-آذربایجان)، زون خاور ایران و پهنه سهندج-سیرجان قرار دارند که کانسارهای متعددی در امتداد کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه سهندج-سیرجان در ارتباط با سنگ‌های گرانیتی‌دخی رخ داده است (Zarasvandi et al., 2019; Boomeri et al., 2019; Bagherpour et al., 2020).

محدوده اکتشافی کانی سازی اپی ترمال ساری گونی در دو تپه نسبتاً بزرگ به نام آق داغ و ساری گونی در مرز بین پهنه سهندج-



شکل ۱. موقعیت منطقه معدنی ساری گونی (ستاره زرد رنگ) در مرز بین پهنه سهندج-سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (پهنه‌های ساختاری ایران با تغییرات بر اساس آق‌آبانی (Aghanabati, 2004))

Fig. 1. Location of the Sari Gunay mining district (yellow star) at the boundary of Sanandaj-Sirjan zone and Urumieh-Dokhtar magmatic belt (Structural zones of Iran modified based on Aghanabati, 2004)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده‌های معدنی ساری‌گونی و آق‌داغ (با کمی تغییرات بر اساس ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2006))

Fig. 2. Geological map of the Sari Gunay and Agh Dagh mining districts (modified after Richards et al., 2006)

است. از قدیمی‌ترین پژوهش‌ها، می‌توان به پژوهش ریچاردز و همکاران (Rastad et al., 2000) اشاره کرد که به کانی‌سازی آنتیموان در داشکسن پرداخته و نشان دادند که رابطه نزدیک بین کانی‌سازی آنتیموان-آرسنیک-طلا و محلول‌های سیلیسی مربوط به ماگماتیسیم آتشفشانی نیمه‌عمیق در ناحیه وجود دارد. ایشان کانی‌سازی را از نوع کانسارهای طلای اسید-سولفات معرفی کرده‌اند. بررسی‌های دورسنجی و کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسانی (Feleghari, 2014; Maanijou et al., 2015)، مدل‌سازی کانسار (Geranian et al., 2015)، کانه‌زایی و زمین‌شناسی (Niroumand et al., 2013)، توزیع ژئوشیمیایی طلا (Moradi, 2018) و اکتشافات بیوژئوشیمیایی (Mehrabi et al., 2016) از دیگر کارهای انجام‌شده در محدوده مورد بررسی است. تاکنون بررسی‌هایی بر روی شیمی کانه‌ها و رگه‌های تورمالین صورت نگرفته و در این پژوهش شیمی کانه‌ها،

توزیع رخنمون‌ها در محدوده ساری‌گونی، ساختمانی بلوکی گسل‌خورده با روند شمال-شمال‌باختر، جنوب-جنوب‌خاور منسوب به کمر بند تکاب را نشان می‌دهند. این سیمای ساختمانی-ماگمایی، دربرگیرنده کمپلکس آتشفشانی ساری‌گونی و کنترل‌کننده موقعیت سایر مراکز آتشفشانی پلیوسن-کواترنری در شمال-شمال‌باختر ایران است (Richards et al., 2006). نزدیک‌ترین کانسارها به ساری‌گونی، کانی‌سازی طلا با میزبان رسوبی در منطقه زرشوران و کانی‌سازی طلای آق‌دره (Mehrabi et al., 1999; Asadi et al., 2000) است. با توجه به اهمیت کانی‌سازی طلا در منطقه ساری‌گونی، پژوهش‌های زیادی در منطقه انجام‌شده است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به پژوهش ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2006) اشاره کرد که کانی‌سازی ساری‌گونی را در رده کانسارهای آپی‌ترمال آلکالن مرتبط با برخورد قاره‌ها قرار داده

میان‌بارهای سیال و شیمی تورمالین در رگه‌های برشی تورمالین و رگه‌های کوارتز-پیریت-استینیت-سولفید آرسنیک مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت با تلفیق نتایج حاصل با نتایج کارهای انجام‌شده قبلی در مورد شرایط سیال مسئول کانی‌سازی ساری‌گونی و نوع کانه‌زایی بحث‌شده است.

زمین‌شناسی

محدوده معدنی ساری‌گونی بر اساس تقسیم‌بندی آقانباتی (Aghanabati, 2004) در بین کمان ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه سندانج-سیرجان قرار گرفته و زیر مجموعه‌ای از میدان معدنی تکاب است (شکل ۱). زون سندانج-سیرجان با درازای حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از باختر دریاچه ارومیه آغاز و در یک راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه دارد. کمان ماگمایی ارومیه-دختر با روند کلی شمال‌باختر-جنوب‌خاور از ردیف‌های آتشفشانی-رسوبی تشکیل شده است. کمر بند تکاب با روند شمال-شمال‌باختر، جنوب-جنوب‌خاور به صورت ساختمانی بلوکی گسل‌خورده است که کانسار طلای ساری‌گونی و کمپلکس آتشفشانی میزبان آن و سایر مراکز آتشفشانی پلیوسن-کواترنری در شمال-شمال‌باختر ایران را کنترل می‌کند و احتمالاً تا کانسار طلای زرشوران ادامه می‌یابد (Richards et al., 2006). کمر بند تکاب نسبت به کمر بند مس پورفیری میوسن میانی با میزبانی کمان آتشفشانی ارومیه-دختر، دارای فلزایی متفاوت و تا حدودی جوان‌تر بوده و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه تکاب (پتاسیم بالا و تا حدودی آلکالن) و سنگ‌های ارومیه-دختر (ترکیب کالک‌آلکالن) است که ویژگی‌های این کمر بند نشان دهنده شرایط زمین‌ساخت برخوردی است (Richards et al., 2006).

قدیمی‌ترین رخنمون‌های زمین‌شناسی در منطقه مورد بررسی متشکل از شیل، سیلتستون و دولومیت‌های ژوراسیک است

(شکل ۲). واحدهای الیگوسن-میوسن مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی بوده و شامل داسیت پورفیری، آندزیت پورفیری و توف‌های دیاترم برشی هستند. داسیت پورفیری متشکل از پلاژیوکلاز خودشکل تا بی‌شکل، کوارتزهای گردشده و مقدار کمتر بیوتیت است. بلورهای پلاژیوکلاز شدیداً دگرسان‌شده (رسی و سرسیتی‌شده) و در مواردی تنها قالب آن باقی‌مانده است. داسیت پورفیری در مناطق جنوب‌خاوری ساری‌گونی به عنوان کوارتز داسیت پورفیری و در جنوب آق داغ به عنوان داسیت پورفیری درشت‌بلور مطرح می‌شود. آندزیت پورفیری متشکل از پلاژیوکلاز ماکل‌دار خودشکل همراه با زونینگ، کوارتز و هورنبلند است. بخش عمده دیاترم برشی متشکل از توف سنگی داسیتی، توف بلورین داسیتی، توف لایه‌بندی‌شده و توف سنگی برشی است.

روش مطالعه

تعداد ۳۰۰ نمونه سنگی از ۲۵ گمانه حفاری (از مجموع بیش از ۲۰۰ گمانه حفاری) و زون‌های سطحی برداشت شد و تعداد ۱۰۰ مقطع نازک-صیقلی و صیقلی تهیه‌شده از آن، توسط میکروسکوپ دومنظوره ZEISS Axioplan 2 در دانشگاه خوارزمی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد بررسی قرار گرفت. برای بررسی شیمی‌کانی‌های سولفیدی و تورمالین در رگه‌های کانی‌سازی شده، مقاطع نازک-صیقلی منتخب در بررسی‌های میکروسکوپی، به وسیله دستگاه میکروسکوپ الکترونی^۱ مدل Cameca SX100 ساخت کشور فرانسه با قطر پرتو ۵ میکرومتر، ولتاژ ۲۰ کیلو الکترون ولت (KeV)، جریان ۲۰ نانو آمپر و زمان تابش بین ۱۵ تا ۲۵ ثانیه مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت. تعداد ۱۰ مقطع دوبر صیقل از کانی کوارتز همراه با رگه‌های کوارتز-تورمالین برشی و کوارتز-سولفید مگنتیت (رگه مرحله اول و دوم)، رگه‌های کوارتز-پیریت-استینیت (مرحله سوم) و کوارتز و کلسیت همراه با رگه‌های کوارتز-کلسیت-پیریت-گالن-اسفالریت

(مرحله پنجم) با جهت برش مناسب برای بررسی میان‌بارهای سیال تهیه و با دستگاه گرمایش و سرمایش Linkam مدل THMS600 و میکروسکوپ نوری مدل ZEISS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد بررسی قرار گرفت. کالبراسیون دستگاه طی عمل گرمایش برابر ± 0.6 تا دمای 414 درجه سانتی‌گراد با ماده استاندارد نیترات سزیم و طی عمل سرمایش برابر ± 0.2 تا دمای $94/3$ درجه سانتی‌گراد با مایع استاندارد n-Hexane انجام شد.

کانه‌زایی و دگرسانی

شواهد صحرایی نشان می‌دهد که کان‌زایی، در فاصله بین دو تپه ساری‌گونی و آق‌داغ (شکل ۳-A) تشکیل شده و اغلب به صورت سیستم گرمابی رگه-رگچه‌ای و برشی است که متشکل از پنج سیستم رگه‌ای (۱) رگه-رگچه‌های کوارتز-مگنتیت-سولفید در اعماق (۴۰۰ تا ۴۵۰ متر)، (۲) برش‌های گرمابی کوارتز-تورمالین، (۳) رگه‌های اپی‌ترمال کوارتز-پیریت-استینیت حاوی طلا، (۴) رگه‌های اپی‌ترمال استینیت-رالگار-اورپیمنت حاوی طلا و (۵) رگه‌های کوارتز-کلسیت-پیریت-گالن-اسفالریت حاوی تتراهدريت در حاشیه سیستم است. روند غالب رگه‌ها، شمال‌شمال‌خاور-جنوب‌جنوب‌باختر و شیب آنها از حالت عمودی تا 70 درجه به سمت باختر-شمال‌باختر تا روند شمالی-جنوبی با شیب به سمت باختر متغیر است. رگه‌های کوارتز سولفید-مگنتیت (شکل ۳-B) با ضخامت‌های چند میلی‌متر تا 6 سانتی‌متر زیر زون اصلی کانی‌سازی اپی‌ترمال و برشی شده کوارتز-تورمالین مشاهده می‌شود (شکل ۳-C) که توسط رگه‌های بعدی کوارتز-تورمالین برشی (شکل ۳-D)، قطع شده است. دگرسانی پتاسیک (با ضخامت محدوده در حد چندین سانتی‌متر) به مقدار کمتر فلیک همراه با رگه‌های کوارتز سولفید-مگنتیت تشکیل شده که از این نظر مشابه دگرسانی در سیستم‌های پورفیری است. رگه‌ها و سیمان‌های برشی کوارتز-تورمالین، بعد از رگه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت تشکیل شده است و با دگرسانی

سریستی شدید سنگ دیواره و سیلیسی شدن همراه هستند (شکل ۳-E). رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین دارای ضخامت‌هایی در حد چند میلی‌متر تا ده‌ها سانتی‌متر بوده و به صورت سیمان غالب (سیمان تورمالینی) (شکل ۳-D) و یا قطعات غالب (اغلب سنگ میزبان داسیتی) (شکل ۳-F) مشاهده می‌شود. پهنه برشی و دگرسانی سریستی همراه با آن در نزدیک به تپه ساری‌گونی بیشترین گسترش را دارد و دارای وسعت تقریباً یک کیلومتر مربع است. بافت رسوبی در حاشیه این برش‌های کوارتز-تورمالینی قابل مشاهده است (شکل ۳-D). در سمت جنوب تپه ساری‌گونی، توده اصلی برش‌های کوارتز-تورمالینی با یک دگرسانی گسترده سریستی شدن رخنمون دارد. به سمت خارج سیستم، در سمت باختر ساری‌گونی، رگه‌های برش تورمالینی عقیم و بدون کانی‌سازی با ضخامت‌های کمتر از ده سانتی‌متر مشاهده می‌شود (شکل ۳-G). رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین به سمت تپه آق‌داغ ادامه یافته و به تدریج مقدار تورمالین کاهش یافته، به طوری که در تپه آق‌داغ رگه‌ها بدون تورمالین هستند.

رگه-رگچه‌های کوارتز-پیریت-استینیت و رگه‌های کوارتز-پیریت-آنتیموان-رالگار-اورپیمنت در حاشیه سیستم برشی با روند غالب شمال‌شمال‌خاور-جنوب‌جنوب‌باختر از ساری‌گونی به سمت آق‌داغ تداوم دارند و دارای ضخامت‌های از سه سانتی‌متر تا بیست سانتی‌متر هستند. در سمت ساری‌گونی مقدار رالگار و اورپیمنت کمتر (شکل ۳-H) و به سمت آق‌داغ به بیشترین حد خود می‌رسند (شکل ۳-I و J). سیلیسی شدن همراه با این رگه‌ها رخ داده است. در خارجی‌ترین بخش سیستم کانی‌سازی، رگه‌های کوارتز-کلسیت-پیریت-گالن-اسفالریت با روند غالب شمال‌شمال‌خاور-جنوب‌جنوب‌باختر و ضخامتی در حد چند سانتی‌متر تشکیل شده است (شکل ۳-K و L) که دارای کانی‌سازی نقره به صورت ادخال‌های تتراهدريت در گالن است. دگرسانی غالب همراه با این رگه‌ها، دگرسانی پروپلیتیک (کلریتی) است.



شکل ۳. A: موقعیت مناطق معدنی ساری گونی و آق‌داغ (دید به سمت شمال)، B: رگه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت اولیه، C: برش‌های کوارتز-تورمالین رگه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت اولیه را قطع کرده است، D: رگه‌ها و برش‌های کوارتز-تورمالین با سیمان غالب دارای بافت رسوبی در حاشیه رگه، E: نمونه دستی دگرسانی سربستی همراه با برش‌های کوارتز-تورمالین، F: رگه‌ها و برش‌های کوارتز-تورمالین با قطعات غالب در سنگ میزبان داسیتی، G: رگه‌ها و برش‌های کوارتز-تورمالین عقیم، H: رگه‌های کوارتز-پیریت-استینیت، I و J: رگه‌های کوارتز-پیریت-استینیت-رالگار-اورپیمنت، K: نمونه دستی گالن و L: رگه‌های کوارتز-کلسیت-پیریت-گالن-اسفالریت حاوی اذخال‌های تتراهدريت

Fig. 3. A: View of the Sari Gunay and Agh Dagh mining districts (view is to North), B: early quartz-sulfide-magnetite veins, C: breccias quartz-tourmaline cuts early quartz-sulfide-magnetite veins, D: matrix supported quartz-tourmaline veining and brecciation with sedimentary textures, E: hand specimen of sericitic alteration associated with breccia quartz-tourmaline vein, F: clast supported quartz-tourmaline veining and brecciation with dacite host rock, G: barren quartz-tourmaline veining and brecciation, H: quartz-pyrite-stibnite vein, I and J: quartz-pyrite-stibnite-realgar-orpiment vein, K: hand specimen of galena, and L: quartz-calcite-pyrite-galena-sphalerite veins with tetrahedrite inclusion

کانی‌شناسی و شیمی کانه‌ها

رگه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت: این رگه‌ها حاوی کانی‌سازی سولفیدی مس با بافت انتشاری و شامل مگنتیت، کالکوپیریت، تتراهدريت (نسل اول) و پیریت (نسل اول) همراه با مقادیر کمی بورنیت و کانی‌های سوپرژن کالکوسیت و کوولیت هستند (شکل ۴-A و B). بیوتیت ثانویه و کوارتز به عنوان کانی‌های مهم دگرسانی پتاسیک همراه با این مرحله از کانه‌زایی محسوب می‌شوند. بلورهای پیریت نسل اول به صورت خودشکل در حاشیه توسط پیریت با درصد آرسنیک بالاتر (نسل سوم) احاطه شده است (شکل ۵-A). تتراهدريت و تنانیت همراه با کانی‌های هیپوزن و سوپرژن مس در این رگه‌ها یافت می‌شوند (شکل ۵-B و C). ترکیب شیمیایی کالکوپیریت نزدیک به ترکیب استوکیومتری آن است و تنها دارای ۰/۱ تا ۰/۵۷ درصد وزنی آرسنیک است (جدول ۱). کالکوسیت سوپرژن دیگر کانی سولفیدی مهم در رگه‌های مرحله اول کانی‌سازی است و دارای مقادیر قابل توجهی از آرسنیک (۰/۵۰ تا ۰/۶۲ درصد وزنی)، سرب (۰/۵۲ تا ۳/۹۱ درصد وزنی) و آنتیموان (۰/۲۷ تا ۷/۶۱ درصد وزنی) است (جدول ۱). مقادیر بالای سرب در ترکیب کالکوسیت، احتمالاً به دلیل اذخال‌های گالن در ترکیب آن است که این فرضیه در تصاویر الکترون بازگشتی تأیید شده است (شکل ۵-C). مقادیر بالای آنتیموان نیز احتمالاً به دلیل وجود اذخال‌های استینیت و یا جانشینی آنتیموان و مس در ترکیب کالکوسیت است که با توجه به عدم شناسایی اذخال‌های استینیت، فرضیه دوم محتمل‌تر است.

برای شناسایی کانی‌های گروه فلهور از نمودارهای ارائه شده توسط سک و همکاران (Sack et al., 2002) استفاده شد و مشخص شد که تتراهدريت و تنانیت سولفوسالت‌های همراه با کانی‌های سولفیدی کالکوپیریت و کالکوسیت هستند (شکل ۶-A و B). در ترکیب تتراهدريت و تنانیت، مقادیر بالای سرب (به ترتیب ۰/۶۷ تا ۸/۶۹ و ۰/۷۰ تا ۰/۷۶ درصد وزنی) شناسایی شده که ممکن است به دلیل وجود اذخال‌های گالن همراه با این مرحله از کانی‌سازی باشد. مقادیر بالای آرسنیک

در تتراهدريت (۰/۷۶ تا ۱/۶۹ درصد وزنی) به دلیل جانشینی عنصری بین آرسنیک و آنتیموان است.

رگه‌های کوارتز-تورمالین برشی: این رگه‌ها متشکل از پیریت‌های درشت‌بلور نسل دوم همراه با باطله اصلی کوارتز و تورمالین است. تورمالین به صورت تیغه‌ای (تورمالین نسل اول) و شعاعی (تورمالین نسل دوم) مشاهده می‌شود (شکل ۴-C). تورمالین اغلب به صورت تیغه‌ای بوده و همراه با کوارتز و سرسیت تشکیل شده است (شکل ۵-D و E). پیریت نسل دوم همراه با این رگه‌ها دارای اذخال‌هایی از روتیل است که در بررسی‌های الکترون مایکروپروب تشخیص داده شده است. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های نسل اول و دوم شبیه به هم است و تفاوت چشم‌گیری از نظر ترکیب شیمیایی بین آنها مشاهده نشد (جدول ۲). بر اساس مقادیر (Ca, Na, K) در تورمالین و بود یا نبود فضای خالی در موقعیت x، تورمالین‌ها به سه گروه تورمالین‌های کلسیک، قلیایی، و انواعی که موقعیت x آنها خالی است، تقسیم می‌شوند (Hawthorne and Henry, 1999) که تورمالین‌های رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین وابسته به نوع قلیایی و اشباع از Al هستند (شکل ۶-C). برای شناسایی تورمالین از نمودار $X_{vacan}/X_{vacan}+Na$ در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (Slack et al., 1993)، استفاده شد که تورمالین‌های مورد بررسی در گستره درایت قرار گرفته‌اند (شکل ۶-D). نمونه‌های تورمالین گرمایی نسبت به نوع ماگمایی از منیزیم غنی‌تر و از آهن و تیتانیوم فقیرتر هستند (Tindle et al., 2002). در نمودار $Ca/(Ca+Na)$ vs. $Mg/(Mg+Fe)$ (Tindle et al., 2002)، تورمالین‌های رگه‌های برشی، دارای مقادیر کم آهن و مقدار بالای منیزیم بوده و از نوع گرمایی هستند (شکل ۶-E). برای بررسی جانشینی عنصری در تورمالین‌های مورد بررسی از نمودار $R1+R2$ در مقابل $R3$ نیز استفاده شد (Trumbull and Chaussidon, 1999) که خود بر اساس نمودار پایه ارائه شده توسط منینگ (Manning, 1982) است (x=R1=Ca+Na, y=R2=Fe+Mg+Mn, z=R3=Al+1.33Ti) (شکل ۶-F). در این نمودار، ترکیب

شورلیت-دراویت نزدیک به مرکز نمودار قرار می‌گیرد ($R1+R2=4, R3=6$). تورمالین‌های گرمایی نسبت به شورلیت-دراویت از آلومینیم فقیرتر و تورمالین‌های گرانی و پگماتی از آلومینیم غنی‌تر هستند. تورمالین‌های منطقه معدنی ساری‌گونی، بیشتر فقیر از آلومینیم و غنی از منیزیم هستند که احتمالاً نشان‌دهنده دو رخداد جانشینی است (Trumbull and Chaussidon, 1999): ۱) جانشینی $\{Al\} \{Mg, Fe\}Na$ ، که نشان‌دهنده تورمالین‌های خالی از لحاظ قلیایی است و ۲) جانشینی $1-AlO$ ($\{Mg, Fe\}OH$)، که نشان‌دهنده تورمالین‌های خالی از لحاظ پروتون است. نمونه‌های مورد بررسی بیشتر تمایل به خارج از قلمرو بین دو نمودار یعنی روند تورمالین‌های خالی از لحاظ قلیایی قرار می‌گیرند. نمونه‌هایی که در خارج از محدوده بین این دو بردار قرار می‌گیرند، گرمایی هستند (Trumbull and Chaussidon, 1999).

رگه‌های کوارتز-پیریت-استیبنیت-رآلگار-اورپیمنت: این کانی‌سازی اپی‌ترمال متشکل از رگه‌های نوع سوم (کوارتز-پیریت غنی از استیبنیت) و رگه‌های نوع چهارم (کوارتز-پیریت-استیبنیت غنی از رآلگار و اورپیمنت) است. در این کانه‌زایی روشرشدی پیریت با آرسنیت پیریت نسل سوم مشاهده می‌شود که به آن پیریت دوده‌ای یا سوتی پیریت گفته می‌شود (شکل ۴-D). طلا همراه با پیریت‌های دوده‌ای (آرسنیت پیریت) است. طلا به‌صورت نامرئی است و شناسایی طلا در این پیریت‌ها سخت بوده و تنها سه نقطه در تجزیه الکترون مایکروپروب از این پیریت‌ها دارای مقادیر بالای طلا بود که در این پژوهش ثبت شده است (شکل ۵-F). تجزیه الکترون مایکروپروب طلا نشان داد که مقدار طلا بین ۶۱/۳۴ تا ۸۴/۱۰ درصد وزنی بوده و مقادیر گوگرد و آهن در آن به ترتیب برابر ۲/۷۵ تا ۹/۰۱ و ۷/۱۲ تا ۰/۶۲ درصد وزنی است. مقدار نقره در ترکیب طلا بین ۰/۵۷ تا ۰/۶۲ درصد وزنی است. ترکیب شیمیایی طلا نشان داد که مجموع عناصر تجزیه‌شده به صد درصد نرسیده و باید بررسی‌های بیشتری برای شناسایی ترکیب طلا در کانسار ساری‌گونی انجام شود. شیمی پیریت نیز نشان داد که برخی از بلورهای پیریت دارای

منطقه‌بندی بوده و در حاشیه دارای مقدار آرسنیک بالاتری هستند (شکل ۵-A). مقدار آرسنیک در آرسنیت پیریت برابر ۱/۸۰ تا ۹/۶۵ درصد وزنی است. مقدار طلا در نمونه‌های تجزیه‌شده برخلاف انتظار کم بوده و تنها در نمونه دارای آرسنیک بالاتر، مقدار طلا نیز تا ۰/۴۰ درصد وزنی می‌رسد، هرچند که در یک نمونه طلا تا یک درصد نیز مشاهده شده است (جدول ۱). مقدار بیسموت در پیریت حداکثر تا ۰/۳۰ درصد وزنی و مقدار نیکل آن نیز حداکثر تا ۰/۶۶ درصد وزنی است. در رگه-رگه‌های کوارتز-پیریت-استیبنیت-رآلگار-اورپیمنت، بیشترین کانی‌سازی طلا رخ داده و هم‌زمان با تشکیل آرسنیت پیریت، طلا ناپایدار و تشکیل شده است. رآلگار و اورپیمنت اغلب به‌صورت هم‌رشد و با یکدیگر مشاهده شده است (شکل ۴-E) و در مناطق اکسید شده، به اسکورودیت ($FeAsO_4 \cdot 2H_2O$) تبدیل شده‌اند (شکل ۵-F). استیبنیت به‌صورت رگه و پرکننده‌ی فضای خالی و شکل بلوری ستونی تشکیل شده و در مناطق سطحی به استیبنیکونیت ($Sb_3O_6(OH)$) تبدیل شده است (شکل ۴-G و H). استیبنیت با رآلگار و اورپیمنت در اغلب نمونه‌ها (به‌خصوص در منطقه آق‌داغ) همراه است (شکل ۵-G و H). مقدار طلا در نمونه‌های غنی از استیبنیت متغیر است؛ اما برخلاف رگه‌های اورپیمنت-رآلگار، رگه‌های استیبنیت همیشه دارای مقداری طلا هستند. مقدار آرسنیک در استیبنیت بین ۴/۰۷ تا ۶/۶۹ درصد وزنی متغیر بوده و نشان می‌دهد جانشینی بین آرسنیک و آنتیموان در استیبنیت شدید است (جدول ۱). مقدار جیوه در استیبنیت تا ۰/۱۵ درصد وزنی نیز رسیده و اذخال‌هایی از کانی‌های جیوه‌دار از قبیل سینابر در استیبنیت و کانی‌های آرسنیک‌دار در بررسی‌های الکترون مایکروپروب مشاهده شده است (شکل ۵-H). مقدار سرب و بیسموت (۰/۰۲ تا ۰/۲۲ درصد وزنی) نیز در استیبنیت قابل توجه بوده که احتمالاً به دلیل اذخال‌های ریز گالن در آن است. مقدار سلنیم در استیبنیت بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۷ درصد وزنی بوده که مقادیر ناچیزی به‌شمار می‌روند. مقادیر سلنیم (۰/۱۴ تا ۰/۲۶ درصد وزنی)، آهن (۰/۱۰ تا ۰/۱۶ درصد وزنی) و جیوه (زیر حد

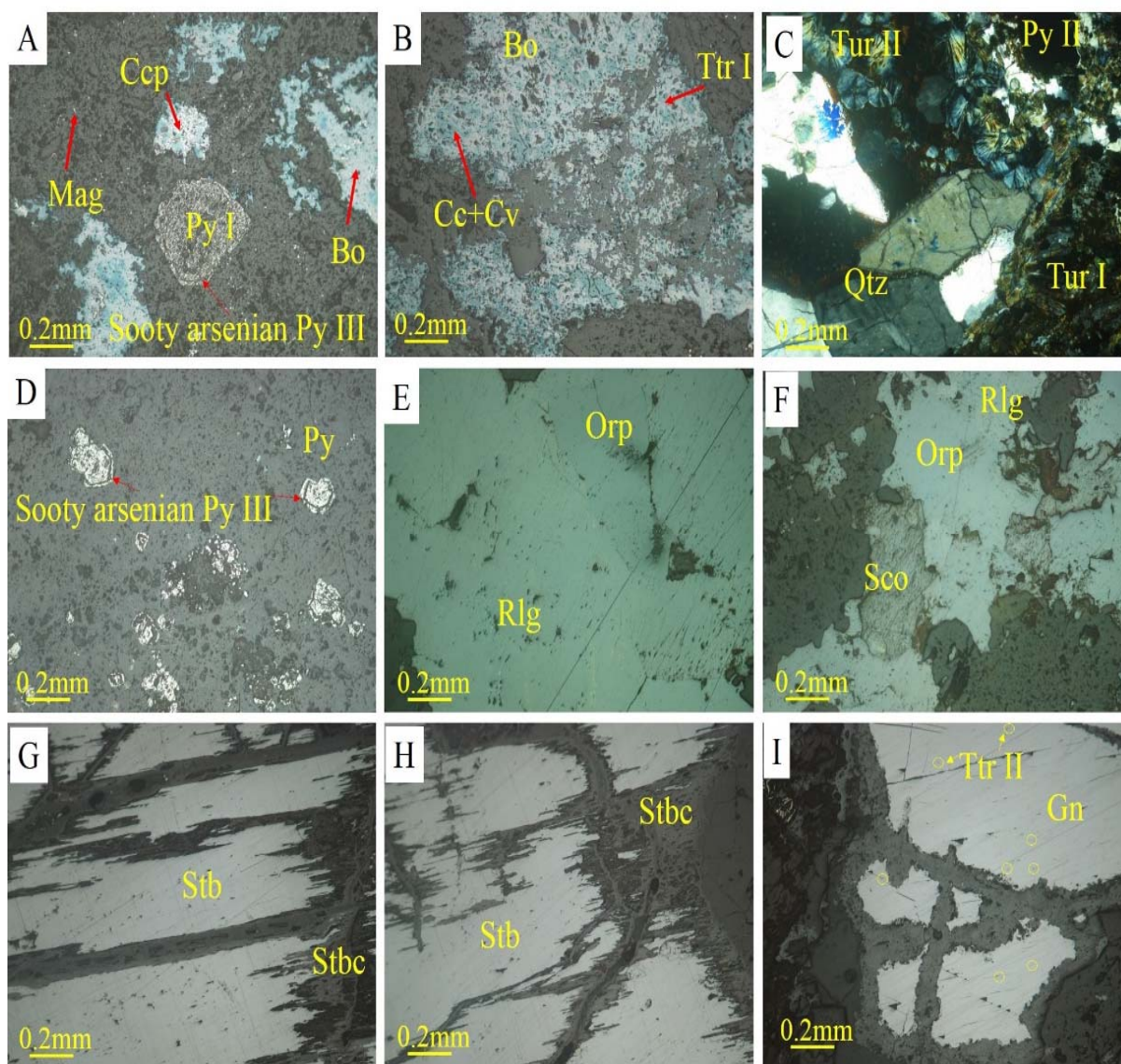
سنجش تا ۰/۱۹ درصد وزنی) در رالگار بیشتر از اورپیمنت (به ترتیب برابر ۰/۰۵ تا ۰/۱۳، ۰/۰۲ تا ۰/۰۷ و ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ درصد وزنی) است (جدول ۱)؛ درحالی‌که مقدار آنتیموان در اورپیمنت (۰/۲۲ تا ۰/۴۶ درصد وزنی) بیشتر از آنتیموان در رالگار (۰/۰۷ تا ۰/۳۵ درصد وزنی) است که نشان از محلول جامد بین اورپیمنت و استینیت و جانشین‌های آرسنیک و آنتیموان است. این جانشین در استینیت بیشتر نمایان شده است.

رگه‌های کوارتز-کلسیت-پیریت-گالن-اسفالریت-تتراهدریت: فاز پایانی کانی‌سازی متشکل از رگه‌هایی از کوارتز-کلسیت-پیریت نسل چهارم همراه با گالن و اسفالریت و تتراهدریت نوع سوم ادخال در گالن با بافت حفره‌دار است که معمولاً در اطراف کانی‌سازی ساری‌گونی و دورتر از رگه‌های کانی‌سازی مرکزی Au-Sb-Hg-As یافت می‌شوند و کانی‌سازی گالن بیشتر از اسفالریت بوده و در حاشیه نیز به سروزیت تبدیل شده است. ادخال‌هایی از تتراهدریت در گالن مشاهده شده است (شکل I-۴ و I-۵). شیمی گالن شبیه به ترکیب استوکیمتری آن است و تنها مقادیری نقره (۰/۰۱ تا ۰/۰۸ درصد وزنی) و جیوه (۰/۰۱ تا ۰/۰۵ درصد وزنی) در آن ثبت شده است. سولفوسالت‌های نقره‌دار (تتراهدریت) به‌صورت ادخال‌های ریز در گالن مشاهده شد که دارای مقادیر نقره تا ۶/۱۰ درصد وزنی و آرسنیک تا ۰/۴۰ درصد وزنی است. شکل ۷، توالی پاراژنتیکی مراحل تشکیل رگه‌های کانه‌دار را در منطقه ساری‌گونی نشان داده است.

میان‌بارهای سیال

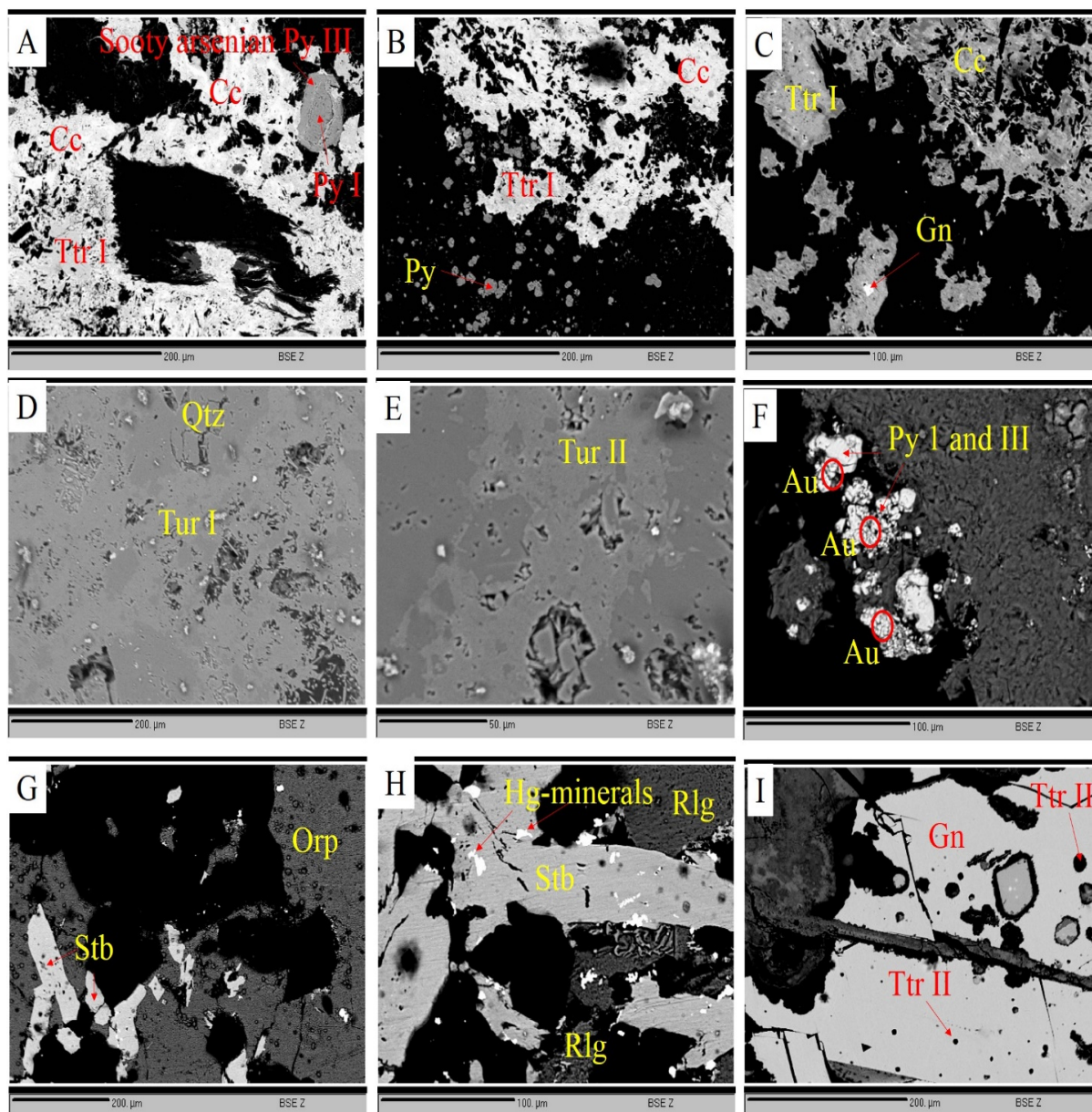
بررسی میان‌بارهای سیال بر روی کوارتز و کلسیت همراه با کانه‌زایی مرحله اول، دوم، سوم و پنجم در کانسار ساری‌گونی انجام شد. در مرحله چهارم سیال مناسب برای بررسی میان‌بارهای مناسب پیدا نشد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان داد که میان‌بارهای سیال به‌شکل‌های کروی، میله‌ای، بیضوی و بی‌شکل با ابعاد ۴ تا ۳۰ میکرون (میانگین ۱۵ میکرون) و بر اساس تقسیم‌بندی شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1986) از انواع دوفازی مایع+گاز غنی از مایع (L+V) و تک فاز مایع (L)

و گاز (V) در رگه‌های مرحله سوم و پنجم (شکل A-۸ و B) و سه‌فازی مایع+گاز+جامد هالیت (L+V+S) و تک فاز گاز (V) در رگه‌های مرحله اول و دوم هستند (شکل C-۸ و D). میان‌بارهای سیال دارای فاز جامد هالیت کوارتز مرحله اول (رگه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت)، دمای همگن‌شدن به فاز مایع (Thv-I) در بازه دمایی ۳۲۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد (شکل A-۹) با شوری ۳۵ تا ۴۵ درصد معادل وزنی نمک طعام است (شکل B-۹). در میان‌بارهای سیال دارای فاز جامد هالیت کوارتز مرحله دوم (رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین)، دمای همگن‌شدن هالیت هم قبل و هم بعد از همگن‌شدن نهایی به فاز مایع رخ داده است. در سیالانی که دمای همگن‌شدن هالیت (۱۹۱ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) قبل از همگن‌شدن نهایی (۲۰۳ تا ۳۹۸ درجه سانتی‌گراد) رخ داده، شوری میان‌بار برابر ۳۱/۴۳ تا ۴۲ درصد معادل وزنی نمک طعام است؛ درحالی‌که میان‌بارهای سیالی که دمای همگن‌شدن هالیت (۲۸۰ تا ۳۷۰ درجه سانتی‌گراد) بعد از همگن‌شدن نهایی (۲۶۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد) رخ داده، شوری میان‌بار برابر ۴۰ تا ۴۵/۰۱ درصد معادل وزنی نمک طعام است (Sterner et al., 1988) (شکل A-۹ و B). دمای ذوب آخرین بلور یخ یا T_{mice} در میان‌بارهای سیال دوفازی مرحله سوم کانه‌زایی برابر ۸- تا ۱- درجه سانتی‌گراد معادل با شوری ۱/۷۰ تا ۱۱/۷۴ درصد معادل وزنی نمک طعام است (Bodnar, 1993). دمای همگن‌شدن میان‌بارهای سیال دو فازی غنی از مایع در مرحله سوم کانه‌زایی برابر ۲۰۰ تا ۳۳۹ درجه سانتی‌گراد است. میان‌بارهای سیال دو فازی غنی از مایع در کوارتز و کلسیت مرحله پنجم کانی‌سازی به‌ترتیب دمای ۱۶۵ تا ۲۳۰ و ۱۷۰ تا ۱۷۵ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱ تا ۷/۲۰ و ۳ تا ۴ درصد معادل وزنی نمک طعام را نشان می‌دهند (Bodnar, 1993). چگالی میان‌بارهای سیال سه فازی بین ۰/۶۸۲ و ۱/۰۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب و برای سیالات دوفازی ۰/۶۸۲ و ۰/۹۶۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب است (Wilkinson, 2001).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌سازی در کانسار ساری‌گونی، A و B: کانی‌سازی سولفیدی مس در رگه‌های مرحله اول، C: تورمالین نسل اول و دوم در رگه‌های مرحله دوم همراه با پیریت نسل دوم، D: پیریت ریزبلور دوده‌ای آرسنیک‌دار نسل سوم در اطراف بلورهای خودشکل پیریت نسل اول، E و F: همراهی رالگار و اورپیمنت که در حاشیه به اسکورودیت تبدیل شده است، G و H: بلورهای تیغه‌ای استیبیت که در حاشیه به استیبکونیت تبدیل شده است و I: ادخال‌های تتراهدریت در گالن در رگه‌های مرحله پنجم. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Cc: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Bo: بورنیت، Ttr: تتراهدریت، Tur: تورمالین، Stb: استیبیت، Stbc: استیبکونیت، Qtz: کوآرتز، Rlg: رالگار، Orp: اورپیمنت، Sco: اسکورودیت، Gn: گالن، Py: پیریت، Mag: مگنتیت).

Fig. 4. Photomicrograph of ore mineralization in the Sari Gunay deposit, A and B: Cu sulfide mineralization in the stage I veins, C: tourmaline type I and II in the stage II veins associated with type II pyrite, D: euhedral type I pyrite overgrown by fine-grain sooty arsenian type III pyrite, E and F: association of realgar and orpiment that altered to scorodite in rims, G and H: tabular stibnite crystals that altered to stibconite in rims, and I: tetrahedrite inclusions in galena in the stage V veins. Mineral abbreviation from Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Cc: chalcocite, Cv: covellite, Bo: bornite, Ttr: tetrahedrite, Tur: tourmaline, Stb: stibnite, Stbc: stibconite, Qtz: quartz, Rlg: realgar, Orp: orpiment, Sco: scorodite, Gn: galena, Py: pyrite, Mag: magnetite).



شکل ۵. تصاویر الکترون برگشتی از کانی‌سازی در کانسار ساری‌گونی، A، B و C: کانی‌سازی سولفیدی مس همراه با تتراهدریت نسل اول در رگه‌های مرحله اول، D و E: تورمالین‌های نسل اول و دوم در رگه‌های کوارتز-تورمالین برشی مرحله دوم، F: پیریت دوده‌ای حاوی ادخال‌های بسیار ریز طلا، G و H: کانی‌سازی استیبنیت همراه با رالگار و اورپیمنت که دارای ادخال‌هایی از کانی‌های جیوه‌دار هستند و I: ادخال‌های تتراهدریت نسل دوم در گالن، رگه‌های مرحله پنجم. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cc: کالکوسیت، Ttr: تتراهدریت، Tur: تورمالین، Stb: استیبنیت، Qtz: کوارتز، Rlg: رالگار، Orp: اورپیمنت، Au: طلا، Gn: گالن، Py: پیریت، Hg: جیوه).

Fig. 5. BSE images of ore mineralization in the Sari Gunay deposit, A, B and C: Cu sulfide mineralization associated with type I tetrahedrite in the stage I veins, D and E: tourmaline type I and II in the breccia quartz-tourmaline stage II veins, F: very fine-grain Au-bearing sooty arsenian pyrite, G and H: stibnite mineralization associated with realgar and orpiment, showing inclusions of Hg-bearing minerals, I: type II tetrahedrite inclusions in galena at the stage V veins. Mineral abbreviation from Whitney and Evans (2010) (Cc: chalcocite, Ttr: tetrahedrite, Tur: tourmaline, Stb: stibnite, Qtz: quartz, Rlg: realgar, Orp: orpiment, Au: gold, Gn: galena, Py: pyrite, Hg: mercury).

جدول ۱. نتایج الکترون مایکروپروب کانه‌های فلزی در کانسار ساری‌گونی (n.d: مقادیر کمتر از حد تشخیص و n.a: مقادیر تجزیه‌نشده)

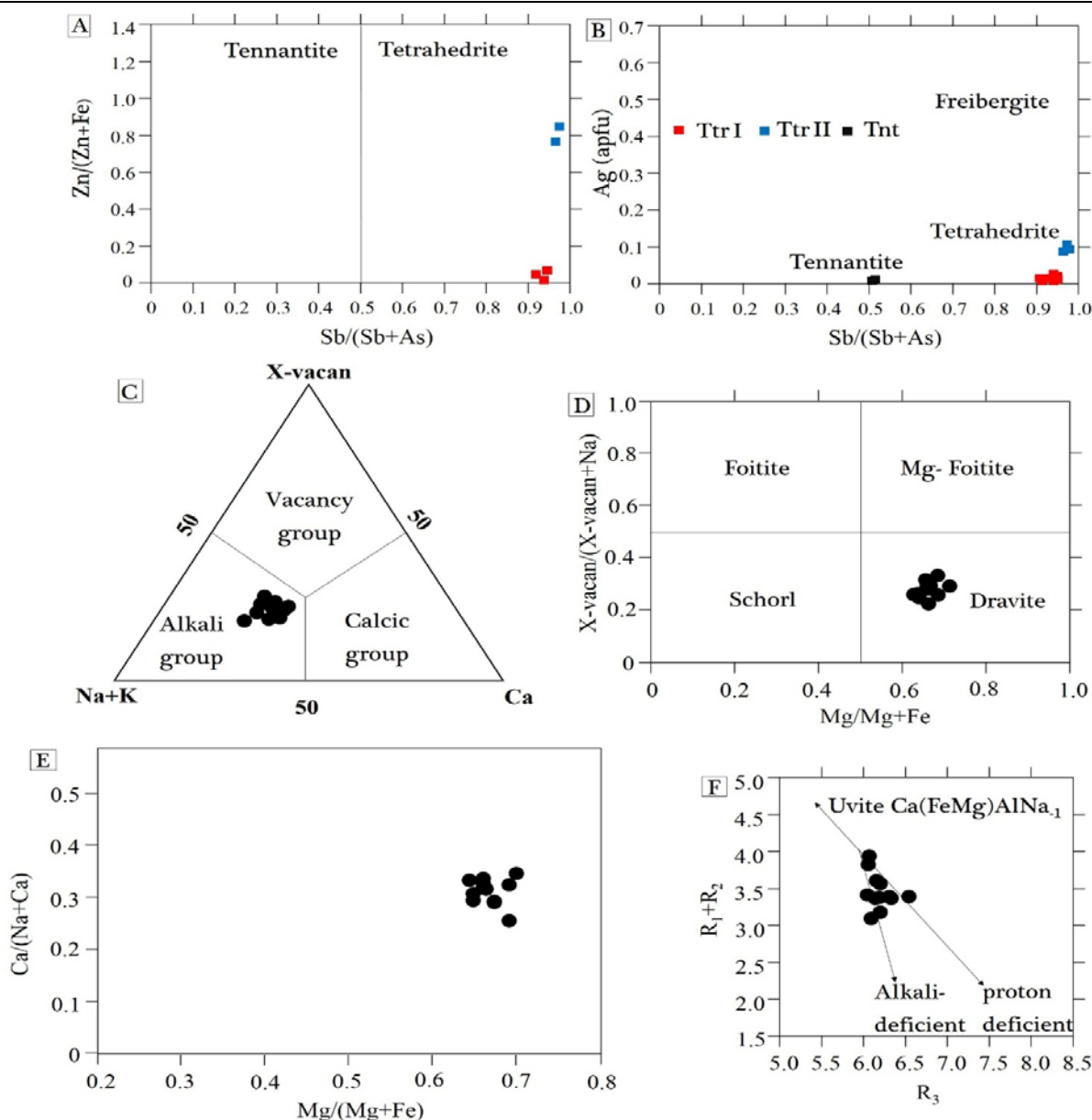
Table 1. Electron microprobe data of main mineral phases in the Sari Gunay. (n.d: below detection limit and n.a: not analyzed)

	Realgar (stage IV)				Orpiment (stage IV)				Stibnite (stage III)			
S	30.32	29.81	28.97	29.59	37.93	36.11	37.68	38.13	28.16	27.93	28.49	27.83
Fe	0.16	0.10	0.12	0.15	0.07	0.06	0.02	0.04	0.07	0.01	0.10	0.04
Cu	n.d	0.01	n.d	n.d	0.02	n.d	n.d	0.04	0.07	n.d	0.16	0.02
Zn	0.02	0.06	0.03	0.03	n.d	0.01	0.02	n.d	n.d	n.d	n.d	0.03
As	67.86	68.70	69.57	68.89	60.78	62.82	61.39	60.46	5.03	4.07	5.09	5.34
Se	0.20	0.26	0.14	0.19	0.12	0.13	0.05	0.11	0.06	0.07	0.05	0.06
Ag	0.01	0.01	n.d	0.02	n.d	n.d	0.01	n.d	n.d	n.d	0.08	0.03
Au	n.d	n.d	n.d	n.d	0.12	0.02	0.11	n.d	n.d	0.06	0.06	n.d
Pb	0.33	0.06	0.07	0.11	0.21	0.08	0.03	0.12	0.22	0.23	0.11	0.15
Sb	0.35	0.07	0.16	0.17	0.28	0.46	0.22	0.22	66.43	67.09	66.31	65.92
Te	n.d	0.03	0.04	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Bi	0.06	n.d	0.09	0.18	0.17	0.15	0.11	0.13	0.17	0.16	0.10	0.27
Hg	n.d	0.10	0.19	n.d	0.03	0.01	0.02	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	99.31	99.21	99.38	99.33	99.73	99.82	99.66	99.26	100.21	99.62	100.55	99.69
	Stibnite (stage III)				Tetrahedrite (stage I)							
S	27.87	28.06	27.94	27.84	28.80	18.31	26.53	27.69	27.39	26.69	27.36	22.96
Fe	0.07	0.04	0.09	0.10	0.11	0.55	0.26	0.23	0.25	0.13	0.11	0.58
Cu	n.d	0.05	0.03	0.09	n.d	54.79	46.97	46.67	46.65	46.62	45.29	46.78
Zn	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.01	n.d	n.d	0.04	n.d	n.d	n.d
As	4.77	5.79	6.68	5.24	5.41	0.76	1.04	1.31	1.29	1.27	1.23	1.69
Se	0.06	n.d	0.03	0.03	0.06	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ag	0.05	0.10	n.d	0.05	n.d	n.d	0.05	n.d	n.d	n.d	0.05	n.d
Au	n.d	n.d	n.d	n.d	0.07	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Pb	0.02	0.13	0.22	0.13	0.20	8.69	3.01	0.67	0.91	1.41	1.85	4.02
Sb	66.06	65.71	64.18	65.43	64.35	17.65	21.75	23.27	23.25	23.65	23.91	23.69
Te	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Bi	0.12	0.02	0.05	0.20	0.22	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Hg	n.d	n.d	n.d	0.10	0.15	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Total	99.02	99.90	99.22	99.21	99.37	100.76	99.61	99.84	99.78	99.77	99.80	99.72
	Gold (stage III)				Tennantite (stage I)		Chalcocite (stage I)				Chalcopyrite (stage I)	
S	24.84	9.01	6.78	2.75	26.71	26.15	24.21	25.12	23.36	24.22	33.55	33.62
Fe	0.13	7.12	4.18	1.00	3.54	2.84	0.19	0.10	0.18	0.43	32.61	32.65
Cu	50.55	n.d	n.d	n.d	42.82	42.15	62.91	70.59	66.37	73.71	32.75	32.72
Zn	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.05	n.d	n.d	0.01
As	1.30	0.06	0.04	0.04	12.50	13.84	0.62	0.13	0.89	0.05	0.57	0.10
Se	n.d	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.01
Ag	n.d	0.62	0.57	0.60	0.01	0.10	0.08	0.09	n.d	n.d	0.04	0.08
Au	n.d	61.34	62.30	84.10	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.03	0.00
Pb	1.92	n.d	n.d	n.d	0.70	0.76	3.91	0.65	4.59	0.52	n.d	n.d
Sb	21.45	0.03	0.01	0.02	13.41	14.10	7.61	2.35	4.06	0.27	0.01	0.01
Te	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Bi	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Hg	n.d	0.60	0.35	0.51	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	100.20	78.79	74.24	89.03	99.81	99.94	99.53	99.03	99.50	99.20	99.56	99.20

ادامه جدول ۱. نتایج الکترون مایکروپروب کانه‌های فلزی در کانسار ساری‌گونی (n.d: مقادیر کمتر از حد تشخیص و n.a: مقادیر تجزیه‌نشده)

Table 1 (Continued). Electron microprobe data of main mineral phases in the Sari Gunay. (n.d: below detection limit and n.a: not analyzed)

	Tetrahedrite (stage V)			Galena (stage V)			Pyrite and arsenian pyrite (stage III and IV)				
S	27.50	27.25	27.35	10.55	10.85	11.10	52.63	53.08	47.54	55.28	56.15
Fe	n.d	0.02	0.04	0.01	n.d	n.d	46.77	46.52	42.15	43.24	43.70
Cu	39.62	39.24	38.41	0.01	n.d	0.04	n.d	n.d	n.d	0.23	0.28
Zn	0.10	0.10	0.15	0.05	0.04	0.06	n.d	n.d	n.d	0.18	0.07
As	0.40	0.10	0.21	0.05	0.10	0.08	0.13	0.14	9.65	0.08	0.14
Se	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ag	5.30	6.10	5.74	0.01	0.05	0.08	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Au	n.d	0.01	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.60	n.d	n.d
Pb	n.d	0.01	0.02	88.40	88.54	88.26	0.31	0.26	0.32	0.17	0.17
Sb	26.60	26.21	27.10	0.03	0.02	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.17	n.d	0.36	0.13
Te	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.05	n.d	n.d	n.d
Bi	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.16	0.25	0.29	0.11	0.10
Hg	n.d	0.01	0.02	0.05	0.01	0.04	0.05	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	99.05	99.05	99.53	99.16	99.61	99.67	100.05	100.47	100.55	99.65	100.74
Pyrite and arsenian pyrite (stage III and IV)											
S	52.40	52.67	53.16	52.14	51.90	52.06	52.73	52.18	52.81	52.32	52.91
Fe	44.16	42.53	42.79	42.84	42.64	43.70	45.44	44.55	44.78	45.13	44.60
Cu	0.32	0.24	1.07	0.26	0.78	0.20	n.d	0.27	n.d	n.d	1.97
Zn	0.14	0.13	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.07	n.d	0.21
As	2.10	3.05	2.21	4.04	2.89	3.12	2.07	3.22	0.23	2.00	n.d
Se	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.11	0.01	0.05	n.d	0.01	n.d
Ag	n.d	0.06	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Au	n.d	n.d	n.d	n.d	0.40	n.d	n.d	n.d	0.40	n.d	n.d
Pb	0.13	0.27	0.41	0.43	0.02	0.26	0.24	0.16	0.16	0.24	0.21
Sb	n.d	n.d	0.14	n.d	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	0.66	0.59	0.42	0.27	0.90	n.d	n.d	n.d	0.62	0.62	0.11
Te	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.01	0.01	n.d	n.d
Bi	0.08	n.d	0.12	0.10	0.09	0.20	0.14	0.19	0.30	0.17	0.17
Hg	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.01	n.d	n.d
Total	99.99	99.54	100.32	100.08	99.63	99.65	100.63	100.63	99.39	100.49	100.18
Pyrite and arsenian pyrite (stage III and IV)											
S	52.50	52.78	52.21	51.64	51.11	51.37	51.22	51.72	51.00	47.14	51.97
Fe	45.58	44.81	45.38	44.56	45.97	44.18	45.77	45.24	45.62	45.65	45.75
Cu	n.d	0.07	0.23	0.18	0.10	0.06	0.03	0.12	0.09	0.08	0.11
Zn	n.d	n.d	0.07	0.02	0.09	0.15	n.d	n.d	n.d	0.03	n.d
As	0.05	3.09	0.03	2.27	0.98	2.83	1.80	1.86	1.85	5.24	2.02
Se	n.d	n.d	n.d	0.02	n.d	0.03	0.02	n.d	0.01	n.d	n.d
Ag	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Au	n.d	n.d	0.30	0.42	0.34	0.48	n.d	n.d	n.d	1.00	n.d
Pb	0.18	0.04	0.34	0.18	0.20	0.20	0.24	0.11	0.27	0.10	0.14
Sb	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	n.d	n.d	0.30	n.d	0.42	n.d	0.29	0.06	0.58	0.25	n.d
Te	0.01	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.03	n.d	n.d
Bi	0.34	0.18	0.16	0.15	0.21	0.24	0.28	0.24	0.20	0.24	0.01
Hg	n.d	n.d	0.05	0.08	0.01	0.01	n.d	n.d	0.02	n.d	n.d
Total	98.66	100.97	99.07	99.52	99.43	99.55	99.65	99.35	99.67	99.73	100.00



شکل ۶. A و B: تتراهدریت و تانتیت کانی‌های گروه فهلور در کانسار ساری‌گونی هستند، C: نمودار طبقه‌بندی بر اساس محتوی X-vacancy، Ca و Na+K تورمالین که نشان می‌دهد نمونه‌ها در گروه قلبایی واقع می‌شوند، D: ترکیب تورمالین در نمودار $X\text{-vacancy}/(X\text{-vacancy}+Na)$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ که نشان می‌دهد نمونه‌های تورمالین از نوع دراویت هستند، E: ترکیب تورمالین در نمودار $Ca/(Ca+Na)$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ و نمودار تغییرات ترکیب تورمالین در ارتباط با سازوکارهای جانشینی معمول در تورمالین را نشان می‌دهد. علائم اختصاری بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ttr: تتراهدریت، Tnt: تانتیت)

Fig. 6. A and B: Tetrahedrite and tenantite are fahlore group minerals in the Sari Gunay ore deposit, C: tourmaline classification diagram based on X-site vacancy, Ca and Na+K contents, showing that samples are plot in the alkali group tourmalines field, D: compositions of tourmalines plotted on X-vacancy / X-vacancy+Na vs. Mg/(Mg+Fe), showing that tourmaline samples are dravite type, E: compositions of tourmaline on the Ca/(Na+Ca) vs. Mg/(Mg+Fe), and F: compositional variations in tourmalines are shown in relation to common substitution mechanisms in tourmalines. Mineral abbreviation from Whitney and Evans (2010) (Ttr: tetrahedrite, Tnt: Tennantite).

۱۵۱ جدول ۲. نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب تورمالین نوع اول در رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین

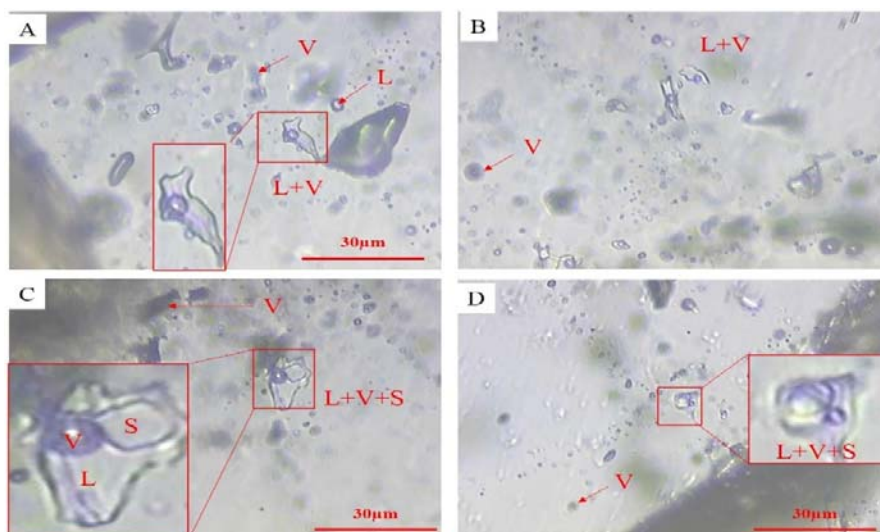
Table 2 (Countinued). Electron microprobe data of type I tourmaline in the breccia quartz-tourmaline vein

Tourmaline Type II					
SiO₂	37.22	36.95	38.56	36.81	37.98
TiO₂	0.49	0.40	0.59	0.32	0.61
Al₂O₃	33.48	33.74	31.62	31.52	33.95
Cr₂O₃	0.02	0.12	0.02	0.02	0.12
FeO	6.44	6.35	6.25	6.78	6.59
MnO	0.12	0.11	0.06	0.11	0.08
MgO	7.13	7.03	7.03	8.86	7.22
CaO	1.56	1.78	1.68	1.81	1.63
Na₂O	1.69	1.63	1.81	1.51	1.50
K₂O	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02
F	0.61	0.52	0.34	0.37	0.40
H₂O	2.45	1.65	1.45	1.35	1.42
B₂O₃	10.15	10.00	10.70	10.60	9.46
Li₂O	0.56	0.40	0.35	0.38	0.41
O=F	0.26	0.22	0.14	0.16	0.17
Total	101.70	100.48	100.34	100.29	101.22
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)					
Si⁴⁺	6.061	6.135	6.391	6.151	6.287
Al³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T-site sum	6.061	6.135	6.391	6.151	6.287
B³⁺	2.853	2.866	3.061	3.057	2.703
Al³⁺	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Z-site sum	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al³⁺	0.425	0.603	0.177	0.207	0.623
Ti⁴⁺	0.060	0.050	0.074	0.040	0.076
Cr³⁺	0.003	0.016	0.003	0.003	0.016
Mg²⁺	1.731	1.740	1.737	2.207	1.782
Mn²⁺	0.017	0.015	0.008	0.016	0.011
Fe²⁺	0.877	0.882	0.866	0.947	0.912
Li⁺	0.367	0.267	0.233	0.255	0.273
Y-site sum	3.479	3.573	3.098	3.675	3.693
Ca²⁺	0.272	0.317	0.298	0.324	0.289
Na⁺	0.534	0.525	0.582	0.489	0.481
K⁺	0.008	0.004	0.004	0.002	0.004
X-site sum	0.814	0.846	0.884	0.815	0.774
OH⁻	2.661	1.828	1.603	1.505	1.568
F⁻	0.314	0.273	0.178	0.196	0.209
Mineral Name	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

Stage	Stage I	Stage II	Stage III	Stage IV	Stage V	Supergene Alteration
Mineral						
Arsenian pyrite	Py I	Py II	Py III	Py IV		
And pyrite						
Chalcopyrite						
Tetrahedrite	Ttr I				Ttr II	
Tenantite						
Bornite						
Magnetite						
Tourmaline		Tur I and II				
Stibnite						
Realgar						
Orpiment						
Galena						
Sphalerite						
Hg-Te minerals						
Gold						
Quartz						
Calcite						
Covellite						
Calcocite						
Cerussite						
Scorodite						
Stibconite						
Alteration:						
Potassic						
Silicification						
Sericitization						
Tourmalinization						
Propylitization						

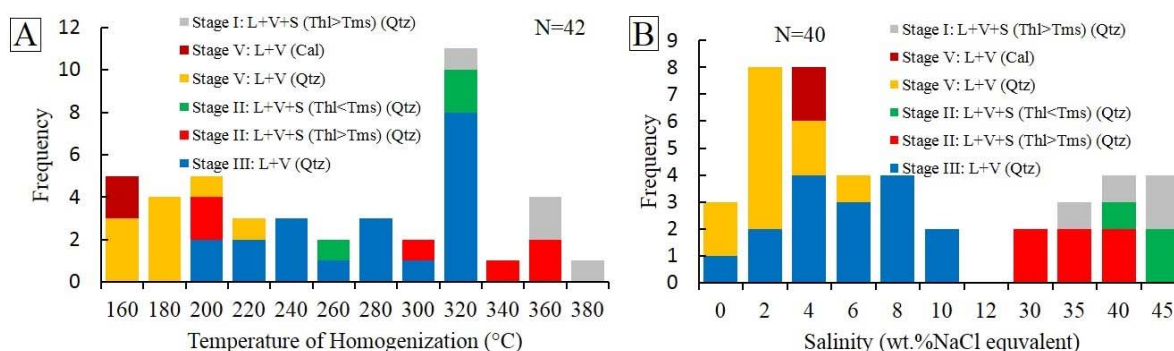
شکل ۷. توالی پاراژنتیکی در کانسار ساری گونی

Fig. 7. Paragenetic sequence in the Sari Gunay ore deposit



شکل ۸. A: تصاویر میکروسکوپی از میان‌بارهای سیال کانسار ساری گونی، میان‌بارهای دوفازی و تک‌فازی مایع و گاز در رگه‌های کوارتز-پیریت-استیینیت مرحله سوم، B: میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع در کوارتز همراه با رگه‌های مرحله پنجم، C: تصویر میان‌بار سیال سه‌فازی دارای فاز جامد هالیت و میان‌بارهای تک‌فازی گاز در رگه‌های کوارتز-تورمالین برشی مرحله دوم و D: سیالات سه‌فازی دارای فاز جامد هالیت و میان‌بارهای تک‌فازی گاز در رگه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت مرحله اول

Fig. 8. Photomicrograph of fluid inclusion in the Sari Gunay deposit, A: fluid inclusion image showing monophasic V and L and two phase L+V inclusions in the Qtz-Py-Stb vein in the stage II, B: liquid rich two phase fluid inclusion in the quartz associated with stage V veins, C: fluid inclusion image including three phase L+V+S and monophasic V inclusions in the brecciated stage II Qtz-Tur veins, and D: three phase L+V+S and monophasic V inclusions in the stage I Qtz-sulfide-magnetite veins



شکل ۹. A: هیستوگرام دمای تغییرات همگن شدن میان‌بار و B: هیستوگرام تغییرات شوری بر حسب درصد وزنی معادل نمک در کانسار ساری گونی
Fig. 9. A: homogenization temperatures (Th) histogram, and B: salinity histogram (wt.% NaCl equivalent) in the Sari Gunay deposit

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی در کانسار ساری گونی در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی با سن ۱۱ میلیون منطبق بر دگرسانی سریسیتی مرتبط با کانی‌زایی (۱۰/۳ تا ۱۰/۸ میلیون سال) رخ داده است (Richards et al., 2006). کانی‌سازی در دو محدوده ساری گونی و آق‌داغ مشاهده شده که در هر دو محدوده دیاترم‌های برشی وجود دارد که اغلب از واحدهای داسیت و توف داسیتی تشکیل شده است. کانی‌سازی مرحله اول به صورت رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفید-مگنتیت در ۴۰۰ تا ۴۵۰ متر زیر سطح توپوگرافیکی فعلی تشکیل شده و عیار مس در آنها بین ۰/۲ تا ۰/۳ درصد و عیار طلا برابر ۰/۳ تا ۰/۵ گرم در تن گزارش شده است (Richards et al., 2006). دمای تشکیل این رگچه‌ها بین ۳۲۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۳۵ تا ۴۵ درصد وزنی معادل نمک طعام است.

با توجه به وجود سیالات تک‌فاز گازی و سیالات سه‌فازی با شوری بالا، فشار پایین را برای تشکیل این رگه‌ها در نظر گرفته است (Richards et al., 2006). بررسی‌های الکترون میکروپروب در این رگه‌ها، کانی‌سازی تتراهدريت و به مقدار کمتر تنانتیت را همراه با کانی‌های سولفیدی کالکوپریت و بورنیت نشان داده است. با توجه بافت انتشاری و کانی‌سازی تتراهدريت و مگنتیت همراه با سولفیدهای مس، دگرسانی

پتاسیک و شوری و دمای بالای سیال کانی‌سازی شده، به نظر می‌رسد که محیط تشکیل مرحله اول در عمق در ارتباط با کانسارهای پورفیری در نظر گرفته شود. در مرکز دیاترم‌های برشی، برش‌های کوارتز-تورمالین با یک دگرسانی گسترده سریسیتی تشکیل شده که رگه‌های برشی، رگه‌های مرحله اول را قطع کرده و بر روی آن تشکیل شده است. دیاترم برشی در عمق کم تشکیل شده است؛ زیرا توف سنگی داسیتی با داسیت همراه هستند. بررسی‌های میان‌بارهای سیال در رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین دمای ۲۰۳ تا ۳۹۸ درجه سانتی‌گراد با شوری ۳۱/۴۳ تا ۴۵/۰۱ درصد وزنی معادل نمک طعام را نشان می‌دهد که تقریباً منطبق با نتایج ارائه شده توسط ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2006) تا ۲۴۶ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد با شوری ۳۴/۴ تا ۴۶/۱ درصد وزنی معادل نمک طعام است. تورمالین‌های موجود در برش‌های کوارتز-تورمالینی از نوع دراویت هستند که نشان‌دهنده بالا بودن مقدار منیزیم در مقایسه با آهن و منشأ گرمابی آن است (Burt, 1989)؛ زیرا دراویت کانی معمول تورمالین در کانسارهای رگه‌ای گرمابی است. مقادیر FeO^* ($FeO/FeO+MgO$) برای تورمالین‌های مورد بررسی، کمتر از ۰/۶ بوده که خاستگاه گرمابی آن را نشان می‌دهد. با توجه به وجود قطعات سنگ میزبان داسیتی و توف سنگی داسیتی، می‌توان گفت که این برش‌ها انتقال عمودی کم داشته‌اند و در

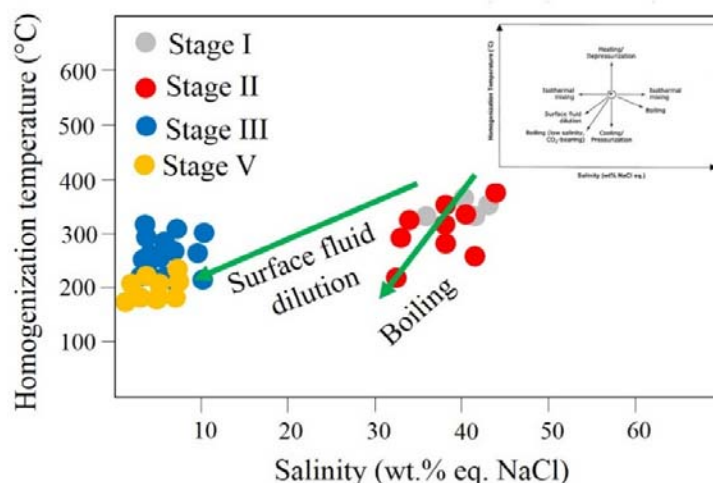
در این رگه‌ها شده است. این جانیشینی و تغییرات سریع در شیمی سیال در دماهای کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (Dickson et al., 1975; Nakai et al., 1986). جانیشینی‌های آرسنیک و آنتیموان در گروه محلول جامد استیبنیت-اورپیمنت رایج بوده و با تغییرات شیمی سیال می‌تواند کانی‌های حدواسط این گروه جامد تشکیل شود (Bonazzi et al., 2005). میان‌بارهای سیال دوفازی در رگه‌های کوارتز-پیریت-استیبنیت-رالگار-اورپیمنت، دمای ۲۰۰ تا ۳۳۹ درجه سانتی‌گراد با شوری ۱/۷۰ تا ۱۱/۷۴ درصد وزنی معادل نمک طعام را نشان می‌دهند. وجود سیالات دوفازی همراه با فراوانی بالای سیالات تک‌فازی گازی نشان‌دهنده شرایط فشار پایین و جوشش در سیالات این مرحله بوده و کاهش دما هم‌زمان با تغییرات شیمی سیال باعث شده که طلا ناپایدار و ته‌نشین شود. در اثر کاهش سریع دما و فشار پیریت‌های غیر استوکیومتری غنی از آرسنیک با سرعت ته‌نشین شده‌اند و جانیشینی آرسنیک با شعاع یونی بزرگ‌تر از آهن، فضای مناسب برای قرارگیری طلا در ساختمان پیریت آرسنیک را امکان‌پذیر ساخته است (Garnier et al., 2007). گرچه اورپیمنت/رالگار در مناطق طلادار دیده می‌شود؛ اما بود یا نبود آن الزاماً شاخصی از بود یا نبود طلا نیست. در سیستم آق‌داغ، مقدار زیادی رالگار و اورپیمنت دیده می‌شود؛ اما کانی‌سازی طلا دیده نمی‌شود. در ساری‌گونی، مقدار استیبنیت بالاتر بوده و با ناپایداری آنتیموان، طلا نیز ناپایدار شده و در ادامه با افزایش مقدار آرسنیک در سیال کانه‌زا، رالگار و اورپیمنت در مراحل پایانی این رگه‌ها تشکیل شده است. در مناطقی که مقدار آنتیموان بیشتر است، کانی‌سازی طلا بالاتر بوده و همچنین در پیریت‌های طلادار نیز مقدار آنتیموان بالا گزارش شده که نشان از همبستگی معنادار طلا و آنتیموان است که در کانسارهای مشابه نیز گزارش شده است (Maddox et al., 1998). این سیستم رگه‌ای در سرتاسر منطقه متغیر بوده است؛ به‌طوری‌که در رگه‌هایی تنها پیریت و کوارتز وجود دارد و در برخی دیگر استیبنیت و رالگار و اورپیمنت نیز آنها را همراهی می‌کند. فاز پایانی کانی‌سازی، رگه‌های گالن-

اثر کاهش ناگهانی فشار در عمق کم انفجار درجا رخ داده و باعث خردشدن سنگ میزبان و ایجاد قطعات برشی زاویه‌دار سنگ میزبان در یک سیمان تورمالینی همراه با پیریت و کوارتز شده است. عیار طلا و مس در این رگه‌ها کم بوده و تنها در مناطقی که با رگه‌های بعدی هم‌پوشانی دارند، افزایش عیار نشان می‌دهند.

مرحله اصلی کانی‌سازی طلا هم‌زمان با تشکیل رگه‌های کوارتز-پیریت همراه با استیبنیت-رالگار و اورپیمنت همراه با دگرسانی سیلیسی شدن است. وجود این کانی‌ها نشان داد که در این مرحله، مقدار آرسنیک و آنتیموان افزایش داشته که شرایط فیزیکوشیمیایی انحلال و ناپایداری آنها شبیه به طلاست. هم‌زمان با تشکیل آرسنین پیریت، طلا نیز به‌صورت محلول جامد و ادخال‌های بسیار ریز در ساختار آرسنین پیریت (پیریت دوده‌ای) تشکیل شده است. در کانسارهای زیادی، طلا در فازهایی از پیریت مشاهده شده که مقدار آرسنیک در آن بالاتر بوده و یا آرسنوپیریت تشکیل شده است (Cabri et al., 1989; Cathelineau et al., 1989; Wu et al., 1990; Fleet and Mumin, 1997; Garnier et al., 2007; Cepedal et al., 2008). نتایج سه نقطه تجزیه شیمیایی با الکترون مایکروپروب نشان‌دهنده مقدار بالای طلا در ساختمان پیریت‌هایی است که بیشترین مقدار As/S را در ترکیب خود داشته‌اند. هرچه مقدار As/S در پیریت و آرسنین پیریت بیشتر باشد، احتمال ناپایداری طلا در ساختمان آن بیشتر است (Fleet et al., 1993). طلای ریز نامرئی به‌صورت محلول جامد در ساختمان پیریت تشکیل شده و به‌سختی قابل شناسایی است و تنها سه ادخال بسیار ریز طلا در پیریت شناسایی شد (برای مثال به ویکنتیف (Vikentyev, 2015) مراجعه شود). ترکیب شیمیایی کانی‌ها در این رگه‌ها نشان داد که مقدار آنتیموان در کانی‌های رالگار و اورپیمنت و مقدار آرسنیک در استیبنیت بیشتر از ترکیب معمول این کانی‌هاست که بیانگر رخداد انحلال جامد ناپیوسته در سیستم است. تغییرات شیمی سیال، در دسترس بودن آرسنیک و آنتیموان در محلول و تغییرات P-T سیال باعث جانیشینی آرسنیک و آنتیموان در کانی‌های رالگار-اورپیمنت-استیبنیت

۱۰) که سیال مسئول کانی‌سازی در کانسار ساری گونی طی توالی پاراژنتیکی دچار کاهش دما و شوری شده است. میان‌بارهای سه‌فازی با شوری و دمای بالاتر مرحله اول در ارتباط با کانی‌سازی پورفیری است.

اسفالریت حاوی نقره بوده که در حاشیه سیستم همراه با دگرسانی سیلیسی شدن تشکیل شده است. دمای تشکیل این رگه‌ها بین ۱۶۵ تا ۲۳۰ درجه سانتی‌گراد با شوری ۱ تا ۷/۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام است. نمودار شوری در برابر دمای همگن‌شدن (Wilkinson, 2001) نشان می‌دهد (شکل



شکل ۱۰. نمودار دمای همگن‌شدن در برابر شوری در میان‌بارهای سیال کانسار ساری گونی

Fig. 10. Plot of fluid inclusion homogenization temperature vs. salinity from the Sari Gunay ore deposit

سیال جوی، جانشینی‌های عنصری و ته‌نشینی طلا رخ داده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سیستم کانی‌سازی در ناحیه ساری گونی و آق‌داغ (داشکسن سابق) متشکل از رگه‌ها و برش‌های مختلف با ترکیب کانی‌شناسی متفاوت بوده که احتمالاً بیانگر رخداد کانی‌سازی چند مرحله‌ای پورفیری-اپی‌ترمال است.

میان‌بارهای سیال رگه‌های برشی کوارتز-تورمالین که دارای شوری بالا بوده و همراه با دگرسانی سریسیتی شدن شدیدی است، بیانگر شرایط جوشش در این مرحله از کانی‌سازی است که نمودار شوری در برابر دمای همگن‌شدن نیز آن را تأیید می‌کند (شکل ۱۰). کاهش دما و شوری در مرحله سوم و پنجم چشم‌گیرتر شده و با کاهش دما به دلیل رقیق‌شدگی و اختلاط با

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran. Tehran, 586 pp. (in Persian)
Asadi, H.H., Voncken, J.H.L., Kühnel, R.A. and Hale M., 2000. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold

- deposit, northwest Iran. Mineralium Deposita, 35(7): 656–671.
Bagherpour, H., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., Nabatian, G. and Mehdikhani, B., 2020. Intermediate-sulfidation Style of Epithermal Base Metal (Ag) Mineralization at the Qoyjeh

- Yeylaq Deposit, SW Zanjan – IRAN. *Journal of Economic Geology*, 11(4): 545–564. (in Persian with English abstract)
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683–684.
- Bonazzi, P., Lampronti, G.I., Bindi, L. and Zanardi, S., 2005. Wakabayashilite, [(As, Sb)6S9] [(As4S5): Crystal structure, pseudosymmetry, twinning and revised chemical formula. *American Mineralogist*, 90(7): 1108–1114.
- Boomeri, M., Biabangard, H. and Zeinadini, Z., 2019. Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e-Babak, Kerman. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 57–80. (in Persian with English abstract)
- Burt, D.M., 1989. Vector representation of tourmaline compositions. *American mineralogist*, 74(7–8): 826–839.
- Cabri, L.J., Chrysosoulis, S.L., De Villiers, J.P.R., Gilles La-amme, J.H. and Buseck, P.R., 1989. The nature of invisible gold in arsenopyrite. *The Canadian Mineralogist*, 27(3): 353–362.
- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Holliger, P., Marion, P. and Denis, M., 1989. Gold in arsenopyrites: crystal chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition. In: R.R. Keays, W.R.H. Ramsay and D.I. Groves (Editors), *The Geology of Gold Deposits*. Economic geology monograph series, Economic Geology Publishing Co., USA, pp. 328–341.
- Cepedal, A., Fuente, M.F. and Martin-Izard, A., 2008. Gold-bearing As-rich pyrite and arsenopyrite from the El Valle gold deposit, Asturias, Northwestern Spain. *The Canadian Mineralogist*, 46(1): 233–247.
- Dickson, F.W., Radtke, A.S., Wiessberg, B.G. and Heropoulos, C., 1957. Solid solution of antimony, arsenic, and gold in stibnite (Sb₂S₃), orpiment (As₂S₃) and realgar (As₂S₂). *Economic Geology*, 70(3): 591–594.
- Feleghari, H., 2014. Studies of alteration related to gold epithermal Sari Gunay ore deposit in the Kurdistan province using by Aster satellite, mineralogy and geochemistry evidences. M.Sc. thesis, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran, 123 pp.
- Fleet, M.E., Chrysosoulis, S.L., MacLean, P.J., Davidson, R. and Weisener, C.G., 1993. Arsenian pyrite from gold deposits; Au and As distribution investigated by SIMS and EMP and color staining and surface oxidation by XPS and LIMS. *The Canadian Mineralogist*, 31(1): 1–17.
- Fleet, M.E. and Mumin, A.H., 1997. Gold-bearing arsenian pyrite andmarcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. *American Mineralogist*, 82(1–2): 182–193.
- Garnier, V., Malo, M., Dubé, B., Chagnon, A. and Beaudoin, G., 2007. Carlin-type gold mineralization at Saint-André-de-Restigouche, Gaspé Peninsula (Québec). *Canadian Appalachians. Mineralium Deposita*, 42(6): 639–662.
- Geranian, H., Tabatabaei, S.H., Asadi Harooni, H. and Mohamadi, A., 2015. Application of discrimination analysis and support vector machine methods for modelling in the epithermal gold deposits in Dashkasan area. *Iranian Journal of Mining Engineering*, 10(28): 53–65. (in Persian with English abstract)
- Hawthorne, F.C. and Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11(2): 201–215.
- Jankovic, S., 1997. The Carpatho-Balkanides and adjacent area: a sector of the Tethyan Eurasian metallogenic belt. *Mineralium Deposita*, 32(5): 426–433.
- Jankovic, S. and Petrascheck, W.E., 1987. Tectonics and metallogeny of the Alpine-Himalayan belt in the Mediterranean area and western Asia. *Episodes*, 10(3): 169–175.
- Maanijou, M., Puyandeh, N., Sepahi, A.A. and Dadfar, S., 2015. Mapping of hydrothermal alteration of Dashkasan (Sari Gunay) epithermal gold mine using Aster sensor images and XRD analysis. *Geosciences*, 24 (95): 95–104. (in Persian with English abstract)
- Maddox, L.M., Bancroft, G.M., Scaini, M.J. and Lorimer, J.W., 1998. Invisible gold: comparison of Au deposition on pyrite and arsenopyrite. *American Mineralogist*, 83(11–12): 1240–1245.
- Manning, D.A.C., 1982. Chemical and morphological variation in tourmalines from the

- Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45(337): 139–147.
- Mehrabi, B., Alimohammadi, H., Farhadian Babadi, M. and Ghahramaninejad, F., 2016. Biogeochemical exploration in Sari Gunay gold deposit, Northwestern Iran. *Geopersia*, 6(2): 223–232.
- Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cann, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34(7): 673–696.
- Moradi, M., 2018. Mineralogy and gold geochemical distribution in the sulfide and oxide ores of the Dashkasan ore deposit (E Qorveh). M.Sc. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 148 pp.
- Nakai, I., Yokoi H. and Nagashima K., 1986. Crystal chemistry of the system As-Sb-S (I): Synthesis of wakabayashilite and synthetic study on the solid solution in the As₂S₃-Sb₂S₃ system. *Mineralogical Journal*, 13(4): 212–222.
- Niroumand, SH., Rastad, E., Rashidnezhad Omran N. and Ghaderi, M., 2013. Geology and mineralization of the Dashkasan (Sari Gunay) epithermal gold deposit, Sanandaj-Sirjan zone, east of Qorveh, Kordestan province. *Geosciences*, 3(88): 30–41. (in Persian with English abstract)
- Rastad, E., Niroumand SH. and Rashidnezhad Omran N., 2000. Genesis of SB-AS-AU deposit in volcano-plautonic complex of Dash-Kasan (east Qorveh, Kordestan province). *Geosciences*, 9(37–38): 2–23. (in Persian with English abstract)
- Reynolds, M., 2001. Mineralogical characterization of arsenical gold ores from the Dashkasan deposit. Iran, RioTinto Technical Services, United Kingdom, Report BR3029, 43 pp.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal deposit. *Economic Geology*, 101(8): 1455–1496.
- Sack, R.O., Kuehner S.M. and Hardy, L.S., 2002. Retrograde Ag-enrichment in fahlores from the Coeur d'Alene mining district, Idaho, USA. *Mineralogical Magazine*, 66(1): 215–229.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H., 1985. A Practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Sons, Glasgow, 239 pp.
- Slack, J.F., Palmer, M.R., Stevens, B.P.J. and Barnes, R.G., 1993. Origin significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia. *Economic Geology*, 88(3): 505–541.
- Sterner, S.M., Hall, D.L. and Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(5): 989–1005.
- Tindle, A.G., Breaks, F.W. and Selway, J.B., 2002. Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 40(3): 753–788.
- Trumbull, R.B. and Chaussidon, M., 1999. Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology*, 153(1–4): 125–137.
- Vikentyev, I.V., 2015. Invisible and microscopic gold in pyrite: Methods and new data for massive sulfide ores of the Urals. *Geology of Ore Deposits*, 57(4): 237–265.
- Wilkinson, D.L., 2004. Sari Gunay (Formerly Dashkasan) gold project Kordestan Province, Iran. Zar Kuh Mining Company, Tehran, Annual Report 1, 52 pp.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1): 229–272.
- Wu, X., Delbove, F. and Touray, J.C., 1990. Conditions of formation of gold-bearing arsenopyrite: a comparison of synthetic crystals with samples from Le ChaÅtelet gold deposit Creuse, France. *Mineralium Deposita*, 25(4): S8–S12.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Tashi, M., Fereydouni, Z. and Saed, M., 2019. Comparison of geochemistry and porphyry copper mineralization efficiency in granitoids of the Sanandaj-Sirjan and Urumieh-Dokhtar zones; using rare earth elements geochemistry. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 1–23. (in Persian with English abstract)



مقاله پژوهشی

میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در کانسار آهن سراب ۳ (مجموعه معدنی آهن شهرک - شمال بیجار)

محمد معانی‌جو* و مهرداد فردوسی راشد

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، کد پستی ۳۳۳۹۱-۶۵۱۷۴، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۲۰، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۱۱

چکیده

مجموعه معدنی آهن شهرک در مرز پهنه ایران مرکزی و سنج-سیرجان قرار دارد. این مجموعه معادن شامل ۹ کانسار سنگ آهن است که کانسار سراب ۳، یکی از آنهاست. در منطقه شهرک، سنگ‌های آتشفشانی شامل داسیت، آندزیت، رiolیت و آندزیت‌بازالت با سن ائوسن و واحدهای آهنی-دولومیتی سازند قم دیده می‌شود. سنگ‌های آذرین درونی منطقه مورد بررسی شامل گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت است. فاز کانی‌سازی آهن در تماس با سنگ‌های دولومیت و آهنک منطقه، به‌صورت اسکارنی رخ داده است. کانسنگ اصلی تشکیل‌دهنده معدن آهن سراب ۳ مگنتیت است که در بخش‌های سطحی تبدیل به هماتیت، لیمونیت و گوتیت شده است و در بخش‌های عمیق‌تر، کانی‌های پیریت، پروتیت و کالکوپیریت نیز دیده می‌شود. شکل ذخیره توده‌ای و عدسی‌مانند است. بررسی میان‌بارهای سیال بر روی رگه-رگچه‌های کلسیتی که به‌عنوان باطله در کانسنگ مگنتیتی سراب ۳ وجود دارند، مشخص کرد که دما، شوری و چگالی به‌ترتیب ۱۱۵-۳۲۴ درجه سانتی‌گراد، ۳۵-۴۰ درصد وزنی نمک طعام و ۱/۲-۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. بر اساس بررسی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد انجام‌شده بر روی پیریت‌های مرحله پس‌رونده، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در دامنه ۳ تا ۳/۶ در هزار قرار دارد و منشأ گوگرد در کانسار آهن سراب ۳ ماگمایی است.

واژه‌های کلیدی: میان‌بارهای سیال، ایزوتوپ پایدار گوگرد، کانسار آهن سراب ۳، معادن شهرک، بیجار، سنج-سیرجان

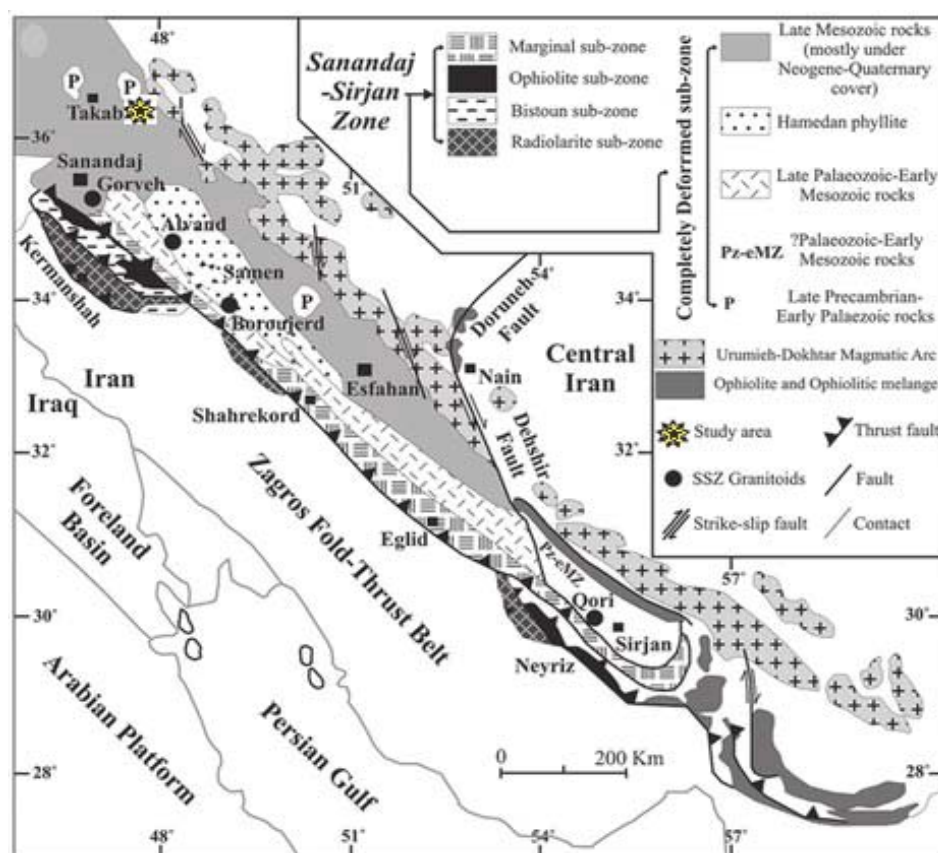
مقدمه

شامل می‌شوند. مجموعه معادن آهن شهرک با بیش از ۱۰۰ میلیون تن کانسنگ مگنتیتی با عیار میانگین بالای ۵۰ درصد، در ۵۰ کیلومتری شمال شهر بیجار (شمال‌شرق استان کردستان) از جمله این ذخایر است. این مجموعه معدنی از جنوب به سمت شمال شامل توده‌های آهن سراب ۳، سراب ۲، سراب ۱،

ماگماتیسیم مربوط به سنوزوئیک در ایران مرکزی موجب تشکیل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به‌خصوص اسکارن‌های مختلف شده است (Karimzadeh Somarain and Moayyed, 2002; Calagari and Hosseinzadeh, 2006). این اسکارن‌ها از نظر اقتصادی، ذخایر ارزشمندی را

۲۰۱۳) در قالب پژوهش‌های دانشگاهی در مجموعه معدنی آهن شهرک مطالعه داشته‌اند؛ اما تاکنون برای درک بهتر منشأ سیالات کانی‌ساز، بررسی میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در کانسار آهن سراب ۳ انجام نشده که در این پژوهش به آن پرداخته شده است. با انجام این بررسی‌ها می‌توان مراحل مختلف کانی‌سازی در کانسار سراب ۳ را بررسی کرد و تغییرات محلول‌های کانه‌ساز در گام‌های متفاوت مشخص می‌شود. در نهایت نتایج این پژوهش در تکمیل مطالعات خاستگاه کانسار سراب ۳ اهمیت خواهد داشت. بدیهی است از نتایج این پژوهش می‌توان در مطالعه تعیین خاستگاه سیستم‌های کانی‌سازی مشابه در منطقه مورد بررسی و نیز سایر مناطق استفاده کرد.

کورکورا ۱، کورکورا ۲، گل‌زر، شهرک ۲ و ۳ و شهرک ۱ است (Maanijou and Salemi, 2015). کانسار آهن سراب ۳، جنوبی‌ترین توده کانسنگی این مجموعه معادن بوده و در موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 15.42'$ طول شرقی و $47^{\circ} 20.39'$ عرض شمالی قرار دارد. از دیدگاه ساختاری، طبق تقسیم‌بندی نبوی (Nabavi, 1976)، این منطقه در پهنه البرز-آذربایجان و طبق تقسیم‌بندی بریریان و کینگ (Berberian and King, 1981) در زون‌های سندج-سیرجان و ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). افراد مختلفی مانند عزیزی (Azizi, 1992)، شیخی (Shaikhi, 1995)، عزیزی شترخفت (Azizi Shotour Khoft, 2003)، براتی (Barati, 2008)، زارعی (Zarei, 2014)، خرم‌رودی (Khorram Rudi, 2014)، خدایی (Khodaei, 2015) و سالمی (Salemi, 2014).



شکل ۱. نقشه زمین‌ساختی ساده‌شده زون سندج-سیرجان و موقعیت کانسار آهن سراب ۳ (Mohajel et al., 2003)

Fig. 1. Simplified tectonic map of the Sannadaj-Sirjan zone an location of the Sarab 3 iron ore deposits (Mohajel et al., 2003)

روش مطالعه و آماده‌سازی نمونه‌ها

از آنجایی که کانسار آهن سراب ۳ مراحل اکتشاف تفصیلی را گذرانده است و در حال حاضر نیز مورد بهره‌برداری قرار دارد، با در دست بودن گمانه‌های اکتشافی و بررسی مغزه‌های حفاری، وضعیت عمقی کانی‌سازی و نیز ارتباط آنها با سنگ‌های دربرگیرنده بررسی شد. علاوه بر بررسی مجدد مغزه‌های حفاری، تعداد ۷۰ نمونه از آنها و دیواره‌های معدن برای بررسی‌های مقطع نازک، نازک صیقلی، میان بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد برداشت شد. در نهایت تعداد ۲۰ مقطع میکروسکوپی از این نمونه‌ها در دانشگاه بوعلی سینا همدان تهیه شد و مورد بررسی قرار گرفت. بررسی میان بارهای سیال بر روی ۶ نمونه دوبرصیقل^۱ انجام شد. این نمونه‌ها از کلسیت‌های موجود در میزبان‌های مگنتیتی برداشت شدند. اندازه‌گیری مؤلفه‌های دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران به کمک Stage:THMS600 با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ ZEISS نصب است، صورت گرفت. دامنه حرارتی دستگاه بین ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. این دستگاه مجهز به دو کنترل گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (برای خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است. کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم^۲ با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد انجام شد و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد ان-هگزان^۳ با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد. تعداد پنج نمونه سولفیدی (پیریت) از پیت استخراجی معدن آهن سراب ۳، انتخاب و نسبت ایزوتوپی گوگرد آنها در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کوئینز^۴ کانادا اندازه‌گیری شد. ابتدا بررسی‌های کانه‌نگاری بر روی کانسنگ مگنتیتی حاوی سولفید انجام شد و پس از تشخیص انواع سولفیدها و نسل‌بندی پیریت‌ها (به‌عنوان فراون‌ترین سولفید در سراب ۳)، جداسازی نمونه‌های موردنظر انجام شد. برای جدا کردن پیریت‌های مورد آنالیز، پس

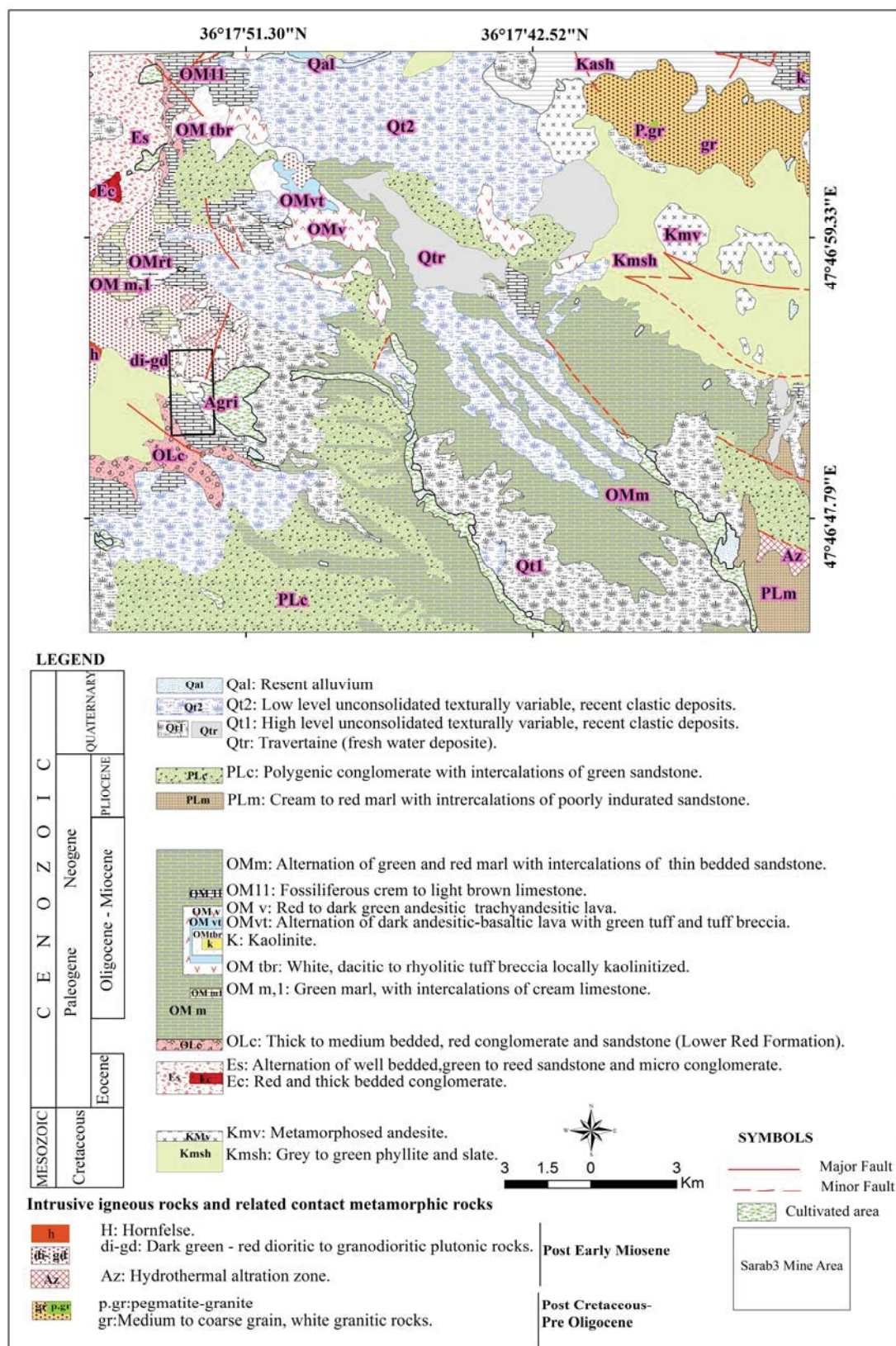
از انتخاب بخش‌هایی از کانسنگ با تراکم بالای پیریت و نسل مشخص آن، در هاون چینی خرد شدند و با الک کردن، قطعات درشت جدا شد و با روش دست‌چینی با پنس زیر میکروسکوپ بیناکولار، نمونه‌های خالص جداسازی شد. در نهایت تعداد پنج نمونه پیریت به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کوئینز کانادا ارسال شد. در این آزمایشگاه نمونه‌های سولفیدی موردنظر در کپسول‌های قلع با مقادیر مساوی اکسید تنگستن (WO_3) توزین شدند. استانداردهای کالیبره داخلی برای نمونه‌ها جهت بهنجار کردن داده‌ها تهیه می‌شوند. کپسول آمده شده داخل کاروسل آنالیزور عنصری واریو ای ال قرار داده می‌شوند. یک نمونه به طرف بخش بالایی یک ستون از مواد شیمیایی جامد در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد رها می‌شود و با افزودن اکسیژن در دمای ۱۸۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌طور ناگهانی سوزانده می‌شود. هلیوم کاملاً خالص برای حمل گازهای منتج در ستون‌های مواد شیمیایی اکسیدکننده/احیاکننده به کار می‌رود تا گازهای H_2O, CO_2, N_2 و SO_2 به‌دست آید. آب با استفاده از پرکلرات منیزیم از سیستم پاک می‌شود. گاز SO_2 توسط واریو ای ال ۳ جدا می‌شود و سپس توسط هلیوم به طرف طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی ترموفینیگان دلتا پلاس حمل می‌شود تا اندازه‌گیری شود و دقت اندازه‌گیری ۰/۲ در هزار است.

زمین‌شناسی منطقه‌ای

قدیمی‌ترین واحدهای لیتولوژیکی منطقه معدنی شهرک شامل آندزیت دگرگون‌شده، فلیت و اسلیت و اکتینولیت شیسست به سن کرتاسه هستند (Fenodi and Sayareh, 2000). واحدهای ائوسن از جنس کنگلومرا و ماسه‌سنگ هستند. آهک-دولومیت‌های الیگومیوسن مربوط به سازند قم بخش وسیعی از منطقه را در بر گرفته‌اند. همچنین سنگ‌های آتشفشانی داسیت تا ریولیتی و آندزیت بازالتی الیگومیوسن در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲).

1. Doubly Polished Thin Sections
2. Cesium Nitrate

3. n-Hexane
4. Queens University



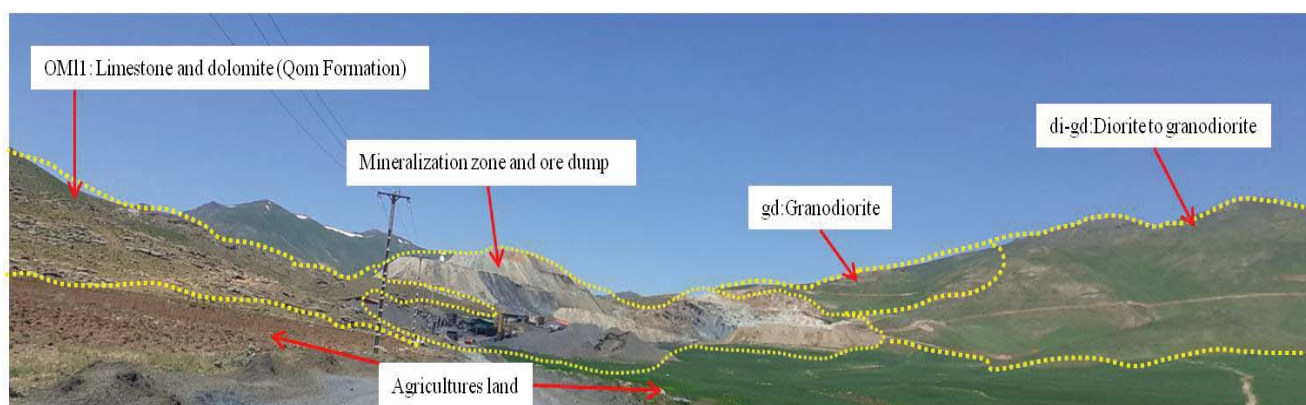
شکل ۲. بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ یاسوکند (Fenodi and Sayareh, 2000) و موقعیت محدوده مورد بررسی

Fig. 2. Part of the geological map 1:100000 Yasukond (Fenodi and Sayareh, 2000) and the location of the study area

زمین‌شناسی کانسار آهن سراب ۳

از دیدگاه معدنی مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در کانسار آهن سراب ۳، توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت (gd)، دیوریت (di) و گرانیت (gr) به سن پس از میوسن آغازین^۱ (Fenodi and Sayareh, 2000) هستند (شکل‌های ۳، ۴، ۵ و ۶) که با جای‌گیری در واحدهای لیتولوژیکی قبلی، به‌خصوص آهک و دولومیت‌های الیگومیوسن سازند قم (OMI1 و OMd1)، موجب رخداد کانی‌سازی آهن شده‌اند. آهک و دولومیت‌های سازند قم به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن و صخره‌ساز در محدود معدن رخنمون دارند. در بخش‌های شمال‌غربی محدوده کانسار سراب ۳، توف‌های ریولیتی

دگرگون‌شده (OMrt) به سن الیگومیوسن رخنمون دارد که در اثر تزریق توده‌های نفوذی تا حدودی هورنفلسی و در برخی قسمت‌ها دچار دگرسانی پروپلیتیک و آرژلیک شده است. گسله‌شدن در واحدهای سنگی کاملاً مشهود است و به‌نظر می‌رسد مسیر مناسبی برای جای‌گیری توده‌های نیمه‌عمیق و عمیق سراب ۳، فراهم کرده‌اند. چنان‌که در شکل ۳ دیده می‌شود، توده‌های نفوذی در آهک و دولومیت‌های سازند قم تزریق شده‌اند و زون کانی‌سازی در مرز مشترک این واحدها رخ داده است.



شکل ۳. ارتباط واحدهای سنگی با یکدیگر و زون کانی‌سازی در معدن سراب ۳ (دید به سمت شمال‌غرب)

Fig. 3. Relation of rock units with each other and mineralization zone in Sarab 3 mine (northwest view)

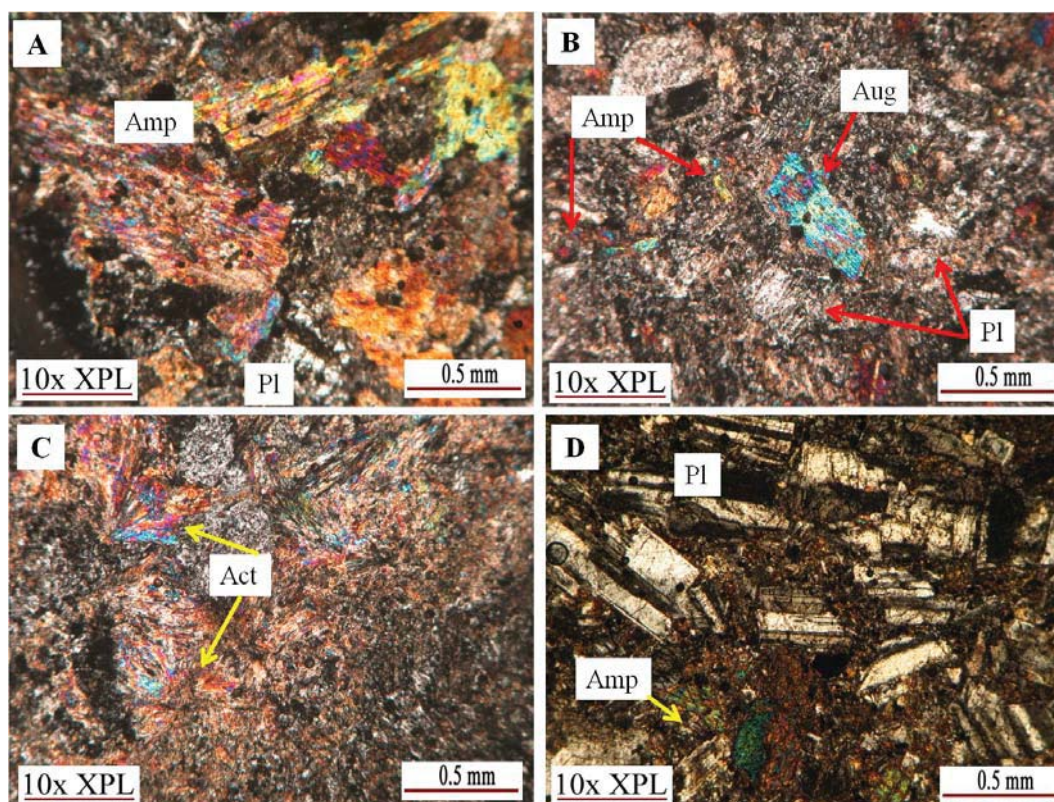
توده‌های نفوذی معدن آهن سراب ۳

توده‌های نفوذی متعددی با ترکیب گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت، واحدهای سنگی منطقه سراب ۳ را در نقاط مختلف قطع کرده‌اند. این توده‌ها به‌عنوان مولد کانی‌سازی دارای اهمیت هستند. توده‌های یادشده اغلب حالت نیمه‌عمیق با بافت پورفیری دارای خمیره میکروگرانولار و در مواردی بافت کاملاً گرانولار دارند. نقش ساختارهای زمین‌ساختی در جای‌گیری توده‌های کانسنگ‌ساز منطقه غیر قابل انکار است و اغلب گسله‌ها و شکستگی‌های اصلی کنترل‌کننده مسیر حرکت توده‌های مولد کانی‌سازی هستند.

توده نفوذی دیوریتی - گرانودیوریتی (di-gd): این توده نفوذی در آهک‌ها و دولومیت‌های سازند قم (واحد OMI1 و OMd1) و متاریولیت توف الیگومیوسن (OMrt) تزریق‌شده است (شکل ۶). با توجه به بررسی‌های صحرایی، احتمال ارتباط این توده و نیز توده گرانودیوریتی با کانی‌سازی مگنتیت بیشتر از سایر توده‌های نفوذی است و می‌توان این توده‌ها را مولد کانی‌سازی در سراب ۳ در نظر گرفت. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی انجام‌شده، اپیدوتی و کلریتی‌شدن در این توده اتفاق افتاده است. در توده دیوریتی بیشتر بافت سنگ میکروگرانولار، گرانولار، اینترسرتال و بافت پورفیری با خمیره

می رسد (شکل ۴-۱). بیشتر آمفیبول ها از نوع اکتینولیت هستند (شکل ۴-۲). در برخی مقاطع نیز به مقدار حدود ۵ درصد بلورهای فلدسپات پتاسیم به خوبی دیده می شوند. کوارتز با فراوانی کمتر از ۲ درصد در سنگ حضور دارد. از کانی های فرعی دیوریت های مورد بررسی می توان به اسفن همراه با آپاتیت، اکسیدهای آهن و بیوتیت اشاره کرد. کلریت، اپیدوت، کلسیت، کانی های رسی و مقادیر کمی سرپانتین و تالک از کانی های ثانویه دیوریت های سراب ۳ هستند.

میکروگرانولار است. فراوان ترین کانی در این سنگ پلاژیوکلاز است که حدود ۷۰ درصد آن را در بر می گیرد (شکل ۴-۳). پلاژیوکلازها در بیشتر بخش ها ماکل پلی سنتتیک مشخصی دارند و برخی از آنها نیز دارای منطقه بندی هستند (شکل ۴-۴). در مقاطع نازک از این واحد کانی های پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن نوع اوژیت دیده می شود (شکل ۴-۵). فراوانی پیروکسن در این سنگ کمتر از ۱۰ درصد است. آمفیبول ها بیشتر اولیه بوده؛ اما در برخی از قسمت ها از تبدیل شدن پیروکسن ها حاصل شده اند و فراوانی آنها به ۲۰ درصد در سنگ

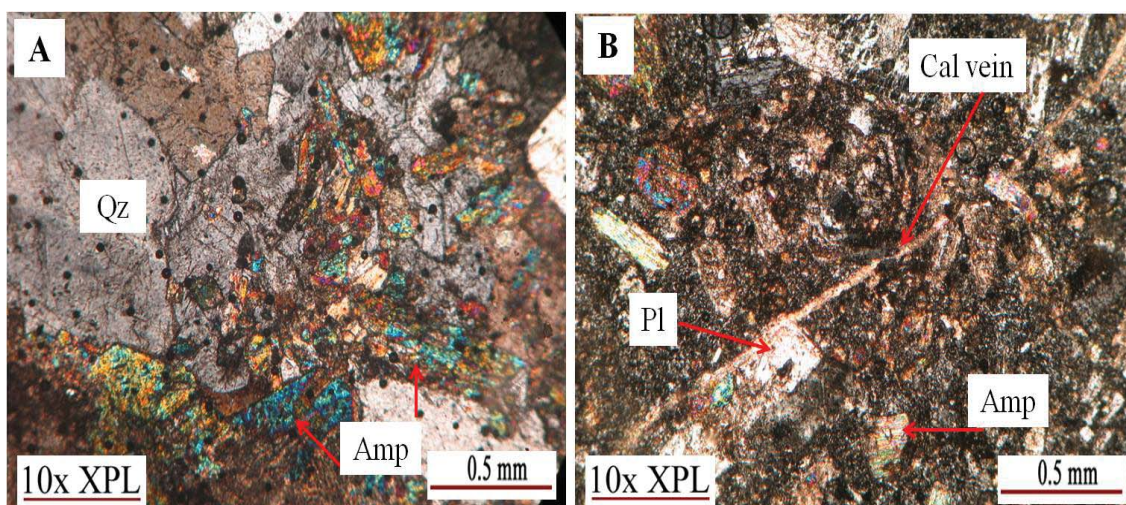


شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از دیوریت های کانسار سراب ۳، A و B: نمونه Sb-92-DDH2(80.30m)، سنگ دیوریتی با بلورهای پلاژیوکلاز، اوژیت و آمفیبول در زمینه ای از میکرولیت ها (اغلب از جنس فلدسپات) همراه با کانی های کدر مگنتیتی، C: نمونه Sb-92-DM5(45.6m)؛ Act: اکتینولیت؛ Amp: آمفیبول؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Aug: اوژیت. علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (اکتینولیت).

Fig. 4. Photomicrographs of the diorites of Sarab 3 iron ore deposit, A and B: Sample (Sb-92-DDH2 (80.30m), diorite rock with plagioclase crystals, augite and amphibole in the background of microliths (often feldspar) together with magnetite opaque minerals, C: Sample Sb-92-DM5(45.6m), Actinolites are found in abundance at background of rock, and D: Sample Sb-92-17b, Diorite rock containing plagioclase crystals with polysynthetic macles and actinolite amphiboles with pleochroism blue, green, red and orange. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite; Amp: amphibole; Pl: Plagioclase Aug: augite).

دارند (شکل ۵-۵A). کانی‌های فرعی این سنگ شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر است. کانی‌های اصلی سنگ به اپیدوت، کلریت، کانی‌های رسی، کلسیت و سریسیت است. گرانودیوریت‌های سراب ۳، نقشی مهم در کانی‌سازی مگنتیت داشته‌اند.

گرانودیوریت (gd): گرانودیوریت‌های سراب ۳ نیز مانند دیوریت‌ها به رنگ روشن هستند. بافت این سنگ اغلب گرانولار و در مناطقی پورفیری با خمیره میکروگرانولار است (شکل ۵-۵B). پلاژیوکلازها به عنوان فراوان‌ترین کانی در این سنگ، فراوانی بیش از ۵۰ درصد دارند. فلدسپات‌های آلکالن فراوانی ۲۰ درصد، کوارتز ۱۵ درصد و هورنبلند ۱۰ درصد



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از گرانودیوریت‌های کانسار سراب ۳، A و B: نمونه Sb-92-DN1 (89.5m)، سنگ گرانودیوریتی با بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز در زمینه‌ای از میکرولیت‌ها (اغلب از جنس فلدسپات). رگه کلسیتی تمامی کانی‌ها را قطع کرده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Amp: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Cal: کلسیت).

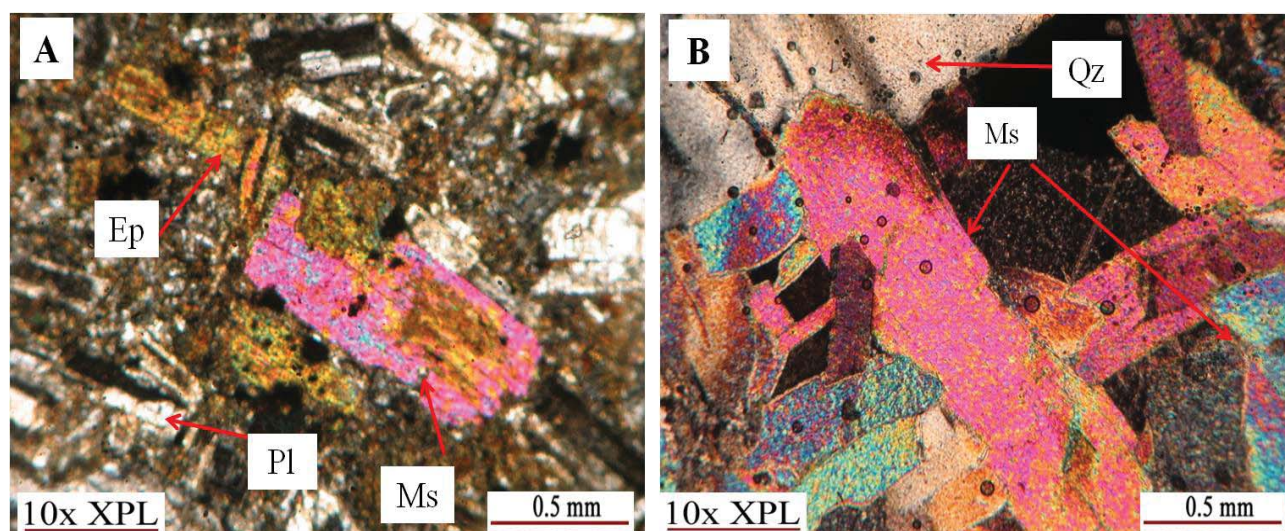
Fig. 5. Photomicrographs of the granodiorites of Sarab 3 iron ore deposit, A and B: Sample Sb-92-DN1 (89.5m), granodiorite rock with plagioclase crystals, amphibole and quartz in the background of microliths (often feldspar). The calcite vein interrupts all the minerals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: amphibole; Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Cal: Calcite).

در اکتشافات ژئوفیزیکی (ژئوفیزیک هوابرد و مگنتومتري زمینی) و زمین‌شناسی جدید که در سال ۱۳۹۸ توسط شرکت توسعه معادن و صنایع معدنی کردستان انجام شد، در این مناطق اثری از کانی‌سازی مگنتیت در ارتباط با توده گرانیته (gr) دیده نمی‌شود. رنگ این توده روشن و در بخش‌هایی هوازگی بر آن تأثیر گذاشته است. این واحد با حضور مسکویت فراوان در ترکیب و نیز کوارتز در کنار مقادیری پلاژیوکلاز قابل تشخیص است (شکل ۶-۵A و B). کوارتز با فراوانی حدود ۴۰ درصد حجمی به صورت بی‌شکل با لبه‌های خرد شده و خاموشی

گرانیته (gr): در بخش‌های شمال‌غربی محدوده، توده نفوذی با ترکیب گرانیته رخمون دارد (شکل ۷). بر اساس روابط صحرائی (قطع‌شدگی توده di-gd توسط gr و نیز پختگی مرز این دو واحد و در حاشیه توده di-gd) احتمالاً توده گرانیته سراب ۳ جوان‌تر از سایر توده‌های نفوذی منطقه است. وضعیت کانی‌شناسی آن نیز متفاوت از سایر توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق است. رخداد کانی‌سازی اصلی مگنتیت در سراب ۳ را نمی‌توان به این توده ارتباط داد. گسترش واحد گرانیته در مناطق شمال‌غربی معدن سراب ۳ و نیز مناطق مجاور آن وجود دارد و

از قسمت‌ها به اپیدوت تبدیل شده‌اند (دگرسانی پروپلیتیک). کانی‌های فرعی این سنگ شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و مگنتیت است. بافت سنگ گرانولار است.

موجی، فلدسپات آلکالن با فروانی حدود ۲۰ درصد، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آلپیت) با فروانی حدود ۱۰ درصد، مسکویت با فروانی حدود ۲۰ درصد، بیوتیت و هورنبلند با فروانی حدود ۱۰ درصد در این سنگ وجود دارند. بلورهای پلاژیوکلاز در برخی



شکل ۶. A و B: تصاویر میکروسکوپی از گرانیت کانسار سراب ۳، نمونه Sb-92-21. مسکویت به رنگ صورتی تا سبز و کوارتز به رنگ خاکستری روشن. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی و به شدت خرد شده هستند. مسکویت‌ها به اپیدوت تبدیل شده‌اند (دگرسانی پروپلیتیک). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ms: مسکویت، Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 6. A and B: Photomicrographs of the granite of Sarab 3 iron ore deposit, Sample Sb-92-21. Muscovite pink to green and light gray in quartz. Plagioclase are zoned and are highly crushed. Muscovites altered to epidote (Propylitic alteration). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ms: Muscovite, Ep: Epidote, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz)

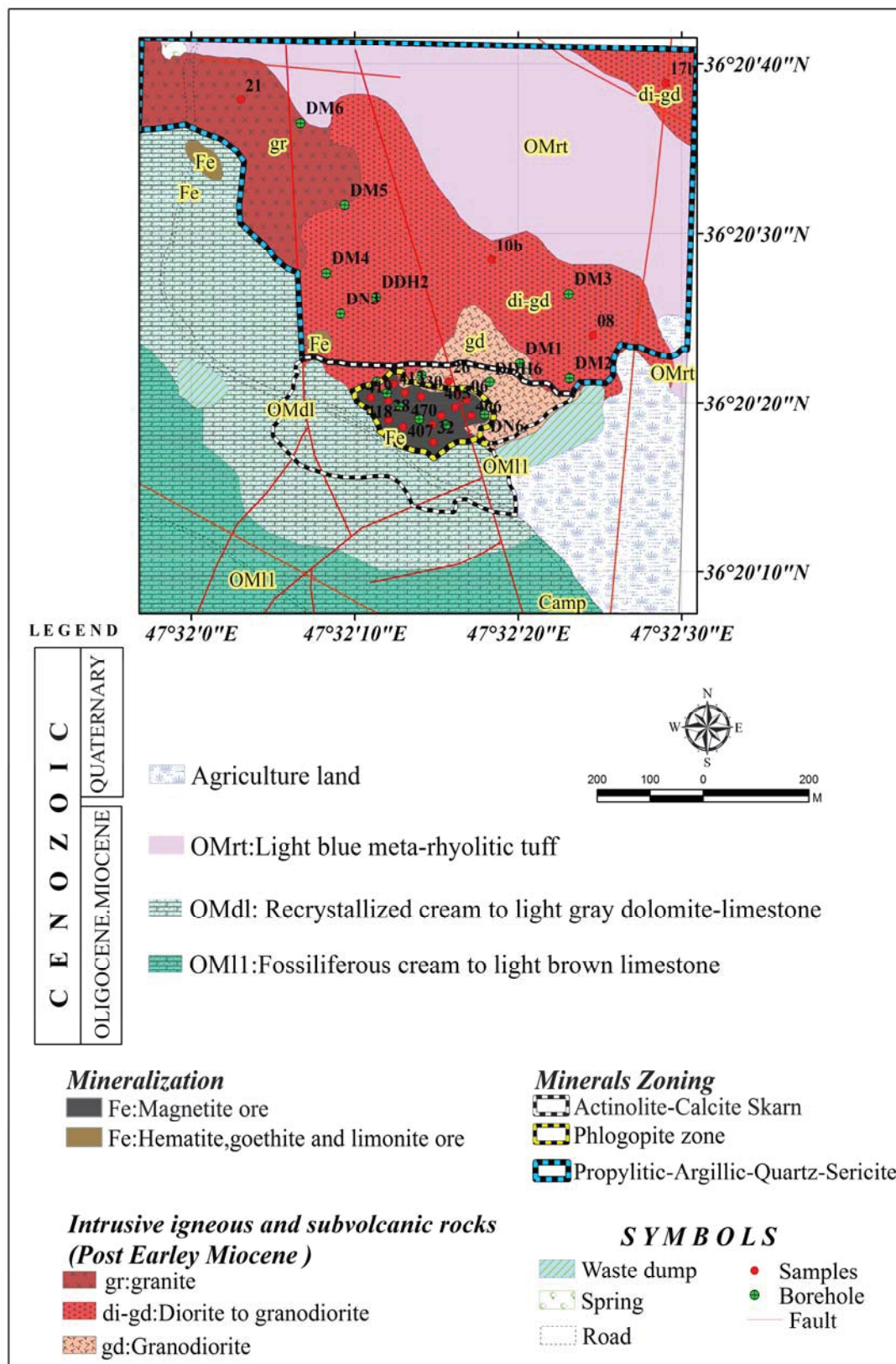
(۱۰).

کانی‌سازی

پژوهش معانی جو و خدایی (Maanijou and Khodaei, 2018) در سراب ۳ نشان داد که نوع کانی‌سازی در این کانسار، اسکارنی است. در این پژوهش ۲۳ نقطه از کانی‌های مگنتیت و هماتیت در ۶ مقطع صیقلی مورد آنالیز الکترون مایکروپروپ قرار گرفتند. نتایج این آنالیزها در نمودارهای ارائه شده توسط دیپوس و بودین (Dupuis and Beaudoin, 2011)، با سایر انواع کانی‌سازی آهن مورد مقایسه قرار گرفت که در نتیجه خاستگاه اسکارنی را برای سراب ۳ مشخص کرد (شکل ۱۱).

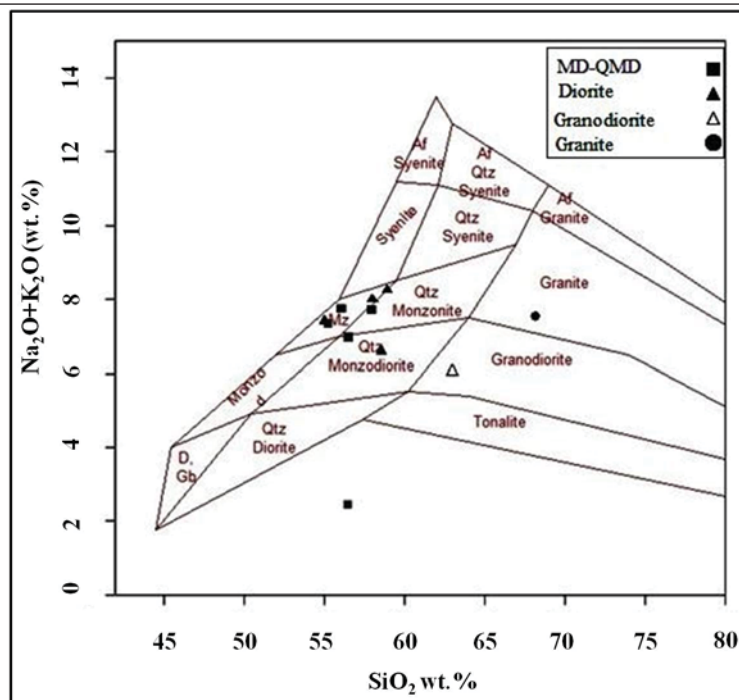
زمین‌شیمی

بررسی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی سراب ۳ توسط معانی جو و خدایی (Maanijou and Khodaei, 2016) انجام شده است. بر اساس نمودار میدلموست (Middlemost, 1994)، توده‌های نفوذی سراب ۳ در محدوده سنگ‌های مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت جای گرفته‌اند (شکل ۸). بر پایه نمودار میاشیرو (Miyashiro, 1974) توده‌های نفوذی سراب ۳ در محدوده سری‌های کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند (شکل ۹). بر اساس نمودار شناسایی ماگما از دیدگاه اشباع‌شدگی از آلومین (Shand, 1943)، سنگ‌های نفوذی معدن سراب ۳ دارای سرشت متاآلومینوس هستند (شکل



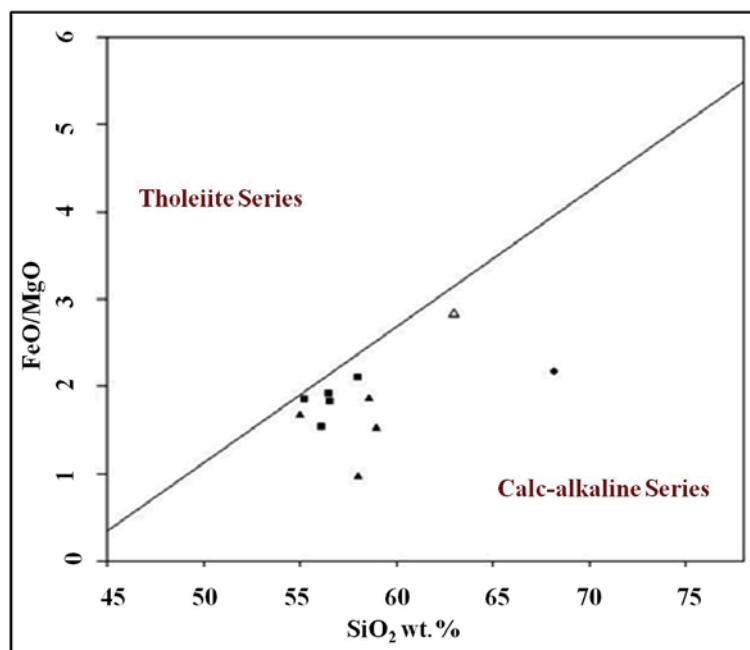
شکل ۷. نقشه زمین‌شناسی کانسار آهن سراب ۳ با مقیاس ۱:۵۰۰۰

Fig. 7. Geological map of Sarab 3 iron ore deposit in scale 1: 5000



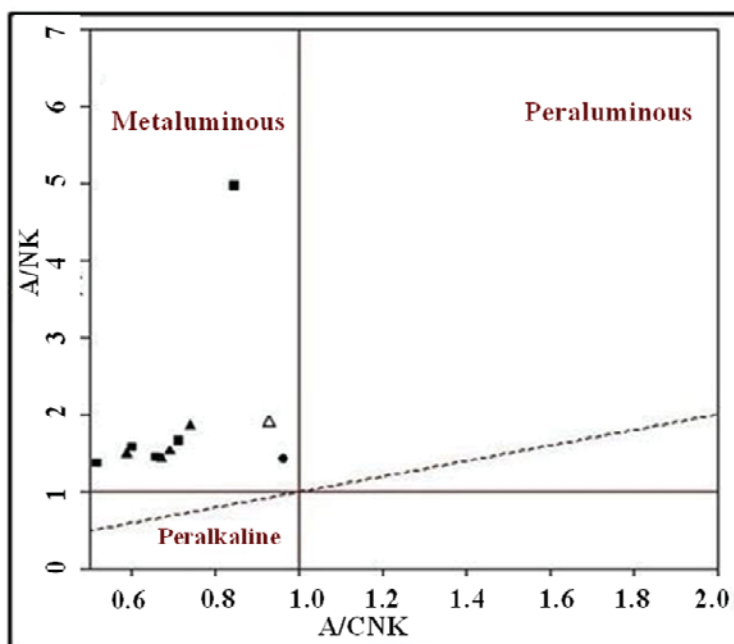
شکل ۸. رده‌بندی سنگ‌های نفوذی سراب ۳ بر پایه رده‌بندی میدلموست (Middlemost, 1994) (MD: مونزودیوریت، QMD: کوآرتز مونزودیوریت) (Maanijou and Khodaei, 2016)

Fig. 8. Sarab 3 intrusive rocks classification based on Middlemost, 1994 (MD: monzodiorite, QMD: quartz monzodiorite) (Maanijou and Khodaei, 2016)



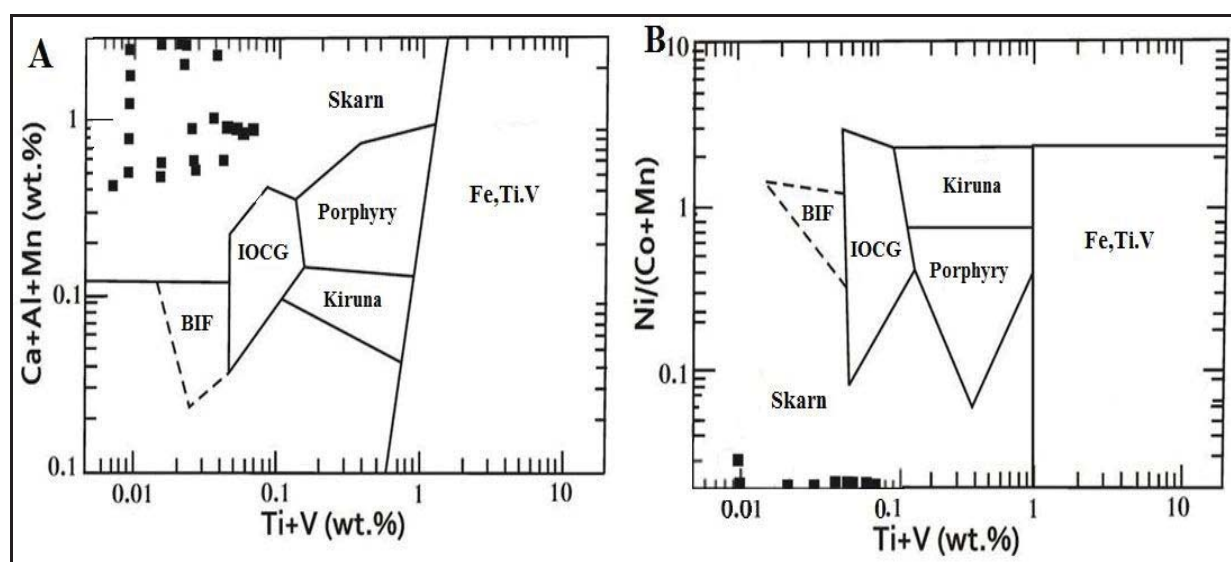
شکل ۹. بر پایه نمودار میاشیرو (Miyashiro, 1974) توده‌های نفوذی سراب ۳ در محدوده سری‌های کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند (Maanijou and Khodaei, 2016) (نمادها مانند شکل ۸ هستند).

Fig. 9. Based on the Miyashiro, 1974 diagram the Sarab 3 intrusive body are located within the calc-alkaline series (Maanijou and Khodaei, 2016) (The symbols are as in Figure 8).



شکل ۱۰. نمودار شناسایی ماگما از دیدگاه اشباع‌شدگی از آلومین شاند (Shand, 1943) برای سنگ‌های نفوذی معدن سراب ۳ در نمودار $A/NK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ در برابر $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Maanijou and Khodaei, 2016) (نمادها مانند شکل ۸ هستند).

Fig. 10. Diagram of magma identification from the perspective of saturation of alumina (Shand, 1943) for intrusive rocks of Sarab 3 mine in diagram ($A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) versus ($A/NK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) (Maanijou and Khodaei, 2016) (The symbols are as in Figure 8).

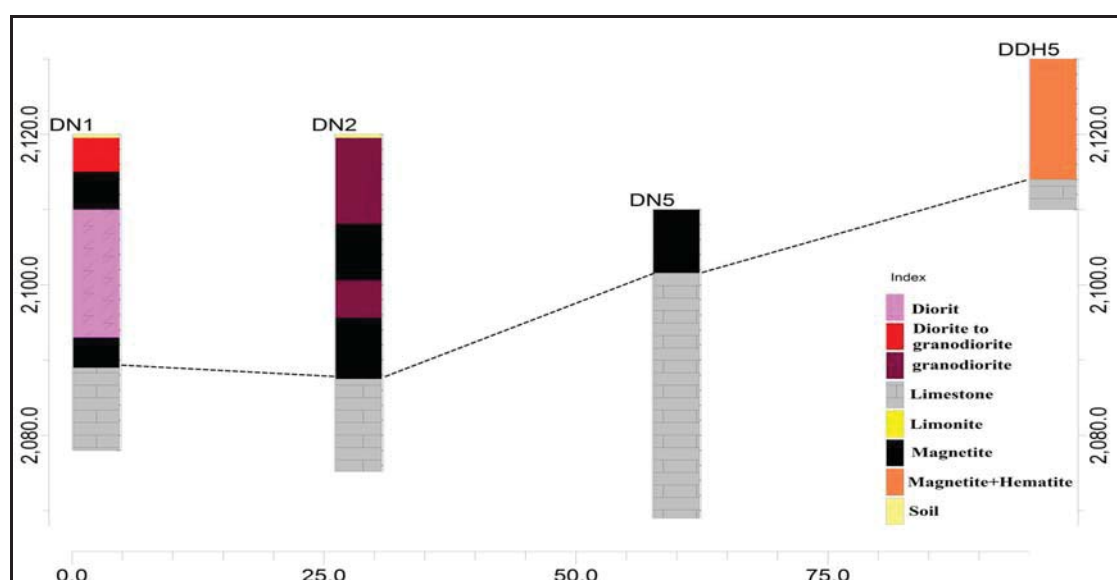


شکل ۱۱. A و B: نمودار تفکیک‌کننده منشأ انواع کانسارهای آهن‌زاد از دیپوس و بودین (Dupuis and Beaudoin, 2011)، بر حسب آنالیز EPMA کانی‌های اکسیدی آهن (مگنتیت و هماتیت). طبق این نمودارها، نمونه‌های کانسار آهن سراب ۳ در محدوده اسکارن قرار می‌گیرند.

Fig. 11. A and B: Discrimination diagrams for origin of iron deposits of Dupuis and Beaudoin (2011), on the basis of EPMA analysis of iron oxides (hematite and magnetite). According to these diagrams, samples of Sarab-3- iron plot within the skarn.

قجور (Fenodi and Sayareh, 2000) پس از میوسن آغازین است. بررسی رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری کانسار آهن سراب ۳، ارتباط واحد دیوریت-گرانودیوریتی را با کانسنگ و سنگ دربرگیرنده مشخص می‌کند که در شکل ۱۲ این ارتباط نشان داده شده است.

در واقع کانی‌سازی در سراب ۳ در اثر جای‌گیری توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریت و گرانودیوریت در آهک و دولومیت‌های سازند قم با سن الیگومیوسن رخ داده است و ذخیره آهن مگنتیتی با تناژ حدود ۸ میلیون تن و میانگین عیار آهن کل ۵۳ درصد در این کانسار تشکیل شده است. سن توده‌های آذرین یادشده بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰



شکل ۱۲. واحدهای سنگی موجود در چهار گمانه و محل تماس میان سنگ‌های آذرین، کانسنگ مگنتیتی و سنگ میزبان کربناته در کانسار آهن سراب ۳

Fig. 12. The rock units in the four boreholes and the contact between igneous rocks, magnetite ore and carbonate host rock in the Sarab 3 iron ore deposit

ماینرت (Meinert, 1992) ذخایر اسکارن به‌طور معمولی در نتیجه سه فرایند متوالی شامل: دگرگونی مجاورتی ایزوشیمیایی در مراحل ابتدایی جای‌گیری و تبلور توده نفوذی، سپس متاسوماتیسم سامانه باز و دگرسانی طی اشباع‌شدگی سیال ماگمایی و در نهایت افت دما و آمیختگی با سیال‌های جوی طی سرد شدن توده نفوذی تشکیل می‌شوند.

مرحله پیش‌رونده-دگرگونی مجاورتی ایزوشیمیایی^۱
در سراب ۳ در اثر جای‌گیری توده‌های نفوذی در میزبان‌های کربناته مرمری شدن رخ داده است. این حالت در بخش‌های

در نتیجه جای‌گیری توده‌های یادشده، سنگ‌های دولومیتی میزبان به سنگ اسکارن تبدیل شده و کانی‌های اپیدوت، اوژیت، آمفیبول و غیره در متن سنگ دولومیت تشکیل شده است. حاصل این رویدادها، رخداد کانی‌سازی آهن اسکارنی در سراب ۳ بوده است که در ادامه فرایندهای مربوط به این سیستم شرح داده شده است.

شرایط فیزیکوشیمیایی کانسنگ و توالی همیافتی
بر اساس اینودی و همکاران (Einaudi et al., 1981) و

1. Prograde- isochemical contact metamorphism

مختلف منطقه قابل مشاهده است. به گونه‌ای که در جنوب غربی معدن از سنگ دولومیت‌های ریکریستالیزه به عنوان سنگ نما استخراج شده است. دگرگونی مجاورتی هرچند بیشتر تأثیر گرمایی دارد؛ اما احتمال گردش سیال‌ها که اغلب محصولی از واکنش‌های دگرگونی پیش‌رونده بوده و بنابراین اغلب از H_2O و CO_2 بوده است، وجود دارد. تشکیل بخشی از تالک، فلوگوپیت و ترمولیت‌های کانسار سراب ۳ در این مرحله اتفاق افتاده است. این مرحله با هیچ گونه کانه‌زایی همراه نیست. تشکیل تالک و فلوگوپیت وجود اسکارن منیزیمی غنی از پتاسیم را در سراب ۳ به اثبات می‌کند.

مرحله پیش‌رونده - متاسوماتیسم و جانشینی^۱

در این مرحله اشباع‌شدگی ماگمای نفوذی از سیال H_2O و بخار (در نتیجه جوشش اولیه و ثانویه و یا هر دو) و ورود فاز سیال به درون هاله دگرگونی مجاورتی احاطه‌کننده اتفاق می‌افتد. مجموعه کانیایی متاسوماتیکی شبیه به مجموعه تشکیل شده طی دگرگونی مجاورتی است؛ اما دگرسانی متاسوماتیکی، فراگیرتر و دانه درشت‌تر بوده و جانشین مجموعه‌هایی می‌شود که پیش‌تر تشکیل شده‌اند. گارنت‌ها نیز در این مرحله تشکیل می‌شوند؛ اما در سراب ۳ اثری از این کانی دیده نمی‌شود. پیروکسن‌های نوع اورتیت در سراب ۳ می‌توانند حاصل فرایندهای جانشینی این مرحله باشند. در این مرحله کانی‌سازی سولفیدی رخ نمی‌دهد؛ گرچه مگنتیت در مراحل پایانی دگرگونی پیش‌رونده ته‌نشین می‌شود.

مرحله پس‌رونده - هجوم سیال جوی و مرحله اصلی ته‌نشینی فلز^۲

در این مرحله که شامل یک گروه واکنش‌های پس‌رونده پیچیده است، مجموعه دگرسانی پس‌رونده، روی کانی‌های دگرگونی و متاسوماتیکی پیشین تحمیل می‌شود. این مرحله که با تشکیل توالی همیافتی تأخیری نمود می‌یابد، در سراب ۳ شامل

کانی‌های اپیدوت، کلریت، کلسیت و فلوگوپیت (احتمالاً به جای گارنت‌ها؟)، ترمولیت، اکینولیت و تالک (به جای پیروکسن‌ها) و سرپانتین مشخص می‌شود. همچنین در این مرحله در سراب ۳، علاوه بر مگنتیت و هماتیت، کانی‌های سولفیدی شامل پیریت، پیروتیت و کالکوپیریت نیز به صورت افشان و رگچه‌ای مجموعه پیش‌رونده را قطع کرده‌اند. آمیختگی سیال کانه‌دار ماگمایی با اجزای سازنده جوی پسین و ته‌نشینی فلز از آن در اثر کاهش دما، خشی شدن سیال در اثر واکنش با واحدهای سنگ‌شناختی کربناته و واکنش‌های اکسایش-کاهش مربوطه در سیال از عوامل کنترل‌کننده تشکیل کانسنگ در کانسار سراب ۳ بوده است.

منطقه‌بندی کانیایی، زیر پهنه‌های اسکارنی و دگرسانی‌ها در سراب ۳

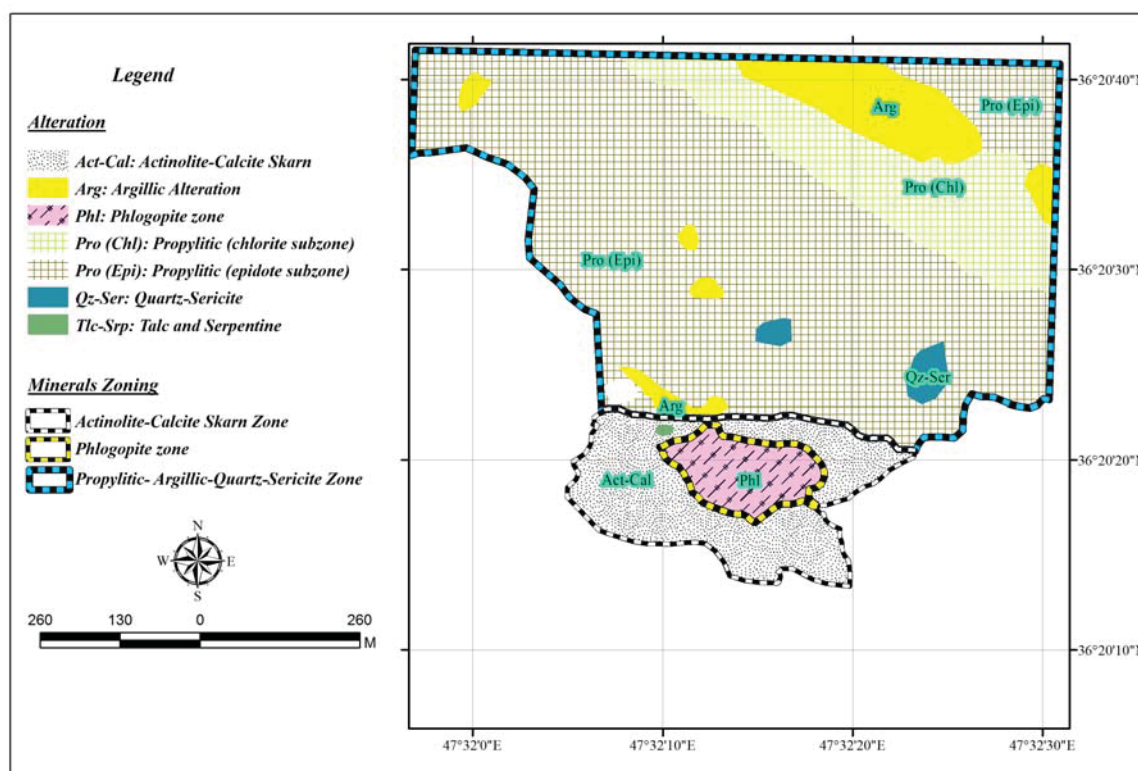
در غالب سامانه‌های زمین‌شناسی به خصوص کانسارها، نظم و قاعده منحصر به فردی در پراکندگی عناصر، زون‌های دگرسانی و کانی‌سازی وجود دارد. اسکارن‌ها نیز از این قاعده مستثنا نیستند؛ اما باید توجه داشت که منطقه‌بندی در تمامی کانسارها به طور کامل رخ نمی‌دهد و بسته به شرایط زمین‌شناسی محیط، جنس سنگ میزبان، توده مولد کانی‌سازی، شرایط ژئوشیمیایی، ترمودینامیکی و نظایر آن این منطقه‌بندی‌ها به طور نسبتاً کامل و یا ناقص نمود پیدا می‌کنند (Mansouri et al., 2015). این مسئله از دلایل پیچیدگی بررسی‌های اکتشافی ذخایر معدنی است. در سراب ۳، زون‌بندی کامل و مشخص معمول اسکارن‌ها ملاحظه نمی‌شود و حتی برخی از کانی‌های اسکارنی مهم مانند گارنت‌ها تشکیل نشده و یا از بین رفته‌اند. به هر حال زون‌بندی کانیایی-دگرسانی که در سراب ۳ رخ داده، دارای اهمیت است (شکل ۱۳). فلوگوپیت‌ها به طور پراکنده در داخل کانسنگ مگنتیتی و نیز سنگ میزبان رخ داده‌اند و در مرکزی‌ترین بخش سیستم کانی‌سازی سراب ۳ قرار دارند. مهم‌ترین پهنه اسکارنی قابل ملاحظه در سراب ۳، زون کلسیت-اکینولیت اسکارن است

1. Prograde – metasomatism and replacement

2. Retrograde – meteoric fluid influx and main metal precipitation

دارد که می تواند نشان دهنده رخداد اسکارن منیزیمی در آن باشد. زون دگرسانی پروپلیتیک، آرژیلیک و کوارتز-سریسیت در خارجی ترین منطقه سیستم دیده می شود (شکل ۱۳).

که چسبیده به ستون پریار کانسنگ^۱ مگنتیتی معدن است و می توان آن را زون میانی در نظر گرفت (شکل ۱۳). تالک-سریسیت شدن در این کانسار به صورت بسیار محدود حضور



شکل ۱۳. نقشه دگرسانی و زون بندی کانیایی کانسار آهن سراب ۳ با مقیاس ۱:۵۰۰۰

Fig. 13. Alteration map and mineral zoning of Sarab 3 iron ore deposit in scale 1: 5000

در کانسار سراب ۳، دگرسانی آرژیلیک به صورت انتخابی (شکل ۱۵-D) و فراگیر در فاصله دورتری از ماده معدنی قرار دارد که این فاصله در نقاط مختلف کانسار متغیر است و در نزدیک ترین بخش فاصله بین دگرسانی آرژیلیک و کانسنگ آهن حدود ۵۰ متر است. رنگ این زون سفید، البته در برخی بخش ها به علت حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به صورت آغشتگی^۲ رنگ آن تغییر پیدا کرده است. کانی سازی خاصی در ارتباط با این زون مشاهده نمی شود. پلاژیو کلازها در واحد گرانودیوریتی به صورت انتخابی به سریسیت تبدیل

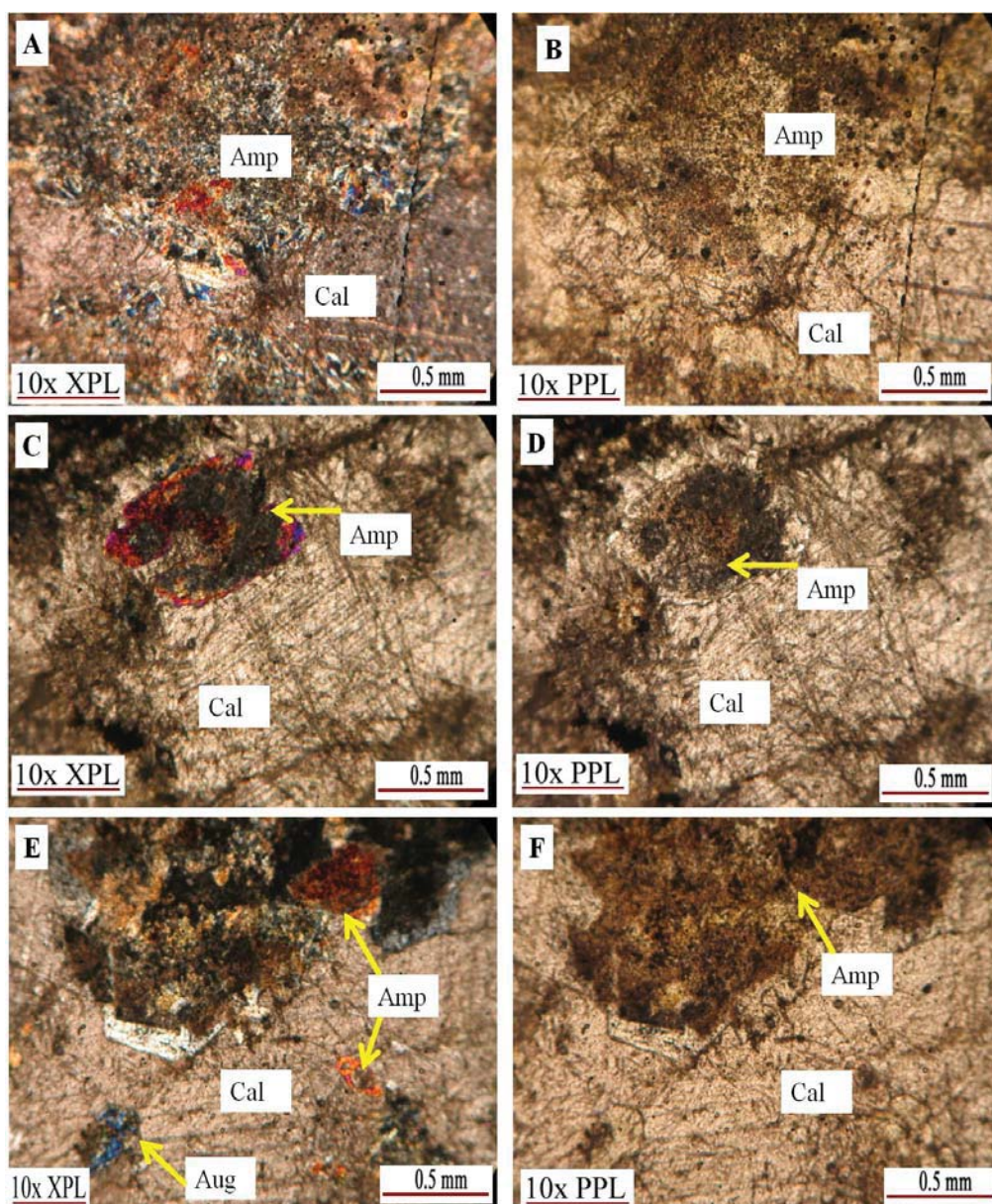
نتایج بررسی مقاطع نازک برداشت شده از بخش های سطحی و مغزه های حفاری مرتبط با کانسنگ مگنتیتی، بیانگر تشکیل زون های اسکارنی در سیستم کانی سازی سراب ۳ است. در اثر هجوم سیالات گرمایی به سنگ میزبان کربناته در این کانسار، رخداد زون اسکارنی دیده می شود. در واقع این زون با مشاهده کانی های سیلیکاته مانند آمفیبول ها (نوع اکتینولیت) در کنار کلسیت (شکل ۱۴-A, B, C, D و F) و پیروکسن ها (نوع اوژیت) در کنار کلسیت (شکل ۱۴-E)، با بررسی مقاطع نازک، مشخص شد.

1. Ore shoot

2. Staining

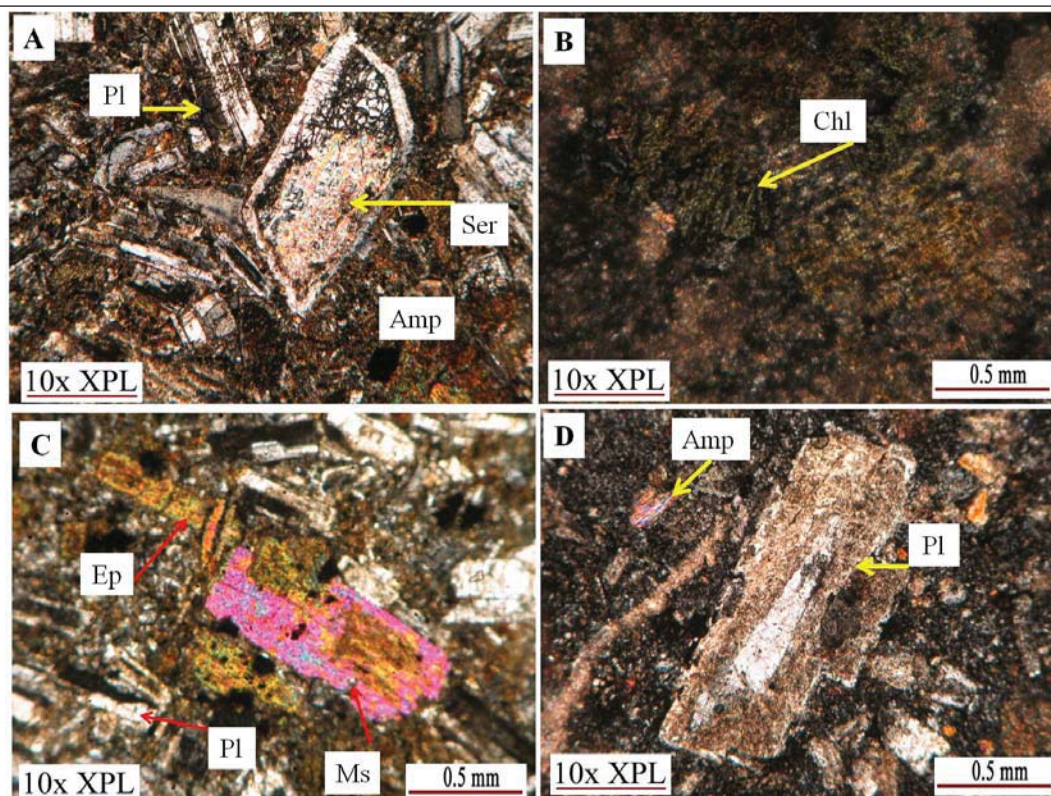
مقاطع نازک، بیشترین کانی‌های مربوط به این نوع دگرسانی شامل کلریت (شکل B-۱۵) و اپیدوت (شکل C-۱۵) هستند (شکل ۱۵).

شده‌اند (شکل A-۱۵)؛ ولی به‌طور کلی این دگرسانی گسترش چندانی در منطقه ندارد. دگرسانی پروپیلیتیک در سراب ۳، گسترده‌ترین زون دگرسانی محسوب می‌شود. بر اساس بررسی



شکل ۱۴. اسکارنی شدن در بخش‌های مختلف کانسار سراب ۳. A و B: نمونه Sb-92-DDH7 (50m)، C و D: نمونه Sb-92-27، E و F: نمونه Sb-92-DDH4 (60m). کانی‌های کالک سیلیکاته (آمفیبول و اوژیت) در کنار کلسیت تشکیل شده‌اند. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت، Aug: اوژیت).

Fig. 14. Skarnization in Sarab 3. A and B: Sample Sb-92-DDH7 (50m), C and D: Sample Sb-92-27, E and F: Sample Sb-92-DDH4 (60m). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: Amphibole, Cal: Calcite, Aug: Augite).



شکل ۱۵. انواع دگرسانی در سراب ۳. A: دگرسانی سریستی، B و C: دگرسانی پروپلیتیک و D: دگرسانی آرژیلیک. علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) (Amp: آمفیبول، Ser: سریست، Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیو کلاز، Chl: کلریت، Ms: مسکوویت، Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیو کلاز، Chl: کلریت، Ser: سریست، Amp: آمفیبول).

Fig. 15. Types of alteration in Sarab 3. A: Sericitic alteration, B and C: Propylitic alteration, and D: Argillic alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Ms: Muscovite, Ep: Epidote, Chl: Chlorite, Ser: Sericite, Amp: Amphibole).

کانه نگاری

مگنتیت: این کانی سازنده اصلی کانسنگ در کانسار آهن سراب ۳ و به طور کلی مجموعه معادن شهرک است. مگنتیت در سراب ۳ به صورت بلورهای بی شکل و بافت توده ای، دانه پراکنده، رگه ای و شکافه پرکن تشکیل شده است (شکل ۱۶-E).

هماتیت: تشکیل هماتیت در سراب ۳ در دو نسل اتفاق افتاده است. هماتیت نسل اول در مرحله درون زاد و با بافت صفحه ای همراه با مگنتیت تشکیل شده است. پس از تشکیل کانسنگ مگنتیتی در اثر تأثیر فرایندهای برون زاد، بخشی از مگنتیت های کم عمق به هماتیت تبدیل شده اند.

پیروتیت: پیروتیت به عنوان یک کانی فرعی در سراب ۳ مطرح است که به مقدار بسیار کم به همراه کانسنگ مگنتیتی و در مرحله پس رونده تشکیل شده است. در سراب ۳، پیروتیت اغلب به صورت افشان در متن کانسنگ مگنتیتی قرار دارد و در بخش هایی مگنتیت به صورت رگچه ای پیروتیت را قطع کرده است (شکل E-۱۶).

پیریت: بر اساس نتایج بررسی های صحرایی و میکروسکوپی، پیریت فراون ترین کانی سولفیدی در سراب ۳ است. تمامی پیریت های سراب ۳ در مرحله پس رونده اسکارن تشکیل شده اند؛ اما می توان آنها را در پنج نسل مختلف دسته بندی کرد. پیریت های نسل اول به صورت هم زمان با مگنتیت ها تشکیل

شده‌اند (شکل‌های A-۱۶ و B، A-۱۷، C و E). پیریت‌های نسل دوم به‌صورت ملنکویتی و بافت کلوفرم رخ داده‌اند (شکل B-۱۶). پیریت‌های نسل سوم به‌صورت رگه-رگچه‌ای مگنتیت-ها را قطع کرده است و در برخی جاها به‌دلیل تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی خرد شده‌اند (شکل C-۱۶). پیریت‌های نسل چهارم به‌صورت اذخال‌هایی با برجستگی بالا در داخل پیرویت دیده می‌شوند. پیریت‌های نسل پنجم همراه کلسیت به‌صورت رگه-رگچه‌ای در محیط کانسنگی و میزبان تزریق‌شده است (شکل‌های D-۱۶ و D-۱۷ و F). رخداد پیریت‌ها در سراب ۳ اغلب در ارتباط با کانسنگ مگنتیتی است و به‌دلیل در حال استخراج بودن معدن و به‌هم ریختگی شدید آن نمی‌توان پراکندگی آنها را کاملاً پی‌گیری و مشخص کرد.

کالکوپیریت: کالکوپیریت نیز مانند سایر سولفیدها در مرحله پس‌رونده اسکارن سراب ۳ تشکیل شده است. این کانی به مقدار بسیار کم به همراه کانسنگ مگنتیتی دیده می‌شود (شکل ۱۶-F). این کانی فضاهای خالی پیریت، پیرویت و مگنتیت را پر کرده است.

پس از تشکیل سیستم کانی‌سازی در سراب ۳ در اثر تأثیر فرایندهای سوپرژن تبدیل برخی سولفیدها (پیریت و پیرویت) و کانسنگ‌های آهن به اکسید (هماتیت) و هیدروکسید (گوتیت و لیمونیت) صورت گرفته است. در شکل ۱۸، توالی همیافنی کانیایی در سراب ۳ نمایش داده شده است.

میان‌بارهای سیال

در فهم زمین‌شناسی و منشأ کانسارها، بررسی میان‌بارهای سیال نقش غیرقابل انکاری دارند؛ اما در صورتی می‌توان به نتایج بررسی‌ها متکی بود و نتایج ریزدماسنجی، سن سنجی و... حاصل از آن را به فرایندهای کانسنگ‌ساز تعمیم داد که ارتباط زایشی بین کانی میزبان میان‌بارهای سیال و کانسنگ اثبات شود. در کانسار آهن سراب ۳ به جز رگه-رگچه‌های کلسیتی، میزبان

مناسبی برای بررسی میان‌بارهای سیال موجود نیست. این کانی مانند مگنتیت‌ها در مرحله پس‌رونده اسکارن تشکیل شده است. بدیهی است مرحله پس‌رونده در یک زمان کوتاه شکل نگرفته است و کلسیت‌ها در زمانی بعد از مگنتیت تشکیل شده است.

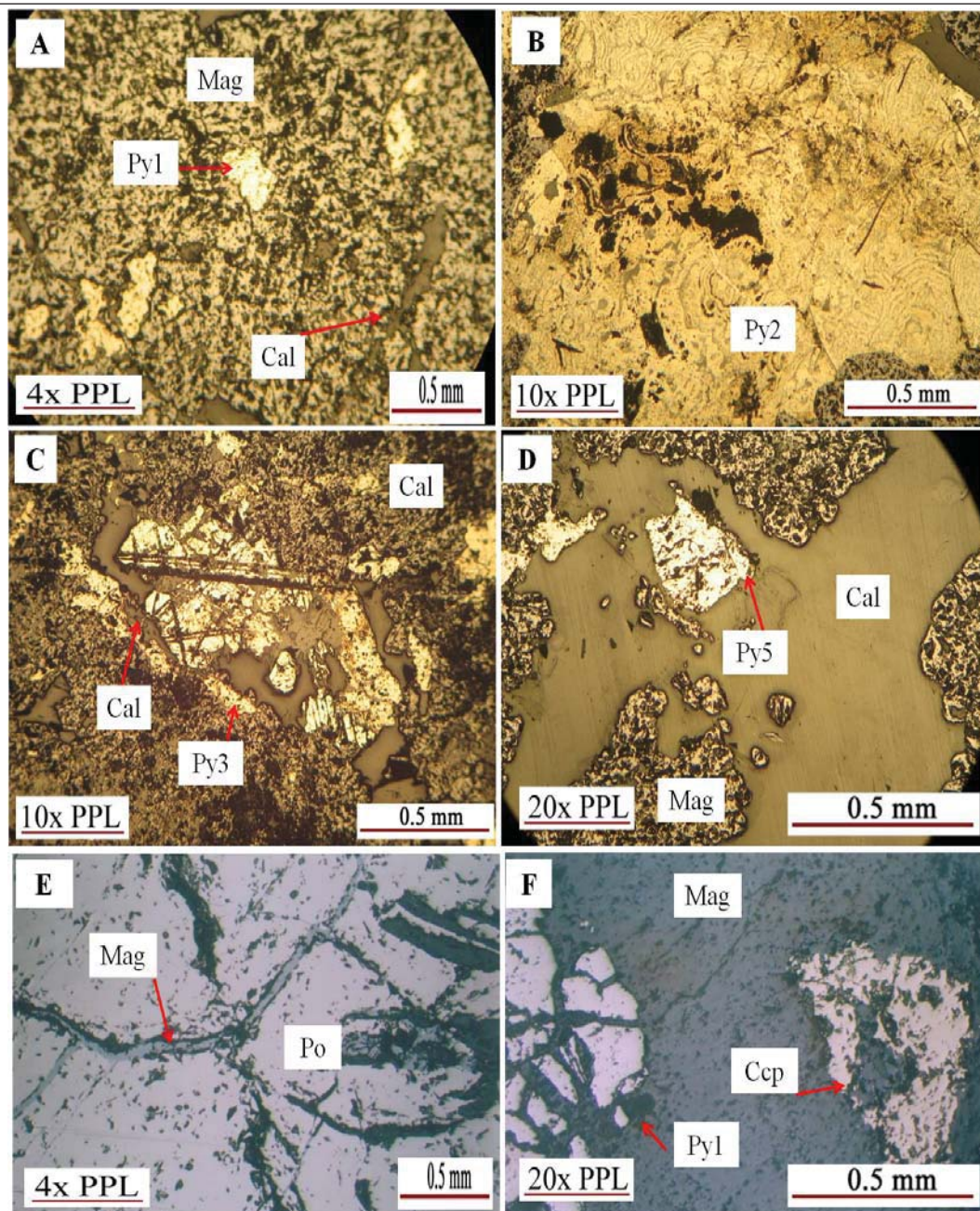
با توجه به بررسی‌های صحرایی و نیز مقاطع میکروسکوپی، این کلسیت‌ها از نظر زمانی بعد از تشکیل کانسنگ مگنتیتی سراب ۳ بر محیط تحمیل شده‌اند^۱ و فضاهای ریز و میکروشکستگی‌های کانسنگ مگنتیتی، سنگ اسکارن و حتی واحدهای سنگی میزبان را نیز پر کرده است. دماهای به‌دست آمده نیز تا حد زیادی بیانگر این مطلب است. در نمونه‌های مورد بررسی، مشخص شد که در بخش‌هایی مگنتیت به‌صورت اذخال‌هایی در داخل کلسیت به‌دام افتاده است. بررسی میان‌بارهای سیال موجود در کلسیت‌های سراب ۳، نشان از اهمیت این مرحله از کانه‌زایی در اسکارن‌ها دارد. در واقع شناخت ماهیت محلول‌های باقی‌مانده در این مرحله می‌تواند در تشخیص زمین‌شناسی کانسارها و گام‌های مختلف کانی‌سازی کاربرد داشته باشد.

بررسی میان‌بارهای سیال بر روی ۶ نمونه دوبرصیقل^۲ با کانی میزبان کلسیت انجام شد که در یک نمونه به‌علت ریز بودن میان‌بارهای سیال، برای بررسی، مناسب تشخیص داده نشد. به‌طور کلی از لحاظ شکل ظاهری، میان‌بارهای سیال در نمونه‌ها به ترتیب فراوانی شامل: الف) بلور منفی به پیروی از بلور کلسیت و ب) میان‌بارهای سیال با شکل‌های کشیده هستند.

میان‌بارهای سیال مورد بررسی در سراب ۳، بر طبق معیارهای رودر (Roedder, 1984) و شفر و همکاران (Shepherd et al., 1985) به اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب طبقه‌بندی شده‌اند. این میان‌بارها شامل انواع ۱) دو فاز غنی از مایع، ۲) سه فاز متشکل از مایع آبگین+حباب بخار+هالیت، ۳) تک‌فاز مایع و ۴) تک‌فاز گاز هستند (شکل ۱۹). مؤلفه‌های دمایی بر روی میان‌بارهای سیال نوع ۱ و ۲ انجام شد.

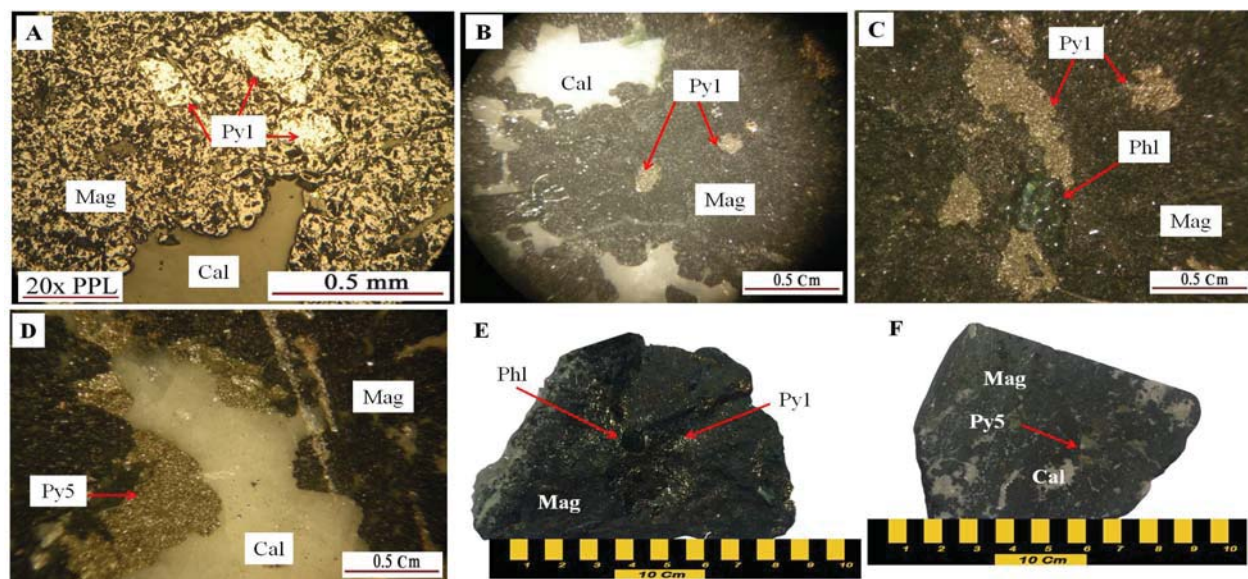
1. Overprinte

2. Doubly Polished Thin Sections



شکل ۱۶. تصاویر میکروسکوپی کانه‌های کانسار آهن سراب ۳. A: پیریت‌های نسل اول (Py1) در کنار مگنتیت، B: پیریت‌های ملنکویتی نسل دوم (Py2) با بافت کلوفرمی، C: پیریت‌های نسل سوم (Py3) که به دلیل تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی خرد شده است، D: پیریت‌های نسل پنجم به همراه رگه کلسیتی، E: رگچه‌های مگنتیتی و F: کالکوپیریت و پیریت‌های نسل اول در کنار مگنتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت، Py: پیریت، Po: پیروتیت، Ccp: کالکوپیریت).

Fig. 16. Photomicrographs of the ore minerals of Sarab 3 iron ore deposit. A: First generation pyrite (Py1) along with magnetite, B: Melnikovite pyrites of second generation (Py2) with the colloform texture, C: Third generation pyrites (Py3) that have been crushed due to the effect of tectonic processes, D: Fifth generation pyrites with calcite veins, E: Veinlets of magnetites, and F: Chalcopyrite and first-generation pyrites along with magnetite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mag: Magnetite, Cal: Calcite, Py: Pyrite, Po: Pyrrhotite, Ccp: Chalcopyrite).



شکل ۱۷. A: تصویر میکروسکوپی از نمونه 92-Sb-407، پیریت‌ها نسل اول در زمینه مگنتیتی و کلسیت‌ها به صورت رگچه‌ای در سنگ، B و C: تصویر میکروسکوپ بیناکولار از نمونه 92-Sb-406، پیریت‌های نسل اول به طور هم‌زمان با مگنتیت و فلوگوپیت، D: تصویر میکروسکوپ بیناکولار از نمونه 92-Sb-30، پیریت‌های نسل پنجم به همراه کلسیت در زمینه مگنتیتی، E: نمونه دستی از مگنتیت به همراه کلسیت و پیریت‌های نسل اول و F: نمونه دستی از مگنتیت به همراه کلسیت و پیریت‌های نسل پنجم. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Phl: فلوگوپیت).

Fig. 17. A: Photomicrographs of 92-Sb-407 sample, first generation pyrites in the background of magnetite and calcite veinlet in the rock, B and C: Binocular photomicrographs of 92-Sb-406 sample, first generation pyrites coexist with magnetite and phlogopite, D: Binocular photomicrographs of 92-Sb-30 sample, 5th generation pyrites with calcite in the magnetite background, E: hand specimen of magnetite with phlogopite and first generation pyrites, and F: hand specimen of magnetite with calcite and 5th generation pyrites. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Mag: magnetite, Py: pyrite, Phl: phlogopite).

بخار+هالیت است (شکل ۱۹-A و B). مایع آبگین بیشتر حجم میان‌بار را تشکیل داده است (در حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد). در بیشتر موارد حباب بخار بزرگ‌تر از بلور نمک بوده و حجمی در حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد از میان‌بارهای سیال را تشکیل داده است. میزان شوری هالیت از ۲۸ تا ۳۳ درصد وزنی NaCl در تغییر است. این نوع از میان‌بارهای سیال در نمونه Sb-92-26 مشاهده می‌شود. در میان‌بارهای سیال این نمونه (که دارای بیشترین میزان شوری در میان سایر نمونه است) فاز جامد هالیت مشاهده می‌شود که می‌توان دلایل زیر را برای این امر بیان داشت:

الف) این میان‌بارهای سیال مربوط به مرحله‌ای از کانه‌زایی بوده اند و در شرایط زمانی و عمقی محبوس شده‌اند که هنوز اختلاط

میان‌بارهای سیال نوع ۱ به صورت دو فاز غنی از مایع بوده یا به عبارت دیگر، متشکل از مایع آبگین و حباب بخار هستند (شکل ۱۹-A، B، C و D)، حباب بخار حدود ۱۵ تا ۳۰ درصد حجم میان‌بار را اشغال کرده است در واقع درجه پرشدگی این نوع از میان‌بارها در حدود ۷۰ تا ۸۵ درصد است. میان‌بارهای غنی از مایع بیشتر به شکل‌های بلور منفی (به پیروی از کانی‌میزبان) و کشیده مشاهده می‌شوند. در میان‌بارهای سیال دوفازی هیدروهالیت نیز مشاهده شد. در میان‌بارهای سیال مورد بررسی، همگن شدن فاز بخار به فاز مایع رخ داد (V+L-L)، و هیچ‌گونه همگن شدن به فاز بخار در نمونه‌ها مشاهده نشد. میان‌بارهای سیال نوع ۲ و یا چند فاز متشکل از مایع آبگین+حباب

با آب‌های جوی صورت‌نگرفته است، ب) فرایند جوشش موجب به‌دام افتادن مایعی با شوری بالا در این میان‌بارهای سیال شده است؛ زیرا اصولاً فرایند جوشش یک مایع با شوری متوسط را به دو فاز یکی بخار و دیگری مایع با شوری بالا تبدیل می‌کند (Roedder and Bodnar, 1980) و ج) احتمالاً این نوع از میان‌بارهای سیال در سایر نمونه‌ها نیز حضور داشته است؛ اما به‌دلیل ریز بودن و یا فراوانی کم آنها مشاهده نشده‌اند. هاینس و کسلر (Haynes and Kesler, 1988) در میان‌بارهای سیال اسکارن‌های گوناگون نوسانات و تغییرات

سیستماتیک و نظام‌مند نسبت‌های $KCl:CaCl_2$ را بررسی کرده‌اند. آنها تغییرات یادشده را بازتابی از منابع گوناگون سیال و میزان اختلاط ماگمایی با آب‌های فسیلی^۱ و جوی^۲ می‌دانند. به‌طور کلی آب‌های ماگمایی^۳ میزان KCl بالاتری دارند و سیالاتی هم که $CaCl_2$ زیاد دارند، بیشتر از سنگ‌های رسوبی دیواره تأثیر پذیرفته‌اند (Haynes and Kesler, 1988). آنجایی که در کانسار سراب^۳ میزان کانه زایی، سنگ آهک الیگوسن است و با توجه به میزان بالای $CaCl_2$ در این نمونه، می‌توان چنین فرایندی را برای آن در نظر گرفت.

	Minerals	Prograde – isochemical contact metamorphism	Prograde – metasomatism and replacement	Retrograde – meteoric fluid influx and main metal precipitation	Supergene/ Weathering
Ore	Magnetite				
	Hematite				
	Pyrite				
	Chalcopyrite				
	Pyrrhotite				
	Phologopite				
Gangue	Amphibole				
	Clinopyroxene				
	Chlorite				
	Epidote				
	Talc				
	Serpentine				
	Calcite				
	Actinolite-Tremolite				
	Fe Hydroxide				

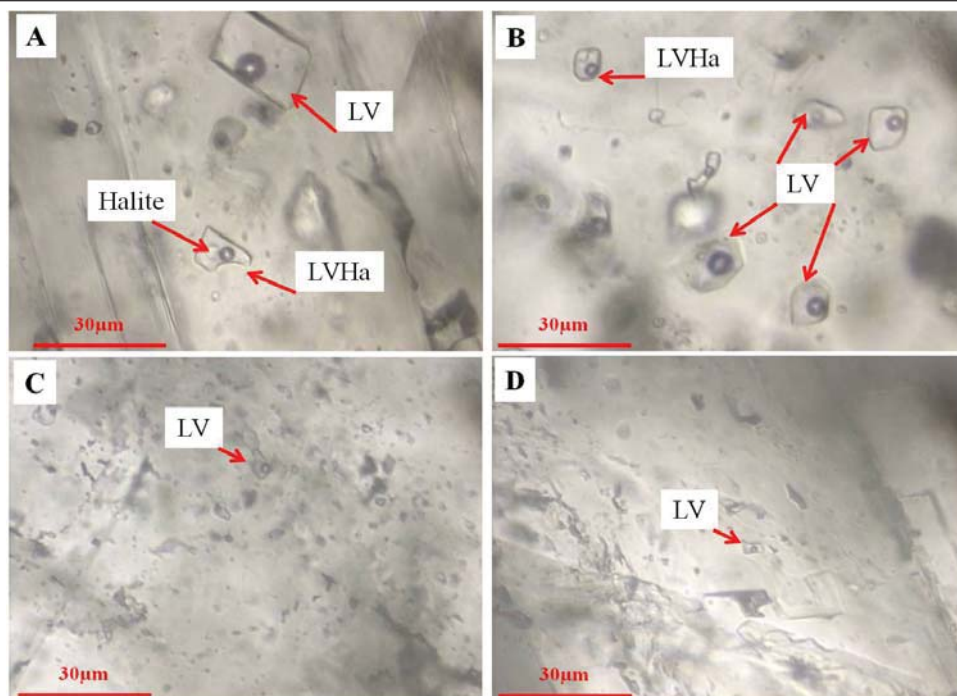
شکل ۱۸. توالی همیافیتی کانی‌ها در کانسار سراب^۳

Fig. 18. Mineral paragenetic sequence for the Sarab 3 ore deposit

بیشترین میزان فراوانی دمای همگن‌شدن مربوط به دامنه دمایی ۱۵۰ تا ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد است که به‌صورت یک قله در نمودار مشخص است (شکل ۲۰). اما باید توجه داشت که گستره اصلی دمای همگن‌شدن در فاصله دمایی ۱۴۰ تا ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارد. با توجه به داده‌های دمای همگن‌شدن، حداقل و حداکثر دمای همگن‌شدن محاسبه‌شده در نمونه‌ها به ترتیب ۱۱۵ و ۳۲۴ درجه سانتی‌گراد است که هر کدام فقط در

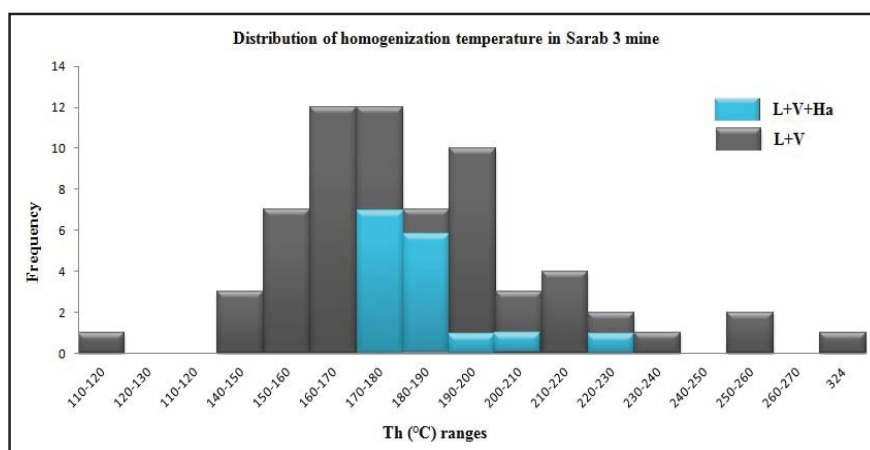
یک سیال درگیر دیده شده‌اند (جدول‌های ۱ و ۲). در جدول‌های ۱ و ۲، اطلاعات ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال مورد بررسی در کانسار آهن سراب^۳ آمده است. در نمونه‌های مورد بررسی، درصد شوری (شکل ۲۱) بر اساس جدول‌ها و فرمول‌های ارائه‌شده توسط بودنار و ویتک (Bodnar and Vityk, 1994) محاسبه شده است.

1. Connate water
2. Meteoric water
3. Magmatic water



شکل ۱۹. تصاویر میان‌بارهای سیال موجود در کانی کلسیت کانسار آهن سراب ۳، A: میان‌بار سیال غنی از مایع (LV) و میان‌بار سیال سه فازی (LVHa) متشکل از فاز مایع (L)، فاز گاز (V) و هالیت (Ha)، نمونه شماره Sb-92-26، B: میان‌بارهای سیال غنی از مایع و چند فازی، نمونه شماره Sb-92-26، C: میان‌بار سیال دو فازی (LV) متشکل از فاز گاز (V) و فاز مایع (L)، نمونه شماره Sb-92-411 و D: میان‌بار سیال دوفازی غنی از مایع (LV)، نمونه شماره Sb-92-418

Fig. 19. Photographs of fluid inclusions in calcite mineral at Sarab 3 iron ore deposit, A: Liquid rich fluid inclusion (LV) and the three phase fluid inclusion (LVHa) involving liquid phase (L), gas phase (V) and halite (Ha), sample No. Sb-92-26, B: Rich of liquid and multiphase fluid inclusion, Sample No. Sb-92-26, C: Two phase fluid inclusion (LV) consisting of a gas phase (V) and liquid phase (L), sample No. Sb-92-411, and D: Two phase fluid inclusion rich of liquid (LV), sample No. Sb-92-418



شکل ۲۰. نمودار فراوانی دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در کانسار آهن سراب ۳

Fig. 20. Homogenization temperature frequency diagram of the fluid inclusions at Sarab 3 iron ore deposit

جدول ۱. اطلاعات ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال موجود در کانی کلسیت در کانسار آهن سراب ۳. علائم اختصاری: L: مایع آبگین، V: حباب گاز، nv: غیرقابل مشاهده، Te: نقطه یوتکتیک (اولین نقطه ذوب یخ)، Tmice: آخرین نقطه ذوب یخ، Thv-l: همگن شدن نهایی به فاز مایع

Table. 1. Microthermometric data of fluid inclusions in calcite mineral at Sarab 3 iron ore deposit (L=Liquid, V=Vapour, nv=not visible, Te=T eutectic, Tmice=T melting (final) of ice, Thv-l=Temperature of homogenization to liquid)

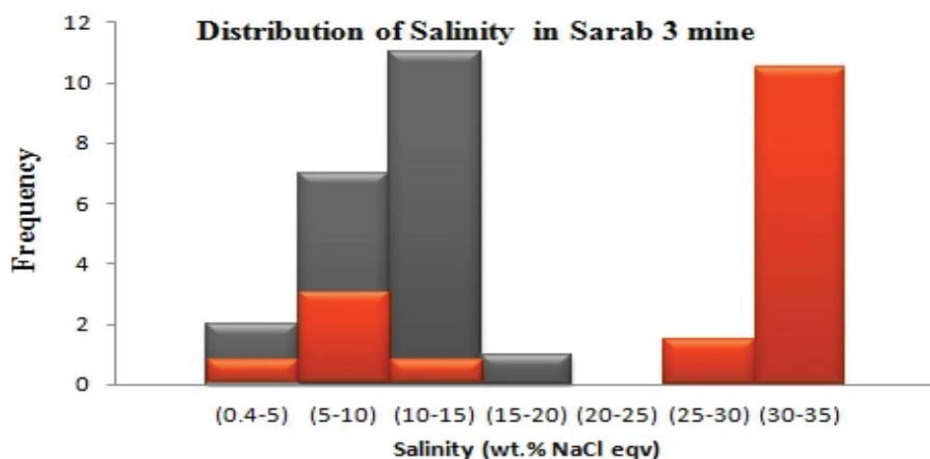
Sample	Size(μm)	Type	Te (°C)	T _{mice} (°C)	wt.% NaCl	Th _{v-l} (°C)	Sample	Size(μm)	Type	Te (°C)	T _{mice} (°C)	wt.% NaCl	Th _{v-l} (°C)
Sb-92-418	6	L+V	nv	-9.8	13.79	260	Sb-92-416	6	L+V	nv	nv	-	170
	6	L+V	nv	-6.5	10.05	260		5	L+V	nv	nv	-	164
	5	L+V	nv	nv	-	324		6	L+V	nv	nv	-	191
	6	L+V	nv	nv	-	151		5	L+V	nv	-2.4	4.07	162
	6	L+V	nv	nv	-	160		5	L+V	nv	nv	-	169
	5	L+V	nv	nv	-	160		10	L+V	nv	nv	-	170
	8	L+V	nv	nv	-	192		12	L+V	nv	nv	-	160
	7	L+V	nv	nv	-	200		20	L+V	nv	nv	-	191
	6	L+V	nv	-10.8	14.79	190		10	L+V	nv	nv	-	212
	7	L+V	nv	-10.8	14.79	172		7	L+V	nv	nv	-	224
	9	L+V	nv	-10.5	14.49	175		10	L+V	nv	nv	-	180
Sb-92-411	7	L+V	nv	nv	-	190	12	L+V	nv	nv	-	196	
	6	L+V	nv	nv	-	170	14	L+V	nv	nv	-	200	
	5	L+V	nv	nv	-	173	15	L+V	nv	nv	-	184	
	5	L+V	nv	-0.4	0.4	168	10	L+V	nv	nv	-	180	
	5	L+V	nv	nv	-	180	12	L+V	nv	nv	-	172	
	6	L+V	nv	nv	-	155	15	L+V	nv	nv	-	174	
Sb-92-419	6	L+V	nv	nv	-	162	14	L+V	nv	-7.1	10.79	203	
	10	L+V	nv	nv	-	198	8	L+V	nv	-9	12.95	194	
	5	L+V	nv	nv	-	161	16	L+V	nv	-5	8.07	194	
	5	L+V	nv	nv	-	164	8	L+V	nv	-7	10.67	203	
Sb-92-412	7	L+V	nv	nv	-	115	8	L+V	nv	-7	10.67	208	
	7	L+V	nv	nv	-	170	8	L+V	nv	-5.5	8.75	178	
	7	L+V	nv	-13	16.82	156	12	L+V	nv	-5	8.07	199	
	7	L+V	nv	nv	-	187	10	L+V	nv	-5.2	8.35	193	
	12	L+V	nv	nv	-	178	8	L+V	nv	-6.5	10.05	190	
	6	L+V	nv	nv	-	150	17	L+V	nv	-5	8.07	190	
	7	L+V	nv	nv	-	165	14	L+V	nv	-7	10.67	211	
						12	L+V	nv	-5.5	8.75	219		
						20	L+V	nv	-5.5	8.75	220		

جدول ۲. اطلاعات ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال در کانی کلسیت در نمونه شماره Sb-92-26. علائم اختصاری: L: مایع آبگین، V: حباب گاز، nv: غیرقابل مشاهده، Ha: هالیت، Te: نقطه یوتکتیک (اولین نقطه ذوب یخ)، Tmice: آخرین نقطه ذوب یخ، Thv-l: همگن شدن نهایی به فاز مایع، Tmhh: دمای انحلال هیدرو هالیت

Table. 2. Microthermometric data of fluid inclusions in calcite mineral in sample No. Sb-92-26 (L=Liquid, V=Vapour, Ha=Halite, nv=not visible, Tmhh=Temperature of homogenization of hydro-halite, Te=T eutectic, Tmice=T melting (final) of ice, Thv-l=Temperature of homogenization to liquid)

Size(μm)	Type	Te ($^{\circ}\text{C}$)	wt.% NaCl	Thv-l ($^{\circ}\text{C}$)	Tmhh ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	wt.% CaCl ₂	wt.% NaCl/(NaCl+CaCl ₂)	wt.% NaCl+CaCl ₂
12	L+V	-68	7.1	155	-29.4	-21.2	14.7	0.3	21.8
12	L+V	-52	7.4	140	-29	-20.8	14.2	0.3	21.6
20	L+V	-52	7.7	176	-29	-20.2	14.8	0.3	22.4
20	L+V	-52	6.8	177	-27.8	-13.6	10.3	0.4	17.0
26	L+V	-45	1.8	233	-28.7	-2.7	3.3	0.4	5.0

Size(μm)	Type	Th Halite	wt.% NaCl	Thv-l ($^{\circ}\text{C}$)	Size(μm)	Type	Th Halite	wt.% NaCl	Thv-l ($^{\circ}\text{C}$)
10	L+V+Ha	170	30.5	185	15	L+V+Ha	130	29.37	182
12	L+V+Ha	157	30.1	181	15	L+V+Ha	173	30.6	199
8	L+V+Ha	83	28.26	176	20	L+V+Ha	210	31.98	208
10	L+V+Ha	156	30.07	188	12	L+V+Ha	208	31.89	175
12	L+V+Ha	165	30.34	185	16	L+V+Ha	240	33.39	229
10	L+V+Ha	171	30.53	182	16	L+V+Ha	230	32.89	175
8	L+V+Ha	165	30.34	174	12	L+V+Ha	228	32.79	180
7	L+V+Ha	155	30.04	172	36	L+V+Ha	235	33.14	179



شکل ۲۱. هیستوگرام شوری میان‌بارهای سیال در کانسار آهن سراب ۳

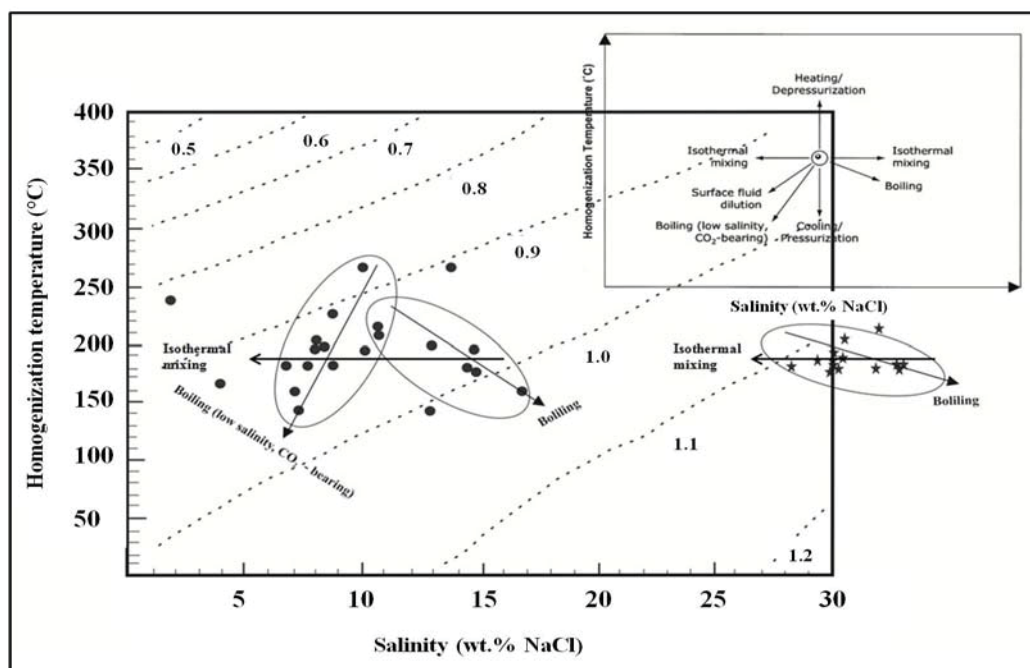
Fig. 21. Salinity histogram of fluid inclusion at Sarab 3 iron ore deposit

تفسیر داده‌های میان‌بارهای سیال

شواهد صحرایی و سایر بررسی‌های زمین‌شناسی در کانسار آهن سراب ۳ (کانی‌شناسی، دگرسانی‌ها، بررسی‌های ایزوتوپ‌های گوگرد) نشان‌دهنده کانی‌سازی به صورت اسکارن است؛ اما چنان‌که در نمودار بالا مشخص است، بیشتر میان‌بارهای سیال دامنه پایینی از دما را نشان می‌دهند (شکل ۲۰). اما باید بیان داشت که در سراب ۳، سیالات ماگمایی و جوی در کانی‌سازی نقش داشته‌اند و در مرحله پس‌رونده که اختلاط این دو سیال صورت گرفته، ته‌نشینی کانسنگ مگنتیتی و هماتیتی صورت گرفته است. کاهش دمای سیال ماگمایی اولیه در اثر اختلاط با سیالات جوی از عوامل ته‌نشینی کانسنگ در سراب ۳ بوده است که نمود این کاهش دما در بررسی میان‌بارهای سیال مشخص است.

تغییرات چگالی به‌ویژه با توجه به سازوکارهای جریان سیال و تکامل تغییرات در چگالی سیال به‌خصوص در سیستم‌هایی که می‌توانند وقفه‌هایی در فرایند جریان سیال ایجاد کنند، مهم است.

نمودار مفید برای این کار، نمودار دوتایی دمای همگن شدن-شوری است که در آن خطوط کنتوری با چگالی ثابت رسم شده و توسط ویلکینسون (Wilkinson, 2001) ارائه شده است (شکل ۲۲). بر این اساس چگالی سیال کانه‌ساز تحول‌یافته در کانسار سراب ۳، در دو دامنه متفاوت قرار می‌گیرد که غالب نمونه‌ها دارای چگالی ۰/۹ تا 1 gr/cm^3 هستند و می‌توان آن را معادل چگالی آب در نظر گرفت. میان‌بارهای سیال مربوط به نمونه شماره 92-Sb-026 که دارای چگالی بیشتر از سایر نمونه‌هاست ($> 1/1 \text{ g/cm}^3$) از بقیه نمونه‌ها اندکی بیشتر است. چنان‌که در نمودار شکل ۲۲ مشخص است، سه دسته سیال با شوری متفاوت در کانسار سراب ۳ نقش داشته‌اند. دو دسته از آنها از نظر شوری به هم نزدیک‌ترند و دارای شوری کم تا متوسط هستند (0.4-20 wt.% NaCl equiv) و در سمت چپ نمودار بالا دیده می‌شوند و دسته دیگر دارای شوری بالاتری (25-35 wt.% NaCl equiv) هستند.



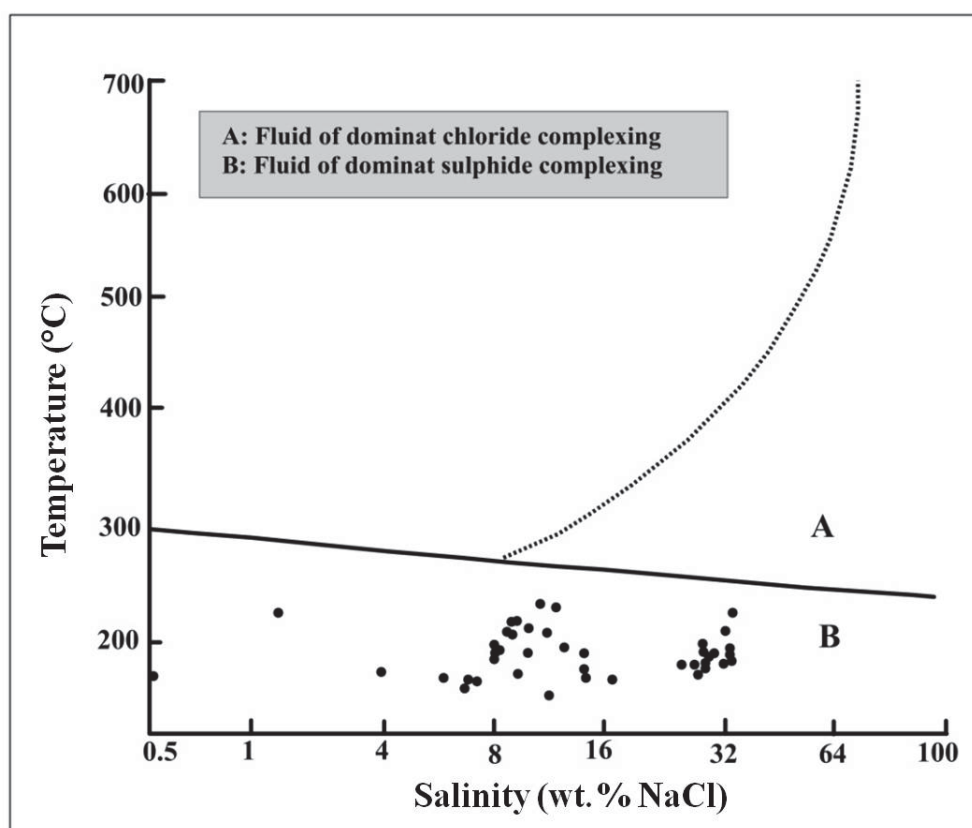
شکل ۲۲. نمودار شوری-دمای همگن شدن به منظور محاسبه چگالی (Wilkinson, 2001) در معدن آهن سراب ۳. همگی میان‌بارهای سیال در این نمودار در میزان کلسیتی بوده و دارای روند جوشش هستند.

Fig. 22. Diagram of salinity-homogenization temperature to determine the density (Wilkinson, 2001) in Sarab 3 iron mine. All of the fluid inclusions in this diagram are in calcite host and have boiling process.

دمای همگن‌شدن در مقابل شوری متوسط که توسط پیراینو (Pirajno, 2009) ارائه شده است، استفاده شد (شکل ۲۳). اطلاعات کانسار آهن سراب ۳، بر اساس این نمودار در محدوده مربوط به کمپلکس بی‌سولفیدی قرار می‌گیرد و می‌توان نتیجه گرفت که آنیون غالب در این کانسار SO_4^{2-} یا HS^- بوده است. وجود کانی‌های سولفیدی مانند پیریت، پیرویت و کالکوپیریت در این کانسار شاهی بر این ادعاست.

در روند‌های مشخص شده بر روی نمودار، فرایند جوشش را برای سیالات در کانسار سراب ۳ ثابت می‌کنند. پدیده جوشش موجب به‌دام افتادن میان‌بارهای سیال با نسبت‌های فازی مختلف می‌شود (Kerkhof and Hein, 2001). از شواهد جوشش در سراب ۳، وجود کلسیت‌های تیغه‌ای و وجود فاز مایع و بخار در کنار هم در میان‌بارهای سیال است.

برای شناسایی کمپلکس‌های غالب در حمل فلزات از نمودار



شکل ۲۳. نمودار دمای همگن‌شدن-شوری برای تعیین کمپلکس فلزی (Pirajno, 2009) در معدن آهن سراب ۳

Fig. 23. Homogenization temperature- salinity diagram to determine metal complex (Pirajno, 2009) in Sarab 3 iron mine

شد که فراوان‌ترین کانی سولفیدی موجود، پیریت است و آنالیز ایزوتوپی گوگرد نیز بر روی آنها انجام شد. بعد از پیریت، پیرویت فراوان‌ترین کانی سولفیدی است. همچنین مقادیر اندکی از سایر کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت نیز در

بررسی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد

تعداد پنج نمونه سولفیدی از پیت استخراجی معدن آهن سراب ۳، انتخاب شد. نوع و نسل‌های مختلف سولفیدها مورد بررسی قرار گرفت. در بررسی سولفیدهای کانسار سراب ۳، مشخص

شده‌اند و یا احتمالاً طی واکنش‌های اکسیداسیون-احیا محلی و یا خنثی شدن محلول‌های گرمابی در همبری با مرمر رسوب سولفیدها (پیریت‌های نسل پنجم) رخ داده است. نسبت ایزوتوپی گوگرد پنج نمونه برداشت‌شده، در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کوئینز کانادا اندازه‌گیری شد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ این نمونه‌ها نسبت به استاندارد CDT در جدول ۳ نشان داده شده است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سیالات کانی‌ساز از عامل تفکیک Pyrite- H_2S (Ohmoto and Rey, 1979) محاسبه شده است، با این فرض که H_2S مهم‌ترین ترکیب گوگرد در سیال کانی‌سازی است.

سراب ۳ مشاهده می‌شود. هنگام آماده‌سازی نمونه‌ها فقط پیریت جداسازی شد و مورد تجزیه ایزوتوپی قرار گرفت. پیریت‌زایی کانسار آهن سراب ۳، شامل پنج مرحله است؛ اما بر اساس نتایج این پژوهش تمامی نسل‌های یادشده قابل تشخیص، تفکیک و جداسازی نیستند. لذا در این پژوهش فقط از پیریت‌های نسل اول و پنجم (آخرین نسل پیریت) آنالیز ایزوتوپی انجام شد. درباره تشکیل پیریت‌های نسل پنجم، این گونه می‌توان بیان داشت که در اثر فازهای پس‌رونده اسکارنی که در پی آن فوگاسیته گوگرد افزایش یافته است، این نسل از پیریت‌ها تشکیل

جدول ۳. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ (نسبت به CDT) در پیریت‌های موجود در کانسنگ مگنتیتی کانسار آهن سراب ۳

Table 3. The values of $\delta^{34}\text{S}$ (relative to CDT) in pyrites contained in magnetite ore of Sarab 3 iron ore deposit

Sample ID	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰ VCDT}$	Th($^{\circ}\text{C}$) Fluid inclusion	$\delta^{34}\text{S} \text{ H}_2\text{S} \text{ ‰}$
Sb-92-405	Pyrite (Stage I+ Stage V)	3.6	162-191	1.5-1.7
Sb-92-406	Pyrite (Stage I)	3	151-324	0.8-1.9
Sb-92-407	Pyrite (Stage I)	3	151-324	0.8-1.9
Sb-92-30	Pyrite (Stage V)	3.2	155-180	1-1.3
Sb-92-412	Pyrite (Stage V)	3.4	150-187	1.2-1.5

با آن دسته از توده‌های نفوذی دارند که در عمق کمی از سطح زمین جایگزین شده‌اند (Maanijou, 2007). این کانسارها در سامانه‌های گرمابی حاصل از سرد شدن و پیشرفت تبلور ماگما تحول یافته‌اند (Hoefts, 2004).

به‌طور تجربی ثابت شده است که سولفیدهای درون‌زادی که در هشته‌های گرمابی ماگمایی شکل گرفته‌اند و یا حتی سولفیدهای موجود در یک ناحیه معدنی به‌ندرت تغییر ترکیبی بیشتر از ± 5 در هزار را نشان می‌دهند و در بیشتر موارد این تغییرات کمتر از مقدار ذکر شده است (Barnes, 1997). با توجه به آنکه $\delta^{34}\text{S}$ سولفیدهای حاصل از کانسار سراب ۳ دارای تغییر ترکیبی کمتر از ± 5 در هزار است (شکل ۲۴)؛ بنابراین شاید مناسب باشد که همه آنها را به هیدروترمال با منشأ ماگمایی نسبت داد. همچنین فاوور و منسینگ (Faure and

تفسیر داده‌های ایزوتوپ پایدار گوگرد

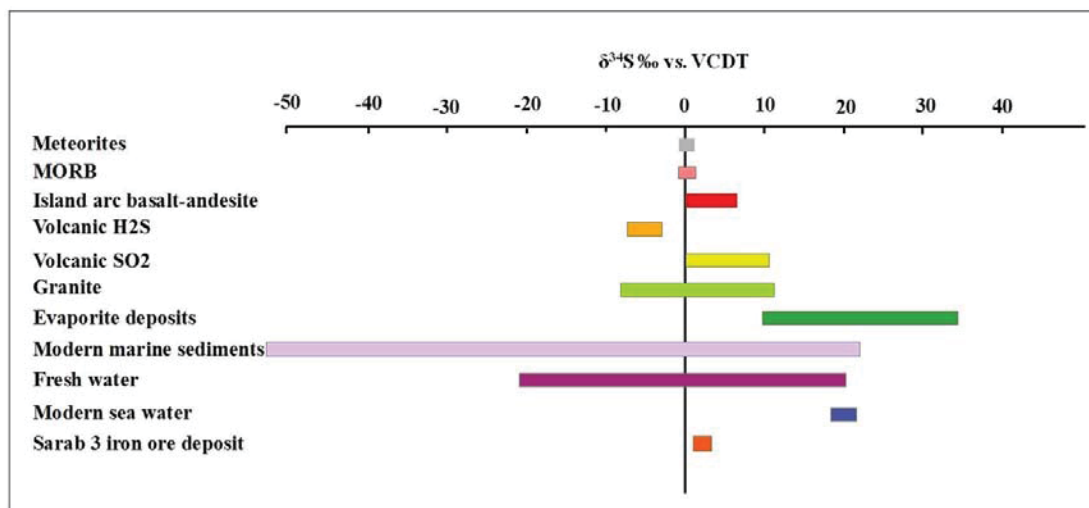
دو عامل مهم تغییرات مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ ، شامل تأثیر مقادیر ایزوتوپی گوگرد منبع و دیگری تأثیر فرایندهای ایجادکننده تفکیک ایزوتوپی است. گیلن و همکاران (Gehlen et al., 1983) نشان دادند که مقادیر ایزوتوپی اولیه در کانی‌هایی که تحت شرایط دگرگونی دمای 670°C درجه سانتی‌گراد و 5 kb فشار قرار گرفته‌اند، باقی می‌ماند. همچنین بررسی رفتار ایزوتوپ‌های گوگرد در حین دگرگونی ناحیه‌ای نشان می‌دهد که توزیع مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در تمام انواع سنگ‌های دگرگونی، تحت تأثیر علائم ایزوتوپی سنگ مادر آنها قرار گرفته است. بنابراین حفظ و نگهداری الگوی تفکیک ایزوتوپی اولیه قانون غالب است. کانسارهای ماگمایی گرمابی (برای مثال کانسارهای نوع پورفیری و اسکارن‌ها) از نظر زمانی و مکانی، همبستگی نزدیک

الیگومیوسن نفوذ کرده است که خود این موضوع می‌تواند انحراف اندک مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ از صفر را برای کانسار سراب ۳ توضیح دهد.

در فاز نمودار پیریت-پروتیت-مگنتیت (Kishima, 1989)، بر اساس تغییرات $f\text{O}_2$ و $f\text{S}_2$ ، محدوده تشکیل این کانی‌ها مشخص بوده و بنابراین می‌توان در اثر تغییرات $f\text{O}_2$ و $f\text{S}_2$ در اسکارن پیریت و مگنتیت را در کنار هم دید.

درخصوص نمونه‌های دارای پیریت نسل آخر (پنجم) می‌توان بیان داشت که این پیریت‌ها هم‌زمان با مرحله پس‌رو اسکارن و نیز همراه با کلسیت تشکیل شده‌اند؛ اما اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی نشان‌دهنده این است که هر دو نسل پیریت موجود در کانسنگ مگنتیتی دارای مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بسیار نزدیک به هم هستند و بر این دلالت دارد که در طول تحول سیال کانه‌ساز مگنتیتی، تفکیک ایزوتوپی در آن صورت نگرفته است و یا مقادیر تفکیک بسیار اندک بوده است.

(Mensing, 2005) چنین بیان می‌کنند که ترکیب ایزوتوپی نزدیک به صفر و یا تغییرات اندک نسبت به این مقدار در برخی کانسارها نشان‌دهنده گوگرد با منشأ ماگمایی است. با توجه به این نظریه می‌توان گفت که مقادیر نزدیک به صفر در سراب ۳ بیانگر آن است که گوگرد، منشأ ماگمایی دارد و سیال هیدروترمال گوگرد خود را از سنگ‌های ماگمایی تأمین کرده است و به این ترتیب بخشی از خود سیال نیز منشأ ماگمایی دارد. در خصوص انحراف $\delta^{34}\text{S}$ کانسارهای ماگمایی از ترکیب ایزوتوپی گوگرد مذاب‌های گوشته‌ای که انتظار می‌رود نزدیک به صفر باشد، این پدیده را اغلب به جذب یا هضم گوگرد از سنگ‌های دیواره نسبت داده‌اند که ممکن است به صورت سولفید یا سولفات وجود داشته باشند (Hoefs, 2004). در سراب ۳ نیز توده‌های دیوریتی-گرانودیوریتی و گرانیتی مربوط به میوسن بالایی در داخل سنگ‌های مربوط به کرتاسه (واحد‌های Kmv, Kms) و آهک و دولومیت‌های



شکل ۲۴. موقعیت ترکیب ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ کانسار سراب ۳ نسبت به محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد در سیستم‌های زمین‌شناسی (Rollinson, 1995) در معدن آهن سراب ۳

Fig. 24. Range of $\delta^{34}\text{S}$ isotopic composition of the Sarab 3 ore deposit relative to the sulfur isotopic ranges in geological systems (Rollinson, 1995) in Sarab 3 iron mine

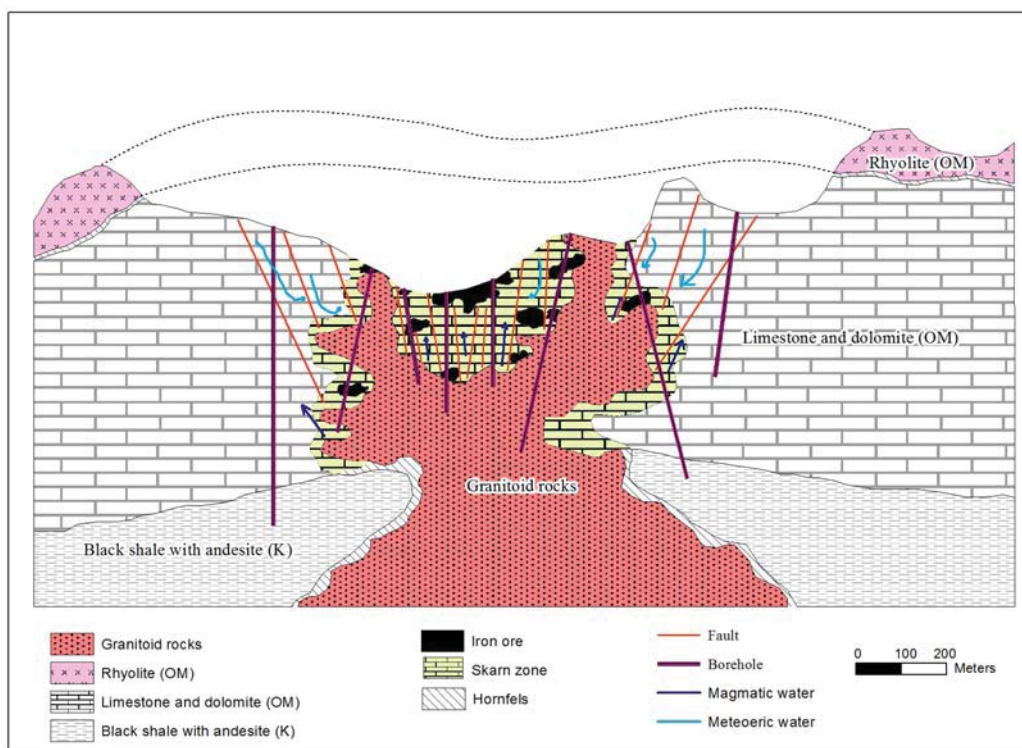
سیستم کانی‌سازی سراب ۳ ترسیم شد که در شکل ۲۵ ارائه شده است. این مدل کاملاً شماتیک است. در سراب ۳، قدیمی‌ترین

مدل کانی‌سازی در سراب ۳

با توجه به تمامی موارد بحث‌شده بالا، یک مدل شماتیک از

هورنفلسی شدن رخ داده است. تأثیر سیالات جوی و ماگمایی در هشته شدن کانسنگ آهن در این شکل نمایش داده شده است. ساختارها مسیری مناسب برای حرکت سیالات یادشده فراهم کرده‌اند.

واحد زمین‌شناسی، واحد شیلی و آندزیت‌های کرتاسه است. واحد آتشفشانی ریولیتی الیگوسن بر روی آهک‌های سازند قم قرار گرفته‌اند. در اثر جای‌گیری توده‌های نفوذی در آهک و دولومیت‌های سازند قم، کانی‌سازی آهن اسکارنی رخ داده است. در حاشیه توده‌های نفوذی، اسکارنی‌شدن و نیز



شکل ۲۵. مدل شماتیکی تشکیل کانسار آهن سراب ۳

Fig. 25. Schematic model for generation of the Sarab 3 iron ore deposit

رگچه‌ای موجود در کانسار سراب ۳ نیز محصول مرحله پس‌رونده است. طی مرحله دگرسانی پس‌رونده تأثیر سیال باقی‌مانده از سیال کانه‌ساز بر روی سنگ‌های اسکارنی و هورنفلس‌های مجاور، موجب آزاد شدن کلسیم از سنگ اسکارنی و انتقال مواد فرار به آن شده است. در این مرحله سیال یادشده عقیم بوده و درجه حرارت و شوری پایین‌تری از حالت اولیه خود داشته است. در نتیجه واکنش‌های پس‌رونده، جای‌گزینی کانی‌های کالک سیلیکاته پر کلسیم با مجموعه‌ای از

نتیجه‌گیری

جای‌گیری توده‌های نفوذی دیوریتی-گرانودیوریتی و گرانیتی در آهک‌های الیگوسن سازند قم موجب ایجاد کانی‌سازی آهن اسکارنی سراب ۳ شده است. در این کانسار تشکیل کانسنگ مگنتیتی-هماتیتی در مرحله پس‌رونده و هم‌زمان با اختلاط آب‌های ماگمایی و جوی صورت گرفته است. در این مرحله سولفیدزایی نیز به شکل افشان و رگچه‌ای شامل کانی‌های پیریت، پروتیت و کالکوپریت اتفاق افتاده است. کلسیت‌های

ایجاد شده است. همچنین مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سیالی که در تعادل با سولفیدهای سراب ۳ بوده است، مقدار نزدیک به صفر دارد (۸/۹-۰/۱ در هزار). لذا می‌توان استنباط کرد که سیالی که موجب کانه‌زایی در سراب ۳ شده است، سیالی در ارتباط با ماگما و یا فرایندهای ماگمایی بوده است.

قدردانی

نویسندگان از شرکت کیمیا معادن سپاهان به‌خاطر همکاری در این پژوهش، از خانم آقاجانی به‌خاطر بررسی دقیق میان‌بارهای سیال و از آقای دکتر کورت کایزر از دانشگاه کوئینز کانادا به‌خاطر اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد قدردانی می‌کنند.

کانی‌های با کلسیم پایین تر رخ می‌دهد. همچنین مقادیری از کلسیم‌های حل شده با یون کربنات موجود در سیال ترکیب شده و به‌صورت کلسیت در داخل گسله‌ها و میکروشکستگی‌ها رخ داده است. میان‌بارهای سیال با ارائه تغییرات دما و شوری در سیستم‌های اسکارنی، شواهد مستقیمی از رخدادهای پیش‌رو و پس‌رو آشکار می‌کنند. بررسی میان‌بارهای سیال در سراب ۳ نشان داد که سیال سازنده آنها مربوط به بخش‌های انتهایی مرحله پس‌رونده بوده و دارای شوری و دمای پایین تری هستند. بررسی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در سراب ۳ نشان داد که مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی در این ذخیره دارای دامنه ۳ تا ۳/۶ در هزار است و گوگرد ممکن است از یکی از این دو منبع حاصل شده باشد: یا به‌طور مستقیم از تفریق بخشی سیال ماگمایی و یا به‌واسطه انحلال و آب‌شویی منابع آذرین سولفیددار پیشین

References

- Azizi, H., 1992. Petrography and petrogenesis of Shahrak iron ore deposit (Takab). M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran, 148 pp. (in Persian with English abstract)
- Azizi Shotur Khoft, H., 2003. Petrogenesis of contact metamorphic rocks and associated iron skarn in Shahrak area, east of Takab. M.Sc. Thesis, Tehran University, Tehran, Iran, 134 pp. (in Persian with English abstract)
- Barati, M., 2008. Comparative study how to form iron in parts of Hamedan-Kermanshah-Kurdistan provinces. Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 147 pp. (in Persian with English abstract)
- Barnes, H.L., 1997. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wiley, New York, 797 pp.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18(11): 210-265.
- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of micro thermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: B. De Vivo and M.I. Frezzotti, (Editors), Fluid inclusions in Minerals, Methods and Applications. Virginia Polytechnic Institute and State University Press, Blacksburg, Virginia, pp.117-130.
- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2006. The Mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the SungunChayriver, East-Azarbaigan, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 28(4-6): 423-438.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. Mineralium Deposita, 46(4): 319-335.
- Einaudi, M., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. In: B.J. Skinner (Editor) Economic Geology 75th Anniversary Volume. Society of Economic Geology, Pennsylvania, pp. 317-391.
- Faure, G. and Mensing, A., 2005. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York, 460 pp.
- Fenodi, M. and Sayareh, A.R., 2000. Geological

- map of HasanabaYasoukand, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Gehlen, K.V., Nielsen, H., Chunnett, I., Rozendaal, A., 1983. Sulphur isotopes in metamorphosed Precambrian Fe-Pb-Zn-Cu sulphides and barite at Aggeneys and Gamsberg, South Africa. *Mineralogical Magazine*, 47(345): 481–486.
- Hoefs, J., 2004. Stable isotope geochemistry. Springer verlag, Berlin Heidelberg, New York, 244 pp.
- Haynes, F.M. and Kesler, S.E., 1988, Compositions and sources of mineralization fluid for chimney and manto limestone-replacement ores in Mexico. *Economic Geology*, 83(8): 1985–1992.
- Karimzadeh Somarain, A. and Moayyed, M., 2002. Granite and gabbro-diorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20(3): 127–138.
- Kerkhof, A.M.V., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1–4): 27–47.
- Khodaei, L., 2015. Mineralogy and geochemistry of Sarab-3 Fe deposit (Shahrak, east Takab). M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 164 pp. (in Persian with English abstract)
- Khorram Rudi, A., 2014. Mineralogy and Geochemistry of Shahrak-1 iron ore deposit, deposit (Shahrak, east Takab). M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 133 pp. (in Persian with English abstract)
- Klshima, N., 1989. A thermodynamic study on the pyrite-pyrrhotite-magnetite-water system at 300–500° C with relevance to the fugacity/concentration quotient of aqueous H₂S. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(9): 2143–2155.
- Maanijou, M., 2007. Geochemistry, origin of ore fluids, and formation of Chehelkureh copper deposit (NW of Zahedan). Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 236pp. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Khodaei, L., 2016. Petrology and geochemistry of intrusive body of iron deposit of Sarab-3, east of Takab-north west of Iran. *Petrology*, 7(27): 171–190.
- Maanijou, M. and Khodaei, L., 2018. Mineralogy and magnetite electron microprobe study in Sarab 3 iron ore deposit, Southwest Shahrak mines district (East of Takab). *Journal of Economic Geology*, 10(1): 267–293. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Salemi, R., 2015. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit (East of Takab). *Journal of Economic Geology*, 6(2): 355–376. (in Persian with English abstract)
- Mansouri, S., Aliani, F., Maanijou, M., Sepahi, A., Mostghimi, M., 2015. Mineralogy and geochemistry of granitoids and associated iron skarn of Takht (north of Kaboodar Ahang). *Petrology*, 6(21): 157–176.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4): 145–62.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma, igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321–355.
- Mohajel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Nabavi, M.A., 1976. A Preface to the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 509–567.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral system. Springer Science, New York, 1273 pp.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. In: P.H. Ribbe (Edditor), *Reviews in Mineralogy*. Volume 12, Mineralogical Society of America, Virginia, 644 pp.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8(1): 263–301.
- Rollinson, H.R., 1995. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation. Longman Group, UK, 344 pp.
- Salemi, R., 2013. The study of fluid inclusion and geochemistry of Korkora-1 iron deposit (Shahrak, east Takab). M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 186 pp. (in

- Persian with English abstract)
- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. John Wiley & Sons, New York. 488 pp.
- Shaikhi, R., 1995. Economic geology study of Shahrak Fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp. (in Persian with English abstract)
- Shepherd, T.J., Rankin, A.h. and Anderson, D.H., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, Glasgow, 239 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272.
- Zarei, S., 2014. Study of Mineralogy and Sulfur Isotopes in the Korkora-2 iron ore deposit. M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 99 pp. (in Persian with English abstract)



مقاله پژوهشی

بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و سیالات در گیر اسکارن آهن کلاته‌شب (شرق سریش، خراسان جنوبی)

فاطمه یاری*، محمدحسین زرین کوب و سیدسعید محمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۰۳، پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۰۳

چکیده

اسکارن آهن کلاته‌شب در ۱۰۵ کیلومتری شرق سریش (جنوب شرق بیرجند) در استان خراسان جنوبی، در شرق ایران واقع شده است. یک ماگما با ترکیب حدواسط به درون سنگ‌های آهکی با سن پالئوسن-ائوسن نفوذ کرده و باعث تشکیل اسکارن آهن کلاته‌شب شده است. سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی مولد اسکارن شامل: دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری هستند. اسکارن آهن کلاته‌شب به صورت اکزواسکارن رخ داده و کانی‌های پیروکسن، گارنت، ایدوکراز، اپیدوت و مگنتیت را تشکیل داده است. بر اساس آنالیزهای الکترون مایکروپروب^۱ و پراش پرتو مجهول^۲، پیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و گارنت‌ها از نوع آندرادیت هستند. بررسی‌های ژئوترموتری بر مبنای بررسی‌های سیالات در گیر در محدوده اسکارن، بیانگر رخداد واکنش‌های دگرگونی در حضور سیالی با دمای ۱۷۱ تا ۲۸۶ درجه سانتی گراد و شوری (معادل NaCl) ۱۱/۸۱ تا ۱۴/۷۷ درصد وزنی است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، ژئوترموتری، اسکارن، کلاته‌شب، سریش، زون سیستان

مقدمه

(Tirrul et al., 1983) در شرق ایران واقع شده است. اعتقاد کلی بر آن است که زمین درز سیستان یک مجموعه به هم افزوده است که در زمان بسته شدن اقیانوس سیستان به عنوان باریکه‌ای از اقیانوس نتوتیس - که پهنه‌های قاره‌ای افغان و لوت را از هم جدا کرده است - در اواخر کرتاسه-پالئوسن جای گیری شده است. ماگماتیسیم رخ داده در بخش شمالی زون سیستان را می‌توان در پنج مرحله کرتاسه زیرین، کرتاسه بالایی، ائوسن

منطقه مورد بررسی در ۱۰۵ کیلومتری شرق سریش، در شمال روستای کلاته‌شب قرار گرفته است. این محدوده به عنوان بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهرود (Guillou et al., 1981)، بین طول‌های جغرافیایی ۳۱° ۶۰' و ۳۵° ۶۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۱° ۳۲' و ۲۶° ۳۲' شمالی در استان خراسان جنوبی (شکل ۱) و در بخش شمالی زمین درز سیستان

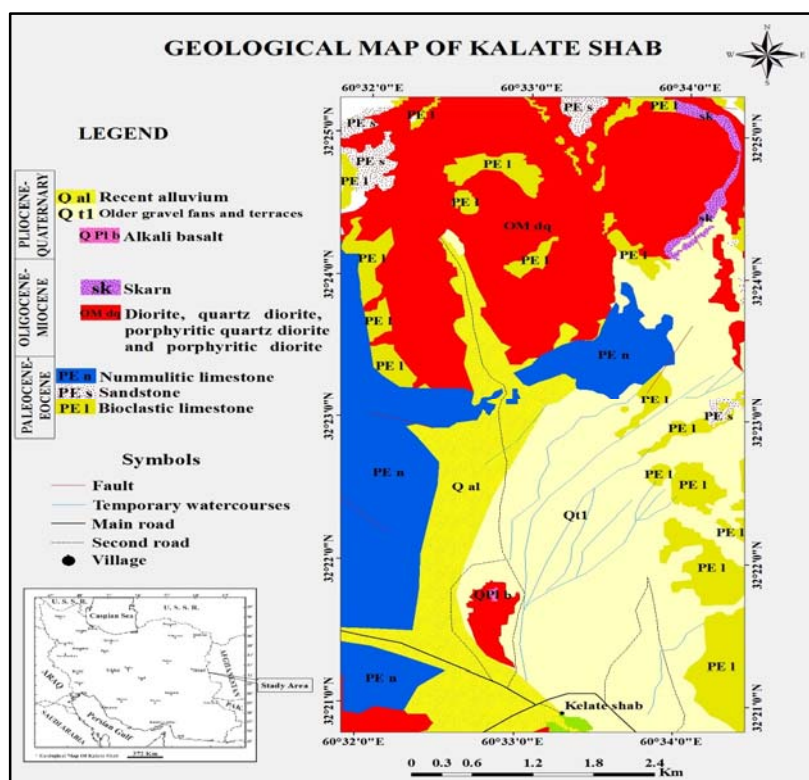
*مسئول مکاتبات: f_yari@birjand.ac.ir

DOI: <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v12i4.77836>

1. EPMA
2. XRD

(Zarrinkoub et al., 2012).

زیرین، ائوسن میانی - الیگوسن و میوسن - کوآترنری تقسیم کرد که هر کدام دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاصی هستند



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال کلاته شب (برگرفته از گایلو و همکاران (Guillou et al., 1981) با کمی تغییرات)

Fig. 1. Geological map of the north of Kalateh Shab area (After Guillou et al., 1981; slightly modified)

نفوذ توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با سن الیگومیوسن (Guillou et al., 1981) به درون واحدهای رسوبی (کربناته) در شمال کلاته شب باعث اسکارن‌زایی شده است که در این پژوهش به سنگ نگاری، شیمی‌کانی‌ها و سیالات درگیر پرداخته شده است.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، ۱۴۰ مقطع نازک، ۱ مقطع صیقلی و ۵ مقطع نازک صیقلی تهیه و بررسی شد. ۳ نمونه برای آنالیز XRD در آزمایشگاه دانشگاه بیرجند، ۳ نمونه برای آنالیز سیالات درگیر در آزمایشگاه دانشگاه پیام‌نور مشهد و ۴ نمونه

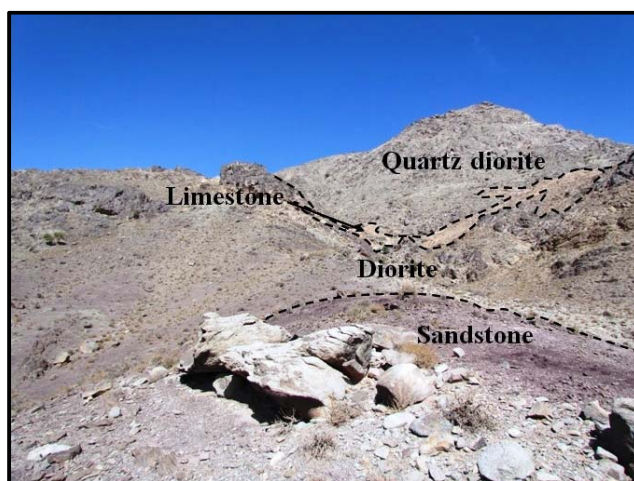
ماگماتیسیم ائوسن-الیگوسن در بخش شمالی زون سیستان به صورت توده‌های نفوذی، نیمه‌نفوذی، گدازه‌ای و آذرآواری از فراوانی خاصی برخوردار است (Pang et al., 2013). نفوذ این توده‌ها به درون واحدهای رسوبی کربناتی در زون سیستان باعث دگرگونی مجاورتی و در مواردی بروز اسکارن شده است. دگرگونی مجاورتی و اسکارن سیاه کمر حاشیه توده نفوذی گرانیوتئید کوه ریگی (Biabangard et al., 2015)، کانی‌زایی آهن در محدوده کلاته ناصر (Saadat, 2016)، اسکارن‌زایی در منطقه بیشه و حاج الیاس (Zarrinkoub et al., 2011; Nakhaei et al., 2013; Nakhaei et al., 2015) و اسکارن کلاته شب نمونه‌هایی از این رخداد است.

کانی‌زایی شده است (Yari, 2014; Yari et al., 2016). واحدهای نفوذی-نیمه‌نفوذی شامل دیوریت، دیوریت پورفیری، کوارتز دیوریت و کوارتز دیوریت پورفیری هستند (شکل ۱). دیوریت و دیوریت پورفیری توسط کوارتز دیوریت و کوارتز دیوریت پورفیری میزبانی می‌شوند. مجاورت این توده‌ها با ماسه‌سنگ‌ها باعث پختگی و در تماس با سنگ آهک‌ها باعث دگرگونی به‌صورت تبلور مجدد و بروز اسکارن آهن شده است (شکل ۲).

برای آنالیز میکروپروب در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انتخاب و مورد آنالیزهای یادشده، قرار گرفتند.

زمین‌شناسی

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه شمال کلاته‌شب ماسه‌سنگ و سنگ‌های آهکی با سن پالئوسن-ائوسن هستند. این واحدها توسط توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی الیگومیوسن (Guillou et al., 1981) مورد هجوم قرار گرفته و باعث



شکل ۲. نفوذ توده‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی در سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-ائوسن منطقه شمال کلاته‌شب. دید عکس به سمت شمال شرق

Fig. 2. Diorite and quartz diorite have intruded into the Paleocene-Eocene limestone and sandstone in the north of Kalateh Shab area. View to the northeast

نیمه‌شکل‌دار و حدود ۱۰ تا ۲۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل بیوتیت آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. کانی‌های رسی، کربنات کلسیم، کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر از جمله کانی‌های ثانویه در این واحد سنگی هستند (Yari, 2014; Yari et al., 2014).

کوارتز دیوریت: بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار، اینترگرانولار و پوئی کیلیتیک در این واحد متداولند. پلاژیوکلازهای شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و پریکلین دارای منطقه‌بندی، ۶۰ تا ۷۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند.

سنگ‌شناسی

سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی

دیوریت: بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار و پوئی کیلیتیک در این واحد سنگی رایج است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) با ماکل پلی‌سنتتیک و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی، یکی از سازندگان اصلی این واحد سنگی است. پلاژیوکلازها ۷۰ تا ۸۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. هورنبلند مهم‌ترین کانی فرومیزین این سنگ است که بیشتر شکل‌دار و گاهی

پلاژیوکلازها به صورت شکل دار بیشترین حجم فنوکریست‌ها (۶۵ تا ۷۵ درصد) را تشکیل داده‌اند. هورنبلند، بیوتیت و کلینوپیروکسن نیز به صورت شکل دار تا حدود ۲۵ درصد حجم فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن فرعی و کانی‌های کدر، کلریت، کانی‌های رسی، کربنات، اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت ثانویه هستند (Yari, 2014; Yari et al., 2014).

سنگ‌های دگرگونی

همبری توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با سنگ‌های آهکی در شمال کلاته شب باعث ایجاد یک مرز متاسوماتیک ضخیم با کانه‌زایی آهن شده است (Yari et al., 2014). سنگ‌های دگرگونی منطقه شامل مرمر و اسکارن است. شواهد صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که دگرگونی در دو مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده ایجاد شده است و هر کدام دارای مجموعه‌های همیافتی و بافت‌های مشخص هستند.

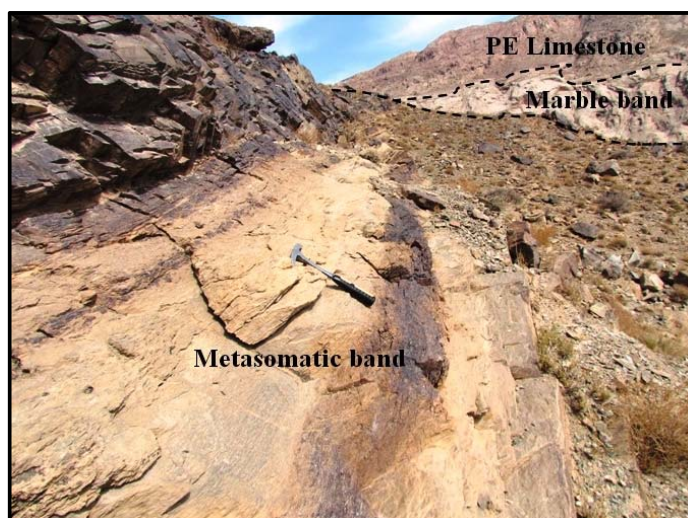
(۱) مرحله پیش‌رونده: در این مرحله کانسارسازی صورت نمی‌گیرد و آماده‌سازی زمینه است. همبری ماگما با سنگ آهک باعث تبلور مجدد آنها و تشکیل باند مرمری و بروز اسکارن در منطقه شده است (شکل ۳).

هورنبلندهای شکل دار و نیمه‌شکل دار ۱۰ تا ۲۰ درصد و کوارتزهای بی‌شکل ۵ تا ۱۰ درصد کانی‌های اصلی این سنگ را می‌سازند. کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند (Yari, 2014; Yari et al., 2014).

سنگ‌های نیمه نفوذی

کوارتز دیوریت پورفیری: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با زمینه میکروگرانولار، پوئی کیلیتیک و گلومروپورفیری هستند. پلاژیوکلازهای شکل دار (الیگوکلاز-آندزین) بیشترین حجم فنوکریست‌ها (۶۵ تا ۷۵ درصد) را تشکیل داده و دارای ماکل پریکلین، آلپیتی و منطقه‌بندی هستند. هورنبلند ۱۵ تا ۲۰ درصد، کوارتز به صورت ریزدانه و بی‌شکل در زمینه و همچنین به صورت فنوکریست‌های گرد شده، ۵ تا ۷ درصد و بیوتیت ۱ تا ۲ درصد سنگ را می‌سازند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. کانی‌های ثانویه نیز شامل کانی‌های کدر، کلریت، کانی رسی، کربنات کلسیم و اپیدوت هستند (Yari, 2014; Yari et al., 2014).

دیوریت پورفیری: بافت این سنگ پورفیری با زمینه میکروگرانولار، پوئی کیلیتیک و گلومروپورفیری است. دارای زمینه دانه ریز متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند است.

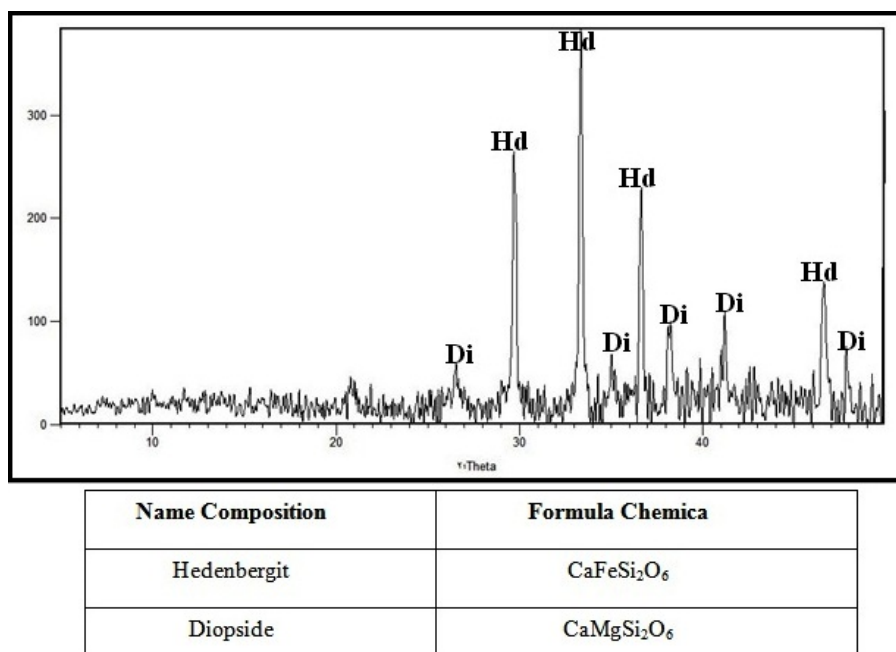


شکل ۳. تشکیل مرمر در مجاورت توده‌های دیوریتی شمال کلاته شب (دید به سمت شرق).

Fig. 3. Marble has formed in the contact of dioritic body of the north of Kalateh Shab area (veiw to the East)

حاوی Mg, Si, Fe با تحرک بالا و حالت نسبتاً اکسند، می‌تواند بروز واکنش‌های کربن‌زدایی و گسترش سیلیکات‌های کلسیمی غنی از آهن نظیر آندرادیت را باعث شود (Einaudi, 1982).

مرحله تشکیل اسکارن: با آماده‌شدن زمینه در مرحله دگرگونی مجاورتی و در ادامه تبلور ماگما، شرایط نهشت کانی‌های سیلیکاتی-کلسیمی بدون آب از جمله گارنت (آندرادیت-گروسولار) و پیروکسن (هدنبرژیت-دیوپسید) (شکل ۴) در منطقه فراهم شده است. ادامه تبلور ماگما و آزادشدن مواد فرار



شکل ۴. نتایج آنالیز XRD نمونه پیروکسن هورنفلس منطقه شمال کلاته‌شب. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hd: هدنبرژیت، Di: دیوپسید).

Fig. 4. Results of XRD analysis of pyroxene hornfels of the north of Kalateh Shab area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hd: Hedenbergite, Di: Diopside).

(شکل ۵-۵). همچنین در دیوریت پورفیری که در مجاورت با سنگ آهک قرار دارد، تشکیل کانی‌های اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۵-۵).

اگزواسکارن: اگزواسکارن که در درون سنگ کربناته همبر با توده آذرین تشکیل می‌شود، بر اساس کانی‌شناسی سنگ کربناته رده‌بندی می‌شوند. اسکارن‌های کلسیک حاوی کانی‌های سیلیکات کلسیم یا کلسیم-آهن مانند گارنت، پیروکسنوئیدها یا اپیدوکراز هستند. بیشتر ذخایر اقتصادی

کانی‌های اسکارن از نظر مکانی به دو گروه اندواسکارن و اگزواسکارن تقسیم می‌شوند:

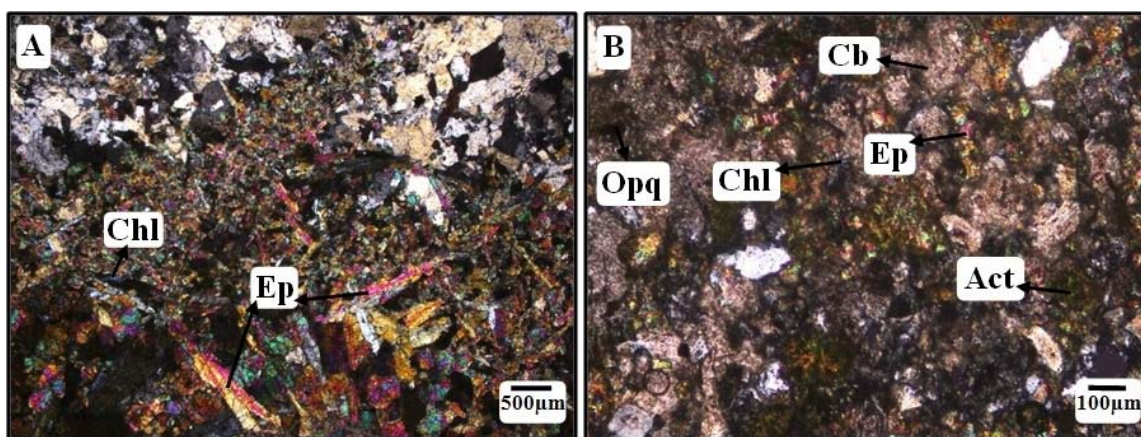
اندواسکارن: اندواسکارن در محل همبری توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با سنگ‌های کربناته و درون توده‌ها تشکیل شده است. سنگ‌های این زون، بافت آذرین خود را حفظ و مقادیر قابل ملاحظه‌ای از کانی‌های شاخص اسکارن از جمله اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز را دارا هستند (شکل ۵). در کوارتز دیوریت منطقه در مجاورت با سنگ‌های کربناته می‌توان با حفظ بافت تشکیل اپیدوت و کلریت را دید

منطقه‌بندی است (شکل ۶). در بین گارنت‌ها می‌توان تشکیل اکتینولیت (شکل ۶-A و B) و روی گارنت جانشینی کلسیت و اپیدوت (شکل ۶-A و C) را مشاهده کرد که نشان‌دهنده مرحله پس‌رونده است. گارنت‌ها از مرکز به سمت حاشیه ناهمگن و دارای زون‌بندی نوسانی هستند (شکل ۶-C و D) و مرز ناگهانی بین زون‌ها که نشان‌دهنده تغییرات ناگهانی در ترکیب شیمیایی مواد تشکیل‌دهنده است. پس منطقه‌بندی در طی رشد کانی به وجود آمده است. نتایج حاصل از آنالیز XRD ترکیب گارنت را، آندرادیت-گروسولار مشخص کرد (شکل ۷).

اسکارن دنیا در اگزواسکارن‌های کلسیک به وجود می‌آید (Einaudi, 1982). تشکیل آندرادیت در سنگ میزبان آهنی مستلزم اضافه شدن Fe (به صورت FeO , Fe_2O_3 و یا هردو) است. سیلیس ممکن است توسط سنگ میزبان دیواره و یا سیالات هیدروترمال تأمین شود. واکنش احتمالی (Deer et al., 1992) به صورت زیر است:

$$3\text{CaCO}_3 (\text{calcite}) + \text{Fe}_2\text{O}_3 (\text{hematite}) + 3\text{SiO}_2 (\text{quartz}) = \text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} (\text{andradite}) + 3\text{CO}_2$$

گارنت از کانی‌های مهم تشکیل‌شده در زون اگزواسکارن در شمال کلاته‌شب است که به صورت شکل دار و دارای



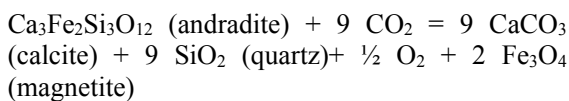
شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از انواع کانه‌های اولیه و ثانویه در اندواسکارن منطقه شمال کلاته‌شب با پروتولیت، A: کوارتز دیوریت و B: دیوریت پورفیری با بافت اولیه، تصویر در XPL: Crossed Polarized Light. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Cb: کربنات، Opq: کانی کدر، Act: اکتینولیت).

Fig. 5. Microphotographs of primary and secondary ore minerals in endoskarn of the north of Kalateh Shab area with protolith A: quartz diorite, and B: diorite porphyry with primary texture, image in XPL: Crossed Polarized Light. . Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Chl: Chlorite, Ep: Epidote, Cb: Carbonate mineral, Opq: Opaque mineral, Act: Actinolite).

درجه سانتی‌گراد نسبت‌داد (Zharikov, 1970). در این مرحله سیلیکات‌های کلسیمی بدون آب اسکارن مانند گارنت و پیروکسن در اثر ورود محلول‌های هیدروترمال دما پایین به مجموعه‌ای از سیلیکات‌های آب‌دار مانند اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تبدیل می‌شود. گارنت به کلسیت، کوارتز، هماتیت، اپیدوت، وزوینایت (ایدوکراز) و کلریت آلتره شده و کلینوپیکروکسن تبدیل به

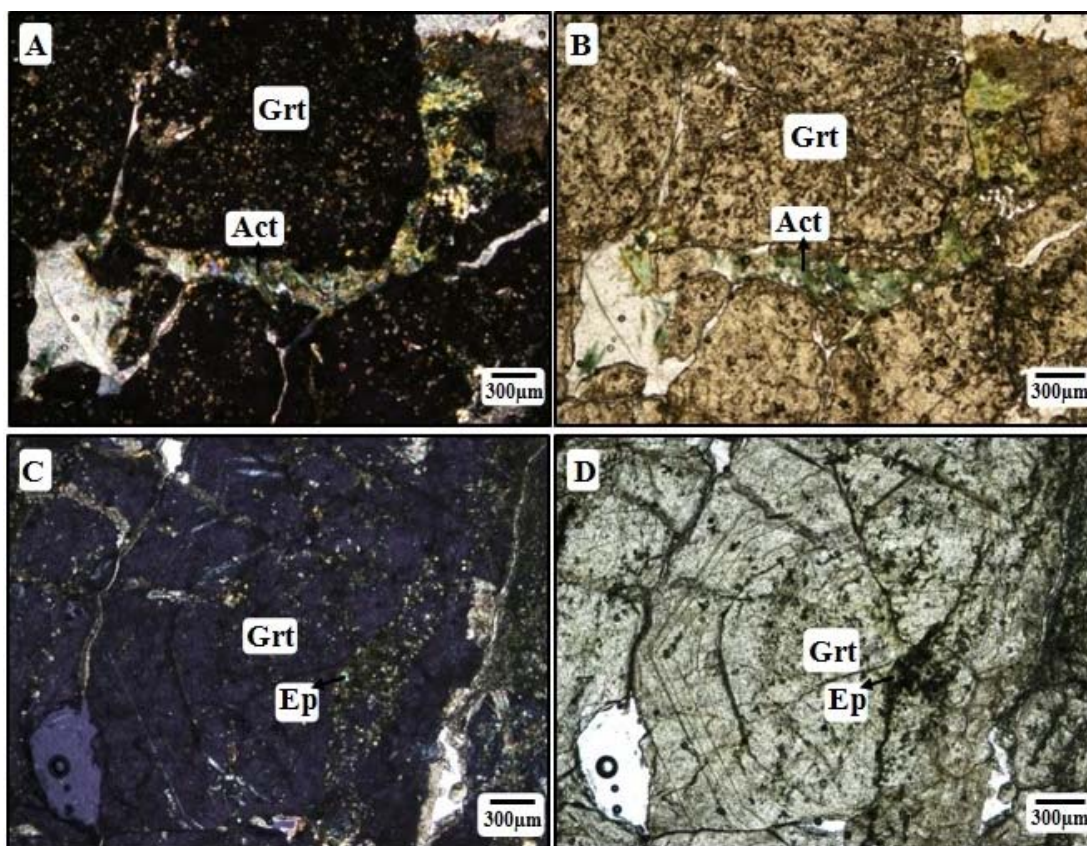
(۲) مرحله پس‌رونده: دگرسانی پس‌رونده در بسیاری از ذخایر اسکارنی رایج است (Meinert, 1992) و در برخی از ذخایر ممکن است سیلیکات‌های کلسیم بدون آب پیش‌رونده را کاملاً تخریب کند (James, 1976). این مرحله خود شامل دو مرحله آغازی و تأخیری است:

مرحله پس‌رونده آغازی: شروع دگرگونی پس‌رونده را می‌توان با مجموعه گارنت-اپیدوت به دمایی پایین‌تر از ۴۵۰



در اسکارن کلاته شب جانشینی کانی‌ها را در شکستگی‌ها و حاشیه آندرادیت را در شکل A-۸ در نور پلاریزه^۱ و در شکل B-۸ در نور طبیعی^۲ می‌توان مشاهده کرد.

آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت)، کلسیت و کوارتز می‌شود. جانشینی کلسیت، کوارتز و مگنتیت به آندرادیت واکنش پس‌رونده مهمی است که در حالت سولفیداسیون نسبتاً پایین، در اسکارن‌های غنی از آندرادیت تشکیل می‌شود که می‌توان به صورت زیر نشان داد (Einaudi, 1982):

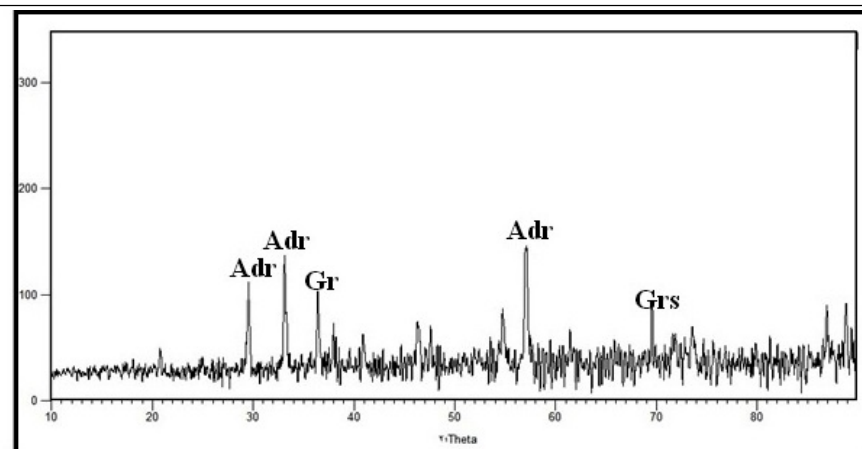


شکل ۶. A: تصویر میکروسکوپی جانشینی کلسیت و اپیدوت روی گارنت و در بین گارنت‌ها حضور اکتینولیت در مرحله پس‌رونده در اسکارن کلاته شب در XPL، B: تصویر میکروسکوپی حضور اکتینولیت در بین گارنت‌ها در مرحله پس‌رونده در اسکارن کلاته شب در PPL، C: جانشینی کلسیت و اپیدوت روی گارنت با منطقه‌بندی در اسکارن کلاته شب در XPL و D: منطقه‌بندی کانی گارنت در اثر تغییرات ناگهانی در ترکیب شیمیایی کانی در اسکارن کلاته شب در PPL. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Grt: گارنت، Act: اکتینولیت، Ep: اپیدوت).

Fig. 6. A: Microphotographs of substitution of calcite and epidote on garnet and presence of actinolite in among garnets in retrograde phase in Kalate Shab skarn in XPL, B: Microphotographs of presence of actinolite in among garnets in retrograde phase in Kalate Shab skarn in PPL, C: Substitution of calcite and epidote on garnet with zoning in Kalate Shab skarn in XPL, and D: Zoning garnet effect sudden changes in mineral composition in Kalate Shab skarn in PPL. (PPL: Plane Polarized Light, XPL: Crossed Polarized Light). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Grt: garnet, Act: actinolite, Ep: epidote).

1. XPL

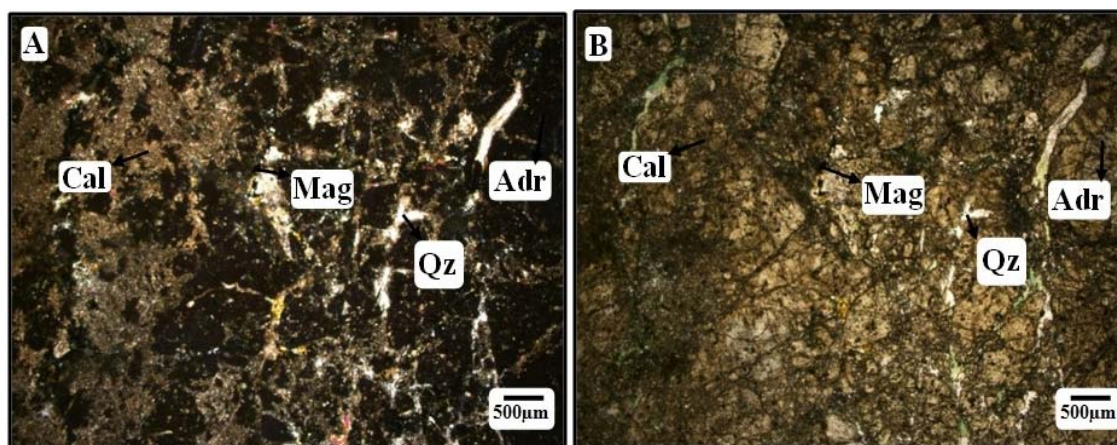
2. PPL



Name Composition	Formula Chemical
Andradite	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{(3+)}\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Grossular	$\text{Ca}_3\text{Al}_2^{(3+)}\text{Si}_3\text{O}_{12}$

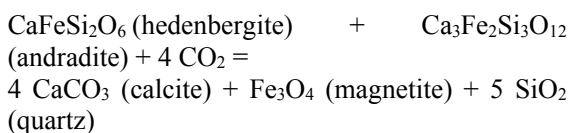
شکل ۷. آنالیز XRD نمونه گارنت اسکارن کلاته شب

Fig. 7. XRD analysis of garnet samples in Kalateh Shab skarn



شکل ۸. A: حضور آندرادیت (گارنت)، مگنتیت، کوارتز و کلسیت در اسکارن شمال کلاته شب در XPL و B: حضور آندرادیت (گارنت)، مگنتیت، کوارتز و کلسیت در اسکارن شمال کلاته شب در PPL. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Adr: آندرادیت، Mag: مگنتیت، Qz: کوارتز، Cal: کلسیت).

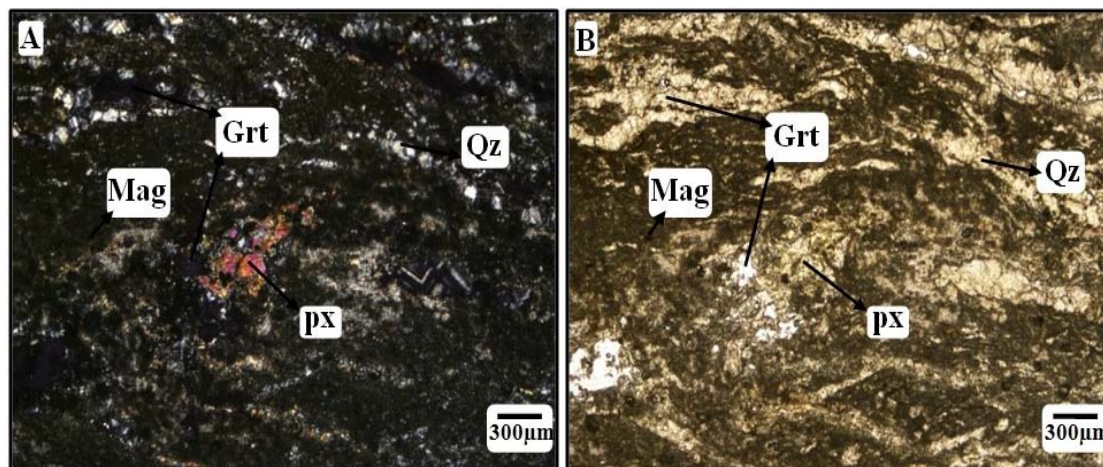
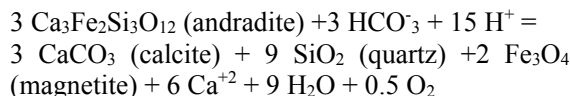
Fig. 8. A: Presence of andradite (garnet), magnetite, quartz and calcite in north of Kalateh Shab skarn in XPL, and B: Presence of andradite (garnet), magnetite, quartz and calcite in north of Kalateh Shab skarn in PPL. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Adr: andradite, Mag: magnetite, Qz: quartz, Cal: calcite).



حضور آندرادیت و هدنبرژیت با مگنتیت ($\pm$ کوارتز و کلسیت)
با معادله زیر توجیه پذیر است (Lentz et al., 1995):

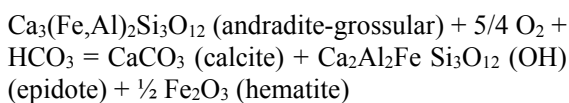
حضور گارنت (آندرادیت) و پیروکسن (هیدنبرژیت) با مگنتیت، کوارتز و کلسیت در اسکارن کلاته‌شب با نور پلاریزه در شکل ۹-۱۰ A و حضور این کانی‌ها را در نور طبیعی در شکل ۹-۱۰ B قابل مشاهده است.

واکنش زیر برای جانشینی گارنت بدون تغییرات حجم پیشنهاد می‌شود (Atkinson and Einaudi, 1978):



شکل ۹. A: حضور گارنت، پیروکسن، مگنتیت و کوارتز در اسکارن شمال کلاته‌شب در XPL و B: حضور گارنت، پیروکسن، مگنتیت و کوارتز در اسکارن شمال کلاته‌شب در PPL. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Grt: گارنت، Px: پیروکسن، Mag: مگنتیت، Qz: کوارتز).

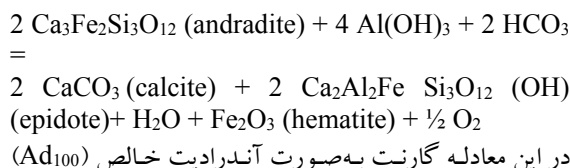
Fig. 9. A: Presence of garnet, pyroxene, magnetite and quartz in of the north of Kalateh Shab skarn in XPL, B. Presence of garnet, pyroxene, magnetite and quartz in of the north of Kalateh Shab skarn in PPL. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Grt: garnet, Px: pyroxene, Mag: magnetite, Qz: quartz).



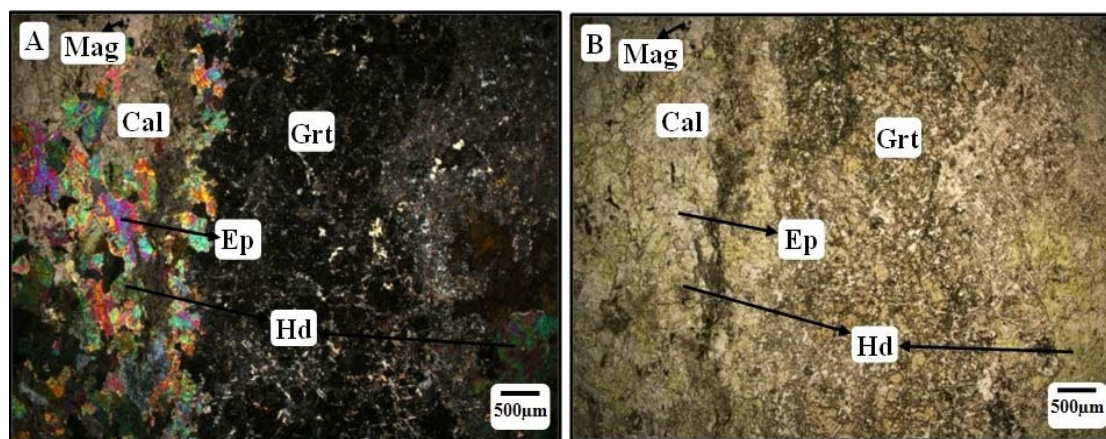
حضور کانی‌های گارنت (آندرادیت-گروسولار (شکل ۷)، کلسیت، اپیدوت و هماتیت را در اسکارن کلاته‌شب با نور پلاریزه در شکل ۱۰-۱۰ A و حضور این کانی‌ها را در نور طبیعی در شکل ۱۰-۱۰ B می‌توان دید.

کانی وزوویانیت (شکل ۱۱) همراه با گارنت، اپیدوت و پیروکسن یافت می‌شوند. در اسکارن کلاته‌شب حضور کانی‌های وزوویانیت، گارنت، اپیدوت و پیروکسن را در نور پلاریزه در شکل ۱۲-۱۰ A و حضور این کانی‌ها را در نور طبیعی در شکل ۱۲-۱۰ B می‌توان مشاهده کرد. نتایج آنالیز XRD حضور این کانی را تأیید کرد (شکل ۱۳) (Yari et al., 2015).

متداول‌ترین محصول آلتراسیون گارنت که تقریباً در تمام اسکارن‌های کلسیک دیده می‌شود، اپیدوت است. این حالت نشان دهنده زون زوئیزیت-اپیدوت اسکارن بر روی زون قدیمی‌تر گارنت اسکارن است (Berman, 1988).



در این معادله گارنت به‌صورت آندرادیت خالص (Ad₁₀₀) در نظر گرفته شده؛ ولی از آنجا که گارنت‌های اسکارن منطقه سری آندرادیت-گروسولار (Ad-Gr) است، بنابراین احتمال اضافه شدن Al (که عنصری تقریباً غیرمتحرک است) توسط سیالات هیدروترمال منتفی است و واکنش زیر پیشنهاد می‌شود:



شکل ۱۰. A: گارنت، پیروکسن (هَدنبرژیت)، مگنتیت، اپیدوت و کلسیت در اسکارن شمال کلاته‌شب در XPL و B: گارنت، پیروکسن (هَدنبرژیت)، مگنتیت، اپیدوت و کلسیت در اسکارن شمال کلاته‌شب در PPL. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Grt: گارنت، Hd: هَدنبرژیت، Mag: مگنتیت، Ep: اپیدوت، Cal: کلسیت).

Fig. 10. A: Garnet, pyroxene (hadenbergite), magnetite, epidote and calcite in north of Kalateh Shab skarn in XPL, and B: Garnet, pyroxene (hadenbergite), magnetite, epidote and calcite in north of Kalateh Shab skarn in PPL. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Grt: garnet, Hd: hadenbergite, Mag: magnetite, Ep: epidote, Cal: calcite).



شکل ۱۱. وزوویانیت با ابعاد درشت در اسکارن شمال کلاته‌شب

Fig. 11. Large crystals of vesuvianite in the north of Kalateh Shab skarn

سیالات است.

مرحله پس‌رونده تاخیری: در این مرحله سیلیکات‌های کلسیمی آبدار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی، توسط سیالات حرارت پایین دچار دگرسانی شده و مجموعه‌های ریزدانه شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و

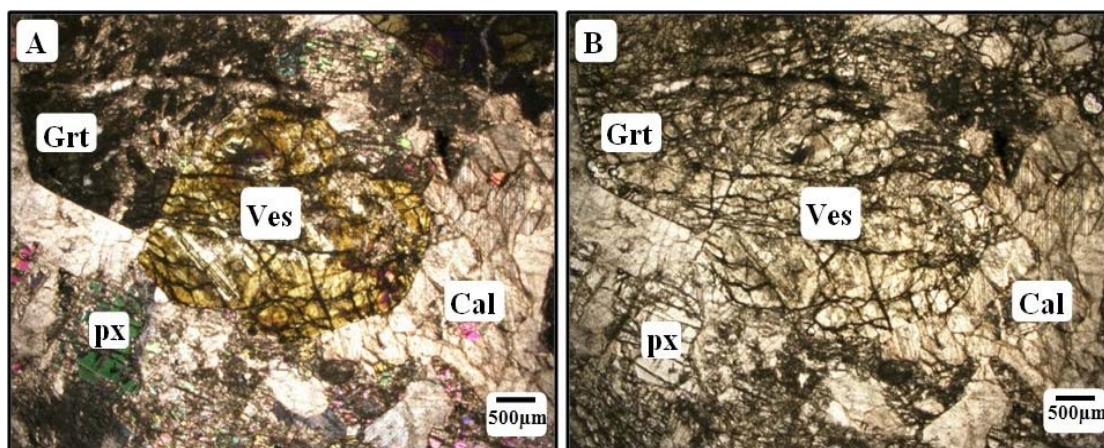
در نتیجه واکنش‌های انجام شده در مرحله دگرگونی پس‌رونده، کانی‌های اولیه اسکارن در نهایت باعث جانشینی سیلیکات‌های کلسیمی غنی از کلسیم توسط مجموعه‌ای از سیلیکات‌های آبدار با کلسیم کمتر، اکسیدهای آهن و کربنات‌ها می‌شوند. ته‌نشست کانه‌ها در اثر کاهش درجه حرارت و یا خنثی شدن

$3\text{Al}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})$ (chlorite) + 10CaCO_3 (calcite) + 21SiO_2 (quartz)

در اسکارن کلاته شب اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت، کلسیت، کوارتز را در نور پلاریزه در شکل A-۱۴ و این کانی‌ها را در نور طبیعی در شکل B-۱۴ می‌توان مشاهده کرد.

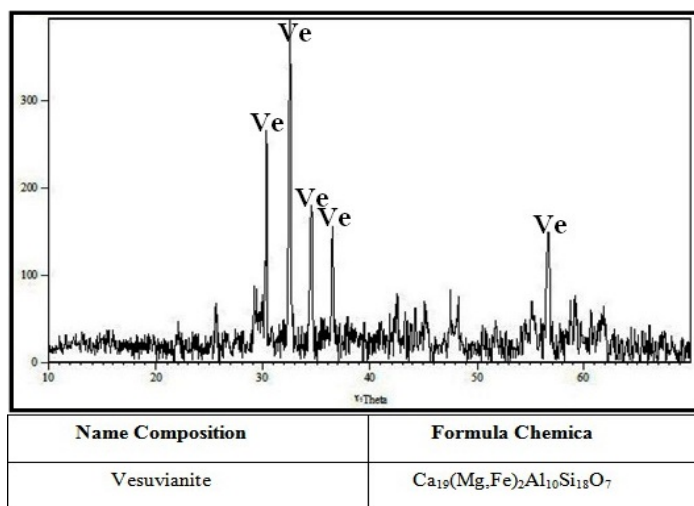
کانی‌های رسی را ایجاد کرده‌اند. این مجموعه نیز بیشتر در شکستگی‌ها جانشین و متمرکز شده است (شکل ۱۴).

$2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (epidote)
 $+3\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (tremolite- actinolite)
 $+10\text{CO}_2 + 8\text{H}_2\text{O} =$



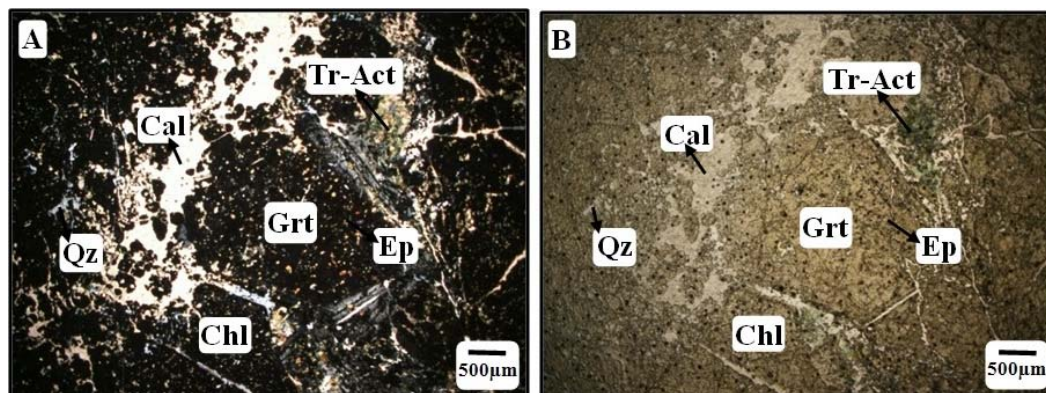
شکل ۱۲. A: حضور وزوویانیت، گارنت، پیروکسن و کلسیت در اسکارن شمال کلاته شب در XPL و B: حضور وزوویانیت، گارنت، پیروکسن و کلسیت در اسکارن شمال کلاته شب در PPL. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ves: وزوویانیت، Grt: گارنت، px: پیروکسن، Cal: کلسیت).

Fig. 12. A: Presence of vesuvianite, garnet, pyroxene and calcite in the north of Kalateh Shab skarn in XPL, B: Presence of vesuvianite, garnet, pyroxene and calcite in the north of Kalateh Shab skarn in PPL. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ves: vesuvianite, Grt: garnet, px: pyroxene, Cal: calcite).



شکل ۱۳. آنالیز XRD نمونه وزوویانیت اسکارن شمال کلاته شب

Fig. 13. XRD analysis of vesuvianite samples in the north of Kalateh Shab skarn



شکل ۱۴. A: حضور گارنت، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت، کوارتز و کلسیت نشان‌دهنده دگرگونی پس‌رونده در اسکارن کلاته‌شب در XPL و B: حضور گارنت، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت، کوارتز و کلسیت نشان‌دهنده دگرگونی پس‌رونده در اسکارن کلاته‌شب در PPL. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Grt: گارنت، Ep: اپیدوت، Tr: ترمولیت، Act: اکتینولیت، Chl: کلریت، Qz: کوارتز، Cal: کلسیت).

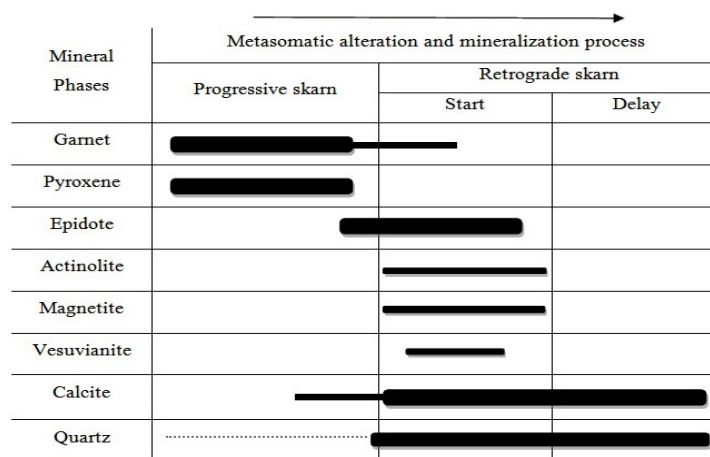
Fig. 14. A: Presence of garnets, epidote, tremolite- actinolite, chlorite, quartz and calcite represents a retrograde metamorphism in the north of Kalateh Shab skarn in XPL, B: Presence of garnets, epidote, tremolite- actinolite, chlorite, quartz and calcite represents a retrograde metamorphism in the north of Kalateh Shab skarn in PPL. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Grt: garnet, Ep: epidote, Tr: tremolite, Act: actinolite, Chl: chlorite, Qz: quartz, Cal: calcite).

کانی‌های اسکارن

اسکارن منطقه کلاته‌شب از نوع کلسیمی تا کلسیمی منیزیمی و حاوی پیروکسن، گارنت، آمفیبول، اپیدوت، پلاژیوکلاز و کلریت است. با توجه به آنالیز XRD انجام‌شده بر روی پیروکسن‌های اسکارن منطقه، ترکیب آنها دیوپسید و هدربرژیت

تعیین شد (Yari, 2014).

توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در اسکارن منطقه کلاته‌شب با استفاده از شواهد بافتی، شکل بلورها و مجاورت در شکل ۱۵ آورده شده است.



شکل ۱۵. توالی پاراژنتیکی کانی‌های اسکارن منطقه کلاته‌شب

Fig. 15. Paragenetic sequences of skarn minerals in the Kalateh Shab area

شیمی کانی

نمایش داده شده است. بر این مبنای ترکیب پیروکسن در

اسکارن از نوع دیوپسید است (شکل ۱۶) (Yari et al., 2017b).

تعداد ۵ نقطه بر روی پیروکسن موجود در اسکارن کلاته‌شب،

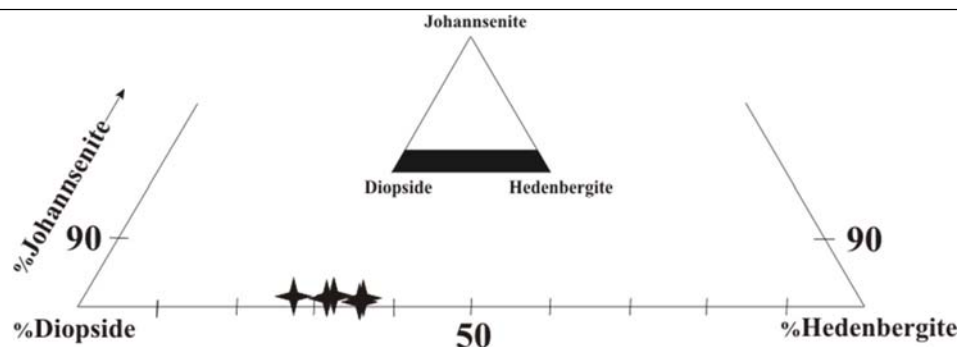
در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد

آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت. نتایج این آنالیز در جدول ۱

جدول ۱. نتایج آنالیز میکروپروب (برحسب درصد وزنی) پیروکسن در اسکارن کلاته‌شب

Table 1. Results of microprob analysis (wt.%) of pyroxene in Kalate Shab skarn

Samples Oxides	72 / 1 .	72 / 2 .	72 / 3 .	72 / 4 .	72 / 5 .
SiO₂	54.65	54.84	54.72	54.97	54.76
TiO₂	0.07	0.12	0.02	0.04	0
Al₂O₃	1.49	0.41	0.4	0.3	0.9
Cr₂O₃	0.02	0.05	0.03	0.05	0.03
FeO	7.44	8.84	9.2	8.64	8.44
MnO	0.3	0.31	0.32	0.32	0.36
MgO	11.17	10.68	9.2	10.26	9.74
CaO	23.83	24.31	24.89	24.26	24.6
Na₂O	0.41	0.35	0.26	0.21	0.25
K₂O	0.01	0	0.01	0	0.01
Totals	99.41	99.92	99.11	99.07	99.11
Cations on the basis of 6 oxygens					
Si	2.063	2.071	2.066	2.075	2.068
Ti	0.002	0.003	0.001	0.001	0
Al	0.066	0.018	0.018	0.013	0.04
Fe⁺³	0	0	0	0	0
Cr⁺³	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe⁺²	0.235	0.279	0.29	0.273	0.267
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.012
Mg	0.629	0.601	0.518	0.577	0.548
Ca	0.964	0.983	1.007	0.981	0.995
Na	0.03	0.026	0.019	0.015	0.018
Diopside	71.998	67.529	63.261	67.108	67.352
Hedenbergite	26.903	31.357	35.489	31.703	32.255
Johannsonite	1.099	1.114	1.250	1.189	1.393

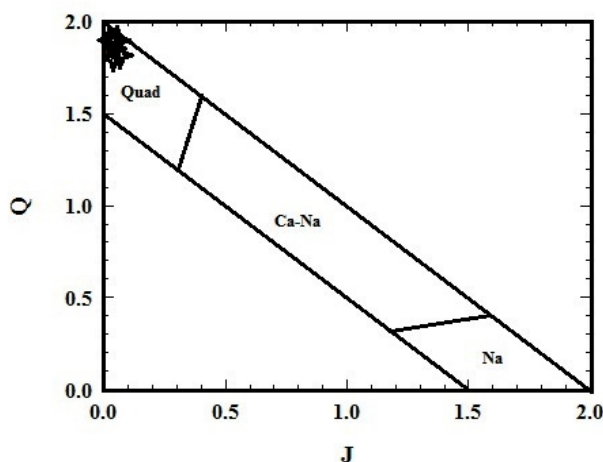


شکل ۱۶. نمایش ترکیب پیروکسن‌های اسکارن کلاته‌شب در نمودار لیک و همکاران (Leake et al., 1997)

Fig. 16. Plot of pyroxene composition in Kalate Shab skarn on the Leake et al., 1997, diagram

پتدونیست) تقسیم می‌شوند. با قرار دادن نمونه‌های تجزیه‌شده بر روی نمودار موریموتو و کی‌تامورا (Morimoto and Kitamura, 1983)، تمام پیروکسن‌ها در محدوده Quad قرار می‌گیرند (شکل ۱۷).

در نمودار ارائه‌شده توسط موریموتو و کی‌تامورا (Morimoto and Kitamura, 1983) پیروکسن‌ها به چهار گروه شامل: پیروکسن‌های $(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Ca}^{+2})$ (Quad)، پیروکسن‌های $\text{Ca} - \text{Na}$ و سایر پیروکسن‌ها (کانوئیت،



شکل ۱۷. نمایش موقعیت کلینوپیروکسن‌های اسکارن کلاته‌شب در نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988)

Fig. 17. Plot of clinopyroxenes in Kalate Shab skarn on Q-J diagrams (Morimoto et al., 1988)

(Weiblen, 1971)، نیست سیالات در بلورهای گارنت قبلاً تشکیل شده (Whitney et al., 1996)، پدیده تفریق در طول رشد (Atherton, 1968) به وجود آیند. گارنت‌های منطقه با توجه به آنالیز XRD از نوع آندرا دیت و گروسولار هستند (Yari, 2014).

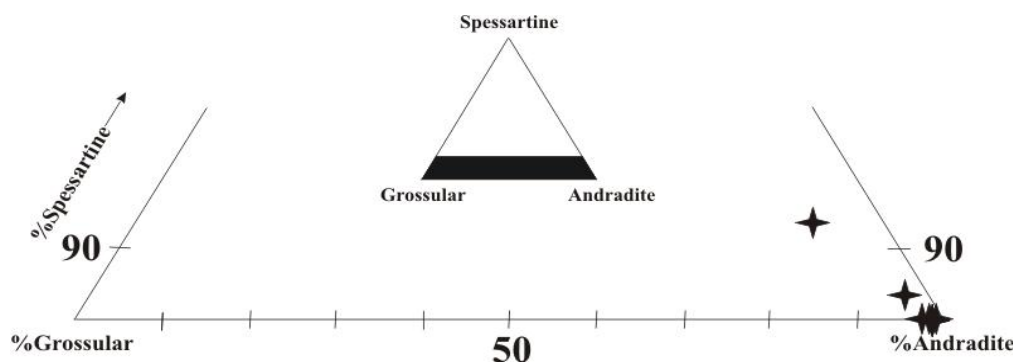
تعداد ۸ نقطه بر روی گارنت‌های اسکارن کلاته‌شب، مورد

$$J = 2\text{Na}, Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}$$

گارنت از کانی‌های مهم تشکیل شده در اسکارن کلاته‌شب است که به صورت شکل دار و دارای منطقه‌بندی است (شکل ۶). ساختمان منطقه‌ای گارنت در سنگ‌های دگرگونی می‌تواند در طی فرایندهای متفاوتی مثل رشد بلور (Hollister, 1966; Blackburn, 1969; Grant and Yardley, 1977)، نشر (Yardley, 1977)

سمت حاشیه ناهمگن و دارای زون‌بندی نوسانی هستند و مرز ناگهانی بین زون‌ها نشان‌دهنده تغییرات در ترکیب شیمیایی است. ترکیب شیمیایی گارنت بر اساس آنالیز نقطه‌ای آندرا دیت و گروسولار است (شکل ۱۸) (Yari et al., 2017b).

آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت (جدول ۲). گارنت طی روند تشکیل مجموعه کالک‌سیلیکات با نفوذ توده پورفیری ایجاد می‌شود. کانی‌های آمفیبول، اپیدوت و اکسید آهن در مرحله دگرسانی قهقرایی گارنت اسکارن مشاهده می‌شود. گارنت‌ها از مرکز به



شکل ۱۸. نمایش ترکیب گارنت‌ها در اسکارن منطقه کلاته شب در نمودار لیک و همکاران (Leake et al., 1997)

Fig. 18. Plot of garnets composition in Kalate Shab skarn on the diagram of Leake et al., 1997

سیالات در گیر

بررسی اولیه بررسی اسکارن‌ها شامل جمع‌آوری داده‌های صحرایی و آزمایشگاهی است که می‌تواند ارزیابی شرایط P-T-X تشکیل اسکارن (با استفاده از روش‌های تجربی و محاسبات تعادلی) را نیز دربرگیرد. بدیهی است این داده‌ها به تنهایی برای تشخیص دما (T) و ترکیب سیال در طی تشکیل اسکارن کافی نیست (Bowman et al., 1985). برای تکمیل بررسی‌های پترولوژیکی و رفع بسیاری از ابهامات لازم است از روش‌های بررسی و مطالعه سیال‌های در گیر و ایزوتوپ‌ها نیز استفاده شود. کانی‌سازی آهن در محدوده شمال روستای کلاته شب به‌عنوان کانی‌سازی نوع اسکارن معرفی شده است (Yari, 2014). اطلاعات زیادی در مورد ویژگی‌های سیالات در گیر و دمای همگن شدن این نوع کانسارها ارائه شده است؛ به‌طوری‌که دمای همگن شدن آنها اغلب بین ۲۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها ۲ تا ۶۲ درصد وزنی معادل نمک طعام است (Wilkinson, 2001). در این پژوهش سیال‌های در گیر اولیه و ثانویه کاذب در زون گارنت در مرحله پس‌رونده اسکارن محدوده شمال کلاته شب مورد بررسی قرار گرفته است.

مرحله پس‌رونده در دمای بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد یا کمتر انجام می‌شود و در طی آن گارنت به کلسیت، کوارتز، هماتیت، اپیدوت، وزوویانیت و کلریت آلتره می‌شود (Rose and Burt, 1979). بدین منظور از بخش‌های مختلف زون متاسوماتیسم نمونه‌برداری شد و پس از بررسی فازهای کانی‌سازی در نمونه‌های دستی و مقاطع صیقلی، ۳ مقطع دوبرصیقل برای بررسی سیالات در گیر تهیه شد. بررسی سیالات در گیر با استفاده از دماسنجی بر روی ۶۹ سیال کانی‌های کلسیت که بیشتر اولیه بودند، انجام شد (جدول ۳). برای مطالعه پتروگرافی سیالات در گیر منطقه مورد بررسی از میکروسکوپ پلاریزان مدل Linkam در دانشگاه پیام‌نور مشهد استفاده شده است. در این بررسی‌ها نوع و نسبت حجمی فازهای شناخته شده در سیالات در گیر، فاز غالب، شکل و ابعاد سیالات در گیر تعیین شد. سیالات در گیر این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی متداول (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985) از نوع دو فاز، مایع-گاز (غنی از فاز مایع) هستند. مشخصات این سیالات در گیر در جدول ۴ آورده شده است.

جدول ۲. نتایج آنالیز میکروپروب (برحسب درصد وزنی) گارنت اسکارن کلاته شب

Table 2. Results of microprob analysis (wt.%) of garnet in the Kalate Shab skarn

Samples Oxides	80 / 14	80 / 15	80 / 16	80 / 17	80/ 18	80/ 19	80/ 20	80/ 21
SiO ₂	37.65	37.49	37.67	37.6	38.15	37.68	39.36	37.83
TiO ₂	0	0.01	0.01	0	0	0	0.02	0
Al ₂ O ₃	0.09	0.18	0.06	0.05	0.05	0.56	2.31	0.02
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.01	0	0	0.01	0
FeO	27.75	27.31	27.79	27.81	27.57	26.72	24.51	26.51
MnO	0.23	0.21	0.26	0.2	0.25	0.11	0.55	0.22
MgO	0	0.09	0	0	0.04	0	0	0
CaO	33.24	33.36	33.29	33.58	34.78	33.66	33.6	33.53
Na ₂ O	0.07	0	0.03	0.02	0	0	0.02	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.01	0
Totals	99.03	98.66	99.11	99.27	100.84	98.73	100.43	98.12
Cations on the basis of 12 Oxygens								
Si	3.360	3.352	3.359	3.349	3.342	3.353	3.378	3.388
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	0.009	0.019	0.006	0.005	0.005	0.059	0.234	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.071	2.042	2.072	2.072	2.020	1.988	1.759	1.986
Mn	0.017	0.016	0.020	0.015	0.019	0.008	0.040	0.017
Mg	0.000	0.012	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	3.178	3.196	3.180	3.205	3.265	3.209	3.090	3.218
Total	8.636	8.638	8.638	8.648	8.655	8.618	8.503	8.611
Fe ³⁺	1.631	1.628	1.634	1.645	1.653	1.588	1.386	1.610
Fe ³⁺ = 0 if Fe ³⁺ < 0	1.631	1.628	1.634	1.645	1.653	1.588	1.386	1.610
Fe ²⁺ = total Fe ²⁺ - Fe ³⁺	0.440	0.414	0.438	0.427	0.367	0.400	0.373	0.376
Fe ³⁺ = total Fe ²⁺ if Fe ³⁺ > total Fe ²⁺	1.631	1.628	1.634	1.645	1.653	1.588	1.386	1.610
Fe ²⁺ = 0 if Fe ³⁺ > total Fe ²⁺	0.440	0.414	0.438	0.427	0.367	0.400	0.373	0.376
Andradite	99.4	98.8	99.6	99.6	99.7	96.4	85.5	99.9
Grossular	0	0	0	0	0	3.2	12.8	0
Pyrope	0	0.5	0	0	0.2	0	0	0
Spessartine	0.6	0.6	0.4	0.3	0.1	0.3	1.6	0.1

جدول ۳. نتایج بررسی سیالات در گیر اسکارن منطقه کلاته شب

Table 3. Results of fluid inclusions study in skarn of Kalate Shab area

Samples	Th	TFm	Tm	NaCl%wt	P(Bar)	P(g/cm ³)	dP/dt(bar/°C)
133	171 - 248	-55 - -57.3	-9.5 - -11	13.4 - 14.77	7 - 29	0.935 - 0.996	15.6 - 19.8
80-1	187 - 240	-55 - -57.3	-8.1 - -9.7	11.81 - 13.62	11 - 25	0.931 - 0.982	15.8 - 18.3
45-1	194 - 286	-55 - -57.4	-9.8 - -10.1	12.05 - 14.04	25 - 53	0.884 - 0.931	13.5 - 15.7

جدول ۴. پتروگرافی سیالات در گیر اسکارن منطقه کلاته شب

Table 4. Petrography of fluid inclusions in skarn of Kalate Shab area

Filling degree	Diameter μm	Width μm	Length μm	Shape	Dominant phase	Phase	Group
0.8-0.9	1-2	1-2	2-5	Shaped to bug stretched, Triangular, Cone	V+L	V+L	LV
0.8-0.9	1-2	1-2	2-5	Shaped to bug stretched, Triangular	V+L	V+L	LV
0.8-0.9	1-2	1-2	2-5	Amorphous and pulled	V+L	V+L	LV

L: Liquid, V: Vapour

و دمای همگن شدن در محدوده سیستم‌های اسکارنی است (شکل ۲۰). همچنین چگالی سیالات در گیر در محدوده ۰/۹ تا ۱ گرم بر سانتی متر مکعب قرار می‌گیرد (شکل ۲۱) (Yari et al., 2017a).

بحث و بررسی

قرارگیری توده‌های دیوریتی در کنار سنگ‌های آهکی باعث ایجاد سنگ‌های دگرگونی و بروز کانی‌های کالک-سیلیکاته و کانی‌زایی آهن به صورت اسکارن در منطقه کلاته شب شده است. در این فرایند تبلور ماگما و سیالات گرمابی نقش عمده را به عهده داشته‌اند. با توجه به مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، اسکارن آهن کلاته شب در دو مرحله تشکیل شده است:

در کلسیت موجود در اسکارن مگنتیتی منطقه (گارت اسکارن و گارت پیروکسن اسکارن) سیال‌های در گیر اولیه و ثانویه فراوان است. سیال‌های در گیر اولیه منعکس کننده ترکیب سیال در حین تشکیل فازهای اسکارن هستند.

دمای همگن شدن (Th) فاز بخار سیالات در گیر، ۱۷۱ تا ۲۸۶ با دمای میانگین ۲۲۲ درجه سانتی گراد است. با توجه به دمای درجه ذوب نهایی (T_{fm}) که بین ۵۵- تا ۵۷/۴- درجه سانتی گراد است، فازهای نمک موجود از نوع NaCl و KCl، CaCl₂ هستند و شوری سیال بین ۱۱/۸ تا ۱۴/۸ با شوری میانگین ۱۳/۲ درصد وزنی محاسبه شده است.

هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن و شوری سیالات در گیر در اسکارن کلاته شب، به تفکیک در شکل ۱۹ نشان داده شده است (Yari et al., 2017a).

موقعیت قرارگیری نمونه‌های کلاته شب با توجه به درصد شوری

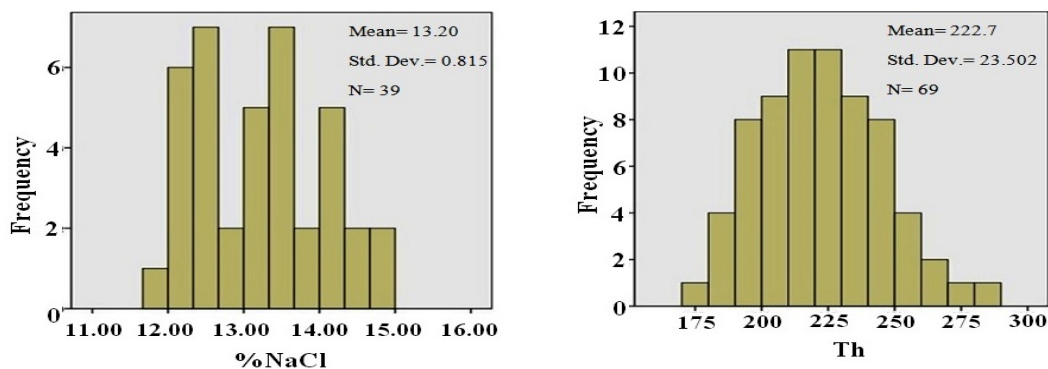
(۱) نفوذ توده دیوریتی به درون سنگ میزبان کربناته و تشکیل مرمر و کانی‌های سیلیکات کلسیم-منیزیم بدون آب و

(۲) سرد شدن توده نفوذی همراه با متاسوماتیسم و تشکیل مجموعه‌ای از سیلیکات‌های آب‌دار در اثر ورود محلول‌های هیدروترمال دما پایین، همراه با کانی‌سازی اصلی آهن.

تراوش سیالات آبی سبب گسترش واکنش‌های دگرگونی به‌خصوص در کربنات‌های هم‌مرز با توده نفوذی می‌شود (Ague, 2002; Ague, 2003). مجموعه کانی‌های خاصی مانند وزوویانیت، گروسولار، ولاستونیت، زوئیزیت و کوارتز معمولاً در سنگ‌های کالک-سیلیکات‌هایی که تحت نفوذ سیالات غنی از آب قرار گرفته‌اند، به‌وجود می‌آیند (Cartwright and Oliver, 1992). با نفوذ ماگما و همبری آن با سنگ‌های آهکی، آماده‌شدن زمینه در مرحله دگرگونی مجاورتی و در شرایط نهشت کانی‌های سیلیکاتی-کلسیمی بدون آب از جمله گارنت (آندرادیت-گروسولار) و پیروکسن (هیدبریت-دیوپسید) در منطقه فراهم شده است. ادامه تبلور ماگما و آزاد شدن مواد فرار حاوی Mg , Si , Fe با تحرک بالا و حالت نسبتاً اکسند، می‌تواند باعث بروز واکنش‌های کربن-زدایی و گسترش سیلیکات‌های کلسیمی غنی از آهن نظیر آندرادیت شود. برهم‌کنش سیالات گرمابی با سنگ‌های کربناته می‌تواند سبب شکل‌گیری معادن اسکارنی با ارزشی شود (Karimzadeh Somarin and Moayyed, 2002; Karimzadeh Somarin, 2004; Mollai et al., 2009). با پایان یافتن تبلور و کاهش دما، دگرگونی پس‌رونده رخ داده و سیلیکات‌های کلسیمی بدون آبی که در مرحله دگرگونی پیش‌رونده تشکیل شده‌اند، از جمله گارنت و پیروکسن، در اثر ورود محلول‌های هیدروترمال دما پایین به مجموعه‌ای از سیلیکات‌های آب‌دار مانند اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تبدیل می‌شود. مهم‌ترین کانی فلزی تشکیل شده در این مرحله مگنتیت است. کانی‌سازی آهن اغلب به شکل توده‌های نامنظم، عدسی و رگه‌ای با خلوص زیاد در اسکارن کلاته‌شب بروز کرده است. بروز چنین پدیده‌ای در

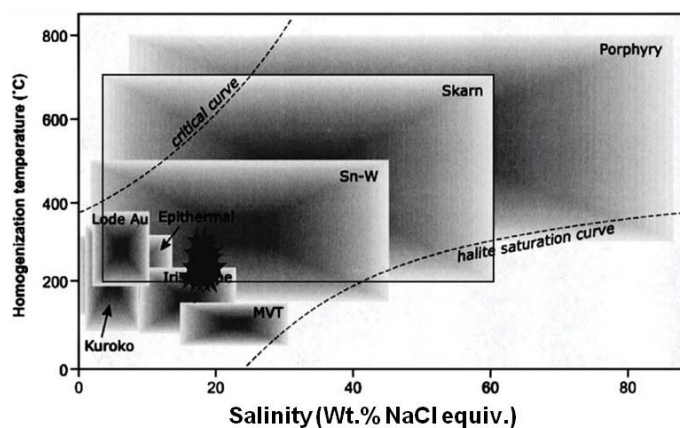
سایر نقاط ایران نیز گزارش شده است. از جمله نفوذ توده گرانیتوئیدی گوزل‌دره به درون سنگ‌های کربناتی سازندهای سلطانی و باروت (Moghaddasi et al., 2019)، نمونه‌ای از کانی‌سازی آهن به‌صورت اسکارنی و به شکل توده‌ای و رگه‌ای است. بر اساس نتایج حاصل از بررسی سیالات درگیر در کلسیت در اسکارن مورد مطالعه، محلول گرمابی متولی واکنش‌های کانی‌زا، دارای دمای میانگین ۲۲۲ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۱۱/۸ تا ۱۴/۸ با شوری میانگین ۱۳/۲ درصد وزنی بوده است. با استفاده از درصد شوری و دمای همگن شدن سیالات درگیر، موقعیت نمونه‌ها در نمودار شوری-درجه حرارت همگن شدن در محدوده اسکارن تعیین شده است (شکل ۲۰) (Yari et al., 2017a). این نمودار توسط ویل کسن (Wilkinson, 2001) ارائه شده و در آن محل قرارگیری سیال‌های مربوط به کانسارهای مختلف مشخص شده است. شوری کمتر از ۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرند و آنها را می‌توان محصول فرایند سرمایش و کاهش چگالی به‌شمار آورد. به عبارت دیگر، بخار دما بالا با شوری پایین ممکن است کم‌کم از شورابه جدا و به سیالات غنی از بخار یا مایع تکامل یابد (Heinrich et al., 1999; Heinrich, 2005). بعد از جدایش سیالات از ماگما، بخار دما بالا و شوری پایین به سیالات غنی از بخار دما پایین و سیالات آب‌گین غنی از مایع با شوری پایین تکامل می‌یابد (Zhang et al., 2014). نمودار دمای همگن شدن-شوری به همراه خطوط کنترتی با چگالی ثابت، نموداری است که می‌توان توسط آن چگالی سیال را تعیین کرد (Bodnar, 1983). محدوده چگالی نمونه‌های منطقه کلاته‌شب را ۰/۹ تا ۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب نشان می‌دهد (شکل ۲۱).

به نظر می‌رسد میزان بالای کلرید در محلول‌های متاسوماتیکی احتمالاً بیشترین کنترل کننده انتقال و ته‌نشست آهن در اسکارن مورد بررسی باشد؛ زیرا این شرایط می‌تواند انجام واکنش با سنگ دیواره و ته‌نشست مگنتیت را تسهیل کند (Meinert, 1995).



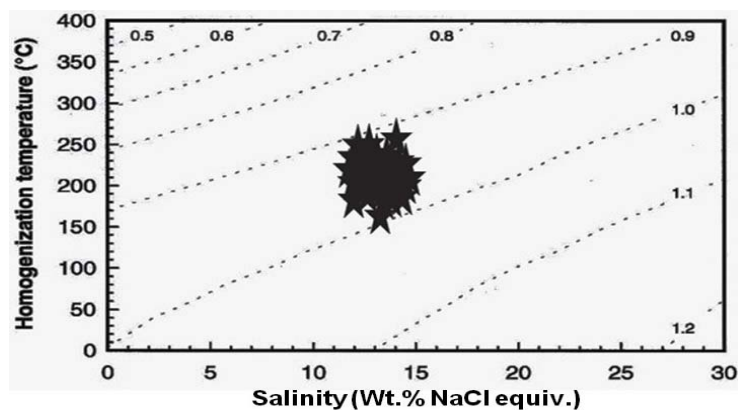
شکل ۱۹. هیستوگرام فراوانی دمای همگن‌شدن (Th) و شوری سیالات درگیر (NaCl) در اسکارن کلاته‌شب

Fig. 19. Frequency histogram of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in Kalate Shab



شکل ۲۰. محدوده‌های دما و شوری سیالات درگیر کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001) و نمایش نقاط مربوط به داده‌های سیالات درگیر اسکارن کلاته‌شب

Fig. 20. Temperature and salinity range of fluids inclusion in various deposits (Wilkinson, 2001) and showing points related to the fluid inclusion data in Kalate Shab skarn



شکل ۲۱. چگالی میان‌بار سیالات درگیر اسکارن کلاته‌شب بر حسب g/cm^3 (Bodnar, 1983)

Fig. 21. The density of inclusions in the north of Kalateh Shab skarn in g/cm^3 (Bodnar, 1983)

نتیجه‌گیری

همبری توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با ترکیب دیوریت و کوارتز دیوریت با سنگ‌های آهکی، باعث تشکیل اسکارن در محدوده کلاته‌شب شده است. سنگ‌های دگرگونی منطقه شامل مرمر و اسکارن است که در دو مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده ایجاد شده است. در مرحله پیش‌رونده باند مرمری و اسکارن تشکیل شده است. در مرحله تشکیل اسکارن کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب از جمله گارنت و پیروکسن ایجاد شده است. تجزیه شیمیایی کانی‌ها به روش میکروپروب نشان می‌دهد گارنت از نوع آندرادایت و پیروکسن‌ها از نوع دیوپسید-

هدنبرژیت هستند. در مرحله پس‌رونده سیلیکات‌های آب‌دار از آلتره‌شدن سیلیکات‌های کلسیمی بدون آب تشکیل می‌شوند که عبارتند از مگنتیت، اپیدوت، وزوویانیت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت، کلسیت و کوارتز. داده‌های میکروترمومتری محدوده کلاته‌شب، شوری و دمای متوسط را نشان می‌دهند. عوامل مؤثر در نهشت آهن در زون اسکارن، تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان در مراحل پایانی کانی‌سازی و در نتیجه کاهش درجه حرارت و خنثی شدن سیالات است.

References

- Ague, J.J., 2002. Gradients in fluid composition across metacarbonate layers of the Wepawug Schist, Connecticut, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(1): 38–56.
- Ague, J.J., 2003. Fluid infiltration and transport of major, minor and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawug Schist, Connecticut, USA. *American Journal of Science*, 303(9): 753–816.
- Atherton, M.P., 1968. The variety ingarnet biotite and chlorite composite in medium grad pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18(4): 347–371.
- Atkinson, Jr., W.W. and Einaudi, M.T., 1978. Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah. *Economic Geology*, 73(7): 1326–1365.
- Berman, R., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29(2): 445–522.
- Biabangard, H., Ghanjalipour, R. and Ahmadi, A., 2015. Mineralogy, Paragenesis and the conditions for the formation of Siah kamar Skarn, West of Deh Salm, East of Lut Zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 23(1): 31–42. (in Persian)
- Blackburn, W.H., 1969. Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Gananoque Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 9(5): 691–698.
- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusion fluids. *Economic Geology*, 78(3): 535–542.
- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. II Origin and evolution of C-O-H skarn fluids. *American Journal of Science*, 285(7): 621–660.
- Cartwright, I. and Oliver, N.H.S., 1992. Direction of fluid flow during contact metamorphism around the Burstall Granite, Australia. *Journal of the Geological Society*, 149(5): 693–696.
- Deer, W.A., Hawie, R.A. and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical, London, 696 pp.
- Einaudi, M.T., 1982. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons: southwestern North America. In: S.R. Titley (Editor), *Advances in geology of*

- porphyry copper deposits: southwestern North America. University Arizona Press, Tucson, pp. 185–209.
- Grant, J.A. and Weiblen, P.W., 1971. Retrograde zoning in garnet near the end Sillimanite isograd. *American Journal of Science*, 270(4): 281–296.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and Villeon H.de la., 1981. Mahrud geological map, Geological map of Iran, 1:100000 series: Sheet 8154. Geological and mineral survey of Iran.
- Heinrich, C.A., 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39(8): 864–889.
- Heinrich, C., Günther, D., Audétat, A. and Ulrich, T. and Frischknecht, R., 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27(8): 755–758.
- Hollister, L.S., 1966. Garnet Zoning; An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154(1): 647–651.
- James, A.H., 1976. Zoned alteration in limestone at porphyry copper deposits, Ely, Nevada. *Economic Geology*, 71(2): 488–512.
- Karimzadeh Somarin, A., 2004. Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: evidence from skarn deposits of NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 81(1-3): 47–57. (in Persian with English abstract)
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M., 2002. Granite- and gabbrodiorite skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20(3–4): 127–138.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Guo, Y., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1): 219–246.
- Lentz, D.R., Walker, J.A. and Stirling, J.A.R., 1995. Millstream Cu-Fe skarn deposit: an example of a Cu-bearing magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick. *Exploration and Mining Geology*, 4(1): 15–31.
- Meinert, L.D., 1992. Skarn and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4): 145–162.
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-Chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magma, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Canada, pp. 401–418.
- Moghaddasi, S.J., Ebrahimi, M. and Mohammadi, F., 2019. Mineralogy, geochemistry and genesis of the Gozaldarreh iron skarn deposit, southeast Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 33–55. (in Persian with English abstract)
- Mollai, H., Yaghubpur, A.M. and Sharifiyan Attar, R., 2009. Geology and geochemistry of skarn deposits in the northern part of Ahar batholith, East Azarbaijan, NW Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 1(1): 15–34.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxene. *Bulletin de Mineralogie*, 111(5): 535–550.
- Morimoto, N. and Kitamura, M., 1983. Q-J diagram for classification of pyroxene. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78: 141.
- Nakhaei, M., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Heydariyan, M.R. and Zarrinkoub, M.H., 2013. Petrography and geochemistry of intrusive-subvolcanic bodies and their association with iron mineralization in Bisheh area (East Iran, South of Birjand). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21(3): 457–470. (in Persian)
- Nakhaei, M., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Stern, C.R., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S. and Heydariyan, M.R., 2015. Geochronologic, geochemical and isotopic constraints on petrogenesis of dioritic rocks associated with Fe skarn in Bisheh area, Eastern Iran. *Arabian Journal of*

- Geosciences, 8(10): 8481–8495.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post–collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180: 234–251.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. In: P.H. Ribbe (Editor), *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Virginia, pp. 337–360.
- Rose, A.W. and Burt, D.M., 1979. Hydrothermal alteration, In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, Inc. New York, pp. 173–235.
- Saadat, S., 2016. Geology, Geochemistry and Ground Magnetic Survey on Kalateh Naser Iron Ore Deposit, Khorasan Jonoubi Province. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 593–607. (in Persian with English abstract)
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Glasgow and London (Blackie), New York, 239 pp.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Comp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–140.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Whitney, D.L., Mechum, T.A., Dilek, Y. and Kuehner, S.M., 1996. Modification of garnet by fluid infiltration during regional metamorphism in garnet through sillimanite-zone rocks. *American Mineralogist*, 81(5–6): 696–706.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272.
- Yardley, B.W.D., 1977. An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 62(7–8): 793–800.
- Yari, F., 2014. Petrography and geochemistry of subvolcanic rocks related to skarn in north kalate shab area (North of Doroh, east of southern Khorasan province). M.Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, 124 pp.
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H. and Miri Bidokht, R., 2017a. Fluids Inclusion Study on Kalate Shab Skarn (North of Doroh, East of Sarbisheh). 9th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Birjand, Birjand, Iran.
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H. and Mohammadi, S.S., 2014. Petrography and Mineralogy of Intrusive and subvolcanic rocks related to skarn in north kalate shab area (North of Doroh, South of Gazik). 6th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Zahedan, Zahedan, Iran.
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H. and Mohammadi, S.S., 2015. Semi-precious gem stones in Kalated Shab iron skarn, north Doroh, Southern Khorasan. 23th Symposium of Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, University of Damghan, Damghan, Iran.
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H. and Mohammadi, S.S., 2016. Skarnification in North Kalateh shab (North of Doroh, East of Sarbisheh). 2th National Conference of Geology and Exploration of Resources, Conference Center for Scientific Conferences, Shiraz, Iran.
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S. and Mahdavi, A., 2017b. Petrography and Chemistry of Skarn Minerals in kalate shab (North of Doroh, East of Sarbisheh). 9th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Birjand, Birjand, Iran.
- Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Chung, S.L. and Mohammadi, S.S., 2012. Analysis of the development of Cenozoic magmatism in the eastern part of Iran (northern part of Sistan structural state). Research Project, University of Birjand, Birjand, Iran, 115 pp. (in Persian)
- Zarrinkoub, M.H., Ketabi, P., Shiva, M. and Askari, M., 2011. Mineralogy of Haj-Elyas iron deposit, northwest of Nehbandan, East of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 73–82. (in Persian)
- Zhang, H.D., Zhang, H.F., Santosh, M. and Li, S.R., 2014. Fluid inclusions from the Jinchang Cu–Au deposit, Heilongjiang Province, NE China: Genetic style and magmatic-hydrothermal evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82(12): 103–114.
- Zharikov, V.A., 1970. Skarns (Part 1). *International Geology Review*, 12(5): 541–559.



مقاله پژوهشی

شیمی کانی و کانه‌زایی کرومیت در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی، غرب زنجان

پرهام اهراییان فرد^۱، قاسم نباتیان^{۱*}، میرعلی اصغر مختاری^۱، مریم هنرمند^۲ و حسین کوهستانی^۱

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(۲) دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی ۴۵۱۳۷-۶۶۷۳۱، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۱۲/۱۲، پذیرش: ۱۳۹۸/۰۷/۰۸

چکیده

کانسار کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی در باختر استان زنجان و پهنه سهندج-سیرجان واقع شده است. از نظر سنگ‌نگاری، واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی شامل آمفیبولیت، آمفیبول شایست، گارنت میکاشیست و گرانیت گنایسی به سن پرکامبرین به همراه واحدهای اولترامافیک با ترکیب هارزبورژیت سرپانتینیته شده، لرزولیت سرپانتینیته شده، دونیت سرپانتینیته شده و سرپانتینیت است. کانه‌زایی کرومیت در بخش‌های اولترامافیک و درون سنگ میزبان هارزبورژیت‌های سرپانتینیته شده و سرپانتینیت‌ها به صورت دانه پراکنده، عدسی شکل و رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شود. به علت محدود بودن گسترش سنگ میزبان پریدوتیتی، کانه‌زایی نیز گسترش زیادی ندارد و به صورت عدسی‌هایی با طول نهایت تا دو متر و عرض چند سانتی‌متر تا کمتر از یک متر مشاهده می‌شود. بررسی‌های شیمی کانی کروم‌اسپینل‌های منطقه مورد بررسی بیانگر آن است که کانه‌زایی کرومیت در این منطقه از نوع High-Cr و غنی از Mg و فقیر از Ti است. نتیجه بررسی‌ها نشان می‌دهد که کانه‌زایی کرومیت در این منطقه از نوع کرومیت‌های افیولیتی نوع پادیفرم بوده و از یک ماگمای بونینیتی منشأ گرفته‌اند. بنابراین می‌توان اظهار داشت که کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی در محیط زمین‌ساختی سوپراسابداکشن و در ارتباط با فروران‌ش اقیانوس پروتوتیتس به زیر بلوک ایران در زمان پرکامبرین-کامبرین تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی کرومیت، نوع آلپی، کرومیت پادیفرم، پهنه سهندج-سیرجان، قره‌ناز-علم‌کندی، زنجان

مقدمه

شمالی واقع است. کانی‌زایی‌های کرومیت در ایران در ارتباط با کمپلکس‌های افیولیتی است که در دسته کانسارهای کرومیت آلپی قرار می‌گیرند (Malek Ghasemi and Karimzadeh, 2005). کمپلکس‌های افیولیتی در ایران بخشی از

منطقه مورد بررسی در این پژوهش که با عنوان منطقه قره‌ناز-علم‌کندی معرفی شده است، در باختر زنجان و در شمال روستای قره‌ناز، بین طول‌های جغرافیایی ۴۷° ۲۴' ۱۰" تا ۴۷° ۲۷' ۱۰" و عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۴۳' ۳۰" تا ۳۶° ۴۵' ۳۰" قرار دارد.

(Babakhani and Ghalamghash, 1996) و بررسی‌های صحرایی، نقشه ۱:۲۰۰۰۰ از منطقه مورد بررسی تهیه شد. در این راستا، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی منطقه نیز انجام شد. در مرحله بعد، تعداد ۱۸ مقطع نازک و ۲۳ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های میکروسکوپی از نمونه‌های برداشت‌شده، تهیه شد. برای اندازه‌گیری فراوانی عناصر، بررسی زمین‌شیمیایی و پتروژنز کرومیت منطقه، تعداد ۲ نمونه از کانه‌زایی کرومیت منطقه انتخاب و در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو)، توسط دستگاه الکترون مایکروپروب مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه مورد آنالیز قرار گرفت. بدین منظور، تعداد ۳۶ نقطه از کانه‌های کرومیت توسط الکترون مایکروپروب مورد آنالیز قرار گرفت. نمونه‌ها برای انجام آنالیز با یک لایه کربن به ضخامت ۱۰ نانومتر پوشش داده شدند. آنالیزها با ولتاژ ۱۵ کیلوولت (15KV)، شدت جریان ۲۰ نانوآمپر (20nA) و قطر ۵ میکرون صورت گرفت. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (wt.%) ارائه شده‌اند که با استفاده از آنها مقدار فراوانی کاتیون‌ها نیز محاسبه شده است (جدول ۱). سپس نمودارهای مورد نیاز ترسیم و نتایج حاصل از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی تفسیر شده است.

بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بر اساس پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران (Stocklin, 1968)، منطقه مورد بررسی در پهنه سهندج-سیرجان و در محل برخورد پهنه‌های البرز-آذربایجان، ایران مرکزی و سهندج-سیرجان قرار دارد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده (شکل ۱)، واحدهای موجود در منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های اولترامافیک (دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت سرپانتینی شده و سرپانتینیت) به همراه آمفیبولیت، گرانیت گنایسی، مرمر، کوارتزیت، انواع شیست‌ها شامل میکاشیست، کوارتز شیست، آمفیبول شیست و بیوتیت گارنت شیست و رگه‌ها و دایک‌های پگماتیت هستند (شکل ۲).

کمرند کوه‌زایی آلپ-همالیا بوده که از سمت آلپ شروع شده تا سرزمین‌های تبت ادامه دارد (Hassanipak and Ghazi, 2006; Yaghoubpur and Hassannejhad, 2000). از لحاظ گسترش زمانی و فراوانی، کمپلس‌های افیولیتی در ایران محدود به دو بازه زمانی پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند (Ghazi et al., 2004; Shamsipour Dehkordi et al., 2012; Shafaii Moghadam and Stern, 2014; Faridazad, 2017). بیش از ۷۴ کانسار در حال استخراج کرومیت در ایران، در داخل کمپلکس‌های افیولیتی وجود دارد که همه آنها از نوع کرومیت‌های آلپی به‌شمار می‌روند (Ghorbani, 2013).

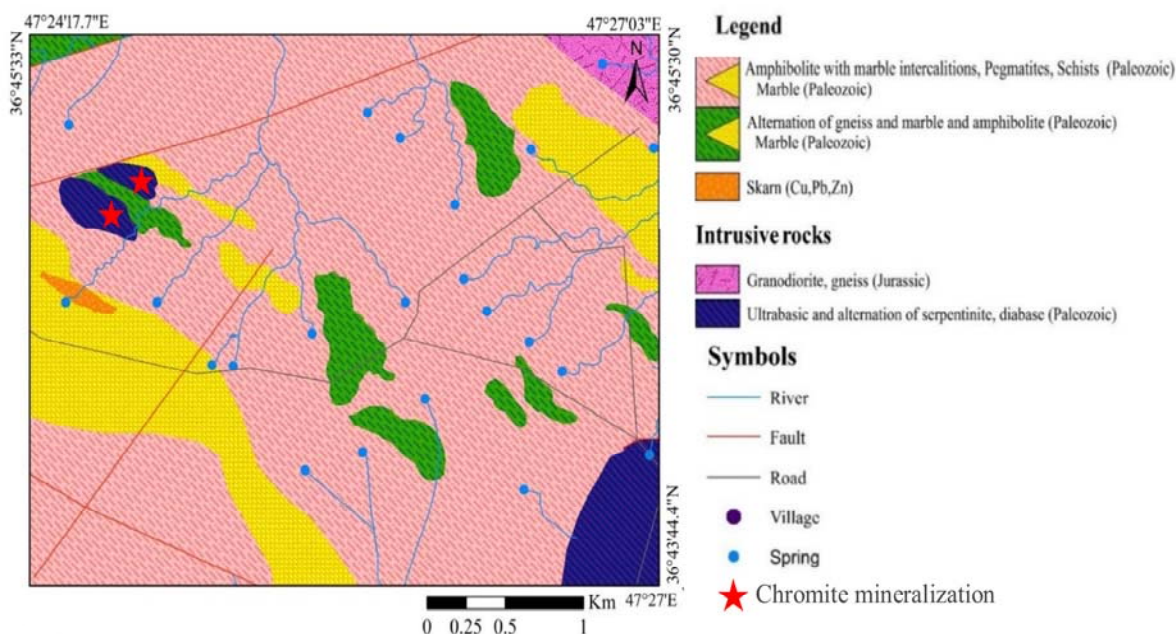
کانه‌زایی کرومیت در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی در داخل واحدهای پریدوتیتی از جمله لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت سرپانتینیته شده روی داده است که این مجموعه در داخل توالی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین-کامبرین قرار دارند. کانی کرومیت عضوی از گروه اسپینل بوده و یک کانی اولیه در پریدوتیت‌های گشته‌ای به‌شمار می‌رود. بررسی‌های زمین‌شیمیایی این کانی می‌تواند اطلاعاتی مهم در مورد محیط تشکیل، نوع کانه‌زایی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگمای مادر در اختیار ما قرار دهد. در این پژوهش سعی بر آن است که کانی‌سازی کرومیت در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌سازی، ساختی و بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی (شیمی کانی کرومیت) مورد بررسی قرار گیرد و منشأ و پتروژنز کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی بررسی شود. در این راستا، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی بر اساس نتایج آنالیزهای الکترون مایکروپروب مورد بررسی قرار گرفته و نمودارهای مهم و مرتبط با شیمی کرومیت و نمودارهای مربوط به محیط تکنونوماگمایی آنها ارائه شده است.

روش مطالعه

با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (Alavi and Amidi, 1976) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان

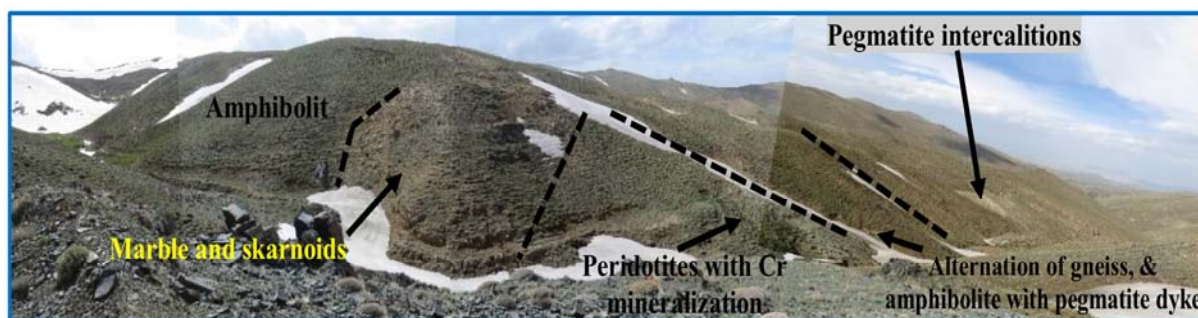
واحد آمفیبولیتی مربوط به زمان پرکامبرین-کامبرین بوده و برگ‌وارگی مشخصی را نشان می‌دهد (Babakhani and Ghalamghash, 1996). این واحد توسط یک گروه دایک‌های گرانیتی قطع شده است. این دایک‌ها با ضخامت‌های مختلف معمولاً در امتداد برگ‌وارگی آمفیبولیت‌ها قرار دارند.

واحد آمفیبولیت به‌طور گسترده‌ای در محدوده مورد بررسی رخمون‌دارد. این واحد در رخمون صحرایی و نمونه‌دستی رنگ تیره دارد. این سنگ‌ها به‌طور کلی شامل آمفیبولیت و آمفیبول شست هستند که با امتداد شمال‌باختر-جنوب‌خاور و شیب بین ۵۰ تا ۶۰ درجه به سمت شمال‌خاور رخمون دارند.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه قره‌ناز-علم‌کندی برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان (Babakhani and Ghalamghash, 1996) با اعمال تغییرات

Fig. 1. Geological map of the Qaranaz-Alamkandi (scal: 1/20000) from geological map of Takht-e-Soleyman (scale: 1/100000 Babakhani and Ghalamghash, 1996) with some changes



شکل ۲. نمایی از واحدهای سنگی موجود در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی (دید به سمت شمال)

Fig. 2. Outcrops of different rock units in the Qaranaz-Alamkandi area (view to the north)

واحد گرانیت گنایسی عبارت از توده گرانیتی است که تحت تأثیر فرایندهای دگرگونی-دگرشکلی قرار گرفته و به تشکیل فابریک‌های گنایسی در آن منجر شده است. این واحد بیشتر در بخش شمالی منطقه رخنمون دارد. واحد گرانیت گنایسی در مقیاس ماکروسکوپی به رنگ روشن دیده می‌شود. بافت شاخص در این واحد، بافت چشمی است. در برخی نقاط، رگه‌های کوارتز-فلدسپاتی در داخل این واحد قابل مشاهده هستند. یک دسته واحدهای مرمری نیز در این منطقه رخنمون دارد که دارای سن اواخر پرکامبرین و اوایل پالئوزوئیک (Babakhani and Ghalamghash, 1996) هستند. مرمرها هم به صورت میان‌لایه در بین دیگر واحدهای دگرگونی حضور دارند و هم در ارتفاعات جنوبی منطقه به صورت واحد مجزا با ضخامت قابل توجه مشاهده می‌شوند. برون‌زدهای این واحد در منطقه چشم گیر است. این واحد معمولاً با امتداد شمال‌باختر-جنوب‌خاور و شیب بین ۴۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال‌خاور در منطقه مشاهده می‌شوند.

در بین واحدهای دگرگونی منطقه مورد بررسی، سنگ‌های شیستی گسترش زیادی در منطقه داشته و شامل آمفیبول شیست، بیوتیت گارنت شیست و بیوتیت مسکوویت شیست هستند. شیست‌های منطقه مورد بررسی اغلب به رنگ تیره بوده و با امتداد شمال‌باختر-جنوب‌خاور و شیب ۶۰ تا ۶۵ درجه به سمت شمال‌خاور مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها در تناوب با واحد آمفیبولیتی قابل مشاهده هستند. برگ‌وارگی مشخصی در این سنگ‌ها وجود داشته و گاه توسط دایک‌های پگماتیتی و گرانیتی قطع شده‌اند.

در برخی نقاط، دایک‌های پگماتیتی در داخل دیگر واحدهای منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند. این مجموعه آذرین اغلب با امتداد شمال‌باختر-جنوب‌خاور و شیب ۵۰ تا ۶۵ درجه به سمت شمال‌خاور در منطقه رخنمون دارد. برون‌زدهای پگماتیت با ضخامتی ۱/۵ متر و طول تا بیش از ۱۰۰ متر مشاهده می‌شوند. علاوه بر واحدهای زمین‌شناسی یادشده، یک دسته توده‌های اولترامافیک در داخل مجموعه دگرگونی پرکامبرین-کامبرین

منطقه مورد بررسی رخنمون دارند که متشکل از سنگ‌های هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت سرپانتینی شده، سرپانتینیت، گابرو، پیروکسینیت و دایک‌های دیابازی هستند. در داخل واحدهای پریدوتیتی یادشده، در برخی بخش‌ها کانه‌زایی کرومیت روی‌داده است. توده‌های گابرویی، پیروکسینیت‌ها و دایک‌های دیابازی در قسمت جنوب و خارج از منطقه مورد بررسی، رخنمون دارند. سنگ‌های هارزبورژیتی نسبت به دونیت‌ها و لرزولیت‌ها بیشترین رخنمون را در منطقه دارند. بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی بیانگر آن است که این مجموعه (سنگ‌های هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت) به نسبت‌های مختلف تحت تأثیر سرپانتینیتی شدن قرار گرفته‌اند؛ به طوری که در برخی بخش‌ها حجم اصلی سنگ‌ها به سرپانتین تبدیل شده و سرپانتینیت را به وجود آورده است. بخش‌های هارزبورژیتی واحد اولترامافیک منطقه، علاوه بر کانه‌زایی کرومیت، دارای رگه‌های نازک و فراوان سرپانتین (کریزوتیل) درشت‌بلور نیز هستند. همچنین، بخش‌های دونیتی و هارزبورژیتی حاوی بلورهای پراکنده کروم اسپینل هستند. در برخی نقاط، سنگ‌های اولترامافیک به شدت دگرسان شده و به سرپانتینیت، سرپانتین شیست و تالک‌شیست تبدیل شده است. گسترش واحدهای اولترامافیک در منطقه زیاد نیست و همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱) منطقه نیز مشاهده می‌شود، به صورت رخنمون‌های کوچک در منطقه رخنمون دارند. کانه‌زایی در بخش‌های کوچکی از این مجموعه که با علامت ستاره در نقشه (شکل ۱) مشخص شده است، رخنمون دارد.

سنگ‌شناسی پریدوتیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی

برای تفکیک واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه و بررسی سنگ‌های میزبان کانه‌زایی کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی، بررسی‌های سنگ‌شناسی و بافت بر روی ۱۸ مقطع نازک تهیه شده، انجام شد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، سنگ میزبان کانه‌زایی منطقه مربوط به پریدوتیت‌هاست که در گروه دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت قرار گرفته و به شدت

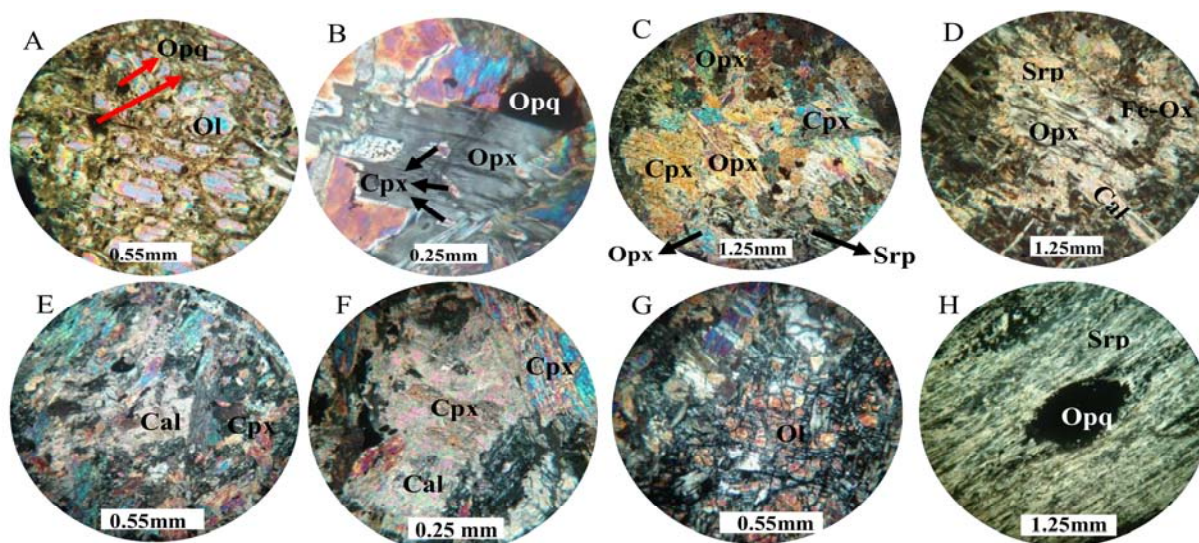
سرپانتینی شده‌اند. کانی‌های اصلی در هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و لرزولیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی شامل الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن هستند که با درجات مختلفی به کانی‌های ثانویه از جمله سرپانتین، کلسیت و کلریت دگرسا شده و در برخی بخش‌ها تنها بقایایی از آنها به صورت جزیره‌ای در زمینه سرپانتین‌ها باقی‌مانده است. در این سنگ‌ها، الیوین به عنوان کانی اولیه، اغلب به صورت برجسته و جزیره‌ای در فضای بین سرپانتین‌ها پراکنده است (شکل ۳-۳A). پروکسن موجود در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها اغلب از نوع ارتوپروکسن و به مقدار کمتر کلینوپروکسن است که در فضای بین سرپانتین‌ها به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و جزیره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۳B و C). کلینوپروکسن در لرزولیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها نسبتاً بیشتر بوده؛ به طوری که مقدار کلینوپروکسن‌ها در حدود ۱۵ درصد و ارتوپروکسن‌ها در حدود ۱۲ درصد است. در برخی موارد، پروکسن‌ها توسط کلسیت و کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۳-۳D، E و F). علاوه بر این، رگچه‌های تأخیری کلسیت و کلریت مجموعه کانی‌های سنگ را در جهات مختلف قطع کرده‌اند. کانی اصلی تشکیل‌دهنده لرزولیت‌ها، الیوین است که با فراوانی حدود ۳۶ درصد به صورت بلورهای برجسته و جزیره‌ای دیده می‌شوند. ابعاد آنها متغیر بوده و گاه طول آنها به کمتر از ۱ میلی‌متر می‌رسد. بخش عمده الیوین‌های اولیه، سرپانتینی شده‌اند (شکل ۳-۳G). در برخی نمونه‌های لرزولیتی، تمرکز پروکسن‌ها (کلینوپروکسن و ارتوپروکسن) افزایش قابل توجهی داشته و ترکیب سنگ به سمت الیوین پروکسنیت (الیوین وبستریت) میل می‌کند. کانی‌های اصلی در دونیت‌های سرپانتینی شده منطقه علم‌کندی شامل الیوین و به مقدار خیلی کمتر کلینوپروکسن و ارتوپروکسن هستند که به طور عمده در زمینه سرپانتینی شده به صورت پراکنده حضور دارند. الیوین با فراوانی حدود ۴۲ درصد، حجم کل دونیت‌های سرپانتینی شده را تشکیل می‌دهد. از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و لرزولیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی، می‌توان به کانی‌های کدر

اشاره کرد که در برخی نقاط، تمرکز آنها قابل توجه بوده و عملاً کانسنگ کرومیتی را به وجود آورده‌اند. به طور کلی، سه نوع کانی کدر در پریدوتیت‌های منطقه وجود دارد. ۱- کانی‌های کدر اولیه که هم‌زمان با تشکیل الیوین به صورت دانه پراکنده و بلورهای تقریباً درشت تا متوسط و ریز در متن سنگ و همراه با الیوین‌ها و سرپانتین وجود دارند. این گروه از کانی‌های کدر اغلب از نوع کروم اسپینل و به مقدار خیلی کمتر مگنتیت هستند (شکل ۳-۳A و B)، ۲- کانی‌های کدر ثانویه که محصول دگرسانی کانی‌های اولیه مثل الیوین و پروکسن‌ها هستند که در اطراف سرپانتین‌ها تشکیل شده و از نوع اکسید آهن هستند (شکل ۳-۳D) و ۳- گروه سوم کانی‌های کدر، تأخیری بوده و به صورت رگه-رگچه‌ها در این واحدهای سنگی مشاهده می‌شوند. از دیگر کانی‌های ثانویه در پریدوتیت‌های منطقه می‌توان به سرپانتین، تالک، کلسیت و کلریت اشاره کرد. سرپانتین بخش اعظم این سنگ‌ها را تشکیل داده که اغلب از نوع آنتی گوریت هستند. همچنین، یک گروه سرپانتین به صورت بلورهای ورقه‌ای و رشته‌ای دیده می‌شوند که از نوع کریزوتیل هستند. این گروه از سرپانتین‌ها فراوانی کمتری دارند. در برخی نقاط، تالک نیز در همراهی با بلورهای رشته‌ای کریزوتیل دیده می‌شود. برخی بلورهای پروکسن (کلینوپروکسن و ارتوپروکسن) توسط کلسیت و کلریت جایگزین شده‌اند. علاوه بر این، رگچه‌های تأخیری کلسیت، کلریت و همچنین رگچه‌های سرپانتینی همراه با کانی‌های کدر تأخیری، این سنگ‌ها را در جهات مختلف قطع کرده‌اند.

بافت اولیه هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و لرزولیت‌ها گرانولار است که به دلیل دگرسانی نسبتاً گسترده سرپانتینی، در حال حاضر بافت مش و شبکه‌ای در این سنگ‌ها غالب است. در این بافت، سرپانتین‌ها حالتی شبکه‌مانند دارند که در فضای بین آنها، بلورهای الیوین و پروکسن (اغلب از نوع ارتوپروکسن) پراکنده هستند. بقایای بلورهای الیوین و پروکسن اولیه به صورت جزیره‌ای نیز در متن سرپانتین‌ها قابل مشاهده است. بافت اکسلوشن متشکل از تیغه‌های کلینوپروکسن در داخل

دونیت‌ها مشاهده می‌شود که از حاشیه به سرپانتین دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۳D). بافت برشی و دگرشکلی نیز در قسمت‌هایی از پریدوتیت‌ها به چشم می‌خورد. در برخی نقاط، حالت میلونیتی شدن نیز در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده قابل مشاهده است که در امتداد جهت‌یابی حاصل از میلونیتی شدن، کانی‌های کدر به صورت عدسی شکل مشخص است (شکل ۳-۳H).

ارتوپیروکسن‌ها نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است (شکل ۳-۳B). بافت کومولایی نیز در پریدوتیت‌ها (هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و لرزولیت‌ها) مشاهده می‌شود که شامل آدکومولا و مزوکومولا است. به این صورت که بلورهای کانی‌های کدر با فراوانی بسیار کم در بین بلورهای الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۳C). بافت کروئایی نیز در اطراف برخی بلورهای اولیه موجود در هارزبورژیت‌ها و



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌ها و برخی بافت‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده منطقه قره‌ناز-علم‌کندی. تصاویر با نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL تهیه شده‌اند. A: بلورهای الیوین جزیره‌ای در متن سرپانتین به همراه کانه‌های کدر ریز، B: بافت اکسلوشن که میزبان اصلی ارتوپیروکسن بوده و تیغه‌های کلینوپیروکسن درون آنها شکل گرفته است، C: بافت کومولایی در پریدوتیت‌ها که بلورهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در کنار هم قرار گرفته و بلورهای کانی‌های کدر در بین آنها پراکنده است، D: بافت کروئایی بلور ارتوپیروکسن که طی فرایند دگرسانی، از اطراف به سرپانتین تبدیل شده است. همچنین در برخی نقاط اکسید آهن و کلسیت‌های رگه-رگه‌ای نیز در تصویر مشاهده می‌شود. E و F: دگرسانی کلسیتی در لرزولیت که در آن کلسیت جایگزین کلینوپیروکسن شده است، G: تبدیل الیوین به سرپانتین در سنگ لرزولیت و H: بافت عدسی شکل (میلونیتی شدن) کانی کدر در زمینه‌ای از سرپانتین. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Fe-Ox: اکسید آهن، Ol: الیوین، Opq: کانی‌های کدر، Opx: ارتوپیروکسن، Srp: سرپانتین).

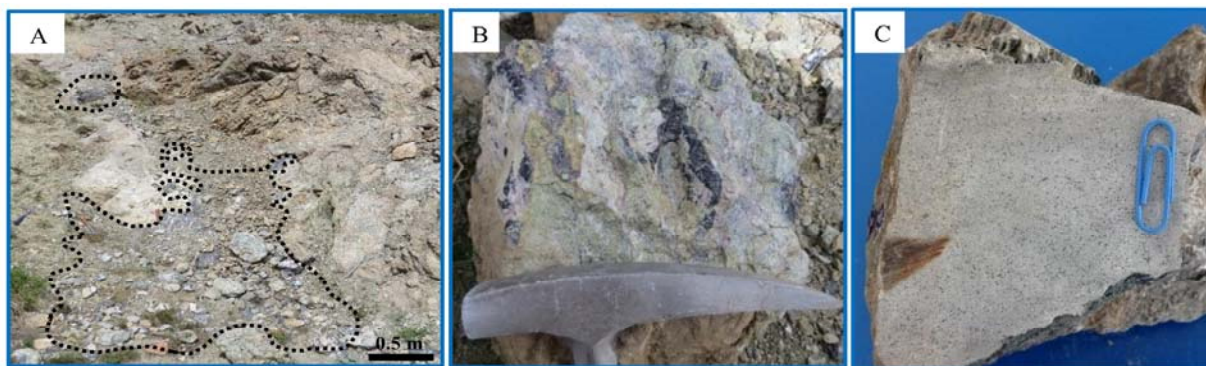
Fig. 3. Photomicrographs of minerals and texture from the serpentinized peridotites in the Qarenaz-Alamkandi area (XPL). A: Olivine crystals within the serpentine matrix associated with small opaque minerals, B: Exsolution texture of clinopyroxene within the orthopyroxene, C: Cumulate texture of peridotites where clinopyroxene and orthopyroxene are together and have disseminated of opaque minerals, D: Corona texture of orthopyroxene which replaced by serpentine. In some cases, there are iron oxide minerals and vein-veinlets of calcite in the picture, E and F: Calcic alteration in the lizardite which clinopyroxene replaced by calcite, G: Serpentinization of olivine in the lizardite, and H: Lenzoid texture (mylonitization) of opaque minerals within the serpentine. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Cpx: Clinopyroxene, Fe-Ox: Iron Oxide, Ol: Olivine, Opq: Opaque Minerals, Opx: Orthopyroxene, Srp: Serpentine).

کانه‌زایی در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی

چنان‌که قبلاً نیز اشاره شد، کانه‌زایی کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی در داخل یک دسته واحدهای اولترامافیک که گسترش چندانی در منطقه مورد بررسی ندارند، تشکیل شده است؛ به‌طور کلی، گسترش این واحدها در منطقه تخت‌سلیمان کم بوده و فقط در سه بخش (شرقی و شمالی) از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان (Babakhani and Ghalamghash, 1996) قابل مشاهده است. بر اساس پژوهش باباخانی و قلمقاش (Babakhani and Ghalamghash, 1996)، این مجموعه بقایایی از پوسته اقیانوسی پالئوتیس به‌شمار می‌رود. با توجه به بررسی‌های سن‌سنجی انجام‌شده بر روی این مجموعه، سن حدود ۵۳۰ میلیون سال (داده‌های سن‌سنجی هنوز منتشر نشده است) برای این مجموعه به‌دست آمده است که بیانگر تشکیل مجموعه افیولیتی در این منطقه در طی تکامل اقیانوس پروتوتیس بوده است. تقریباً تمام سنگ‌های یک توالی افیولیتی (به‌غیر از دایک‌های

صفحه‌ای، گدازه‌های بالشی، پلاژیوگرانیت‌ها و سنگ‌های رادیولاریتی) شامل هارزبورژیت و دونیت همراه با کانه‌زایی کرومیتی، لرزولیتی، سنگ‌های پیروکسینیتی و گابروهای انباشتی در این منطقه مشاهده می‌شود. با این وجود، چون گسترش این مجموعه در منطقه کم است، به همین دلیل تمامی بخش‌های افیولیتی در این منطقه دیده نمی‌شود.

کانه‌زایی کرومیت به‌صورت توده‌ای، عدسی‌های کوچک، رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده در داخل واحدهای اولترامافیک با ترکیب دونیت و هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی تشکیل شده است (شکل ۴-۱، B و C). کانه‌زایی در این منطقه اغلب به‌صورت عدسی‌هایی با ابعاد مختلف، به‌صورت هم‌شیب تا ناهم‌شیب در واحدهای یادشده، تشکیل شده است. با توجه به گسترش محدود سنگ‌های اولترامافیک در این منطقه، کانه‌زایی کرومیت نیز گسترش محدودی داشته و به‌صورت عدسی‌هایی با طول و عرض حداکثر تا دو متر مشاهده می‌شود.



شکل ۴. نمایی از کانه‌زایی کرومیت در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی. A: کانه‌زایی کرومیت به‌صورت عدسی کوچک (بخش‌های تیره‌رنگ) در سنگ میزبان هارزبورژیت، B: کرومیت به‌صورت رگه-رگچه‌ای (بخش‌های تیره‌رنگ) در سنگ میزبان پریدوتیتی و C: کرومیت به‌صورت دانه‌پراکنده (بخش‌های تیره‌رنگ) در سنگ میزبان دونیت سرپانتینیتی شده

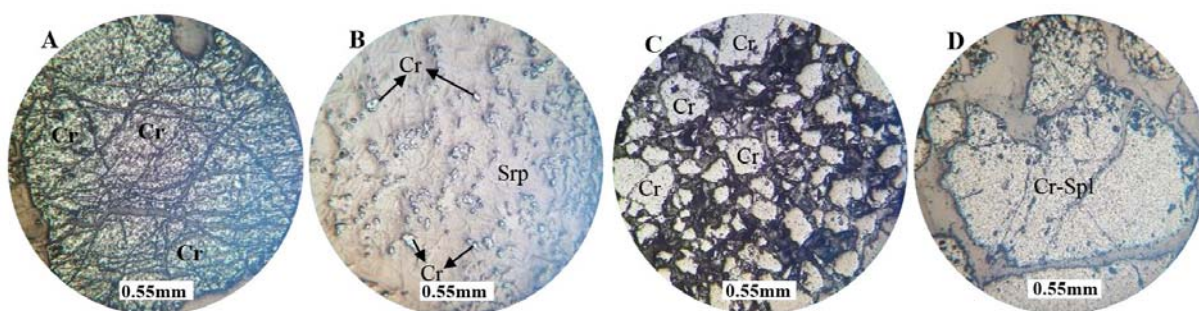
Fig. 4. Photographs of chromite mineralization in the Qarenaz-Alamkandi area. A: Lenzoid shape of (the area with black color) within the harzburgite host rock, B: vein-veinlets of chromite (the area with black color) within the peridotite host rock, and C: Disseminated texture of chromite (the area with black color) within the serpentinized dunite host rock

توده‌ای است (شکل ۵-۱). علاوه‌بر بافت توده‌ای، بافت دانه‌پراکنده نیز در این کانسار قابل مشاهده است که بلورهای

از نظر کانه‌نگاری، کانه اصلی در کانسار قره‌ناز-علم‌کندی، کرومیت است که تقریباً بی‌شکل بوده و اغلب دارای بافت

تأثیر فرایند دگرشکلی بر روی آنهاست (شکل ۵-۳). در کرومیت‌های توده‌ای، دانه‌ها با اندازه‌ای نسبتاً بزرگ در متنی از سرپانتینیت قرار دارند (شکل ۵-۴). در این منطقه به مقدار کم کانی مگنتیت نیز همراه با کانه‌زایی کرومیت در داخل سنگ‌های میزبان کانه‌زایی منطقه قره‌ناز-علم‌کندی مشاهده می‌شود.

کرومیت به صورت دانه پراکنده در متن سنگ‌های پریدوتیتی حضور دارند (شکل ۵-۲). کانی‌های کرومیت به صورت دانه‌های افشان نیمه خودشکل تا خودشکل در زمینه و بین بلورهای الیوین و ارتوپیروکسن حضور دارند. در برخی بخش‌ها این بلورها تجمع یافته و تقریباً تا حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد سنگ را تشکیل داده است. در بیشتر بخش‌ها، کرومیت‌ها خرد شده و بافت برشی یا کاتاکلاستیک را از خود نشان می‌دهند که بیانگر



شکل ۵. تصاویری از بافت‌های کانه کرومیت در کانسار کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی. A: کرومیت‌های دارای بافت توده‌ای و بی‌شکل، B: کرومیت‌های دارای بافت دانه‌پراکنده که در زمینه‌ای از سنگ میزبان سرپانتینیتی تشکیل شده‌اند، C: کرومیت‌های توده‌ای که تحت تأثیر فرایند دگرشکلی، خرد شده و بافت کاتاکلاستیک را از خود نشان می‌دهند و D: بلور درشت کروم اسپینل که در نمونه‌های مربوط به کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی دیده می‌شود. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cr: کرومیت، Cr-spl: کروم اسپینل، Srp: سرپانتین).

Fig. 5. Photomicrographs of chromite textures in Qaranaz-Alamkandi chromite deposit. A: Massive and anhedral chromite, B: Disseminated chromite which formed in the serpentinized host rock, C: Massive chromite which brecciated by the deformation affects and show cataclastic texture, and D: Coarse-grain of chrome spinel crystal that has been observed in Gharenaz-Alamkandi chromite samples. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cr: Chromite, Cr-spl: Chrome Spinel, Srp: serpentine).

چنان‌که در شکل ۷-۲ مشاهده می‌شود، نیکل در زمینه کروم اسپینل به صورت بلورهای ریز مشاهده می‌شود. نتایج آنالیزهای EPMA بر روی کانه‌های کرومیت نشان می‌دهد که در برخی بخش‌ها، طلا نیز در این کانسار به صورت ادخال در داخل کرومیت‌ها وجود دارد (شکل ۸-۳، B و C).

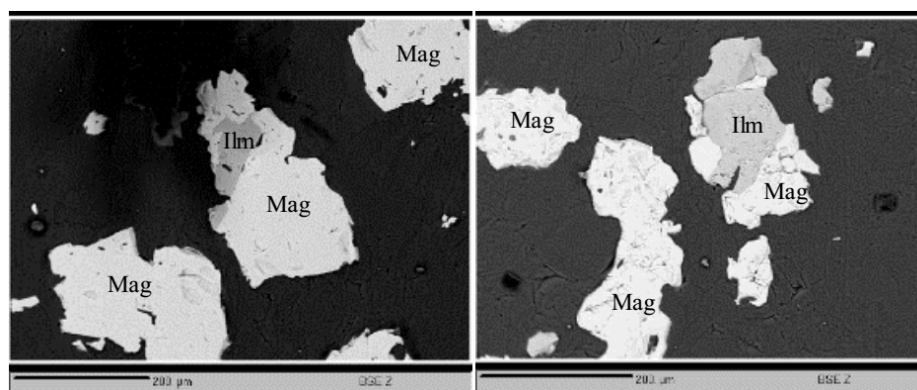
توالی همیافتی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده، چهار مرحله کانه‌زایی منطقه قره‌ناز-علم‌کندی مشاهده می‌شود (شکل

مگنتیت‌ها اغلب دارای بافت دانه‌پراکنده هستند (شکل ۶). در برخی بخش‌ها، مگنتیت‌ها در حال تبدیل شدن به هماتیت هستند و بافت مارتیتی شدن (El Goresy et al., 1984) را نشان می‌دهند. بر اساس بررسی‌های الکترون مایکروپروب، تیغه‌های ایلمنیت همراه با کانی‌های مگنتیت مشاهده می‌شوند (شکل ۶). در برخی نمونه‌ها، مقادیری عنصر نیکل همراه با کانه‌زایی کرومیت در این منطقه وجود دارد که نتایج آنالیزهای EPMA انجام‌شده بر روی کانه‌های کرومیت حاوی نیکل و نمودار مربوط به ترکیبات نیکل‌دار در شکل ۷-۲ نشان‌دهنده شده است.

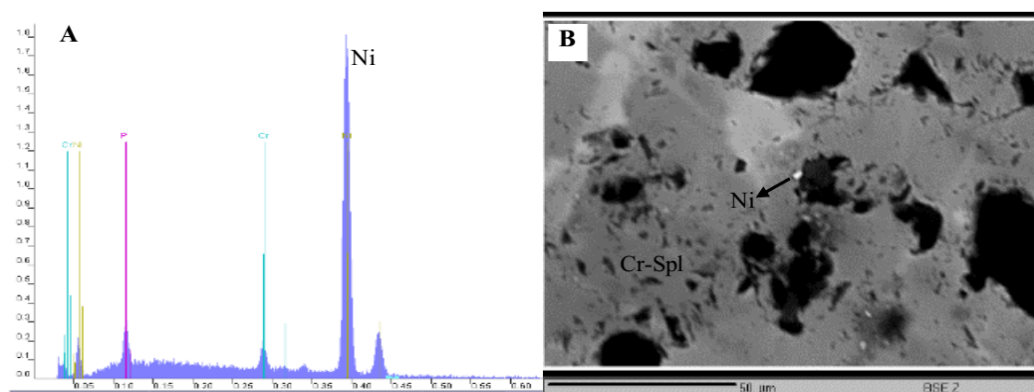
کرومیت، کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن نیز تشکیل شده‌اند. در مرحله بعد، کلیه سنگ‌ها و کانه‌ها و کانی‌ها تحت دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند و سرپانتینی شدن در منطقه روی داده است.

۹. اولین مرحله، کانه‌زایی کرومیت است که در این مرحله کانه‌های کرومیت، مگنتیت و مقداری ایلمنیت (در بررسی‌های الکترون مایکروپروب شناسایی شده است) تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی در این مرحله اغلب دارای بافت توده‌ای، دانه‌پراکنده و به مقدار کمتر بافت رگه-رگچه‌ای است. هم‌زمان با کانه‌زایی



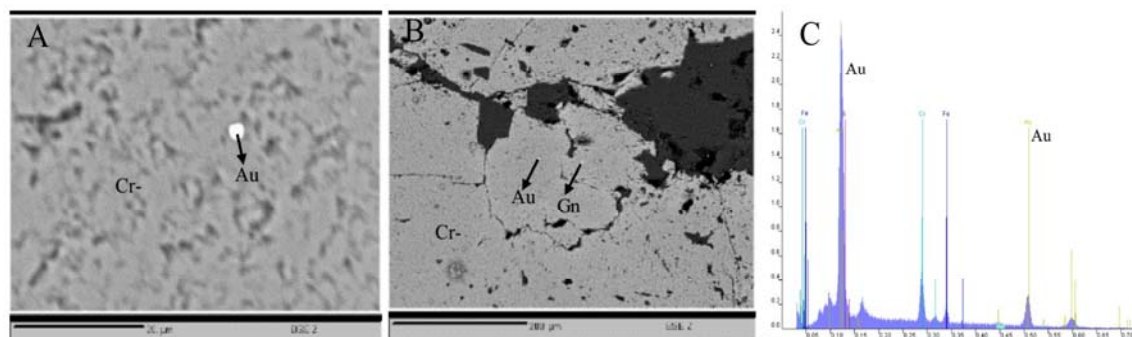
شکل ۶. تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) کانه‌های موجود در نمونه‌های کرومیت کانسار قره‌ناز-علم‌کندی. مگنتیت به صورت دانه‌پراکنده و حضور تیغه‌های ایلمنیت همراه با آن. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ilm: ایلمنیت، Mag: مگنتیت).

Fig. 6. Backscattered scanning electron microscopy (BSE) images of minerals in chromite Qarnaz-Alamkandi deposit. Disseminated magnetites and occurrence of ilmenite as exsolution within the magnetite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ilm: Ilmenite, Mag: Magnetite).



شکل ۷. A: نمودار مربوط به حضور نیکل در کانه‌زایی کرومیت منطقه قره‌ناز-علم‌کندی و B: تصویر BSE از حضور نیکل همراه کروم اسپینل‌ها. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cr-Spl: کروم اسپینل، Ni: نیکل).

Fig. 7. A: Diagram of nickel presence in the chromite mineralization of Qarenaz- Alamkandi area, and B: Occurrence of nickel within chrome spinel in the BSE image. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cr-Spl: Chrome Spinel, Ni: Nckel).



شکل ۸. A و B: تصویر ادخال طلا و گالن در داخل کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی و C: نمودار مربوط به حضور طلا در کانه‌زایی کرومیت منطقه قره‌ناز-علم‌کندی. علایم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Au: طلا، Cr: کرومیت، Gn: گالن).

Fig. 8. A and B: Occurrence of gold and galena as inclusion within the chromite in the Gharenaz- Alamkandi area. C: Diagram of gold in chromite mineralization in the Gharenaz- Alamkandi area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Au: Gold, Cr: Chromite, Gn: Galena).

است که در طی دگرگونی مجاورتی به همراه گالن، پیریت، کالکوپیریت و طلا تشکیل و در بررسی‌های الکترون مایکروپروب نیز شناسایی شده است. با توجه به اینکه موضوع این پژوهش در مورد کانه‌زایی کرومیت و شیمی آن است؛ لذا در مورد کانه‌زایی اسکارن به همین اندازه بسنده شده است.

آخرین مرحله، سوپرژن و هوازدگی است که در این مرحله اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، کالکوسیت و به مقدار کمتر اسمیت‌زونیت تشکیل شده‌اند. در این مرحله، بافت‌های جانشینی و بازماندی در کانی‌ها روی داده است. وجود اسمیت‌زونیت در این کانسار بیانگر وجود کانی روی از جمله اسفالریت در منطقه

Stage		Mineralization	Regional metamorphism	Supergene and weathering
Minerals				
Ore Minerals	Chromite	●●●●●●●●●●		
	Magnetite	●●●●●●●●●●		
	Ilmenite	●●●●●●●●●●		
Gangue Minerals	Olivine	●●●●●●●●●●		
	Othopyroxene	●●●●●●●●●●		
	Clinopyroxene	●●●●●●●●●●		
	Serpentine		●●●●●●●●●●	
Structure and Texture of minerals	Massive	●●●●●●●●●●		
	Disseminated	●●●●●●●●●●		
	Laminated	●●●●●●●●●●		
	Vein-Veinlets	●●●●●●●●●●		
	Breccia		●●●●●●●●●●	
	Cataclastic		●●●●●●●●●●	
	Replacement			●●●●●●●●●●
	Relict			●●●●●●●●●●

شکل ۹. توالی همیافتی کانسار کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی

Fig. 9. Paragenetic sequence of the Qarehnaz-Alamkandi chromite deposit

شیمی کانی کرومیت در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی

در این بخش از پژوهش، ویژگی‌های ژئوشیمیایی کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی با استفاده از نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب در نمونه‌های برداشت شده، مورد بررسی قرار گرفته است. در این راستا، مسیر پیمایش آنالیز الکترون مایکروپروب از نقاط حاشیه‌ای به سمت مرکز بلور و همچنین تغییرات اکسید عناصر مهم در بافت‌های توده‌ای و کاتاکلاستیک کرومیت در قالب نمودار مورد بررسی قرار گرفته‌اند. چنان‌که در بخش روش مطالعه بیان شد، بعد از انجام بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، برای اندازه‌گیری فراوانی اکسید عناصر، بررسی ژئوشیمیایی و کانه‌زایی کرومیت، نمونه‌هایی از کرومیت‌های منطقه، انتخاب شده و در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران، توسط دستگاه EPMA مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج آنالیزهای EPMA انجام شده بر روی کانی کرومیت در جدول ۱ ارائه شده است.

آنالیز نقطه‌ای الکترون مایکروپروب به‌طور مجزا از بخش‌های مختلف کرومیت (از مرکز و حاشیه) انجام شده است (شکل‌های ۱۰-۱۱، ۱۱-۱۲ و ۱۲-۱۳). بر اساس نتایج آنالیزهای به‌دست آمده (جدول ۱) و نمودارهای ترسیم شده از تمامی اکسیدها در شکل‌های ۱۰-۱۱، ۱۱-۱۲ و ۱۲-۱۳، در یک نگاه اجمالی از تمامی آنالیزهای انجام شده کرومیت، مشخص شده است که کرومیت‌های منطقه مورد بررسی غنی از کروم و منیزیم و آهن و فقیر از تیتانیم هستند. چنان‌که در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ و ۱۲ مشاهده می‌شود، تغییرات مقادیر Cr_2O_3 ، MgO و MnO در نقاط آنالیز شده خیلی شاخص نیست؛ درحالی‌که بیشترین تغییرات را FeO و Al_2O_3 نشان می‌دهند و به‌نظر می‌رسد این دو عنصر رفتار مخالف و عکس هم را نشان می‌دهند.

در شکل ۱۰-۱۱، مسیر نقاط آنالیز شده بر روی بلور درشت کرومیت مشخص شده است. چنان‌که در شکل ۱۰-۱۱ و G مشاهده می‌شود، تغییرات چندانی در مقدار Cr_2O_3 و SiO_2 مشاهده نمی‌شود و در بخش‌هایی که تغییرات در مقادیر Cr_2O_3

و SiO_2 مشاهده می‌شود، این تغییرات کاملاً برعکس هم در این بلور کرومیت است. با توجه به اینکه در فرمول کانی کرومیت، SiO_2 وجود ندارد؛ بنابراین افزایش این اکسید می‌تواند آلودگی از محیط سیلیکاتی اطراف باشد. همچنین، مقدار FeO از حاشیه‌ها به سمت مرکز کاسته شده و سپس از مرکز به سمت حاشیه افزایش یافته است (شکل ۱۰-۱۱) و برعکس آن، مقدار Al_2O_3 نیز از حاشیه به سمت مرکز افزایش و سپس از مرکز به سمت حاشیه کاهش یافته است (شکل ۱۰-۱۱). مقدار MgO نیز به‌طور کلی از حاشیه به سمت مرکز دارای روند افزایشی است (شکل ۱۰-۱۱). تغییرات مشاهده شده برای FeO و MgO ناشی از جانشینی Mg به وسیله Fe در سایت اکتاهدرال و تغییرات Al_2O_3 و Cr_2O_3 مربوط به جانشینی Cr به وسیله Al در جایگاه تتراهدرال است. همچنین مقادیر Al_2O_3 رابطه‌ای مستقیم با مقادیر TiO_2 نشان می‌دهند (جدول ۱). بین مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در کانی کرومیت و مذاب اولیه، ارتباط مشخصی وجود داشته؛ به‌طوری‌که مقدار این دو عنصر در طی فرایندهای دگرسانی و هوازدهی تغییر نمی‌کند. بنابراین می‌توان اظهارداشت که این دو عنصر می‌توانند از نشانگرهای خوب برای تعیین ترکیب مذاب اولیه به‌شمار آیند (Kamenetsky et al., 2001).

در شکل ۱۱-۱۱، مسیر نقاط آنالیز شده بر روی بلورهای کرومیت که تحت فشارهای زمین‌ساخت، بافت کاتاکلاستیک به خود گرفته‌اند، مشخص شده است. با توجه به نمودار ترسیم شده در شکل ۱۲-۱۲، مقدار Cr_2O_3 از سمت مرکز بلور کرومیت به سمت حاشیه دارای روندی نزولی بوده است و علاوه بر آن، نقاط آنالیز شده در بلورهای درشت و سالم کرومیت نسبت به نقاط آنالیز شده در بخش‌های برشی شده، از مقدار Cr_2O_3 بیشتری برخوردار هستند. چنان‌که در شکل ۱۱-۱۱ و E مشاهده می‌شود، روند تغییرات مقدار Al_2O_3 دقیقاً برعکس روند تغییرات مقدار Cr_2O_3 است. با توجه به نمودار شکل ۱۱-۱۱، مقدار FeO روندی نزولی را در طول مسیر آنالیز شده از سمت مرکز به سمت حاشیه نشان می‌دهد و برعکس. با توجه به نمودار شکل

F-۱۱، مقدار MgO روندی صعودی را در طول مسیر درشت و سالم کرومیت به نقاط آنالیز شده در بخش های آنالیز شده، نشان می دهد. با توجه به نمودار شکل ۱۱-G، مقدار MnO با وجود دامنه تغییرات اندک، در مسیر آنالیز از بلورهای برشی شده، روندی صعودی را نشان داده و همچنین در طول مسیر آنالیز از مرکز به سمت حاشیه روندی نزولی نشان می دهد.

جدول ۱. نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروپ بر روی کانی های کرومیت در کانه زایی کرومیت قره ناز- علم کندی. مقادیر بر حسب درصد هستند.

Table 1. Results of electron microprobe analysis of chromite minerals in the Qarenaz- Alamkandi area. Values in percent.

Position	Core					
Sample Name	1 /Q23-P2	2 /Q23-P2	3 /Q23-P2	4 /Q23-P2	14 /Q23-P2	15 /Q23-P2
SiO ₂	0.07	0.17	0.06	0.12	0.07	0.17
TiO ₂	0.2	0.18	0.15	0.17	0.15	0.12
Al ₂ O ₃	10.33	11.08	10.61	10.72	10.05	8.65
FeO	15.99	15.83	16.58	15.86	17.35	18.24
MnO	1.27	1.23	1.2	1.23	1.37	1.49
MgO	13.68	14.02	13.94	13.99	13.46	13.23
CaO	0.02	0	0	0.03	0.02	0
NiO	0.82	0.38	0.11	0.75	0.5	0.47
Na ₂ O	0.05	0.03	0	0.02	0.01	0.06
K ₂ O	0	0.02	0.01	0	0	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	57.22	57.16	56.33	55.97	55.76	56.44
V ₂ O ₃	0.06	0.07	0.08	0.1	0.09	0.07
Total	99.71	100.17	99.07	98.96	98.83	98.94
Number of ions on the basis of 32 oxygens						
Cr	11.7319	11.5637	11.5003	11.4928	11.5076	11.7206
Fe(iii)	0.9841	0.9242	1.1648	1.0762	1.2863	1.4503
Fe(ii)	2.4835	2.4631	2.4154	2.3683	2.5010	2.5560
Mg	5.2892	5.3485	5.3668	5.4171	5.2383	5.1809
Mn	0.2789	0.2666	0.2624	0.2706	0.3029	0.3315
Al	3.1572	3.3414	3.2290	3.2813	3.0918	2.6777
Si	0.0182	0.0435	0.0155	0.0312	0.0183	0.0447
Ti	0.0390	0.0346	0.0291	0.0332	0.0295	0.0237
V	0.0125	0.0144	0.0166	0.0208	0.0188	0.0147
Ca	0.0056	0.0000	0.0000	0.0083	0.0056	0.0000
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr/Cr+Al	0.788	0.776	0.781	0.778	0.788	0.814
Mg/Mg+Fe(ii)	0.680	0.685	0.690	0.696	0.677	0.670
Fe/Fe+Mg	0.396	0.388	0.400	0.389	0.420	0.436

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروپ بر روی کانی‌های کرومیت در کانه‌زایی کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی. مقادیر برحسب درصد هستند.

Table 1 (Continued). Results of electron microprobe analysis of chromite minerals in the Qarenaz- Alamkandi area. Values in percent.

Position	Core					
Sample Name	17 /Q21-P2	18 /Q21-P2	19 /Q21-P2	24 /Q21-P2	25 /Q21-P2	28 /Q21-P2
SiO ₂	0.07	0.12	0.09	0.32	0.02	0.17
TiO ₂	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.2
Al ₂ O ₃	10.67	10.76	11.04	9.71	9.41	10.9
FeO	16.56	16.83	16.56	18.35	17.79	16.2
MnO	1.1	1.06	1.04	1.09	1.23	0.87
MgO	13.64	13.73	14.02	12.13	11.61	13.79
CaO	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0
NiO	0.33	0.8	0	0.38	0.05	0.55
Na ₂ O	0.05	0.01	0.03	0	0	0.03
K ₂ O	0	0.01	0.02	0	0	0.02
P ₂ O ₅	0.03	0	0.03	0	0.03	0.05
Cr ₂ O ₃	56.27	56.26	56.37	56.44	57.84	57.78
V ₂ O ₃	0.07	0.06	0.06	0.06	0.09	0.09
Total	98.99	99.82	99.47	98.67	98.26	100.65
Number of ions on the basis of 32 oxygens						
Cr	11.5476	11.4899	11.4378	11.7768	12.1559	11.6928
Fe(iii)	1.0670	1.0938	1.0949	0.9538	0.7942	0.8365
Fe(ii)	2.5274	2.5416	2.4591	3.0960	3.1603	2.6310
Mg	5.2785	5.2877	5.3644	4.7729	4.6012	5.2624
Mn	0.2418	0.2319	0.2261	0.2436	0.2769	0.1886
Al	3.2641	3.2758	3.3393	3.0203	2.9481	3.2882
Si	0.0182	0.0310	0.0231	0.0845	0.0053	0.0435
Ti	0.0351	0.0330	0.0347	0.0337	0.0360	0.0385
V	0.0146	0.0124	0.0123	0.0127	0.0192	0.0185
Ca	0.0056	0.0028	0.0082	0.0057	0.0028	0.0000
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr/Cr+Al	0.780	0.778	0.774	0.796	0.805	0.781
Mg/Mg+Fe(ii)	0.676	0.675	0.686	0.607	0.593	0.667
Fe/Fe+Mg	0.405	0.407	0.398	0.459	0.462	0.397

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروپ بر روی کانی های کرومیت در کانه زایی کرومیت قره ناز- علم کن دی. مقادیر بر حسب درصد هستند.

Table 1 (Continued). Results of electron microprobe analysis of chromite minerals in the Qarenaz- Alamkandi area. Values in percent.

Position	Core					
Sample Name	29 /Q21-P2	30 /Q21-P2	31 /Q21-P2	32 /Q21-P2	33 /Q21-P2	34 /Q21-P2
SiO ₂	0.07	0.07	0.05	0.11	0.07	0.11
TiO ₂	0.19	0.19	0.14	0.19	0.16	0.17
Al ₂ O ₃	10.83	10.75	10.16	9.9	11.11	10.09
FeO	16.32	16.81	16.94	16.89	16.28	16.24
MnO	0.93	0.94	0.9	1.03	0.88	0.89
MgO	12.79	13.87	13.22	13.61	13.98	13.21
CaO	0	0.01	0	0.01	0.01	0.03
NiO	0	0.61	0.96	0.3	0.26	0.31
Na ₂ O	0.04	0	0.03	0.03	0.01	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0.01
P ₂ O ₅	0	0	0.01	0	0	0.01
Cr ₂ O ₃	59.19	57.44	56.66	58.61	57.76	59.62
V ₂ O ₃	0.08	0.11	0.08	0.07	0.07	0.09
Total	100.44	100.8	99.15	100.75	100.59	100.78
Number of ions on the basis of 32 oxygens						
Cr	12.0324	11.6039	11.7335	11.8799	11.6323	12.1123
Fe(iii)	0.5597	1.0274	1.0319	0.9847	0.9211	0.6912
Fe(ii)	2.9493	2.5644	2.6785	2.6363	2.5467	2.7984
Mg	4.9029	5.2838	5.1625	5.2021	5.3092	5.0608
Mn	0.2025	0.2034	0.1997	0.2237	0.1899	0.1937
Al	3.2819	3.2373	3.1364	2.9913	3.3353	3.0557
Si	0.0180	0.0179	0.0131	0.0282	0.0178	0.0283
Ti	0.0367	0.0365	0.0276	0.0366	0.0307	0.0329
V	0.0165	0.0225	0.0168	0.0144	0.0143	0.0185
Ca	0.0000	0.0027	0.0000	0.0027	0.0027	0.0083
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr/Cr+Al	0.786	0.782	0.789	0.799	0.777	0.799
Mg/Mg+Fe(ii)	0.624	0.673	0.658	0.664	0.676	0.644
Fe/Fe+Mg	0.417	0.405	0.418	0.410	0.395	0.408

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروپ بر روی کانی‌های کرومیت در کانه‌زایی کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی. مقادیر برحسب درصد هستند.

Table 1 (Continued). Results of electron microprobe analysis of chromite minerals in the Qarenaz- Alamkandi area. Values in percent.

Position	Core					
Sample Name	5 /Q23-P2	6 /Q23-P2	7 /Q23-P2	8 /Q23-P2	35 /Q21-P2	36 /Q21-P2
SiO ₂	0.07	0.04	0.05	0.08	0.01	0.09
TiO ₂	0.17	0.15	0.16	0.15	0.2	0.14
Al ₂ O ₃	9.14	9.47	10.89	10.49	11.07	9.24
FeO	17.85	17.02	16.37	16.24	16.01	16.09
MnO	1.27	1.32	1.24	1.25	0.96	1.03
MgO	13.48	13.76	13.81	13.94	13.94	12.87
CaO	0.03	0.02	0.05	0.02	0	0
NiO	0.03	0.5	0.34	0	0.36	0.37
Na ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.07	0
K ₂ O	0	0	0.03	0	0	0
P ₂ O ₅	0	0	0.01	0.04	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	57.83	57.48	56.3	56.39	57.69	60.82
V ₂ O ₃	0.08	0.08	0.11	0.09	0.11	0.04
Total	99.97	99.85	99.38	98.7	100.44	100.71
Number of ions on the basis of 32 oxygens						
Cr	11.8134	11.7644	11.4885	11.5482	11.6589	12.4469
Fe(iii)	1.2845	1.2506	1.0882	1.1309	0.9016	0.6248
Fe(ii)	2.5722	2.4339	2.4450	2.3868	2.5207	2.8580
Mg	5.1927	5.3107	5.3141	5.3834	5.3125	4.9668
Mn	0.2779	0.2894	0.2711	0.2742	0.2078	0.2258
Al	2.7833	2.8893	3.3126	3.2024	3.3350	2.8189
Si	0.0181	0.0104	0.0129	0.0207	0.0026	0.0233
Ti	0.0330	0.0292	0.0311	0.0292	0.0385	0.0273
V	0.0166	0.0166	0.0228	0.0187	0.0225	0.0083
Ca	0.0083	0.0055	0.0138	0.0056	0.0000	0.0000
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr/Cr+Al	0.809	0.803	0.776	0.783	0.778	0.815
Mg/Mg+Fe(ii)	0.669	0.686	0.685	0.693	0.678	0.635
Fe/Fe+Mg	0.426	0.410	0.399	0.395	0.392	0.412

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروپ بر روی کانی های کرومیت در کانه زایی کرومیت قره ناز- علم کندي. مقادير بر حسب درصد هستند.

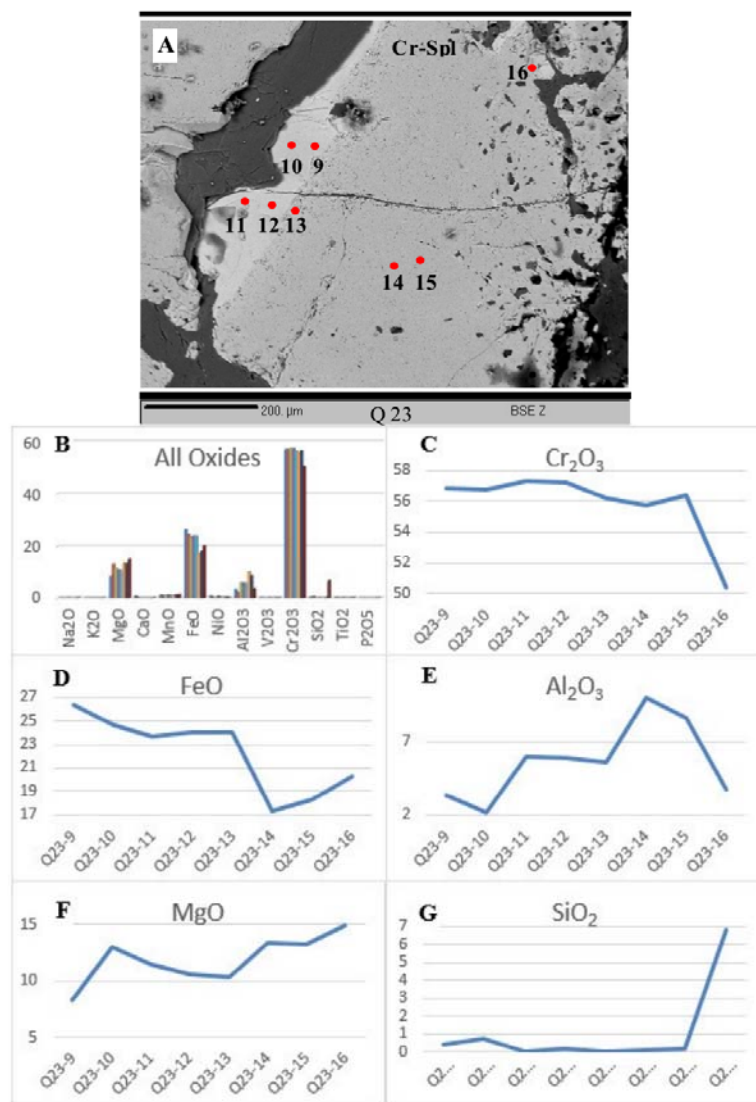
Table 1 (Continued). Results of electrone microprobe analysis of chromite minerals in the Qarenaz- Alamkandi area. Values in percent.

Position	Rim					
Sample Name	9 /Q23-P2	10 /Q23-P2	11 /Q23-P2	12 /Q23-P2	13 /Q23-P2	16 /Q23-P2
SiO ₂	0.45	0.72	0.04	0.14	0.04	6.81
TiO ₂	0.28	0.14	0.21	0.21	0.2	0.12
Al ₂ O ₃	3.33	2.2	5.99	5.89	5.63	3.74
FeO	26.42	24.62	23.74	24.08	24.03	20.3
MnO	1.41	1.18	1.32	1.38	1.37	1.53
MgO	8.32	13.04	11.54	10.62	10.37	14.97
CaO	0.95	0.14	0.01	0	0	0.14
NiO	0.98	0.25	0.42	0.96	0.45	0.16
Na ₂ O	0.01	0.01	0	0.06	0	0.05
K ₂ O	0	0.01	0	0	0.01	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0.01	0	0.02
Cr ₂ O ₃	56.85	56.77	57.32	57.21	56.22	50.43
V ₂ O ₃	0.12	0.08	0.15	0.1	0.13	0.09
Total	99.12	99.16	100.74	100.66	98.45	98.36
Number of ions on the basis of 32 oxygens						
Cr	12.4942	12.0298	11.9676	12.1034	12.1094	10.4021
Fe(iii)	2.0208	2.8156	2.0318	1.8581	1.9507	0.8285
Fe(ii)	4.1206	2.7024	3.2107	3.5301	3.5237	3.6003
Mg	3.4481	5.2107	4.5435	4.2368	4.2120	5.8228
Mn	0.3320	0.2679	0.2952	0.3128	0.3161	0.3381
Al	1.0910	0.6949	1.8643	1.8575	1.8077	1.1500
Si	0.1251	0.1930	0.0106	0.0375	0.0109	1.7768
Ti	0.0585	0.0282	0.0417	0.0423	0.0410	0.0235
V	0.0267	0.0172	0.0318	0.0215	0.0284	0.0188
Ca	0.2829	0.0402	0.0028	0.0000	0.0000	0.0391
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr/Cr+Al	0.920	0.945	0.865	0.867	0.870	0.900
Mg/Mg+Fe(ii)	0.456	0.658	0.586	0.545	0.544	0.618
Fe/Fe+Mg	0.640	0.514	0.536	0.560	0.565	0.432

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروپ بر روی کانی‌های کرومیت در کانه‌زایی کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی. مقادیر برحسب درصد هستند.

Table 1 (Continued). Results of electron microprobe analysis of chromite minerals in the Qarenaz- Alamkandi area. Values in percent.

Position		Rim				
Sample Name	20 /Q21-P2	21 /Q21-P2	22 /Q21-P2	23 /Q21-P2	26 /Q21-P2	27 /Q21-P2
SiO ₂	0.08	0	0.08	0	0.11	0.09
TiO ₂	0.16	0.21	0.18	0.13	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	9.47	10.99	10.64	10.03	10.91	10.77
FeO	17.16	16.84	16.96	16.59	17	17.75
MnO	1.15	1.06	1.11	1.27	1.24	1.29
MgO	13.3	14.18	13.68	13.87	13.71	13.74
CaO	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
NiO	0.93	0.54	0.8	0.38	0.57	0.56
Na ₂ O	0.04	0.03	0.02	0.05	0.03	0.01
K ₂ O	0	0	0	0	0	0
P ₂ O ₅	0	0.02	0	0	0.01	0
Cr ₂ O ₃	58.58	56.64	56.32	56.94	55.46	54.86
V ₂ O ₃	0.09	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06
Total	100.99	100.61	99.86	99.35	99.28	99.33
Number of ions on the basis of 32 oxygens						
Cr	11.9608	11.4215	11.5084	11.6625	11.3510	11.2194
Fe(iii)	1.0348	1.1780	1.1269	1.2100	1.1866	1.3682
Fe(ii)	2.6711	2.4137	2.5386	2.3840	2.4936	2.4713
Mg	5.1208	5.3921	5.2713	5.3571	5.2914	5.2989
Mn	0.2515	0.2290	0.2430	0.2787	0.2719	0.2826
Al	2.8823	3.3036	3.2410	3.0624	3.3286	3.2833
Si	0.0207	0.0000	0.0207	0.0000	0.0285	0.0233
Ti	0.0311	0.0403	0.0350	0.0253	0.0312	0.0350
V	0.0186	0.0164	0.0124	0.0145	0.0145	0.0124
Ca	0.0083	0.0055	0.0028	0.0056	0.0028	0.0055
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr/Cr+Al	0.806	0.776	0.780	0.792	0.773	0.774
Mg/Mg+Fe(ii)	0.657	0.691	0.675	0.692	0.680	0.682
Fe/Fe+Mg	0.420	0.400	0.410	0.402	0.410	0.420



شکل ۱۰. A: تصویر نقاط آنالیز شده نمونه کروم اسپینل منطقه قره‌ناز- علم‌کندی، B: نمودار تمامی اکسیدها برای نقاط ۹ تا ۱۶ در نمونه Q-23، C، D، E، F و G: نمودارهای مربوط به اکسیدهای عناصر اصلی از جمله Cr_2O_3 ، FeO ، Al_2O_3 ، MgO و SiO_2 در مرکز و حاشیه بلور کرومیت. علایم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cr-Spl: کروم اسپینل).

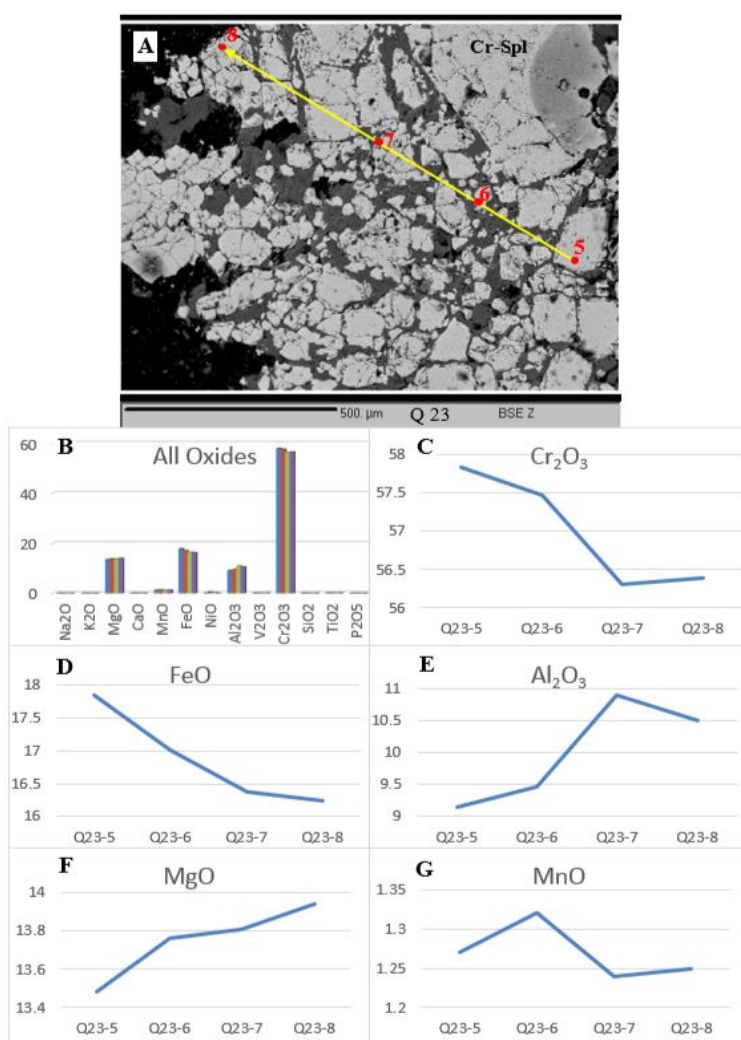
Fig. 10. A: Image of analyzed point from chrome spinel sample of Qarenaz- Alamkandi area, B: Diagram of all oxides from point of 9 to 16 in the sample Q-23, C, D, E, F, and G: diagrams of major oxide elements such as Cr_2O_3 , FeO , Al_2O_3 , MgO and SiO_2 in the center and rims of chromite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cr-Spl: Chrome Spinel).

کرومیت افزایش یافته و به طور کل از سمت بلورهای سالم به سمت بلورهای برشی شده، از مقدار Cr_2O_3 کاسته می‌شود. چنان‌که در شکل ۱۲-E مشاهده می‌شود، روند تغییرات مقدار

شکل ۱۲-A مسیر نقاط آنالیز شده از یک بلور کرومیت سالم تا کرومیت دارای یاف کاتاکلاستیک را نشان می‌دهد. چنان‌که در شکل ۱۲-C مشاهده می‌شود مقدار Cr_2O_3 به سمت مرکز بلور

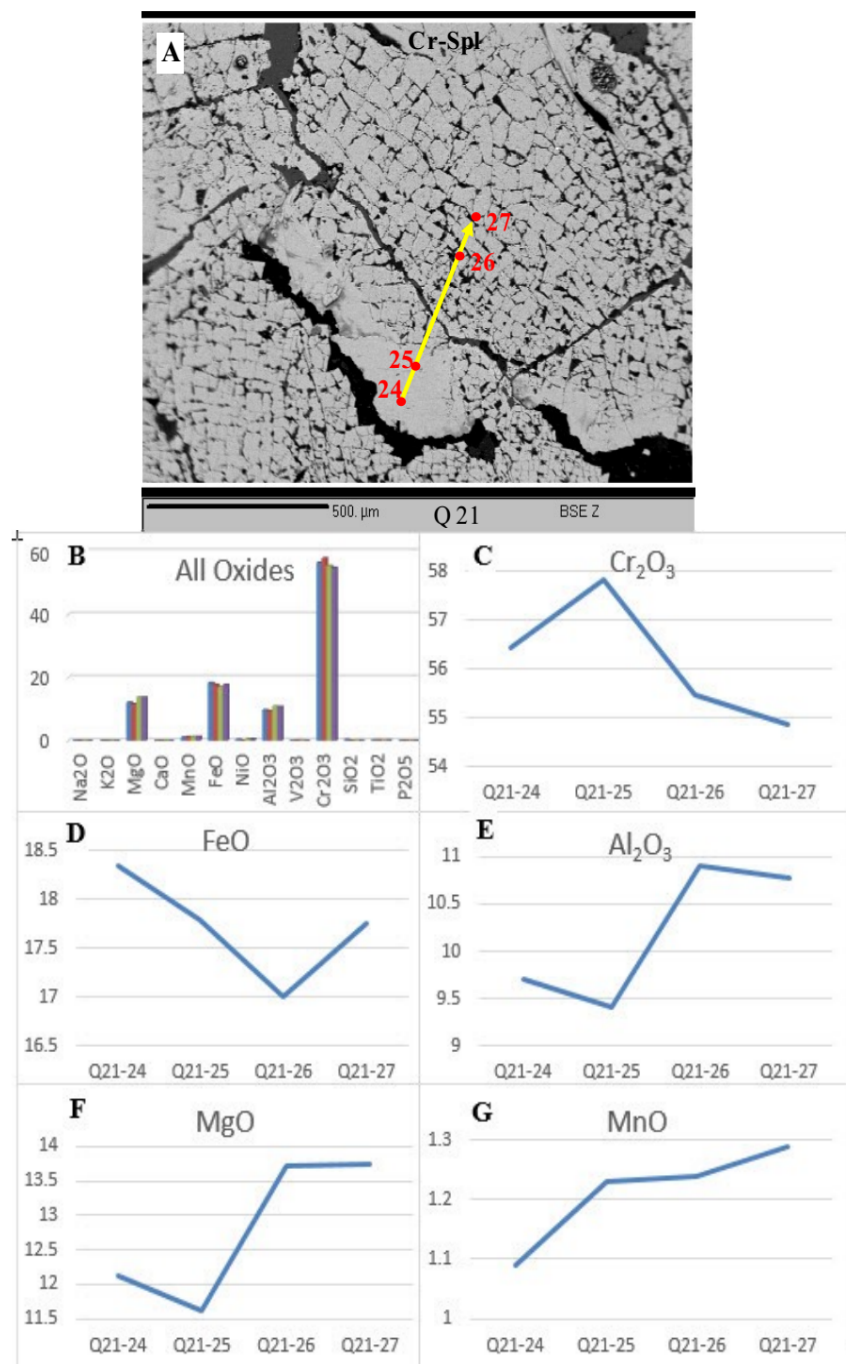
برشی شده کرومیت، مقدار FeO اندکی افزایش می‌یابد. با توجه به نمودار شکل G-۱۲، مقدار MnO با وجود دامنه تغییرات اندک، در مسیر آنالیز از بخش‌های سالم به سمت نقاط برشی شده و دارای بافت کاتاکلاستیک، روندی صعودی را نشان می‌دهد.

Al_2O_3 دقیقاً برعکس روند تغییرات مقدار Cr_2O_3 است. همچنین روند تغییرات مقدار MgO دقیقاً مشابه روند تغییرات Al_2O_3 است (شکل F-۱۲). با توجه به نمودار شکل D-۱۲، مقدار FeO روندی نزولی را در طول مسیر آنالیز شده از سمت حاشیه به سمت مرکز نشان می‌دهد و در نقطه آخر در تکه‌های



شکل ۱۱. A: تصویر نقاط آنالیز شده نمونه کروم اسپینل منطقه قره‌ناز-علم‌کندی، B: نمودار تمامی اکسیدها برای نقاط ۵ تا ۸ در نمونه Q-23، C، D، E، F و G: نمودارهای مربوط به اکسیدهای عناصر اصلی از جمله Cr_2O_3 ، FeO، Al_2O_3 ، MgO و MnO در مرکز و حاشیه بلور کرومیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cr-Spl: کروم اسپینل).

Fig. 11. A: Image of analyzed point from chrome spinel sample of Qarenaz- Alamkandi area, B: Diagram of all oxides from point of 5 to 8 in the sample Q-23, C, D, E, F, and G: diagrams of major oxide elements such as Cr_2O_3 , FeO, Al_2O_3 , MgO and MnO in the center and rims of chromite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cr-Spl: Chrome Spinel).

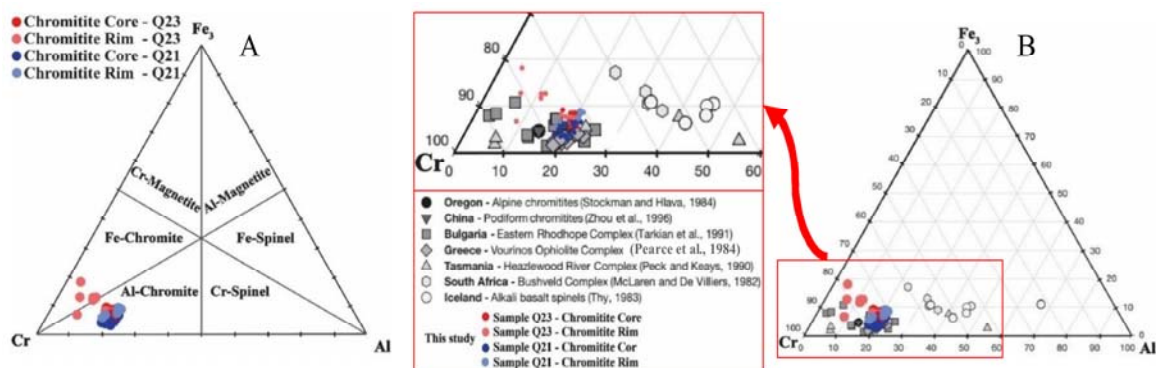


شکل ۱۲. A: تصویر نقاط آنالیز شده نمونه کروم اسپینل منطقه قره‌ناز-علم‌کندی، B: نمودار تمامی اکسیدها برای نقاط ۲۴ تا ۲۷ در نمونه Q-21، C، D، E، F و G: نمودارهای مربوط به اکسیدهای عناصر اصلی از جمله MgO، Al₂O₃، FeO، Cr₂O₃ و MnO در مرکز و حاشیه بلور کرومیت. علایم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cr-Spl: کروم اسپینل).

Fig. 12. A: Image of analyzed point from chrome spinel sample of Qarenaz- Alamkandi area, B: Diagram of all oxides from point of 24 to 27 in the sample Q-21, C, D, E, F, and G: diagrams of major oxide elements such as Cr₂O₃, FeO, Al₂O₃, MgO and MnO in the center and rims of chromite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cr-Spl: Chrome Spinel).

کرومیت‌های این منطقه با دیگر ذخایر کرومیت جهان نشان‌دهنده آن است که کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی شباهت زیادی به کمپلکس رادهاپ شرقی در بلغارستان، کمپلکس افیولیتی وُرنوس در یونان، کرومیت‌های پادیفرم چین و کرومیت‌های آلپی اورگون دارد (شکل ۱۳-B).

با توجه به نتایج به‌دست آمده از آنالیز میکروپروب کانی کرومیت (جدول ۱)، مقادیر Cr در این کانی بین ۱۲/۵-۱۰/۴، Al بین ۳/۳-۰/۷ و Fe^{3+} بین ۲/۸-۰/۵ بوده و در نمودار سه‌تایی Fe^{3+} -Al-Cr (Barnes and Roeder, 2001)، در محدوده Al-chromites و تعداد کمی از نقاط در محدوده Fe-chromites قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-A). مقایسه شیمی



شکل ۱۳. ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی بر روی A: نمودار Cr -Al- Fe^{3+} بارنز و رودر (Barnes and Roeder, 2001) و B: مقایسه شیمی کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی با برخی از کرومیت‌های جهان در نمودار Fe^{3+} -Al-Cr. داده‌ها از ستاری و برنان (Sattari and Brenan, 2002) گرفته شده است.

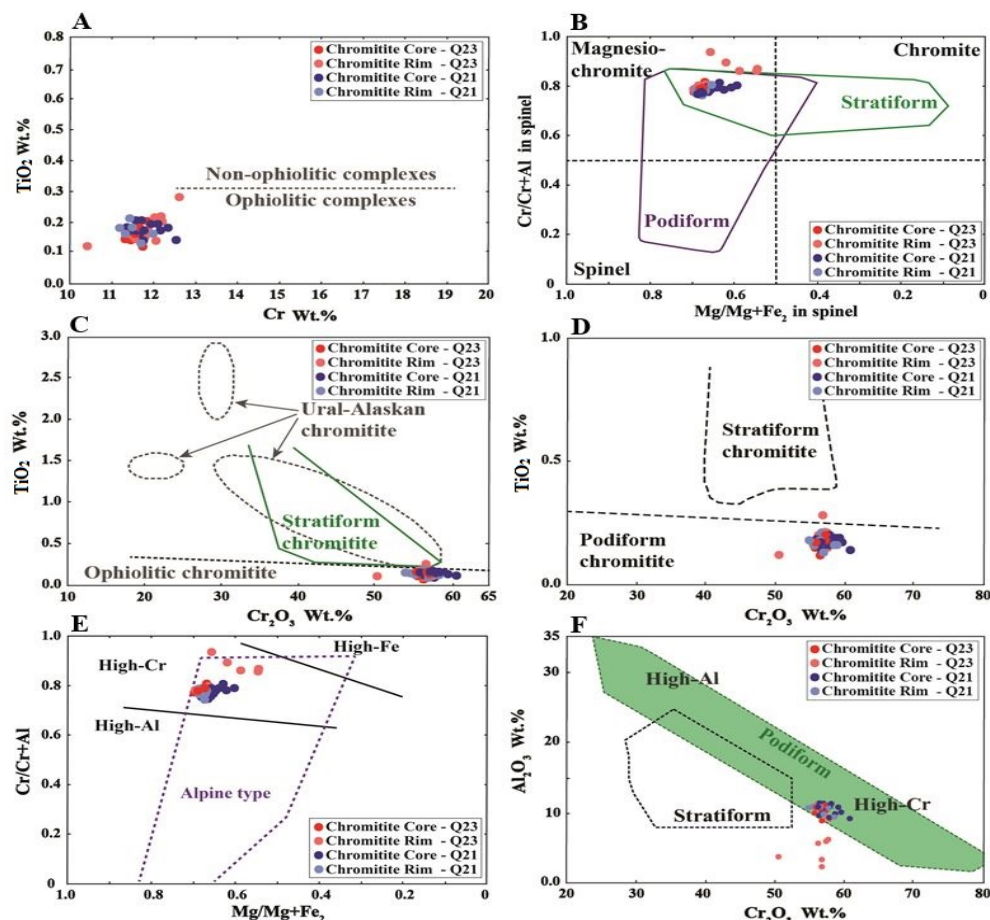
Fig. 13. The chemical composition of the chromites in the peridotites of the Qarenaz- Alamkandi area on A: diagram of Fe^{3+} -Al-Cr (Barnes and Roeder, 2001), and B: Comparison of Qarenaz- Alamkandi chromite with some of the world's chromites in the Fe^{3+} -Al-Cr diagram. The data are taken from Sattari and Brenan (2002).

درصد وزنی و محتوای Cr_2O_3 بین ۵۰/۴۳ تا ۶۰/۸۲ درصد وزنی، در نمودار TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 (Ferrario and Garuti, 1987; Arai et al., 2004)، نمونه‌های کرومیت منطقه مورد بررسی در محدوده افیولیتی و پادیفرم قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴-C و D). در نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 و نمودار $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ در مقابل $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ (Proenza et al., 1999)، کانه‌زایی کرومیت منطقه علم‌کندی در گستره کرومیت‌های نوع آلپی و غنی از کروم قرار می‌گیرد (شکل ۱۴-E و F). با توجه مقادیر TiO_2 در کرومیت‌های آنالیز شده، می‌توان اظهار داشت که مقادیر TiO_2 در کرومیت‌های منطقه علم‌کندی پایین بوده (میانگین TiO_2 برابر ۰/۱۷ درصد) که این

با توجه به محتوای TiO_2 کانی کرومیت که از ۰/۱۲ تا ۰/۲۸ درصد وزنی تغییر می‌کند، در نمودار تغییرات Cr در مقابل TiO_2 (Bonavia et al., 1993)، نمونه‌های کرومیت منطقه علم‌کندی در محدوده افیولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-A). در نمودار $\text{Cr}\# = \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ در مقابل $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ برای نمونه‌های کرومیتی منطقه مورد بررسی $\text{Cr}\# < ۰/۷۷۳$ و $\text{Mg}\# < ۰/۴۵۶$ ، چنان که در این نمودار مشاهده می‌شود، در محدوده منیزوکرومیت یا کرومیت‌های منیزیم بالا قرار می‌گیرند که از نظر شکل ساختاری می‌تواند نوع پادیفرم و استراتیفرم را دارا باشد (شکل ۱۴-B). همچنین، با توجه به محتوای TiO_2 بین ۰/۱۲ تا ۰/۲۸

کانسارهای کرومیت انبانی دنیا کمتر از ۰/۳ درصد است (Jan and Windley, 1990; Bridges et al., 1995).

از ویژگی‌های کانسارهای کرومیت انبانی نسبت به کانسارهای کرومیت چینه‌سان است؛ به‌طوری‌که مقادیر آن در سایر



شکل ۱۴. ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی بر روی A: نمودار تغییرات Cr در مقابل TiO_2 از بناویا و همکاران (Bonavia et al., 1993)، B: نمودار Cr# در مقابل $Mg\#$ از لبلانک و نیکلاس (Leblanc and Nicolas, 1992)، C و D: نمودار TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 . مرز بین کرومیت‌های استراتیفرم و پادیفرم از فراریو و گروتی (Ferrario and Garuti, 1987) و آرای و همکاران (Arai et al., 2004) و محدوده Ural-Alaskan از گروتی و همکاران (Garuti et al., 2005)، E: نمودار Cr# در مقابل $Mg\#$ از پرونزا و همکاران (Proenza et al., 1999). محدوده آلپی از ایروین (Irvine, 1967) و محدوده‌های انواع کرومیت High-Al، High-Cr، High-Fe از Zhou and Bai (1992)، و F: نمودار درصد وزنی Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 . محدوده کرومیت‌های پادیفرم و استراتیفرم از آرای و همکاران (Arai et al., 2004) و محدوده کرومیت‌های High-Al، High-Cr از دومنز و همکاران (Dönmez et al., 2014) است.

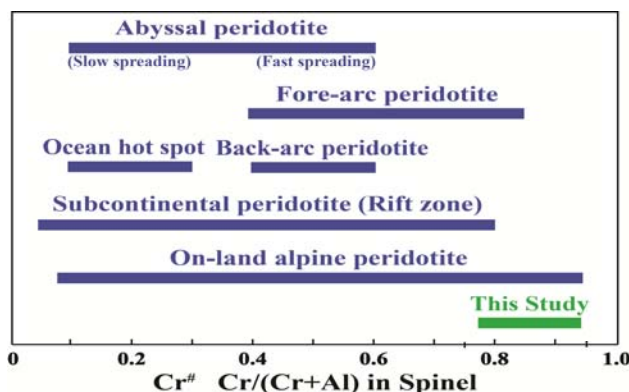
Fig. 14. The chemical composition of chromites in the peridotites of the Qarenaz- Alamkandi area on the A: Cr vs. TiO_2 diagram from Bonavia et al. (1993), B: $Cr\#$ versus $Mg\#$ diagram from Leblanc and Nicolas (1992), C and D: TiO_2 vs. Cr_2O_3 diagrams. The boundary between stratiform and podiform chromite is from Ferrario and Garuti (1987) and Arai et al. (2004) and the Ural-Alaskan field is from Garuti et al. (2005), E: $Cr\#$ versus $Mg\#$ diagram from Proenza et al. (1999). The Alpine field is from Irvine (1967) and the high-Al, High-Cr, High-Fe chromite are from Zhou and Bai (1992), and F: Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 diagram. The podiform and stratiform field of chromite are from Arai et al. (2004) and the fields of High-Cr, High-Al chromites are from Dönmez et al. (2014).

(Arai et al., 2004)، از نوع High-Cr و پادیفرم تعیین شده‌اند (شکل ۱۴-F).

با توجه به نتایج به‌دست آمده، کانسار کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی مربوط به افیولیت‌های پرکامبرین-کامبرین (۹) بوده و از دسته ماگمایی بونینیتی که منحصراً در ناحیه پیش‌کمانی کمان ماگمایی نزدیک به ترانشه اقیانوس پروتوتیس به‌وجود آمده، تشکیل شده است (Ahrbrian, 2018). کانسار کرومیت قره‌ناز-علم‌کندی پس از فرورانش پوسته اقیانوسی پروتوتیس به زیر ایران مرکزی، در قسمت Fore Arc و در محیط Supra Subduction Zone تشکیل شده است (شکل ۱۵). طبق نتایج به‌دست آمده، کرومیت‌های علم‌کندی از نوع High-Cr ($Cr\# > 70$) و به‌صورت پادیفرم بوده‌اند. این نوع کرومیت‌ها معمولاً در مذاب‌های بونینیتی یافت می‌شوند که در محیط‌های Supra Subduction Zone تشکیل شده‌اند، جایی که گوه گشته‌ای به‌وسیله مذاب/سیال آزادشده از پوسته فرورونده متاسوماتیسم شده است.

کانسارهای کرومیت با مقادیر بالای Cr، دارای نسبت تغییرات $Cr/Cr+Al$ بیشتر از ۰/۶ و Ti پایین و مقادیر عناصر گروه پلاتین بالاتری نسبت به کانسارهای نوع Al بالا هستند؛ درحالی که کانسارهای نوع Al بالا حاوی نسبت تغییرات $Cr/Cr+Al$ بین ۰/۴ تا ۰/۶ و Ti بالا و $Al_2O_3 > 25$ wt.% هستند. کانسارهای کرومیت Cr بالا از ماگمایی با درجه ذوب‌بخشی بالای گوشته بالایی حاصل می‌شوند؛ درحالی که کانسارهای نوع Al بالا از ماگمایی با درجه ذوب‌بخشی پایین گوشته بالایی و همچنین از ذوب‌بخشی گوشته حاوی پلاژیوکلاز نیز حاصل می‌شوند (Zhou et al., 1994). بر اساس این تقسیم‌بندی، کانه‌زایی کرومیت علم‌کندی با مقادیر نسبت $Cr/Cr+Al$ بین ۰/۷۷ تا ۰/۹۵ و میانگین ۰/۸ مشابه کانسارهای کرومیت نوع کرم بالاست.

با توجه به مقادیر Cr_2O_3 بین ۵۰/۴۳ تا ۶۰/۸۲ درصد وزنی و مقادیر Al_2O_3 بین ۲/۲ تا ۱۱/۱۱ درصد وزنی، نمونه‌های کرومیت منطقه علم‌کندی در نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3



شکل ۱۵. نمودار مقدار $Cr\#$ کانسارهای کرومیت در موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف از لی (Lee, 1999) و مقایسه آن با کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی

Fig. 15. Diagram of $Cr\#$ content in chromite deposits from different tectonic setting (Lee, 1999) and its comparison with Qarenaz-Alamkandi chromite deposit

سنگی پریدوتیتی این مجموعه شامل دونیت، هارزبورژیت، لرولیت و سرپانتینیت است. بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌های پریدوتیتی برداشت‌شده از این منطقه نشان می‌دهد که

نتیجه‌گیری

یافته‌های به‌دست آمده از بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ میزبان در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی بیانگر آن است که عمده واحدهای

کانی‌های اصلی این واحدها شامل الیوین (با بافت جزیره‌ای)، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن (در برخی نمونه‌ها با بافت میلونیتی و در برخی نمونه‌های دیگر به صورت اکسلوشن و بافت کومولایی و کروناپی) است. علاوه بر کانی‌های اصلی، کانی‌های فرعی و ثانویه از جمله کانی‌های کدر، سرپانتین (کریزوتیل، آنتی گوریت)، تالک و کلسیت نیز در نمونه‌ها وجود دارد. به دلیل آنکه سنگ میزبان کانه‌زایی در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی گسترش زیادی ندارد، کانه‌زایی محدود بوده و به صورت عدسی‌هایی با طول نهایت یک تا دو متر و عرض چند سانتی‌متر تا کمتر از یک متر دیده می‌شود. کانه‌زایی اصلی در این منطقه کرومیت است که در بخش‌های اولترامافیک شامل دونیت و هارزبورژیت سرپانتینی شده و سرپانتینیت به صورت دانه پراکنده، عدسی شکل و رگه-رگچه‌ای مشاهده می‌شود. بافت‌های موجود در کانه‌زایی کرومیت منطقه مورد بررسی در مقیاس میکروسکوپی و نمونه دستی شامل بافت دانه پراکنده، عدسی شکل و رگچه‌ای و در مقیاس میکروسکوپی شامل بافت‌های توده‌ای، رگچه‌ای، کاتا کلاستیک و برشی است.

نتایج حاصل از نمودارهای شیمی کانی کروم اسپینل‌های منطقه مورد بررسی، بر این دلالت دارد که ذخایر کرومیت منطقه قره‌ناز-علم‌کندی از نوع پادیفرم هستند و از نوع کمپلکس‌های افیولیتی به شمار می‌روند. کروم اسپینل‌های منطقه از نوع High-Cr بوده که غنی از Cr و Mg و فقیر از Ti هستند. با استفاده از ترکیب شیمیایی نمونه‌های آنالیز شده موجود در پریدوتیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی و نمودار سه‌تایی Fe^{3+} و Al و Cr، اغلب کرومیت‌ها از نوع Al-Chromite و مقدار کمی از آنها از نوع Fe-chromite بوده‌اند. از نظر جایگاه زمین‌ساختی، کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی از ماگمای دسته بونینیتی بوده‌اند که در محیط زمین‌ساختی supra-subduction zone و در ارتباط با فروورانش تشکیل شده‌اند. همچنین، با توجه به نوع High-Cr کرومیت‌ها، در محیط Fore-arc تشکیل شده‌اند.

با توجه به اینکه کانه‌زایی کرومیت در این منطقه در درون

واحدهای دگرگون‌شده پرکامبرین-کامبرین قرار دارد؛ بنابراین می‌توان اظهار داشت که کانه‌زایی کرومیت در منطقه قره‌ناز-علم‌کندی در زمان پرکامبرین-کامبرین در اثر فروورانش پوسته اقیانوسی پروتوتئیس به زیر ایران و در یک محیط سوپراسابداکشن در بخش شمالی گندوانا تشکیل شده است. بر اساس نتایج به دست آمده، کرومیت‌های منطقه قره‌ناز-علم‌کندی از نوع High-Cr ($Cr \# > 70$) و به صورت پادیفرم هستند. این نوع کرومیت‌ها معمولاً در مذاب‌های بونینیتی یافت می‌شوند که در محیط‌های سوپراسابداکشن تشکیل شده‌اند، جایی که گوه گوشته‌ای به وسیله مذاب/سیال آزاد شده از پوسته فرورونده متاسوماتیسم شده است. ماگمای بونینیتی اولیه کالک‌آلکان حاصل از ذوب گوشته متاسوماتیسم شده، در نتیجه سیالات منشأ گرفته از لبه فرورونده در محیط سوپراسابداکشن با مذاب حاصل از گوشته تهی شده متاسوماتیسم شده، ترکیب می‌شود. در نهایت، یک ماگمای مخلوط بونینیتی غنی از Cr و Mg به وجود آمده است که در پوسته قاره‌ای و در قسمت Fore Arc پهنه‌های قدیمی ایران، از جمله منطقه مورد بررسی جای گیر شده و کانسار کرومیت نوع پادیفرم غنی از کروم و منیزیم قره‌ناز-علم‌کندی را تشکیل داده است. به طور کلی، نتایج حاصل از این پژوهش می‌تواند کمک بسیار چشم‌گیری از لحاظ زمانی و مکانی در اکتشاف کانسارهای مشابه در این ناحیه و سایر مناطق مشابه در ایران داشته باشد.

قدردانی

نویسندگان مقاله، مراتب قدردانی و تشکر خود را از حمایت‌های مادی و معنوی دانشگاه زنجان و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) ابراز می‌دارند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی و داوران محترم این مقاله، به خاطر راهنمایی‌های علمی ارزشمندی که به غنای بیشتر مقاله منجر شده است، قدردانی نمایند.

References

- Ahmed, A.H., 2013. Highly depleted harzburgite-dunite-chromitite complexes from the Neoproterozoic ophiolite, southeastern Desert, Egypt: A possible recycled upper mantle lithosphere. *Precambrian Research*, 233: 173–192.
- Ahrabian, P., 2018. Geology, Geochemistry and Genesis of chromite mineralization of Gharenaz- Alamkandi area, west of Zanjan, Iran. M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 215 pp. (in Persian with English abstract)
- Alavi, M. and Amidi, M., 1976. Geology Map 1: 250,000 Takab, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian)
- Arai, S., Uesugi, J. and Ahmed, A.H., 2004. Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(2): 145–154.
- Babakhani, A. and Ghalamghash, J., 1996. Geology Map 1: 100,000 Takhte Soleiman, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian)
- Barnes, S.J. and Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42(12): 2279–2302.
- Bonavia, F.F., Diella, V. and Ferrario, A., 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology*, 88(1): 198–202.
- Bridges, J.C., Prichard, H.M. and Meireles, C.A., 1995. Podiform chromitite-bearing ultramafic rocks from the Bragança Massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle? *Geological Magazine*, 132(1): 39–49.
- Dönmez, C., Keskin, S., Günay, K., Çolakoğlu, A. O., Çiftçi, Y., Uysal, İ. and Yıldırım, N., 2014. Chromite and PGE geochemistry of the Elekdağ Ophiolite (Kastamonu, Northern Turkey): Implications for deep magmatic processes in a supra-subduction zone setting. *Ore Geology Reviews*, 57: 216–228.
- Faridazad, M., 2017. Mineral chemistry and geothermobarometry of mantle harzburgites in the Eastern Metamorphic Complex of Khoy ophiolite -NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 381–398. (in Persian with English abstract)
- Ferrario, A. and Garuti, G., 1988. Platinum-Group Minerals in Chromite-rich Horizons of the Niquelandia Complex (Central Goiás, Brazil). In: H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles and S.J. Cribb (Editors), *Geo-Platinum*. Elsevier Applied Sciences, London, UK, pp. 261–272.
- Garuti, G., Pushkarev, E.V. and Zaccarini, F., 2005. Diversity of chromite-PGE mineralization in ultramafic complexes of the Urals. In: T.O. Törmänen and T.T. Alapieti (Editors), *Platinum group elements from genesis to beneficiation and environmental impact*. Geological survey of Finland, Oulu (Finland), pp. 341–344.
- Ghazi, A., Hassanipak, A., Mahoney, J. and Duncan, R., 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran. *Tectonophysics*, 393(1–4): 175–196.
- Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 572.
- Gonzalez Jimenez, J.M., Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Blanco-Moreno, J.A., RuizSánchez, R. and Griffin, W.L., 2011. High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, Mayarí-Cristal ophiolitic massif (eastern Cuba): Constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinumgroup elements. *Lithos*, 125(1–2): 101–121.
- Hassanipak, A.A. and Ghazi, A.M., 2000. Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(1): 109–121.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4(1): 71–103.
- Jan, M.Q. and Windley, B.F., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, 31(3): 667–715.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of

- magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4): 655–671.
- Leblanc M. and Nicolas A., 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34(7): 653–686.
- Lee, Y.I., 1999. Geotectonic significance of detrital chromian spinel: A review. *Geosciences Journal*, 3(1): 23–29.
- Malek Ghasemi, F. and Karimzadeh Somarin, A., 2005. Petrology and origin of chromite mineralisation in the Khoy Area, NW Iran. *BHM Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, 150(10): 358–366.
- Malpas, J., Robinson, P.T. and Zhou, M.F., 1997. Chromite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poum, New Caledonia: discussion. *Economic Geology*, 92: 502–503.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C. and Bodinier, J.L., 1999. Al and Cr rich chromitites from the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba), Consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94(4): 547–566.
- Sattari, P. and Brenan, J.M., 2002. Experimental Constraints on the Sulfide- and Chromite-Silicate Melt Partitioning Behavior of Rhenium and Platinum-Group Elements. *Economic Geology*, 97(2): 385–398.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2014. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91: 19–38.
- Shamsipour Dehkordi, R., Sadeghi, M. and Gholami Fesharaki, Z., 2012. Studies on genesis of chromite and PGE in Naein ophiolite melange. *Journal of Economic Geology*, 3(2): 111–125. (in Persian with English abstract)
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95(1): 185–187.
- Yaghoubpur, A. and Hassannejhad, A.A., 2006. The Spatial Distribution of Some Chromite Deposits in Iran, Using Fry Analysis. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 17(2): 147–152.
- Zhou, M.F. and Bai, W.J., 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita*, 27(3): 192–199.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. and Bai, W.J., 1994. Formation of podiform chromitites by melt-rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, 29(1): 98–101.



مقاله پژوهشی

شناسایی کانه‌زایی سرب و روی بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه در کمر بند فلز زایی ملایر-اصفهان

محمد امین جعفری^۱، علی کنعانیان^{۱*} و احد نظر پور^۲

(۱) دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۲/۰۴، پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۰۹

چکیده

کمر بند فلز زایی ملایر-اصفهان با روند شمال غربی-جنوب شرقی بزرگ‌ترین و مهم‌ترین کمر بند کانه‌زایی سرب و روی نوع MVT موجود در ایران به‌شمار می‌رود که بیش از ۱۷۰ کانسار با توانایی معدنی بسیار بالا در آن شناسایی شده است. مهم‌ترین بحث در تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی تعیین حد مقدار زمینه برای هر عنصر در منطقه مورد بررسی و جدا کردن زمینه از بی‌هنجاری‌های عنصر مربوطه است. هدف از این پژوهش، بررسی کانه‌زایی و جداسازی بی‌هنجاری ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک^۱، انحراف مطلق از میانه^۲، روش‌های مولتی‌فرکتال عیار-تعداد^۳ و عیار-مساحت^۴، شاخص سینگولاریتی^۵ و نمودار شواهد وزنی^۶ در منطقه مورد بررسی است. به‌طور کلی در مجموع ۱۹۹۴۶ نمونه ژئوشیمیایی از رسوبات آبراهه‌ای که توسط روش ICP-MS و XRF مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته، استفاده شده است. ابتدا از طریق روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه با محاسبه مؤلفه‌های آماری به جداسازی جوامع ژئوشیمیایی پرداخته شد. پس از آن با استفاده از روش‌های فرکتالی عیار-تعداد و عیار-مساحت و با توجه به خط برازش هر فلز بر روی نمودارهای لگاریتمی و همچنین با استفاده از روش سینگولاریتی و تلفیق آن با نمودار شواهد وزنی، بی‌هنجاری ژئوشیمیایی دو فلز سرب و روی در منطقه مورد بررسی تفکیک شدند. روش فرکتال عیار-مساحت نشان داد که مقدار کمینه و بیشینه عیار برای فلز سرب به ترتیب ۲۵/۱۱ ppm و ۱۴۱/۲۵ ppm و برای فلز روی ۶۳/۰۹ ppm و ۴۴۶/۶۸ ppm است که بیانگر عیار بیشتر فلز روی در این منطقه است. در نقشه‌های حاصل از روش شاخص سینگولاریتی، دقت بالاتر این روش نسبت به سایر روش‌ها، آشکار سازی بی‌هنجاری‌های پنهان و همچنین انطباق بالای بی‌هنجاری‌ها و موقعیت کانسارهای سرب و روی موجود در پهنه مورد نظر مشخص شد. به‌طور کلی نتایج این روش‌ها نشان داد عیار فلزات سرب و روی در جنوب شرق و شمال غرب منطقه مورد بررسی، بیشترین میزان بی‌هنجاری را دارا هستند و در این مناطق احتمال وجود مناطق امیدبخش کانساری بسیار بالاست.

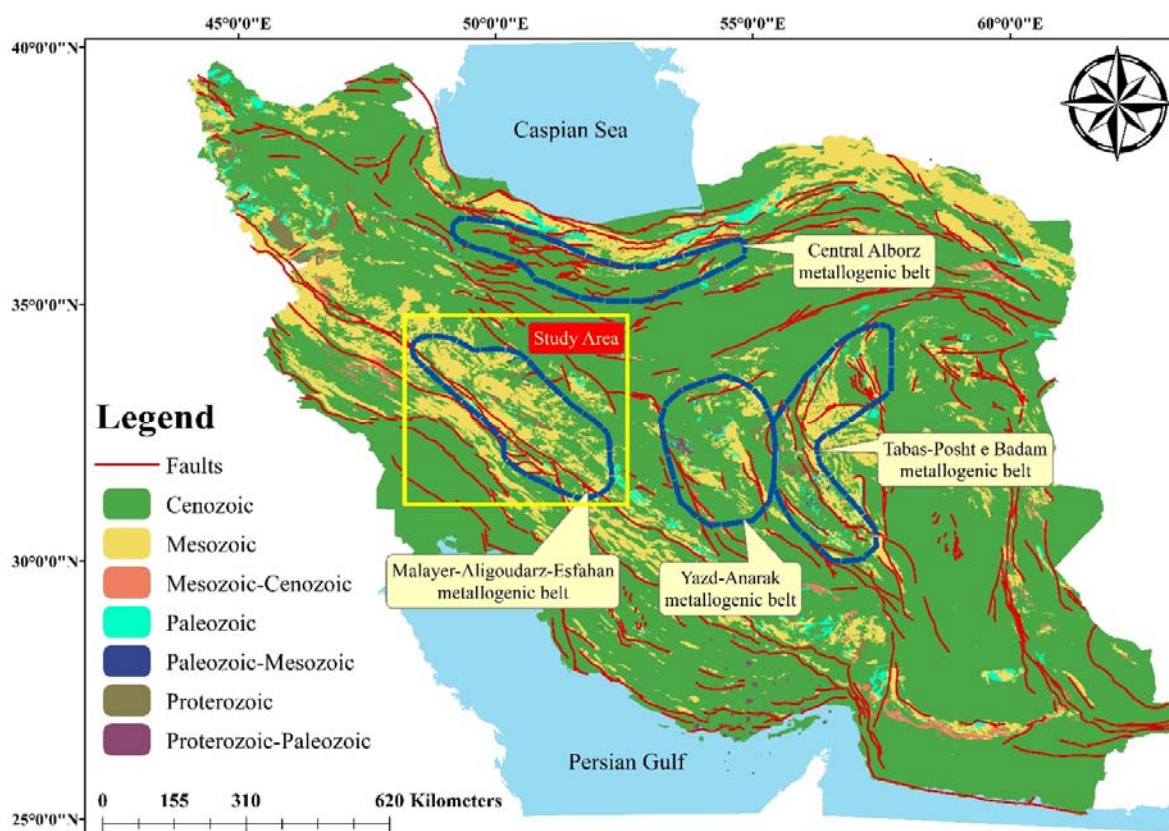
واژه‌های کلیدی: بی‌هنجاری ژئوشیمیایی، آمار کلاسیک، مولتی‌فرکتال، شاخص سینگولاریتی (SI)، سرب و روی، کانسارهای نوع MVT، کمر بند فلز زایی ملایر-اصفهان

1. Mean+nStandard Deviation (Mean+nSTEV)
2. Median Absolute Deviation (MAD)
3. Concentration-Number (C-N)
4. Concentration-Area (C-A)
5. Singularity Index (SI)
6. Weight of Evidence (WofE)

مقدمه

تاکنون بیش از ۳۰۰ کانسار سرب و روی با میزان رسوبی در ایران گزارش شده است که در این میان حدود ۲۸۵ مورد در سنگ‌های کربناتی و بقیه در سنگ‌های تخریبی، در دوره‌های مختلفی تشکیل شده‌اند (Rajabi et al., 2012). کمرندهای ملایر-اصفهان، یزد-انارک، البرز مرکزی و طبس-پشت‌بادام بیشترین و مهم‌ترین کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان رسوبی ایران را در خود جای داده‌اند که در (شکل ۱) مشخص شده است (Momenzadeh, 1976). کمرند فلزایی

ملایر-اصفهان در پهنه پرتکاپوی سندج-سیرجان واقع شده است و دارای توان معدنی فلزی و غیرفلزی بالایی است. مواد معدنی فلزی در این منطقه شامل: سرب، روی، طلا، مس، نقره، کادمیوم و آهن است (Delavar et al., 2012). این پهنه بزرگ‌ترین و مهم‌ترین کمرند سرب و روی موجود در ایران است و دارای بیش از ۱۲۰ رخداد سرب و روی است که اغلب لایه کران و به‌طور عمده به سنگ‌های آهکی، دولومیتی، شیلی و گاه ماسه‌سنگی محدود می‌شوند (Momenzadeh et al., 1979).



شکل ۱. موقعیت کمرندهای کانزایی سرب و روی در ایران و جایگاه پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 1. Position of metallogenic belt of Pb and Zn in Iran and location of Malayer-Isfahan zone

ژئوشیمیایی برای جدایش جوامع مختلف از یکدیگر و نیز تعیین حد آستانه برای هر عنصر در منطقه مورد اکتشاف استفاده می‌شود (Afzal et al., 2017a). به عبارتی در صورت عدم

امروزه داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای اهمیت زیادی در بررسی‌های اکتشافی به‌خصوص برای شناسایی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی و مناطق امیدبخش معدنی دارند. از داده‌های

تعیین مقادیر زمینه هر عنصر در هر منطقه، میزان بی‌هنجاری‌ها در آن منطقه دچار نوسان شده و موجب بروز خطاهای بزرگ در ارزیابی محدوده‌های امیدبخش برای ادامه عملیات اکتشافی می‌شود (Nazarpour et al., 2015). استفاده از رسوبات آبراهه‌ای برای اکتشاف در مقیاس‌های کوچک و به‌طور کلی در مراحل اولیه اکتشاف که شامل مرحله پتانسیل‌یابی و پی‌جویی است، استفاده می‌شود. استفاده از این روش در هر شرایط اقلیمی جواب‌گو خواهد بود؛ بنابراین روشی مفید در اکتشاف کانسارهای فلزی است (Lima, 2018).

از گذشته تا به امروز از روش‌های گوناگونی برای جداسازی بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی استفاده شده است. روش‌هایی که پژوهشگران همچنان از آن در حال استفاده هستند، روش آمار کلاسیک که مبتنی بر میانگین و انحراف معیار داده‌ها عمل می‌کند و روش انحراف مطلق از میانه است (Nazarpour et al., 2016). این روش‌ها دارای نواقصی از قبیل حذف تعدادی از داده‌ها به‌عنوان خارج از ردیف (روش انحراف مطلق از میانه کمتر)، عدم توجه به توزیع فضایی داده‌ها، شرط پیروی از توزیع نرمال و نیز عدم توجه به شکل هندسی بی‌هنجاری‌هاست (Reimann and Caritat, 2017). چون بسیاری از رخدادهای زمین‌شناسی از قوانین هندسه اقلیدسی پیروی نمی‌کنند و با توجه به محدودیت‌های روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه که در ادامه به آن پرداخته شده و همچنین برای بالاتر بردن دقت کار و به حداقل رساندن خطا در شناسایی مناطق امیدبخش برای فلزات سرب و روی در منطقه مورد بررسی از روش‌های مولتی‌فرکتال عیار-تعداد، عیار-مساحت و شاخص سینگولاریتی استفاده شده است.

در سال ۱۹۸۳ ماندلبورت (Mandelbort, 1983) نوعی هندسه را معرفی کرد که بر اساس آن تمام فرایندهای موجود در طبیعت را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد و آن هندسه را فرکتال نامید. برای نخستین‌بار، چنگ (Cheng et al., 1994)، برای جداسازی بی‌هنجاری از زمینه از روش فرکتال عیار-تعداد و

عیار-مساحت در کانسار مس-طلاهی پورفیری کانادا استفاده کرد. نمودار لگاریتمی عیار در برابر تعداد و مساحت در نقاطی دچار شکست می‌شود یا به عبارتی تغییر شیب تند می‌دهد که این تغییر شیب نشان‌دهنده تغییر از زمینه به بی‌هنجاری‌های درجات مختلف و تغییرات در شرایط زمین‌شناسی است (Agterberg et al., 1996). به‌طور کلی داده‌های ژئوشیمیایی رفتار مولتی‌فرکتالی یا چند فرکتالی از خود نشان می‌دهند که این امر بیانگر وجود تغییراتی نظیر تغییر در شرایط ژئوشیمی، زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی است. لذا می‌توان از این روش برای جداسازی بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی از زمینه استفاده کرد (Zuo and Wang, 2016).

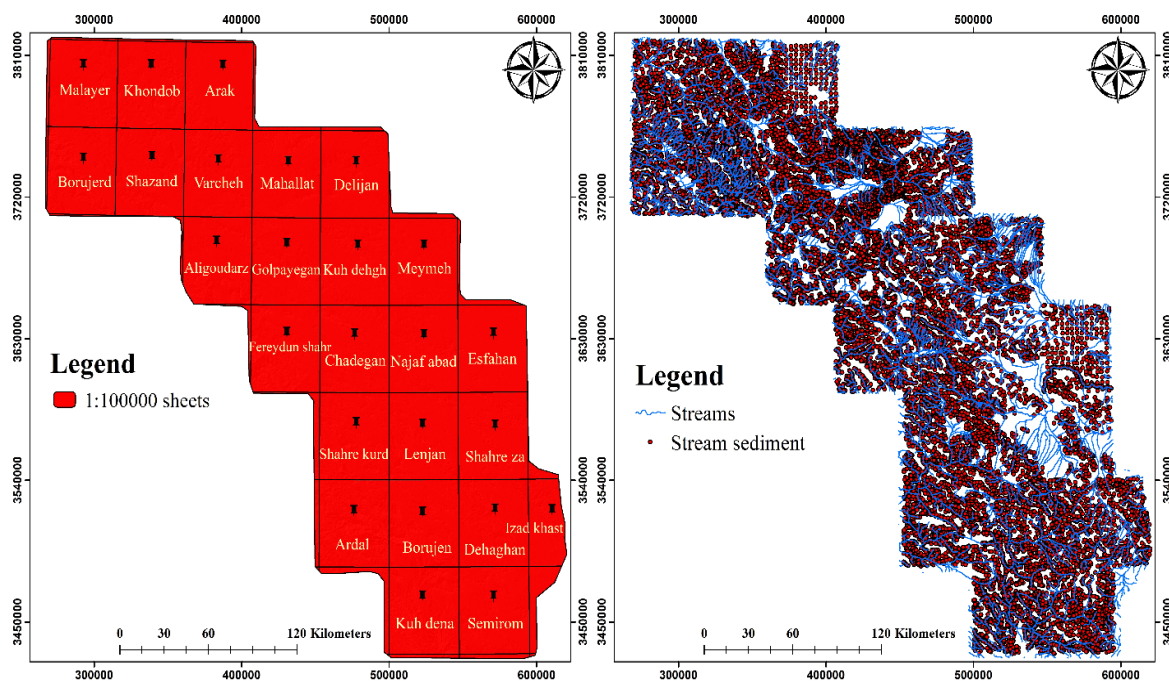
یکی دیگر از روش‌هایی که امروزه برای جداسازی بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی مورد توجه قرار گرفته، روش شاخص سینگولاریتی است. آشکارسازی بی‌هنجاری‌های پنهان و ضعیف^۱ که سایر روش‌ها قادر به شناسایی آن نیستند، این روش را نسبت به سایر روش‌ها متمایز می‌کند. برای نخستین‌بار چنگ و آگتربرگ (Cheng and Agterberg, 2009) نشان دادند، رسوبات آبراهه‌ای در مجاور ذخایر کانسنگ می‌توانند خواص سینگولار داشته باشند. بنابراین سینگولاریتی را برای تعیین مناطقی که از خود بی‌هنجاری نشان می‌دهند، پیشنهاد دادند و عنوان کردند که از این روش می‌توان برای پیش‌بینی مناطق امیدبخش کانساری استفاده کرد. چنگ و ژائو (Cheng and Zhao, 2011) نشان دادند که بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی بر اساس تئوری سینگولاریتی می‌تواند برای توصیف و پیش‌بینی فرایندهای کانی‌زایی غیرخطی نیز مورد استفاده قرار گیرد. ژو (Zuo, 2014b) روش‌های فرکتال و مولتی‌فرکتال عیار-مساحت، طیف-مساحت و شاخص سینگولاریتی را برای شناسایی بی‌هنجاری‌های ضعیف در ناحیه پلی‌متالیک آهن کائوبولنگ چین به کار گرفت و نشان داد که روش‌های فرکتالی عیار-مساحت و طیف-مساحت برای شناسایی بی‌هنجاری‌های ضعیف محدودیت داشته و بی‌هنجاری‌ها بین زمینه پنهان می‌شوند

رسوبات آبراهه‌ای به تعداد ۱۹۹۴۶ از عمق ۴۰ سانتی‌متری آبراهه‌ها و با تجزیه به روش‌های ICP-MS و XRF و حد تشخیص ۰/۰۶ ppm برای فلز سرب و ۰/۰۸ ppm برای فلز روی از ۲۵ ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ شامل ورقه‌های الیگودرز، اراک، اردل، بروجن، بروجرد، چادگان، دهاقان، دلیجان، اصفهان، فریدون‌شهر، گلپایگان، ایزدخواست، خُنداب، کوه‌دق، کوه‌دنا، محلات، ملایر، میمه، نجف‌آباد، ریزنجان، سمیرم، شهرکرد، شازند، شهرضا و ورجه که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور برداشت شده‌اند، استفاده شده است (شکل ۲-۱). موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۲-۱ ارائه شده است. از این داده‌ها مقدار زمینه و بی‌هنجاری ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی برداشت شده‌اند که توانستیم با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک، انحراف مطلق از میانه، مولتی‌فرکتال عیار-تعداد، عیار-مساحت و شاخص سینگولاریتی به جداسازی بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی در منطقه مورد بررسی بپردازیم.

و از طریق وزن‌دهی به شیوه معکوس فاصله مشخص نمی‌شوند؛ اما روش شاخص سینگولاریتی ابزاری مفید برای شناسایی بی‌هنجاری‌های ضعیف است (Jafari et al., 2018). هدف از انجام این پژوهش، جداسازی بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی و بررسی کانه‌زایی فلزات سرب و روی در کمربند فلززایی ملایر-اصفهان با استفاده از روش‌های کلاسیک، مولتی‌فرکتال عیار-تعداد، عیار-مساحت و شاخص سینگولاریتی است که هر کدام از روش‌ها با توجه به ویژگی‌های خود نقاط دارای پتانسیل را مشخص کرده و در پایان با توجه به انطباق بین مناطق امیدبخش به دست آمده و همچنین اندیس‌ها و کانسارهای سرب و روی موجود در منطقه مورد بررسی، میزان کارایی هر کدام از روش‌ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

روش مطالعه

در این پژوهش برای جداسازی بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی در کمربند فلززایی ملایر-اصفهان از نمونه



شکل ۲. A: ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تشکیل‌دهنده پهنه ملایر-اصفهان و B: موقعیت رسوبات آبراهه‌ای برداشت شده در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 2. A: 1:100000 sheets forming the Malayer-Isfahan zone. B: Position of the stream sediments in the Malayer-Isfahan zone.

زمین‌شناسی منطقه

بسیاری از کانسارهای سرب و روی موجود در کمرندهای فلززایی موجود در ایران در دوره‌های مختلفی از زمان‌های زمین‌شناسی تشکیل شده‌اند؛ به‌طوری‌که از زمان پروتروژئیک بالایی تا زمان کرتاسه پسین این کانسارها گسترش نشان می‌دهند. با توجه به سن سنگ‌های رسوبی میزبان کانسارهای سرب و روی ایران، مهم‌ترین افق‌های میزبان این کانسارها عبارتند از (Boveiri konari et al., 2017):

الف) پروتروژئیک بالایی: کانسار انگوران (Daliran et al., 2013)،

ب) کامبرین: کانسارهای چاه میر، کوشک، زیرگان در حوضه بافق، این کانسارها از نوع کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبات شیلی و سیلتستونی غنی از مواد آلی از نوع Selwyn-Type SEDEX هستند (Rajabi et al., 2012 and 2015)،

ج) اردوویسین: مانند کانسارهای ازبک کوه و سیب‌زار (Momenzadeh et al., 1979)،

د) کربونیفر: قلعه معدن (Rajabi et al., 2012)، پرمین، از کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبات پرمین می‌توان به کانسار کوه سرمه در پهنه زاگرس و کانسار دونا در پهنه البرز اشاره کرد. این کانسارها از نوع کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته یا نوع MVT معرفی شده‌اند (Liaghat et al., 2000)،

ه) تریاس: بیشتر کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبات تریاس در کمرند فلززایی طبس-پشت بادام مرکزی گسترده شده‌اند. از ویژگی‌های شاخص این کانسارها غنی بودن آنها از فلوئور است و به کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته غنی از فلوئور معروف هستند. از جمله کانسارهای این دوره زمانی می‌توان به کانسارهای شش رودبار، پاچی میانا و کمرپشت اشاره کرد (Rajabi et al., 2012)،

و) ژوراسیک: کانسارهای گل‌زرد و بابا قله در کمرند ملایر-اصفهان از جمله کانسارهای نوع CD هستند که درون رسوبات

تخریبی ژوراسیک تشکیل شده‌اند (Momenzadeh, 1976)،

ز) کرتاسه: این گروه از کانسارها که شامل بیشترین ذخایر سرب و روی ایران می‌شوند، بیشتر در توالی کربناته (همراه با کمی سنگ‌های تخریبی) کرتاسه پیشین (همانند ایرانکوه، مهدی‌آباد، وحین، عمارت، موچان، آهنگران) و گاه در توالی کرتاسه پسین (مانند رضاآباد، شه‌میرزاد، نخلک و خانجار رشم) تشکیل شده‌اند (Rajabi et al., 2012). کانسارهای سرب و روی با میزبان توالی رسوبی کرتاسه به‌طور قابل توجهی در کمرند فلززایی ملایر-اصفهان (منطقه مورد بررسی) در این پژوهش و یزد-انارک تشکیل شده‌اند (Wilkinson, 2014).

کمرند فلززایی ملایر-اصفهان، یک پهنه دگرگونی با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور است که بخش عمده‌ای از استان‌های مرکزی، اصفهان و همدان و بخش کمتری از استان‌های لرستان و چهارمحال و بختیاری را دربر می‌گیرد (Ehya et al., 2010). این پهنه در موقعیت زمین‌ساختی پشت‌کمانی جای دارد و در نتیجه فروانش اقیانوس نوتیس به زیر صفحه ایران ایجاد شده است و مهم‌ترین کمرند فلززایی سرب و روی ایران از نوع MVT (مس‌سی‌سی‌پی با میزبان رسوبی) و Sedex (کمتر) به‌شمار می‌رود (Rajabi et al., 2013). کانسارهای Sedex به همه کانسارهای سرب و روی با میزبان شیلی، ماسه‌سنگی سیلتستونی و یا جانشینی‌های کربناته درون توالی تخریبی گفته می‌شود و کانسارهای MVT، کانسارهایی هستند که در سکوه‌های کربناته تشکیل می‌شوند (Karimpour et al., 2019؛ Zhai et al., 2019).

در پهنه ملایر-اصفهان پدیده‌های زمین‌ساختی بزرگ مقیاس وجود دارد که از لحاظ جایگاه زمین‌ساختی، حوضه‌های فورلندی یکی از اصلی‌ترین مناطق تشکیل کانسارها محسوب می‌شود (Momenzadeh, 1976). عامل‌هایی مانند شیب فروانش، ساختار حرارتی فرورونده و الگوی کنوکسیونی در استونسفر، همگی بر روی حوضه فورلندی تأثیرگذار

هستند (Leach et al., 2001). کمر بند فلز زایی ملایر-اصفهان دارای ناپیوستگی‌های متعدد در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک است که در قسمت شمال و مرکز ایران دیده می‌شود. آنچه که موجب تشخیص این ناحیه از مرکز و شمال ایران است، این است که این پهنه در اشغال واحدهای اسلیتی و ماسه‌سنگی دگرگونی ژوراسیک و توالی‌های کربناته-شیل-مارن کرتاسه است. به دلیل تأثیر فازهای کوه‌زایی لارامید توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی متعددی در لاین طبقات ژوراسیک-کرتاسه ترزیق شده است (Yarmohammadi et al., 2016).

زمین‌ساخت کششی کرتاسه زیرین سبب تشکیل حوضه‌های فرازمین و فروزمین در این پهنه شده است که بسیاری از کانسارهای سرب، روی و نقره با میزبان کربناته در حوضه‌های فروزمینی حاصل، نهشته شده‌اند (Movahednia et al., 2017). مهم‌ترین واحد سنگی در این پهنه به علت دارا بودن توانایی فراوان در تشکیل فلزات سرب و روی، واحد آهک کرتاسه است که ترکیب لیتولوژی آن سنگ آهک اسلیتی، اسلیت آهکی، ماسه‌سنگ آمونیت‌دار است و توانایی بالایی در تشکیل فلزات سرب و روی از خود نشان می‌دهد (Karimpour et al., 2017). مطابق نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳)، سایر واحدهای زمین‌شناسی موجود در این پهنه شامل ماسه‌سنگ (ژوراسیک-کرتاسه)، شیل (ژوراسیک-کرتاسه)، گرانیت (تریاس) و فیلیت‌های (تریاس-ژوراسیک) است. در این پهنه، کانه‌سازی سرب و روی به صورت لایه‌ای، عدسی و رگه‌ای هستند و اغلب میزبان آن‌ها دولومیت، آهک و ماسه‌سنگ هستند.

کانی‌سازی در بیشتر کانسارهای پهنه ملایر-اصفهان مشترک است و از اسفالریت، گالن، بیتومن، دولومیت غنی از آهن، کوارتز، باریت و مقدار کمی پیریت تشکیل شده است. انواع اصلی دگرسانی‌های موجود در این پهنه هم دولومیتی شدن، دولومیتی شدن غنی از آهن، آنکریت و سیلیسی شدن است که شیل و ماسه‌سنگ سیلیس بیشتری تولید می‌کند؛ به طوری که

فرایند سیلیسی شدن با این واحد در ارتباط است. درون شیل، کانی‌هایی مانند کلریت با محلول‌های حاوی گوگرد و اکسید داده و پیریت رسوب می‌کند (Karimpour and Sadeghi, 2018).

برای تعیین ویژگی‌های بارز کانی‌سازی سرب و روی در کمر بند فلز زایی ملایر-اصفهان، چهار ذخیره معدنی شاخص مورد بررسی قرار گرفت که عبارتند از: کانسار آهنگران با پتانسیل معدنی سرب، روی، نقره و آهن (Momenzadeh et al., 1979)، مجموعه معدنی ایرانکوه با پتانسیل معدنی سرب، روی، نقره و آهن (Hosseini-Dinani and Aftabi, 2016؛ Karimpour and Sadeghi, 2018)، کانسار عمارت با پتانسیل معدنی سرب و روی (Momenzadeh et al., 1979) و کانسار موجان با پتانسیل معدنی سرب و روی. با توجه به سنگ میزبان که اغلب آواری (شیل و ماسه‌سنگ) و کربناته (آهک و آهک دولومیتی) متعلق به کرتاسه هستند (Rajabi et al., 2012)، ویژگی‌های زمین‌شناسی معادن نام برده شده به صورت کامل در جدول ۱ ارائه شده است.

نرمالایز کردن داده‌ها

استفاده از برخی روش‌های آماری، بسته بر نرمال بودن تابع توزیع متغیرهای مورد استفاده است. به همین علت، قبل از استفاده از روش‌ها، آزمون نرمال بودن داده‌های خام باید انجام شوند (Wang and Zuo, 2015). رایج‌ترین این روش‌ها، آزمون شاپیرو و ویلک^۱ (Shapiro and Wilk, 1965) و نمودارهای Q-Q^۲ هستند که در این پژوهش از نمودارهای Q-Q استفاده شده است.

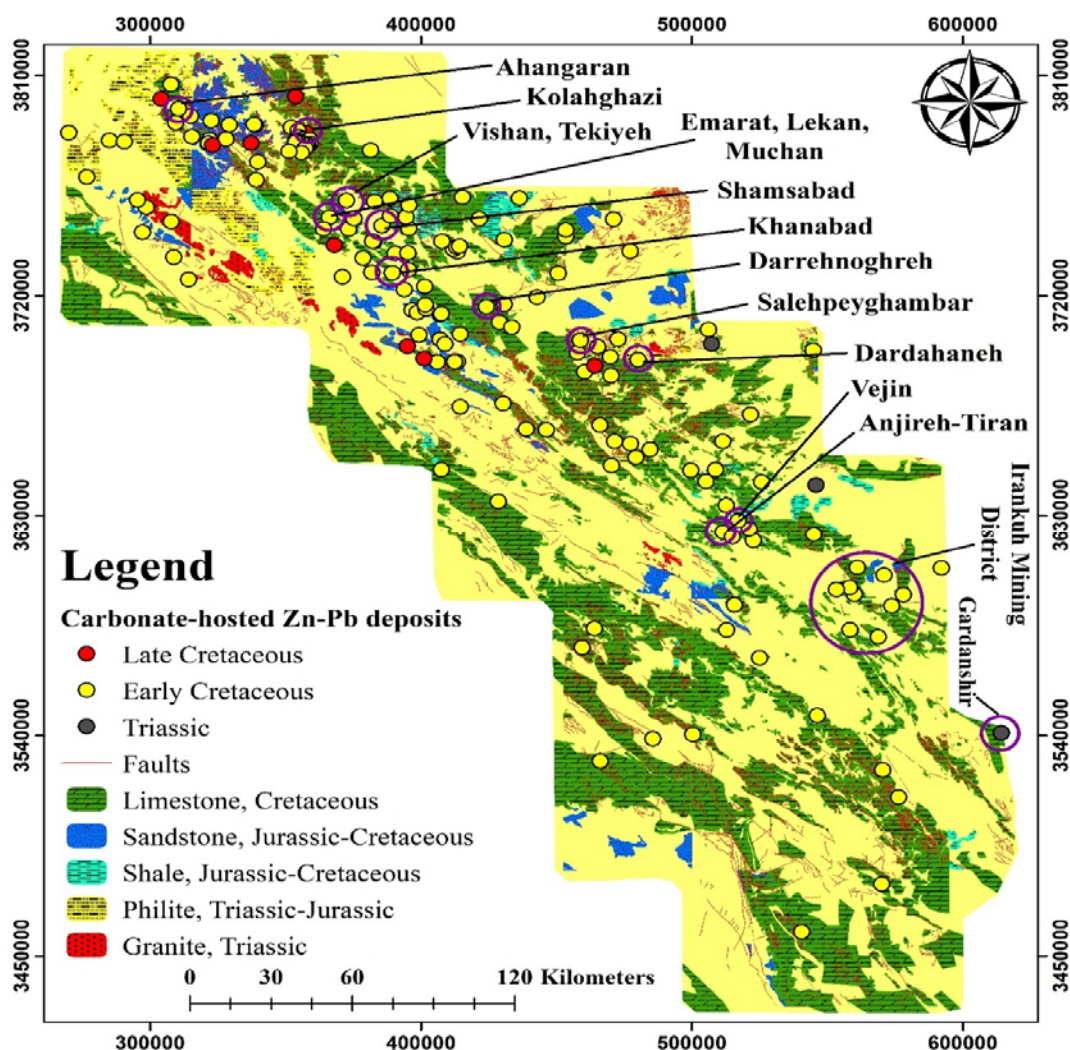
نمودارهای Q-Q تک عنصری که از رسیوایات آبراهه‌ای پهنه ملایر-اصفهان برای فلزات سرب و روی به دست آمده‌اند، می‌توانند در مشخص کردن نقاط شکست جمعیت‌های ژئوشیمیایی و ثابت کردن دقت روش‌های انجام داده شده مفید واقع شوند (Cheng et al., 1994).

1. Shapiro and Wilk (S-W)

2. Quantile-Quantile Plots (Q-Q)

۴) فلزات سرب و روی چندین جمعیت ژئوشیمیایی را نشان می‌دهند که بر فرایندهای مختلف زمین‌شناختی و ژئوشیمیایی دلالت دارد. بنابراین با توجه به نرمال‌نبودن داده‌ها و مطابق آنچه گفته‌شد، استفاده از روش‌های مولتی‌فرکتالی و شاخص سینگلاریتی برای جدایش بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی دقت نتایج ما را نسبت به روش‌های آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه افزایش می‌دهد (Zuo et al., 2009).

بدین صورت که اگر پس از رسم نمودار تمام داده‌ها روی خط مماس شوند، نشان‌دهنده نرمال‌بودن داده‌هاست (Liu et al., 2017). در این حالت استفاده از روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه از دقت بالاتری برخوردار بوده و بی‌هنجاری کاذب کمتری از خود نشان می‌دهد. در صورتی که داده‌ها روی خط مماس نباشند، گواه بر این است که داده‌ها نرمال نیستند (Nazarpour et al., 2015). در این پژوهش، نمودارهای Q-Q توسط نرم‌افزار SPSS برای فلزات سرب و روی منطقه مورد بررسی تهیه‌شد. مطابق (شکل



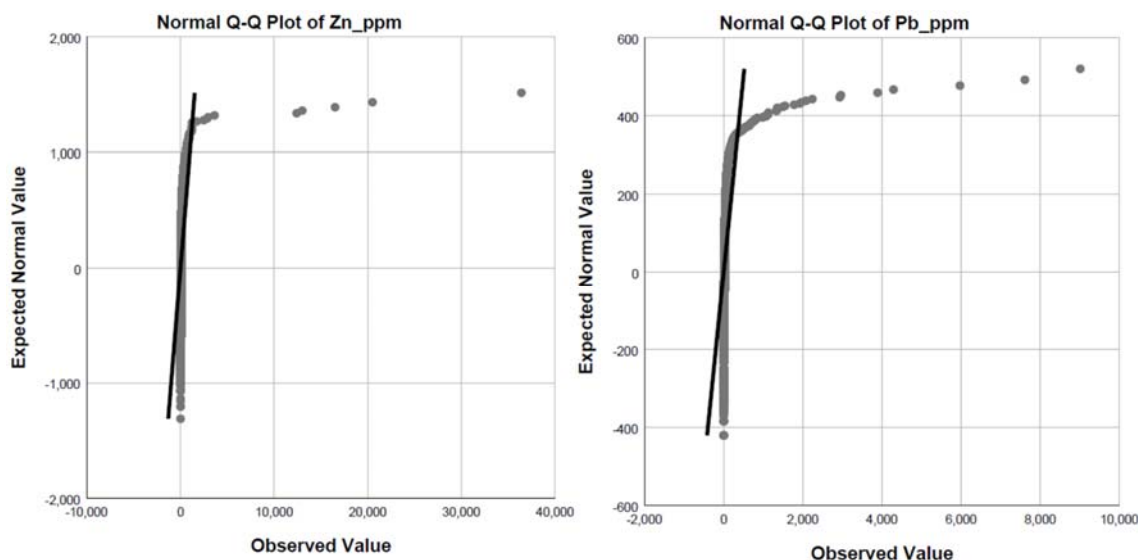
شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی کمربند فلززایی ملایر-اصفهان (Rajabi et al., 2012)

Fig. 3. Geological map of Malayer-Isfahan metallogenic belt (Rajabi et al., 2012).

جدول ۱. کانسارهای شاخص سرب و روی با سنگ میزبان کربناته در پهنه ملایر-اصفهان (Momenzadeh et al., 1979؛ Rajabi et al., 2012)

Table 1. Major Cretaceous-hosted Zn-Pb deposits of Malayer-Isfahan Zone (Momenzadeh et al., 1979؛ Rajabi et al., 2012).

Deposits Feature	Ahangaran	Emarat	Irankuh Mining district	Muchan
Host rock	Dolomite, Sandstone	Limestone, Shale	Carbonate rock	Limestone
Host rock age	Early cretaceous	Early cretaceous	Early cretaceous	Early cretaceous
Alteration	Dolomite, Silica	Silica, Dolomite	Dolomite, Silica	Silica, Dolomite
Mineralization (Main)	Galena, Pyrite, Chalcopyrite, Pyrrhotite, Hematite	Sphalerite, Galena, Pyrite, Chalcopyrite	Sphalerite, Galena, Pyrite, Marcasite	Sphalerite, Galena, Pyrite, Chalcopyrite
Mineralization (Secondary)	Sphalerite, Marcasite, Chalcocite, Magnetite	Quartz, Calcite, Dolomite, Hematite	Dolomite, Ankerite, Quartz, Iron oxide and manganese	Baryte, Calcite, Dolomite, Hematite
Metal elements	Pb, Zn, Ag, Fe	Pb, Zn	Pb, Zn, Ag, Fe	Pb, Zn
Mineralization style	Stratiform	Stratiband	(Stratiform) Epigenetics, in faults	Stratiband
Size (Mt)	1.52 (Pb=3.7%)	10 (Pb=6%, Zn=2.2%)	20 (Pb=11%, Zn=2.5%)	0.1 (Pb=7%, Zn=1.7%)



شکل ۴. نمودار Q-Q داده‌های خام ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی در پهنه ملایر-اصفهان که نشان‌دهنده چندین جمعیت ژئوشیمیایی است.

Fig. 4. Q-Q diagrams are geochemical raw data of Pb and Zn metals in Malayer-Isfahan zone representing several geochemical populations.

روش‌های جداسازی بی‌هنجاری از زمینه

(۱) روش آمار کلاسیک

روش آمار کلاسیک روشی نسبتاً قدیمی است که به روش غیر ساختاری معروف است و فقط مقدار اندازه‌گیری شده برای هر داده مورد توجه قرار می‌گیرد و موقعیت مکانی نمونه در نظر گرفته نمی‌شود (Nazarpour et al., 2015). یعنی در واقع اصول محاسبات آماری در این روش در یک چهارچوب مشخص و استاندارد قرار می‌گیرد و محاسبات و عملیات‌ها فقط بر روی مقدار اندازه‌گیری شده، انجام می‌شود (Hassanpour

and Afzal, 2013). مطابق تجزیه و تحلیل آماری معمولاً میانگین را زمینه، میانگین + انحراف معیار را حد آستانه، میانگین + دو برابر انحراف معیار را به‌عنوان بی‌هنجاری احتمالی و میانگین + سه برابر انحراف معیار را بی‌هنجاری ممکن در نظر می‌گیرند (Hashemi Marand et al., 2018). در این پژوهش با استفاده از روش آماری کلاسیک، پس از محاسبه مؤلفه‌های آماری (جدول ۲) برای فلزات مورد نظر، مقادیر زمینه، حد آستانه و بی‌هنجاری در سطوح احتمالی، ممکن و قطعی محاسبه شده است.

جدول ۲. محاسبه مؤلفه‌های آماری برای فلزات سرب و روی در پهنه ملایر-اصفهان

Table 2. Calculation of statistical parameters for Pb and Zn metals in the Malayer-Esfahan zone

Metals	Min	Max	Mean	Median	σ^2	σ
Pb (ppm)	0.62	8930	31.39	20	121.95	14874
Zn (ppm)	0.66	36114	100.70	80.23	352.73	124421.57

به‌عنوان مقدار زمینه در نظر گرفت (Hassanpour and Afzal, 2013). با توجه به مطالب گفته‌شده در بالا و مؤلفه‌های آماری محاسبه‌شده، تفکیک جوامع بی‌هنجاری از زمینه برای فلزات سرب و روی در کمربند ملایر-اصفهان با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS و تکنیک وزندهی به شیوه معکوس^۱ (Mehrnia, 2016) مطابق شکل ۵ انجام شد.

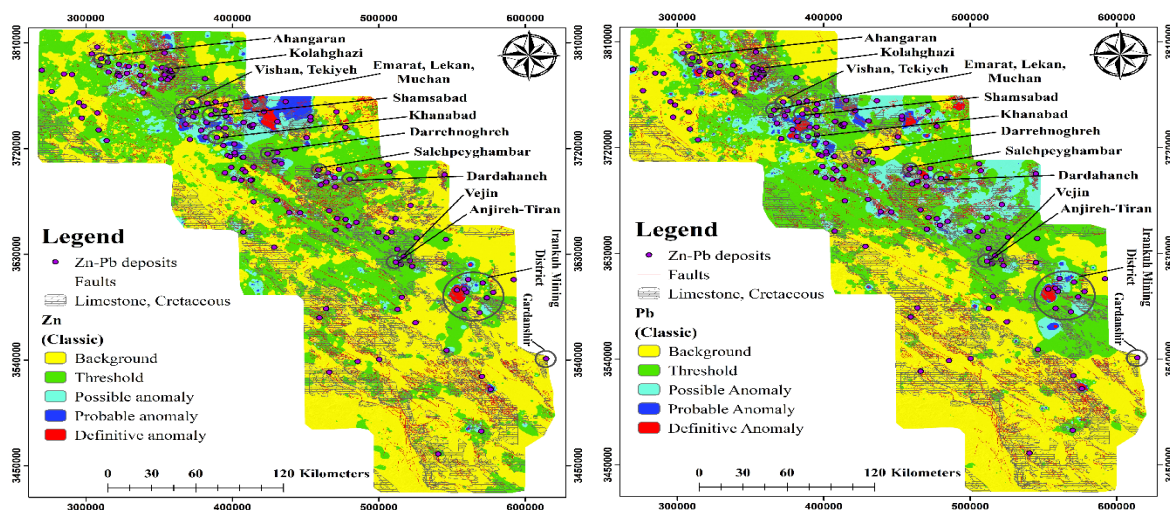
پس از محاسبه مؤلفه‌های آماری (جدول ۲)، تقسیم‌بندی جوامع ژئوشیمیایی برحسب مقدار میانگین و انحراف معیار برای فلزات سرب و روی مطابق جدول ۳ به‌دست آمد. با استفاده از آن می‌توانیم به جداسازی بی‌هنجاری‌های سرب و روی در منطقه مورد بررسی بپردازیم. در اینجا مقدار میانگین برای فلزات سرب ۳۱/۹۳ ppm و روی ۱۰۰/۷۰ ppm است که می‌توان آن را

جدول ۳. تقسیم‌بندی جوامع ژئوشیمیایی برحسب مقدار میانگین و انحراف معیار (آمار کلاسیک) برای فلزات سرب و روی در پهنه ملایر-اصفهان

Table 3. Geochemical communities divided by mean and standard deviation (classical statistics) for Pb and Zn metals in the Malayer-Isfahan zone

Metal	Background	Threshold	Possible anomaly	Probable anomaly	Definitive anomaly
Pb (ppm)	Min-Mean= 31.39	Mean+SDEV= 153.35	Mean+2SDEV= 275.30	Mean+3SDEV= 397.26	≥ 397.26
Zn (ppm)	Min-Mean= 100.70	Mean+SDEV= 435.44	Mean+2SDEV= 806.176	Mean+3SDEV= 1158.91	≥ 1159.91

1. Inverse Distance Weighted (IDW)



شکل ۵. نقشه توزیع جوامع ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی بر اساس روش آمار کلاسیک در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 5. Distribution map of geochemical communities of Pb and Zn metals based on classical statistical method in the Malayer-Isfahan zone

رابطه ۲: $N (\geq C) \propto p^{-\beta}$

در رابطه ۲، N و C به ترتیب غلظت و فراوانی عیار عنصر موردنظر است، همچنین، $N (\geq C)$ برابر با تعداد نمونه‌هایی است که دارای عیار مساوی و یا بالاتر از C هستند و p برابر عیار و β برابر بعد فرکتال است (Afzal et al., 2017b). برتری این روش این است که قبل از تخمین و با داده‌های خام محاسبات را انجام می‌دهد. به عبارتی، در این روش، داده‌ها نیاز به پردازش و تخمین ندارند (Cheng et al., 1997). بر اساس مدل‌های فرکتالی عیار-تعداد، نمودارهای لگاریتمی برای فلزات سرب و روی در شکل ۷ ترسیم شده است.

منحنی فرکتال عیار-تعداد برای فلز سرب، نشان‌دهنده شش جمعیت ژئوشیمیایی مختلف در کمربند فلززایی ملایر-اصفهان است. بر اساس نقاط شکست به‌دست آمده در نمودار لگاریتمی عیار-تعداد فلز سرب (شکل ۷)، توزیع جوامع ژئوشیمیایی مختلف فلز سرب در شکل ۸ مشخص شده است. جامعه اول و دوم با شیب نزدیک به خط افقی، دامنه عیار بین ۲۵/۱۱ تا ۷۹/۴۳ ppm را نشان می‌دهد که مقدار زمینه فلز سرب در منطقه موردنظر است. جامعه سوم و چهارم نیز دامنه عیار بین ۲۲۳/۸۷ تا

۲) روش انحراف مطلق از میانه

نخستین بار توکی (Tukey, 1977)، داده کاوی اکتشافی را برای آنالیز و تفسیر داده‌های تک متغیره‌ای که از الگوی توزیع نرمال پیروی نمی‌کنند، معرفی کرد. نمودار جعبه‌ای و روش انحراف مطلق از میانه از روش‌های تحلیل اکتشافی داده‌ها به‌شمار می‌روند که برای جداسازی آنومالی‌های ژئوشیمیایی از زمینه، مورد استفاده قرار می‌گیرند (Carranza, 2009).

این روش نسبت به روش آمار کلاسیک حساسیت کمتری نسبت به وجود داده‌های خارج از ردیف از خود نشان نمی‌دهد (Zuo, 2014a). جدایش بی‌هنجاری از زمینه با استفاده از این روش با رابطه ۱ و مطابق جدول ۴ و شکل ۶ محاسبه شده است:

رابطه ۱: $MAD = \text{median} [| \bar{X}_i - \text{median} (\bar{X}_i) |]$

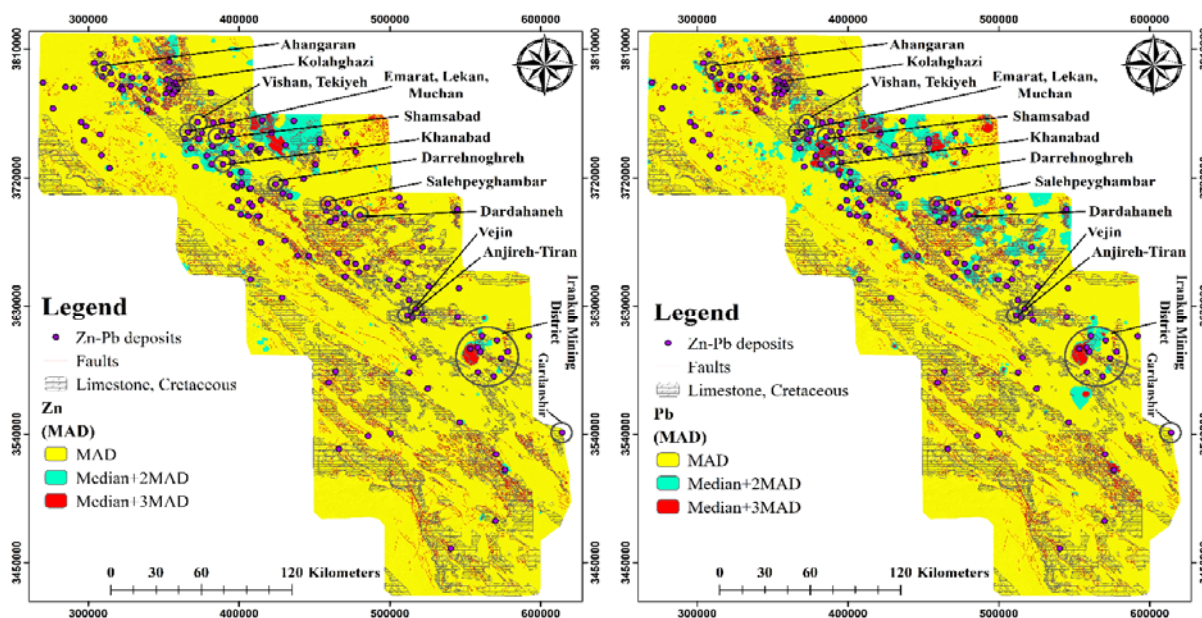
۳) روش فرکتال عیار-تعداد

روش فرکتالی عیار-تعداد بر اساس رابطه معکوس بین عیار و فراوانی تجمعی هر عیار و عیارهای بالاتر از آن است. این روش بر اساس رابطه ۲ معرفی می‌شود (Deng et al., 2010):

۵۶/۲۳ تا ۱۱۲/۲۰ ppm و همچنین مقدار زمینه فلز سرب را در منطقه نشان می‌دهد. جمعیت سوم که مقدار بی‌هنجاری متوسط فلز روی را نشان می‌دهد، دارای دامنه عیار بین ۱۱۲/۲۰ تا ۵۰۱/۱۸ ppm است. جامعه چهارم نشان‌دهنده دامنه عیار بین ۵۰۱/۱۸ تا ۷۹۴/۳۲ ppm و مقدار بی‌هنجاری بالا در منطقه است. جمعیت آخر که شیب آن نزدیک به خط عمود است، بیشترین نوع بی‌هنجاری را در منطقه نشان می‌دهد و دارای عیار بالاتر از ۷۹۴/۳۲ ppm است. همچنین حد آستانه‌های به‌دست آمده از روش فرکتال عیار-تعداد برای فلزات سرب و روی در جدول ۵ مشخص شده است.

۵۶۲/۳۴ ppm را بیان می‌کند که این مقدار در واقع حد متوسط بی‌هنجاری را در منطقه نشان می‌دهد. جامعه پنجم با نشان‌دادن دامنه عیار بین ۵۶۲/۳۴ تا ۸۹۱/۲۵ ppm حد بی‌هنجاری بالا را در منطقه نشان می‌دهد. جمعیت ششم که شیب آن نزدیک به خط عمود است، نشان‌دهنده شدیدترین نوع بی‌هنجاری در منطقه و دارای عیار بالاتر از ۸۹۱/۲۵ ppm است.

بر اساس نقاط شکست به‌دست آمده از نمودار لگاریتمی عیار-تعداد فلز روی (شکل ۷) که میزان تغییر در لیتولوژی منطقه مورد بررسی را بیان می‌کند و نمودار دچار شکست می‌شود، توزیع جوامع ژئوشیمیایی مختلف فلز روی در شکل ۸ تعیین شده است. جامعه اول و دوم با شیبی نزدیک به خط افق، دامنه عیار بین



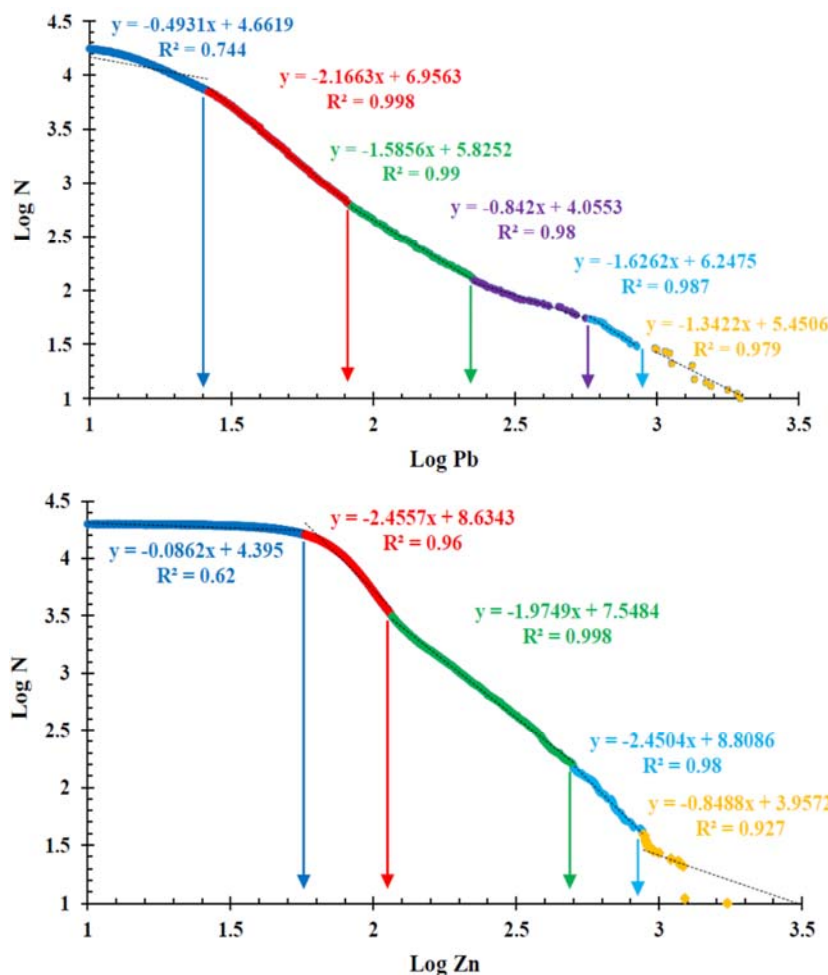
شکل ۶. نقشه توزیع جوامع ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی بر اساس روش انحراف مطلق از میانه در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 6. Distribution map of geochemical communities of Pb and Zn metals based on classical statistical method MAD in the Malayer-Isfahan zone

جدول ۴. تقسیم‌بندی جوامع ژئوشیمیایی بر اساس روش انحراف مطلق از میانه در پهنه ملایر-اصفهان

Table 4. Division of geochemical communities based on the MAD method in the Malayer-Isfahan zone

Metal	Background	Threshold	Anomaly
Pb (ppm)	MAD = 53.83	Median + 2MAD = 127.66	Median + 3MAD = 181.49
Zn (ppm)	MAD = 180.14	Median + 2MAD = 440.53	Median + 3MAD = 620.68



شکل ۷. نمودار لگاریتمی عیار-تعداد فلزات سرب و روی در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 7. Logarithmic graph concentration-number (C-N) of Pb and Zn metals in the Malayer-Isfahan zone

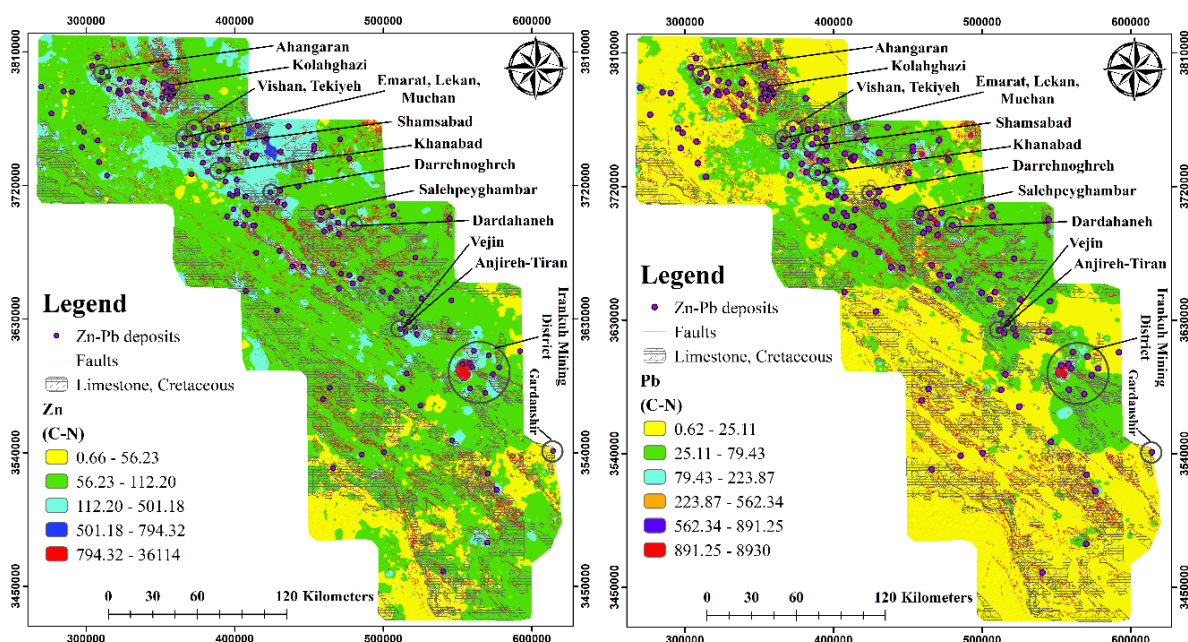
پنجمین جمعیت ژئوشیمیایی و برای فلز روی از جمعیت اول به چهارمین جمعیت ژئوشیمیایی افزایش پیدا می‌کند (شکل ۷) که نشان‌دهنده افزایش عیار، پیکسل‌ها (ارزش پیکسل‌ها)، مساحت احاطه‌شده در مناطق همراه با کانده‌زایی با سرعت بیشتری نسبت به مناطق بدون کانده‌زایی کاهش می‌یابد. محدوده ژئوشیمیایی به‌دست آمده برای فلزات سرب و روی که از روش عیار-تعداد به‌دست آمده است، با لیتولوژی کربناته (آهک‌های کرتاسه) که در شکل گرفتن بی‌هنجاری‌ها نقش دارند، در ارتباط است (شکل ۸).

علت متفاوت بودن تقسیم‌بندی روش‌های مولتی‌فرکتالی با روش‌های کلاسیک، مشکل اساسی روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه است که فقط یک حد آستانه تعیین و مقدار آنومالی و زمینه از هم تفکیک می‌شود. به‌طوری‌که این روش‌ها جمعیت‌های ژئوشیمیایی مختلف را نادیده گرفته و یا به بروز خطا در جداسازی آنومالی منجر می‌شود؛ درحالی‌که روش‌های مولتی‌فرکتالی با جداسازی و تفکیک جمعیت‌های ژئوشیمیایی باعث می‌شود که آنومالی‌های متوسط، بالا و شدید از مقدار زمینه جدا شود (جدول ۵). در مدل فرکتالی عیار-تعداد به‌دست آمده برای فلز سرب، بعد فرکتال از جمعیت اول به

جدول ۵. جداسازی بی‌هنجاری از زمینه فلزات سرب و روی بر اساس روش فرکتال عیار-تعداد در پهنه ملایر-اصفهان

Table 5. Separation of geochemical anomalies from background of Pb and Zn metals based on concentration-number (C-N) fractal method in the Malayer-Isfahan zone

Metal	Concentration range (C-N)	Geochemical interpretation
Pb (ppm)	25.11-79.43	Background
	223.87-562.34	Medium anomaly
	562.34-891.25	High anomaly
	891.25 >	Strong anomaly
Zn (ppm)	56.23-112.20	Background
	112.20-501.18	Medium anomaly
	501.18-794.32	High anomaly
	794.32 >	Strong anomaly



شکل ۸. نقشه توزیع جوامع ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی بر اساس روش فرکتال عیار-تعداد در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 8. Distribution map of geochemical communities of Pb and Zn metals based on concentration-number (C-N) fractal in the Malayer-Isfahan zone

معادله توانی را مطابق رابطه ۳ ارائه کرد (Cheng and Agterberg, 1996).

$$A(>p) \propto p^{-(D)} \quad \text{رابطه ۳:}$$

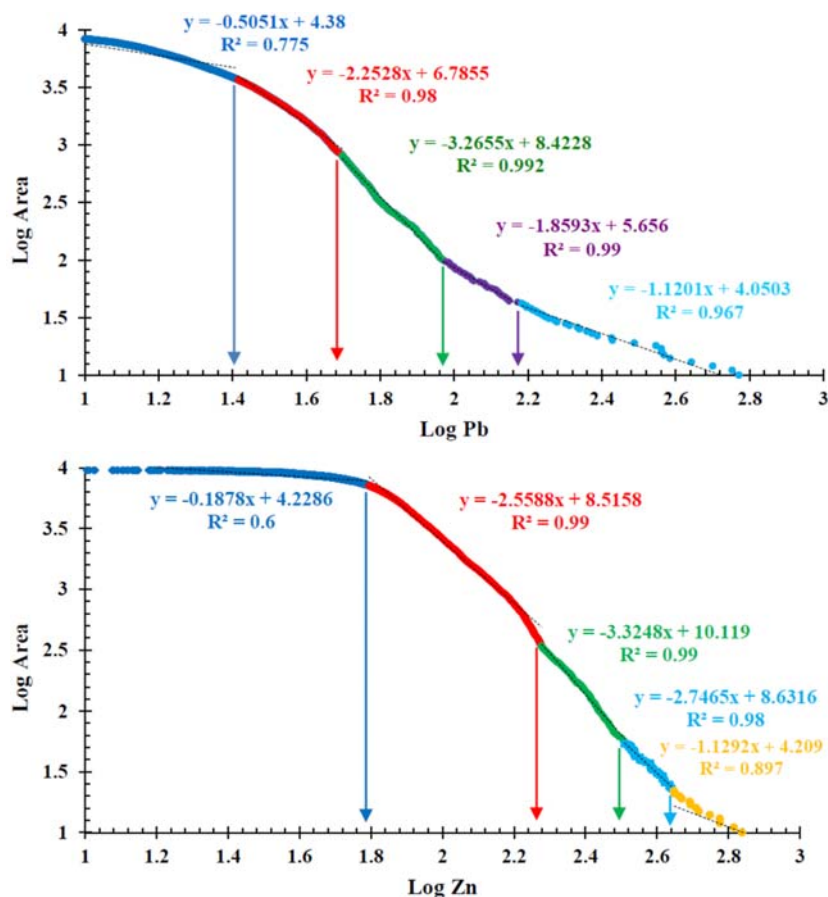
مقدار D در حقیقت نشان دهنده بعد فرکتالی مربوط به دامنه‌های متفاوت p را نشان می‌دهد. با ترسیم تغییرات مساحت در برابر عیار، در نمودار لگاریتمی، می‌توان بعد هر جامعه را از طریق

۴) روش فرکتال عیار-مساحت

روش فرکتالی عیار-مساحت مبتنی بر میزان مساحتی است که هر عیار خاص در منطقه مورد بررسی اشغال کرده است (Ghezelbash and Maghsoudi, 2018). هرچه عیار عنصر افزایش یابد میزان مساحت اشغالی توسط آن کاهش می‌یابد. اگر مقدار هر کانتور p در نظر گرفته شود، می‌توان یک

بر اساس مدل فرکتالی عیار-مساحت، نمودار لگاریتمی فلزات سرب و روی در شکل ۹ ارائه شده است.

شیب خط برازش به آن محاسبه کرد (Nazarpour et al., 2015).



شکل ۹. نمودار لگاریتمی عیار-مساحت فلزات سرب و روی در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 9. Logarithmic graph concentration-area (C-A) of Pb and Zn metals in the Malayer-Isfahan zone

بی‌هنجاری بالا در منطقه است. جمعیت آخر که شیب آن نزدیک به خط عمود است، بیشترین نوع بی‌هنجاری را در منطقه نشان می‌دهد و دارای عیار بالاتر از ۱۴۱/۲۵ ppm است. بر اساس نقاط شکست به‌دست آمده از نمودار لگاریتمی عیار-مساحت فلز روی (شکل ۹)، توزیع جوامع ژئوشیمیایی مختلف فلز روی در شکل ۱۰ تعیین شده است. جامعه اول و دوم با شیبی نزدیک به خط افق، دامنه عیار بین ۶۳/۰۹ تا ۱۷۷/۸۲ ppm و همچنین مقدار زمینه فلز روی را در منطقه نشان می‌دهد. جمعیت

بر اساس نقاط شکست به‌دست آمده از نمودار لگاریتمی عیار-مساحت فلز سرب در شکل ۹، توزیع جوامع ژئوشیمیایی مختلف این فلز در شکل ۱۰ تعیین شد. جامعه اول و دوم با شیبی نزدیک به خط افق، دامنه عیار بین ۲۵/۱۱ تا ۵۰/۱۱ ppm و همچنین مقدار زمینه فلز سرب را در منطقه نشان می‌دهد. جمعیت سوم که مقدار بی‌هنجاری متوسط فلز سرب را نشان می‌دهد، دارای دامنه عیار بین ۵۰/۱۱ تا ۸۹/۱۲ ppm است. جامعه چهارم نشان‌دهنده دامنه عیار بین ۸۹/۱۲ تا ۱۴۱/۲۵ ppm و مقدار

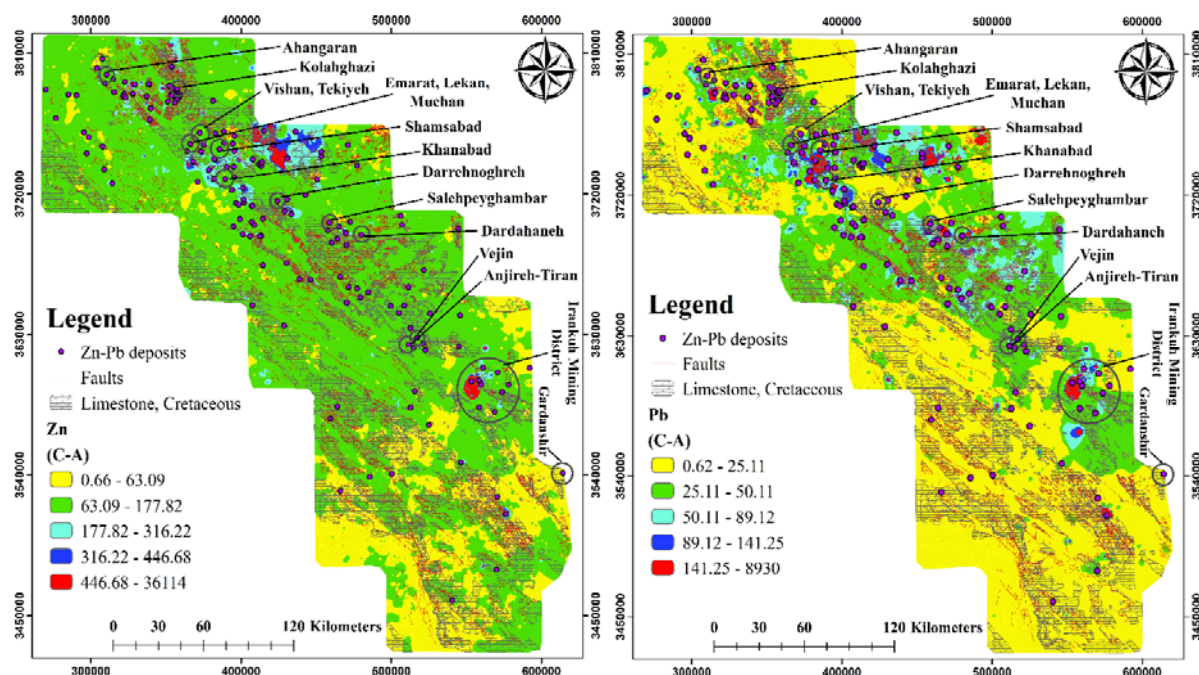
سوم که مقدار بی‌هنجاری متوسط فلز روی را نشان می‌دهد دارای دامنه عیار بین ۱۷۷/۸۲ تا ۳۱۶/۲۲ ppm است. جامعه چهارم نشان‌دهنده دامنه عیار بین ۳۱۶/۲۲ تا ۴۴۶/۶۸ ppm و مقدار بی‌هنجاری بالا در منطقه است. جمعیت آخر که شیب آن نزدیک به خط عمود است، بیشترین نوع بی‌هنجاری را در منطقه نشان می‌دهد و دارای عیار بالاتر از ۴۴۶/۶۸ ppm است. همچنین حد آستانه‌های ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی بر اساس روش فرکتال عیار-مساحت در جدول ۶ مشخص شده است. جمعیت ژئوشیمیایی اول به‌دست آمده برای فلز سرب، با آنچه که از مدل فرکتال عیار-تعداد به‌دست آمده، سازگار است. آستانه جمعیت دوم از معادل آنچه در مدل عیار-تعداد به‌دست آمده، بیشتر است که نشان‌دهنده این است که مدل عیار-مساحت، مساحت بزرگ‌تری با عیار بالاتر نشان می‌دهد. در مدل عیار-مساحت بعد فرکتال از جمعیت اول به چهارمین جمعیت ژئوشیمیایی افزایش پیدا می‌کند (شکل ۹) که نشان‌دهنده افزایش عیار، پیکسل‌ها (ارزش پیکسل‌ها)، مساحت احاطه‌شده در مناطق همراه با کانه‌زایی است که با سرعت بیشتری نسبت به مناطق بدون کانه‌زایی کاهش می‌یابد.

جمعیت ژئوشیمیایی اول به‌دست آمده برای فلز روی با آنچه که از مدل فرکتال عیار-تعداد به‌دست آمده، سازگار است. آستانه جمعیت دوم از معادل آنچه در مدل عیار-تعداد به‌دست آمده، کمتر است که نشان‌دهنده این است که مدل عیار-مساحت، مساحت کوچک‌تری را با عیار بالاتر نشان می‌دهد. در مدل عیار-مساحت به‌دست آمده برای فلز روی مانند فلز سرب بعد فرکتال، از جمعیت اول به چهارمین جمعیت ژئوشیمیایی افزایش پیدا می‌کند (شکل ۹) که نشان‌دهنده افزایش عیار، پیکسل‌ها (ارزش پیکسل‌ها)، مساحت احاطه‌شده در مناطق همراه با کانه‌زایی است که با سرعت بیشتری نسبت به مناطق بدون کانه‌زایی کاهش می‌یابد. بعد فرکتال محاسبه‌شده از مدل‌های عیار-تعداد و عیار-مساحت باهم متفاوت هستند که تأییدکننده توزیع ناهمسان عیار در منطقه مورد بررسی است. محدوده ژئوشیمیایی به‌دست آمده برای فلزات سرب و روی که از روش عیار-مساحت به‌دست آمده است، مانند روش عیار-تعداد با واحد آهک کرتاسه که در شکل گرفتن بی‌هنجاری‌ها نقش دارند، در ارتباط است (شکل ۱۰).

جدول ۶. تعیین حد آستانه‌ای فلزات سرب و روی بر اساس روش فرکتال عیار-مساحت در پهنه ملایر-اصفهان

Table 6. Determination of the threshold of Pb and Zn metals based on concentration-number (C-A) fractal method in the the Malayer-Isfahan zone

Metal	Concentration range (C-A)	Geochemical interpretation
Pb (ppm)	25.11-50.11	Background
	50.11-89.12	Medium anomaly
	89.12-141.25	High anomaly
	141.25 >	Strong anomaly
Zn (ppm)	63.09-177.82	Background
	177.82-316.22	Medium anomaly
	316.22-446.68	High anomaly
	446.68 >	Strong anomaly



شکل ۱۰. نقشه توزیع جوامع ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی بر اساس روش فرکتال عیار-مساحت در پهنه ملایر-اصفهان
Fig. 10. Distribution map of geochemical communities of Pb and Zn metals based on concentration-area (C-A) fractal in the Malayer-Isfahan zone

۵) روش شاخص سینگولاریتی

روش شاخص سینگولاریتی یکی دیگر از پیشرفت‌های مهم برای مدل‌سازی فرکتالی و مولتی فرکتالی داده‌های ژئوشیمیایی به حساب می‌آید (Sun et al., 2010).

سینگولاریتی قادر به تخمین زدن غلظت فلزات از طریق مشاهده پنجره‌های کوچک مجاور هم است. برای تخمین سینگولاریتی، از تعدادی پنجره‌ها (i) (به شکل مربع) برای اندازه‌گیری تراکم غلظت (عیار) (C) حول یک موقعیت خاص (Z_i) استفاده می‌شود (Xiao et al., 2018). مقدار سینگولاریتی برای پنجره‌های کوچک مجاور هم بر اساس رابطه ۴ به دست می‌آید (Zuo et al., 2015):

$$X = c \cdot \varepsilon^{(\alpha - E)} \quad \text{رابطه ۴:}$$

در رابطه ۴، X نشان‌دهنده غلظت عنصر، c مقدار ثابت، α شاخص سینگولاریتی، ε اندازه فاصله نرمال شده و E بعد

اقلیدسی است (Agterberg, 2012). شاخص سینگولاریتی از شیب خط مستقیم برازش شده با جفت داده‌های C و ε در نمودار لگاریتمی تخمین زده می‌شود (Cheng, 2007). در این روش دو نوع بی‌هنجاری ضعیف و قوی مشخص می‌شود که بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی برداشت شده و با استفاده از نرم‌افزار MATLAB باید مطابق مراحل زیر عمل کرد (Zuo et al., 2015):

(۱) موقعیتی روی نقشه با تعدادی از پنجره‌های متغیر $A(r)$ (مربع شکل) $r_{min}=r_1 < r_2 < \dots < r_n=r_{max}$ در نظر گرفته می‌شود و میانگین غلظت $C[A(r_i)]$ برای هر اندازه پنجره روی نقشه محاسبه می‌شود و

(۲) برای پیاده کردن داده‌های $C[A(r_i)]$ و r_i (i=1,...,n) در یک نمودار لگاریتمی از رابطه ۵ استفاده می‌کنیم (Wang and Zuo, 2018):

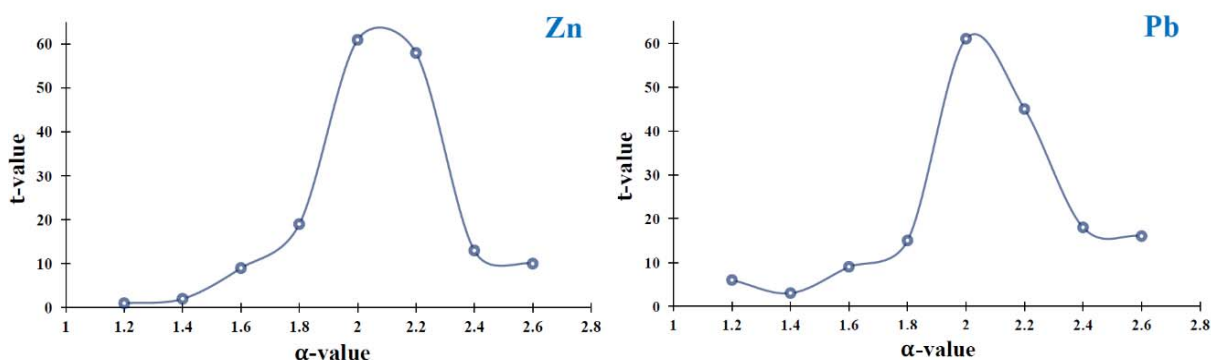
رابطه ۵: $\log C[A(r)] = C + (2 - \alpha) \log(r)$

مقدار $2 - \alpha$ را می‌توان از شیب خط راست به‌دست آورد.

(۳) تکرار کردن روش‌های نام‌برده برای تمام قسمت‌های نقشه ژئوشیمیایی (Xiao et al., 2018).

برای یک نقشه ژئوشیمیایی، مقدار α (شاخص سینگولاریتی) نزدیک به ۲، توزیع نرمالی را نشان می‌دهد. درحالی‌که مناطقی با سینگولاریتی مثبت ($\alpha > 2$)، تهی‌شدگی و سینگولاریتی منفی ($\alpha < 2$)، غنی‌شدگی غلظت عناصر در منطقه موردنظر را نشان می‌دهد (Liu et al., 2019). در این روش، با استفاده از نرم‌افزار MATLAB، سینگولاریتی یک ماتریس سطر با ستون برابر را ایجاد می‌کند و منطقه مورد بررسی را به یک دسته مربع‌های کوچک تقسیم‌بندی می‌کند. سپس غلظت میانگین مربع‌ها را به‌عنوان غلظت تخمینی در نظر می‌گیرد. در این حالت، آثار بالادست و پایین‌دست منطقه نیز در نظر گرفته می‌شوند (Kananian et al., 2018). تولید این مربع‌های کوچک آنقدر ادامه پیدا می‌کند تا به مربع بهینه برسد، زمانی به این امر دست پیدا می‌کند که بی‌هنجاری‌های به‌دست آمده با اندیس‌ها و نشانه‌های معدنی منطقه هم‌پوشانی بالایی نشان‌دهند (Xiao et al., 2018). در این روش برخلاف روش‌های آمار کلاسیک، انحراف مطلق از میانه و مولتی‌فرکتال عیار تعداد و عیار-مساحت، خروجی یک عدد با بازه کوچک است که این عدد همان ضریب سینگولاریتی (α) است (Sun

et al., 2010). بر اساس گفته چنگ (Cheng, 2007)، حد آستانه معمول در روش سینگولاریتی $\alpha = 1/96$ است. نمودار شواهد وزنی، مقدار سینگولاریتی (α) را در برابر مقدار t که در ارتباط با رخنمون‌های معدنی است، نشان می‌دهد (شکل ۱۲) (Zuo, 2014b). مقدار t از رابطه $C/S(C)$ با استفاده از نمودار شواهد وزنی به‌دست آمده است؛ جایی که $C = W^+ - W^-$ و $S(C)$ انحراف معیار C باشد. W^+ و W^- زمانی که مدل‌های اثبات شده‌ای باشند (به‌عنوان مثال بی‌هنجاری‌ها)، مقادیر وزن‌هایی هستند که از W^+ زمانی که یک رخنمون معدنی وجود داشته باشد و از W^- زمانی که رخنمون معدنی وجود نداشته باشد، استفاده می‌شود (Sun et al., 2010). t در واقع تعداد کانسارهای مربوط به عنصر مورد بررسی را نمایش می‌دهد و (α) مقدار سینگولاریتی به‌دست آمده مربوط به هر عنصر است. این نمودار بیان‌کننده این موضوع است که در کدام مقدار از بی‌هنجاری‌های به‌دست آمده از روش سینگولاریتی (α)، هم‌پوشانی بیشتری با کانسارهای سرب و روی موجود در منطقه وجود دارد (Zuo, 2014b). چنان‌که از نمودار شواهد وزنی (شکل ۱۱) پیداست، برای هر دو فلز سرب و روی مقدار α (شاخص سینگولاریتی) ۲ به‌دست آمده است که این مقدار بیانگر بیشترین میزان انطباق کانسارهای سرب و روی در کمربند فلزایی ملایر-اصفهان است.

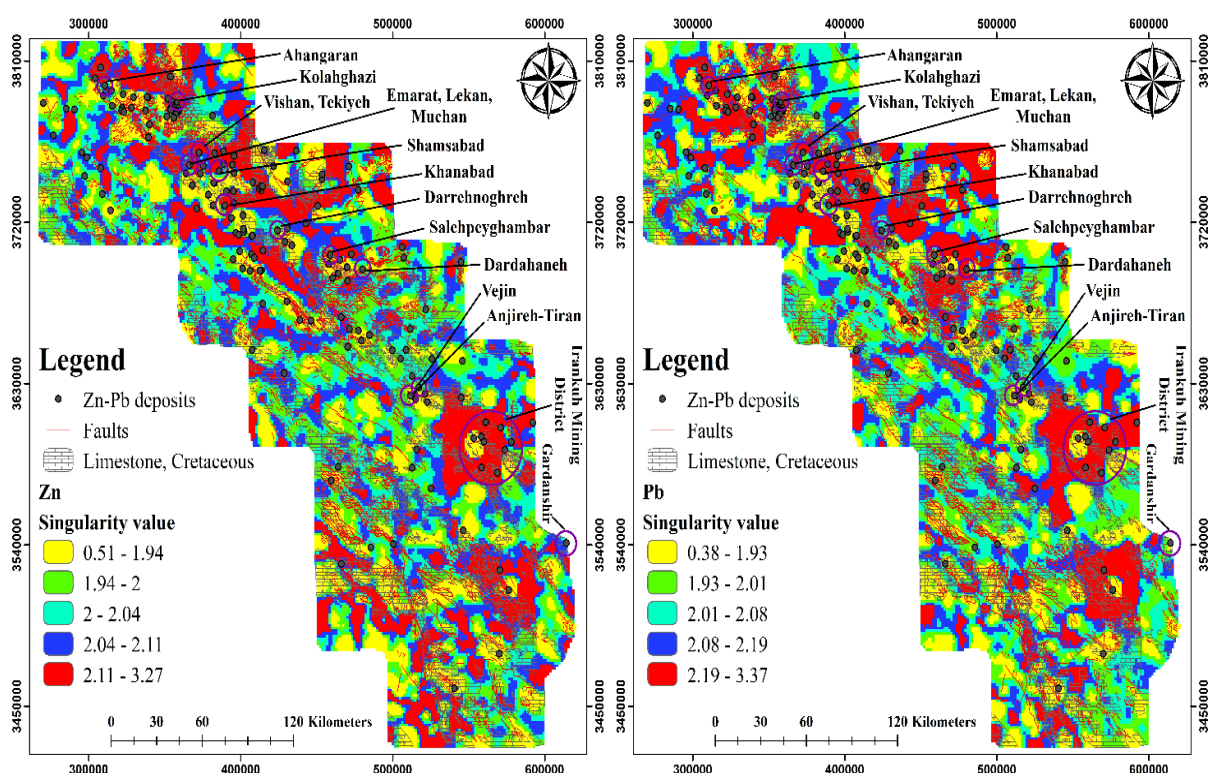


شکل ۱۱. نمودار T-Value فلزات سرب و روی برای بی‌هنجاری‌های به‌دست آمده از روش شاخص سینگولاریتی در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 11. T-Value graph for Pb and Zn metals for the anomalies obtained from the Singularity Index method in the Malayer-Isfahan zone

موجود در منطقه مورد بررسی را پوشش می‌دهد. همچنین در نقشه‌های به‌دست آمده از روش شاخص سینگولاریتی مشاهده می‌شود که جنوب شرق و شمال غرب منطقه مورد بررسی، بیشترین میزان بی‌هنجاری را داراست (شکل ۱۲).

علت تشابه این نمودار برای هر دو فلز این است که کانسارهای سرب و روی اغلب با یکدیگر تشکیل می‌شوند و شرایط تشکیل مشابهی دارند. در این پژوهش، حد آستانه به‌دست آمده از روش شاخص سینگولاریتی (α) مطابق نمودار شواهد وزنی برای فلزات سرب و روی ۲ است که بیشتر کانسارهای سرب و روی



شکل ۱۲. نقشه ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی بر اساس روش شاخص سینگولاریتی در پهنه ملایر-اصفهان

Fig. 12. Geochemical map of Pb and Zn metals based on the method of Singularity Index (SI) in the Malayer-Isfahan zone

در روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه، تفسیر و پردازش داده‌ها بر اساس غلظت و عیار داده‌های برداشت‌شده، است و موقعیت نمونه‌ها در نظر گرفته نمی‌شود. به همین علت احتمال دارد که بعضی از محدوده‌های معرفی شده توسط این روش‌ها به عنوان بی‌هنجاری کاذب باشند؛ درحالی که حد آستانه به‌دست آمده از مدل‌های فرکتالی، فراوانی مربوط به داده‌های ورودی (عیار عناصر مختلف) را نشان می‌دهد و مشخصات

مقایسه پراکندگی بی‌هنجاری‌های فلزات سرب و روی با استفاده روش‌های انجام‌شده

در این پژوهش برای جداسازی بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی فلزات سرب و روی در کمر بند فلززایی ملایر-اصفهان از روش آمار کلاسیک، انحراف مطلق از میانه، مدل‌های فرکتالی عیار-تعداد و عیار-مساحت و روش شاخص سینگولاریتی استفاده شده است.

فضایی و هندسی منعکس شده توزیع را نیز بر اساس مدل فرکتالی عیار-تعداد و عیار-مساحت مشخص می‌سازد. در نتیجه با مقایسه بین مقادیر به دست آمده از آمار کلاسیک، انحراف مطلق از میانه، روش‌های مولتی فرکتالی و شاخص سینگولاریتی و همچنین بی‌هنجاری‌های معرفی شده توسط هریک از روش‌های یادشده، توانمندی روش سینگولاریتی در تعیین حدود آستانه دقیق، کاهش هزینه‌های اکتشافی و نتایج دقیق‌تر اثبات شد.

بی‌هنجاری‌های حاصل از روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه بی‌هنجاری کاذب بیشتری نسبت به روش‌های فرکتالی عیار-تعداد و عیار-مساحت از خود نشان می‌دهند که این به علت توزیع نرمال، حذف تعدادی از داده‌ها به عنوان خارج از ردیف و عدم توجه به توزیع فضایی داده‌هاست. در تفکیک جوامع بی‌هنجاری برای فلزات سرب و روی، در هر دو روش فرکتالی عددهای بزرگ‌تر و محدوده‌های کوچک‌تری را نسبت به روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه از خود نشان می‌دهد که علت این است که روش فرکتال، ساختار فضایی داده‌ها را نیز مورد توجه قرار می‌دهد؛ در حالی که در روش آمار کلاسیک و انحراف مطلق از میانه این چنین نیست. روش‌های آمار کلاسیک، انحراف مطلق از میانه و مولتی فرکتالی عیار-تعداد و عیار-مساحت در مناطقی نتایج بهتری از خود نشان می‌دهد که بی‌هنجاری زمینه ساده باشد؛ یا به عبارتی خیلی شدید نباشد. اما در مناطقی که ساختارهای زمین‌شناسی پیچیده و آلتراسیون‌های شدید وجود داشته باشد، این روش در شناسایی بی‌هنجاری‌های شدید، دچار مشکل می‌شود (Zuo, 2014b). در این حالت باید منطقه مورد بررسی را به مناطق کوچکی تقسیم کرد. سپس هر بخش را به صورت جداگانه مورد ارزیابی قرار داد. حتی در این حالت هم امکان دارد نتایج مطلوب به دست نیاید. زمانی که منطقه مورد بررسی از لایه‌های رسوبی و یا از پوشش گیاهی شدید پوشیده شده باشد، این روش‌ها قادر به شناسایی بی‌هنجاری‌ها در این مناطق

نیست. به‌طور کلی روش‌های نام‌برده شده برخلاف روش شاخص سینگولاریتی در شناسایی بی‌هنجاری‌های شدید از دقت بالایی برخوردار نیستند. روش شاخص سینگولاریتی در مقایسه با سایر روش‌ها بی‌هنجاری‌های پنهان و دقیق بیشتری که مطابق با ساختارهای زمین‌شناسی منطقه هستند را برای ما مشخص می‌کند. برعکس سایر روش‌های یادشده، در مناطقی که ساختارهای زمین‌شناسی و لیتولوژی متعدد هستند، قادر به شناسایی بی‌هنجاری‌های ضعیف است که در این حالت باید از روش‌های دو بعدی استفاده کرد. به‌طور کلی در استفاده از روش سینگولاریتی این نکته حائز اهمیت است که برای این روش باید بهترین پنجره مورد استفاده قرار بگیرد؛ زیرا اندازه هر پنجره در نتیجه سینگولاریتی اثر مستقیم دارد.

در جدول ۷ که به خطای نوع ۱^۱ و خطای نوع ۲^۲ معروف است، حد آستانه‌های به دست آمده برای روش‌های آمار کلاسیک، انحراف مطلق از میانه، روش‌های مولتی فرکتال عیار-تعداد و عیار-مساحت و شاخص سینگولاریتی برای فلزات سرب و روی در پهنه فلز زایی ملایر-اصفهان مشخص شده و همچنین نشان داده شده است که کانسارها، نسب به بی‌هنجاری‌ها و زمینه به دست آمده در چه شرایطی قرار دارند (Sun et al., 2010). مطابق این جدول، دقت بالاتر روش سینگولاریتی کاملاً مشهود است؛ به‌طوری که در بی‌هنجاری‌های به دست آمده از مجموع ۱۷۳ کانسار و لندیس معدنی سرب و روی، برای فلز سرب ۴۵ درصد و فلز روی ۴۷ درصد کانسار و اندیس‌های معدنی در خارج از بی‌هنجاری در حد آستانه مشخص شده ($\alpha = 2$)، وجود دارد و همچنین با مقایسه میزان درصد بی‌هنجاری به دست آمده برای هر دو فلز سرب و روی در این روش (شاخص سینگولاریتی) با سایر روش‌ها نشان می‌دهد که بی‌هنجاری‌های پنهان و ضعیف در پهنه مورد نظر کاملاً آشکار شده‌اند.

1. Type 1 error

2. Type 2 error

جدول ۷. تعیین درصد کانسارهای شناخته شده سرب و روی در خارج از بی‌هنجاری‌های به دست آمده با روش‌های مختلف در پهنه ملایر-اصفهان

Table 7. Percentages of the known Zn-Pb deposits outside the anomalies determined by different methods in the Malayer-Isfahan zone

Metal		Mean+ $n\sigma$	MAD	C-N	C-A	SI
Pb	Threshold value	153.2 (ppm)	127.6 (ppm)	223.8 (ppm)	89.1 (ppm)	$\alpha(2)$
	Deposits outside anomalies (Total Zn-Pb deposits = 173)	107	128	140	138	79
	Percentage of deposits outside anomalies	62%	74%	81%	80%	45%
	Deposits inside anomalies (Total Zn-Pb deposits = 173)	66	45	33	35	94
	Percentage of deposits inside anomalies	38%	26%	19%	20%	55%
	Percentage of anomalies	16%	4%	3.06%	5.27%	70%
	Percentage of background	84%	96%	96.94%	94.73%	30%
Zn	Threshold value	435.4 (PPM)	440.5 (PPM)	501.1 (PPM)	316.2 (PPM)	$\alpha(2)$
	Deposits outside anomalies (Total Zn-Pb deposits = 173)	110	160	167	159	81
	Percentage of deposits outside anomalies	63%	92%	96%	92%	47%
	Deposits inside anomalies (Total Zn-Pb deposits = 173)	63	13	6	14	92
	Percentage of deposits inside anomalies	37%	8%	4%	8%	53%
	Percentage of anomalies	7%	2.7%	1.5%	3.1%	71%
	Percentage of background	93%	97.3%	98.5%	96.9%	29%

نتیجه‌گیری

نقشه‌های به دست آمده از روش سینگولاریتی، بی‌هنجاری‌های ضعیف و پنهان بهتر شناسایی شده و همچنین قسمت‌های زمینه، تهی شده و غنی شده کاملاً مشخص شده‌اند و بی‌هنجاری‌های مشخص شده انطباق خوبی با کانسارها و اندیس‌های معدنی سرب و روی موجود در منطقه مورد نظر دارند. نقشه‌های حاصل از هر پنج روش به کار گرفته شده (به خصوص روش شاخص سینگولاریتی) در جداسازی بی‌هنجاری‌های فلزات سرب و روی

مقایسه انطباق بی‌هنجاری‌های به دست آمده از پنج روش به کار گرفته شده و از طرفی کانسارها و اندیس‌های موجود، نشان‌دهنده این موضوع است که روش شاخص سینگولاریتی نسبت به سایر روش‌ها عملکرد بهتری از خود نشان می‌دهد. با استفاده از نمودار شواهد وزنی توانستیم حد آستانه را برای فلزات سرب و روی ($\alpha = 2$) بر اساس روش سینگولاریتی به دست آوریم. در

(۱۲) با معادن شاخص سرب و روی پهنه ملایر-اصفهان، از جمله: کلاه قاضی، ویشان، امارت، موچان، آهنگران، خان‌آباد، شمس‌آباد به‌خصوص منطقه معدنی ایرانکوه واقع در ورقه ۱۰:۱۰۰۰۰۰ اصفهان (جنوب شرق پهنه ملایر-اصفهان) انطباق بسیار بالایی را نشان می‌دهد.

نشان‌داد که جنوب شرق و شمال غرب منطقه مورد بررسی، بیشترین میزان بی‌هنجاری را دارا است. بی‌هنجاری‌های به‌دست آمده از روش‌های مورد استفاده، انطباق بالایی با آهک‌های کرتاسه، دگرسانی‌های کربناتی و سیلیسی منطقه نشان می‌دهد. همچنین مناطق امیدبخش حاصل از روش سینگولاریتی (شکل

References

- Afzal, P., Ahmadi. K. and Rahbar. K., 2017a. Application of fractal-wavelet analysis for separation of geochemical anomalies. *Journal of African Earth Sciences*, 128: 27–36.
- Afzal, P., Yasrebi, A.B., Saein, L.D. and Panahi, S., 2017b. Prospecting of Ni mineralization based on geochemical exploration in Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 181: 294–304.
- Agterberg, F.P., 2012. Multifractals and geostatistics. *Journal of Geochemical Exploration*, 122: 113–123.
- Agterberg, F.P., Cheng, Q., Brown, A. and Good, D., 1996. Multifractal modeling of fractures in the Lac du Bonnet batholith, Manitoba. *Computers and Geosciences*, 22(5): 497–507.
- Boveiri Konari, M., Rastad, E. and Peter, J., 2017. A sub-seafloor hydrothermal syn-sedimentary to early diagenetic origin for the Gushfil Zn-Pb-(Ag-Ba) deposit, south Esfahan, Iran. *Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 194: 61–90.
- Carranza, E.J.M., 2009. Mapping of anomalies in continuous and discrete fields of stream sediment geochemical landscapes. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 10: 171–187.
- Cheng, Q., 2007. Mapping singularities with stream sediment geochemical data for prediction of undiscovered mineral deposits in Gejiu, Yunnan Province, China. *Ore Geology Reviews*, 32: 314–324.
- Cheng, Q. and Agterberg, F.P., 1996. Multifractal modeling and spatial statistics. *Mathematical Geology*, 28(1): 1–16.
- Cheng, Q. and Agterberg, F.P., 2009. Singularity analysis of ore-mineral and toxic traceelements in stream sediments, *Computers and Geosciences*, 35: 234–244.
- Cheng, Q., Agterberg, F.P. and Ballantyne, S.B., 1994. The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods. *Journal of Geochemical Exploration*, 51(2): 109–130.
- Cheng, Q., Ping, Q. and Kenny, F., 1997. Statistical and fractal analysis of surface stream patterns in the Oak Ridges Moraine, Ontario, Canada. In *Proceedings of the International Association of Mathematical Geology Meeting*, University of Barcelona, Barcelona, Spain.
- Cheng, Q. and Zhao, P., 2011. Singularity theories and methods for characterizing mineralization processes and mapping geo-anomalies for mineral deposit prediction. *Geoscience Frontiers*, 2(1): 67–79.
- Daliran, F., Pride, K., Walther, J., Berner, Z.A. and Bakker, R. J., 2013. The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide–zinc carbonate mineralization. *Ore Geology Reviews*, 53: 373–402.
- Delavar, S.T., Afzal, P., Borg, G., Rasa, I., Lotfi, M. and Omran, N.R., 2012. Delineation of mineralization zones using concentration–volume fractal method in Pb–Zn carbonate hosted deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 118: 98–110.
- Deng, J., Wang, Q., Yang, L., Wang, Y., Gong, Q. and Liu, H., 2010. Delineation and explanation of geochemical anomalies using fractal models in the Heqing area, Yunnan Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3):

- 95-105.
- Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 186–194.
- Ghezelbash, R. and Maghsoudi, A., 2018. Comparison of U-spatial statistics and C-A fractal models for delineating anomaly patterns of porphyry-type Cu geochemical signatures in the Varzaghan district, NW Iran. *Comptes Rendus Geoscience*, 350(4): 180–191.
- Hashemi marand, G., Jafari. M., Afzal. P. and Khakzad. A., 2018. Determination of relationship between silver and lead mineralization based on fractal modeling in Mehdiabad Zn-Pb-Ag deposit, Central Iran. *Journal of Earth Sciences*, 27(106): 111–118.
- Hassanpour, S. and Afzal, P., 2013. Application of concentration-number (C-N) multifractal modeling for geochemical anomaly separation in Haftcheshmeh porphyry system, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(3): 957–970.
- Hosseini-Dinani, H. and Aftabi, A., 2016. Vertical lithogeochemical halos and zoning vectors at Goushfil Zn-Pb deposit, Irankuh district, southwestern Isfahan, Iran: Implications for concealed ore exploration and genetic models. *Ore Geology Reviews*, 72: 1004–1021.
- Jafari, M.A., Kananian, A., Nazarpour, A. and Ghasemi, S., 2018. Comparison of concentration-area (C-A) fractal models and singularity index to separation Pb and Zn geochemical anomalies in the Arak 1:100000 geochemical sheet. The First National Conference of Iranian Geological Remote Sensing Society, 1(1): 210–215. (in Persian with English abstract)
- Kananian, A., Jafari, M.A. and Nazarpour, A., 2018. Discrimination of Pb and Zn geochemical anomalies using classical, multifractal (C-N) and (C-A) and singularity index statistical methods in Arak 1:100000 sheet. *Journal of Advanced Applied Geology*, 8(29): 63–74. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Alaminia, Z., Sevieri, A. and Stern, C., 2019. New hypothesis on time and thermal gradient of subducted slab with emphasis on dolomitic and shale host rocks in formation of Pb-Zn deposits of Irankuh-Ahangaran belt. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 677–706. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Sevieri, A.E., Shabani, S. and Allaz, J.M., 2017. mineral chemistry, and ore-fluid conditions of Irankuh Pb-Zn mining district, south of Isfahan. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 267–294. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2018. Dehydration of hot oceanic slab at depth 30–50 km: KEY to formation of Irankuh-Emarat PbZn MVT belt, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 194: 88–103.
- Leach, D.L., Bradley, D., Lewchuk, M.T., Symons, D.T., de Marsily, G. and Brannon, J., 2001. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating research. *Mineralium Deposita*, 36(8): 711–740.
- Liaghat, S., Moore, F. and Jami, M., 2000. The Kuh-e-Surmeh mineralization, a carbonate-hosted Zn-Pb deposit in the simply folded belt of the Zagros Mountains, SW Iran. *Mineralium Deposita*, 35(1): 72–78.
- Lima, A., 2008. Evaluation of geochemical background at regional and local scales by fractal filtering technique: case studies in selected Italian areas. In: B. De Vivo, H.E. Belkin and A. Lima, (Editors), *Environmental Geochemistry: Site Characterization, Data Analysis, Case Histories*, Elsevier, Amsterdam, pp. 135–152.
- Liu, Y., Zhou, K. and Cheng, Q., 2017. A new method for geochemical anomaly separation based on the distribution patterns of singularity indices. *Computers and Geosciences*, 105: 139–147.
- Liu, Y., Xia, Q. and Carranza, E.J.M., 2019. Integrating sequential indicator simulation and singularity analysis to analyze uncertainty of geochemical anomaly for exploration targeting of tungsten polymetallic mineralization, Nanling belt, South China. *Journal of Geochemical Exploration*, 197: 143–158.
- Mandelbrot, B.B., 1983. *The fractal geometry of nature*. Freeman, San Francisco, 495 pp.
- Mehrnia, S.R., 2016. Application of Fractal Technique for Analysis of Geophysical – Geochemical Databases in Tekieh Pb-Zn Ore Deposit (SE of Arak). *Journal of Economic Geology*, 8(2): 325–342. (in Persian with

- English abstract)
- Momenzadeh, M., 1976. Stratabound lead–zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer–Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis. Ph.D. thesis, University of Heidelberg, Heidelberg, Germany, 300 pp.
- Momenzadeh, M., Shafighi, S., Rastad, E. and Amstutz, G., 1979. The Āhangarān lead-silver deposit, SE-Malāyer, West Central Iran. *Mineralium Deposita*, 14(3): 323–341.
- Movahednia, M., Rastad, E., Rajabi, A. and Choulet, F., 2017. Mineralogy, geochemistry and genetic processes of supergene non-sulphide ore of the Ab-Bagh Sedimentary-Exhalative (SEDEX-type) Zn-Pb deposit, Sanandaj-Sirjan zone. *Journal of Geoscience*, 26(103): 249–264. (in Persian with English abstract)
- Nazarpour, A., Paydar, G.R. and Carranza, E.J.M., 2016. Stepwise regression for recognition of geochemical anomalies: Case study in Takab area, NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 168: 150–162.
- Nazarpour, A., Sadeghi, B. and Sadeghi, M., 2015. Application of fractal models to characterization and evaluation of vertical distribution of geochemical data in Zarshuran gold deposit, NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 148: 60–70.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54(14): 1649–1672.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: a review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(2): 197–216.
- Rajabi, A., Rastad, E., Canet, C. and Alfonso, P., 2015. The early Cambrian Chahmir shale-hosted Zn–Pb deposit, Central Iran: an example of vent-proximal SEDEX mineralization. *Mineralium Deposita*, 50(5): 571–590.
- Reimann, C. and de Caritat, P., 2017. Establishing geochemical background variation and threshold values for 59 elements in Australian surface soil. *Science of the Total Environment*, 578: 633–648.
- Shapiro, S.S. and Wilk, M.B., 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52(3/4): 591–611.
- Sun, X., Gong, Q., Wang, Q., Yang, L., Wang, C. and Wang, Z., 2010. Application of local singularity model to delineate geochemical anomalies in Xiong'ershan gold and molybdenum ore district, Western Henan province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 107(1): 21–29.
- Tukey, J.W., 1977. *Exploratory Data Analysis*. Addison-Wesley, Reading, 688 pp.
- Wang, J. and Zuo, R., 2015. A MATLAB-based program for processing geochemical data using fractal/multifractal modeling. *Earth Science Informatics*, 8(4): 937–947.
- Wang, J. and Zuo, R., 2018. Identification of geochemical anomalies through combined sequential Gaussian simulation and grid-based local singularity analysis. *Computers and Geosciences*, 118: 52–64.
- Wilkinson, J.J., 2014. Sediment-Hosted Zinc-Lead Mineralization: Processes and Perspectives. H. Holland and K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp. 219–249.
- Xiao, F., Chen, J., Hou, W., Wang, Z., Zhou, Y. and Erten, O., 2018. A spatially weighted singularity mapping method applied to identify epithermal Ag and Pb-Zn polymetallic mineralization associated geochemical anomaly in Northwest Zhejiang, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 189: 122–137.
- Yarmohammadi, A., Rastad, E., and Rajabi, A., 2016. Geochemistry, fluid inclusion study and genesis of the sediment-hosted Zn-Pb ($\pm$ Ag $\pm$ Cu) deposits of the Tiran basin, NW of Esfahan, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 193(2): 183–203.
- Zhai, D., Liu, J., Cook, N.J., Wang, X., Yang, Y., Zhang, A. and Jiao, Y., 2019. Mineralogical, textural, sulfur and lead isotope constraints on the origin of Ag-Pb-Zn mineralization at Bianjiadayuan, Inner Mongolia, NE China. *Mineralium Deposita*, 54(1): 47–66.
- Zuo, R., 2014a. Identification of geochemical anomalies associated with mineralization in the Fanshan district, Fujian, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 139: 170–176.

- Zuo, R., 2014b. Identification of weak geochemical anomalies using robust neighborhood statistics coupled with GIS in covered areas. *Journal of Geochemical Exploration*, 136: 93–101.
- Zuo, R., Cheng, Q., Agterberg, F.P. and Xia, Q., 2009. Application of singularity mapping technique to identify local anomalies using stream sediment geochemical data, a case study from Gangdese, Tibet, western China. *Journal of Geochemical Exploration*, 101(3): 225–235.
- Zuo, R. and Wang, J., 2016. Fractal/multifractal modeling of geochemical data: A review. *Journal of Geochemical Exploration*, 164: 33–41.
- Zuo, R., Wang, J., Chen, G. and Yang, M., 2015. Identification of weak anomalies: A multifractal perspective. *Journal of Geochemical Exploration*, 148: 12–24.

نحوه نگارش و ارسال مقاله به نشریه زمین‌شناسی اقتصادی

نویسنده محترم:

برای اطلاع از نحوه نگارش و ارسال مقاله به نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به سایت نشریه با نشانی <https://econg.um.ac.ir> مراجعه نمایید.

process for fractal/multifractal modeling of geochemical data (Zuo et al., 2015). This technique is defined as the characterization of the anomalous behavior of singular physical processes that often result in anomalous amounts of energy release or material accumulation within a narrow spatial-temporal interval. The Singularity can be estimated from observed element concentration within small neighborhoods based on the following equation (Cheng, 2007):

$$(1) X = c \cdot \varepsilon^{a-E}$$

The Singularity Index is a powerful tool to identify weak anomalies, but it is influenced by the selection of the window size. (Zuo et al., 2015).

Results and Discussion

In this study, a total of 19946 stream sediment geochemical samples were analyzed using the ICP-MS and XRF methods. In the maps derived from the Singularity Index (SI) the higher accuracy of this method compared to other applied methods was employed. Therefore, the hidden and weak anomalies are better represented, and a better overlap with limestone as the major host rock of Pb and Zn deposits (MVT type) in the study area were observed. A comparison among all of the applied methods indicates that the concentration of Pb and Zn increased toward the and south east and northwest parts, respectively. In these regions there is a high potential for the occurrence of promising mining areas. Moreover, the obtained Pb and Zn anomalies have a good correlation with the exposure of limestone in the study area.

References

- Carranza, E.J.M., 2009. Mapping of anomalies in continuous and discrete fields of stream sediment geochemical landscapes. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 10: 171–187.
- Cheng, Q., Agterberg, F.P. and Ballantyne, S.B., 1994. The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods. *Journal of Geochemical Exploration*, 51(2): 109–130.
- Cheng, Q., 2007. Mapping singularities with stream sediment geochemical data for prediction of undiscovered mineral deposits in Gejiu, Yunnan Province, China. *Ore Geology Reviews*, 32: 314–324.
- Nazarpour, A., Sadeghi, B. and Sadeghi, M., 2015. Application of fractal models to characterization and evaluation of vertical distribution of geochemical data in Zarshuran gold deposit, NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 148: 60–70.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54(14): 1649–1672.
- Tukey, J.W., 1977. *Exploratory Data Analysis*. Addison-Wesley, Reading, 688 pp.
- Zuo, R., Wang, J., Chen, G. and Yang, M., 2015. Identification of weak anomalies: A multifractal perspective. *Journal of Geochemical Exploration*, 148: 12–24.



Prospecting of Zn-Pb mineralization based on stream sediments geochemical exploration in the Malayer-Isfahan metallogenic belt

Mohammad Amin Jafari¹, Ali Kananian^{1*} and Ahad Nazarpour²

1) School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

2) Department of Geology, Ahvaz Branch Islamic Azad University, Ahvaz, Iran

Submitted: Apr. 24, 2019

Accepted: Nov. 30, 2019

Keywords: *Geochemical anomaly, Classical statistical, Multifractal, Singularity Index, Pb and Zn, MVT-type deposits, Malayer-Isfahan metallogenic belt*

Introduction

Separation of geochemical anomalies from the background has always been a major concern of exploration geochemistry. The search for methods that can make this analysis quantitative and objective aims not only at the reduction of but also at providing an automatic routine in exploration, assisting the interpretation and production of geochemical maps (Nazarpour et al., 2015). The Malayer-Isfahan metallogenic belt with the north-west-south-east trend is the largest and most important Pb-Zn belt of MVT type in Iran (Rajabi et al., 2012). In this study, separation of Pb and Zn geochemical anomalies was performed using the methods named further in the study area.

Materials and methods

1. Classical statistics

Various statistical methods have been used to process geochemical data in order to determine threshold values. Statistical quantities, such as the mean, standard deviation (SDEV) and percentiles, have been used to define thresholds for separating anomalies from the background. For example, geochemical anomalies have been defined as values greater than a threshold value defined as the 75th or 85th percentile, and Mean+SDEV or Mean+nSDEV (Nazarpour et al., 2015).

The boxplot and median+2MAD techniques of the EDA approach have been widely used to separate geochemical anomalies from the background. In exploratory data analysis (EDA) of geochemical

exploration data, the median+2MAD value was originally used to identify extreme values and serve as a threshold for further inspection of large data sets (Carranza, 2009). The MAD ($| \bar{X}_i - median(\bar{X}_i) |$) is the median of absolute deviations of individual dataset values (X_i) from the median of all dataset values (Tukey, 1977).

2. Multifractal models

Fractal and multifractal models have also been applied to separate anomalies from background values. These methods are gradually being adopted as effective and efficient means to analyze spatial structures in metallic geochemical systems (Cheng et al., 1994). The concentration-number (C-N), concentration-area (C-A) multifractal methods have been used for delineation and description of relations among mineralogical, geochemical and geological features based on surface and subsurface data (Nazarpour et al., 2015). Fractal/multi-fractal models consist of frequency distribution and spatial self-similar or self-affine characteristics of geochemical variables. These fractal/multifractal models have been demonstrated to be effective tools for decomposing geological complexes and mixed geochemical populations and to recognize weak geochemical anomalies hidden within strong geochemical background (Cheng et al., 1994).

3. Singularity Index (SI)

The Singularity technique is another important

*Corresponding author Email: kananian@ut.ac.ir

composition. The composition of clinopyroxenes is similar to those of boninites and arc related magmas. This result and the given fact of the low contents of TiO_2 and high contents of SiO_2 in the structural formula of the pyroxenes suggest that the pyroxenes of the study area are comparable with those from the subduction tectonic settings.

Chromite mineralization in the Qaranaz-Alamkandi area has occurred within the ultramafic rocks with serpentized harzburgite and serpentinite composition. Due to the limited expansion of the peridotitic host rocks, chromite mineralization is also limited and it has occurred as lenses with maximum length up to two meters and one meter width. Chromite mineralization has occurred as massive, disseminated, lencoid and vein- veinlets form in this area.

Mineral chemistry of Chrome spinels from the Qaranaz-Alamkandi area indicate that the chromite samples plot within the ophiolite complexes and high- magnesium chromite field (Leblanc and Nicolas, 1992), which classifies them as podiform chromite deposits in terms of mineralization type (Arai et al., 2004).

Chromite mineralization in the Qaranaz-Alamkandi area indicates an Alpine type deposit which is enriched in Cr and Mg and depleted in Ti. The Qaranaz-Alamkandi chromite mineralization has been formed from boninitic magmas which were derived from the subduction process in a supra-subduction zone and fore-arc tectonic settings (Ahrabian, 2018).

Acknowledgements

The authors are thankful to the Research Council of University of Zanjan and Iranian Mines & Mining Industries Development & Renovation Organization for financially supporting this study. We also acknowledge valuable comments from editor of Journal of Economic Geology and anonymous reviewers which improved the quality of the manuscript.

References

- Ahrabian, P., 2018. Geology, Geochemistry and Genesis of chromite mineralization of Gharenaz- Alamkandi area, west of Zanjan, Iran. M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 215 pp. (in Persian with English abstract)
- Arai, S., Uesugi, J. and Ahmed, A.H., 2004. Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(2): 145–154.
- Ghazi, A., Hassanipak, A., Mahoney, J. and Duncan, R., 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran. *Tectonophysics*, 393(1–4): 175–196.
- Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 572.
- Hassanipak, A.A. and Ghazi, A.M., 2000. Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(1): 109–121.
- Leblanc M. and Nicolas A., 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34(7): 653–686.
- Malek Ghasemi, F. and Karimzadeh Somarin, A., 2005. Petrology and origin of chromite mineralisation in the Khoy Area, NW Iran. *BHM Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, 150(10): 358–366.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2014. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91: 19–38.
- Yaghoubpur, A. and Hassannejhad, A.A., 2006. The Spatial Distribution of Some Chromite Deposits in Iran, Using Fry Analysis. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 17(2): 147–152.



Mineral chemistry and chromite mineralization in the Qaranaz-Alamkandi area, west Zanzan

Parham Ahrabian Fard¹, Ghasem Nabatian*¹, Mir Ali Asghar Mokhtari¹, Maryam Honarmand² and Hossein Kouhestani¹

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanzan, Zanzan, Iran

2) Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanzan, 45137-66731, Iran

Submitted: Mar. 03, 2019

Accepted: Sept. 30, 2019

Keywords: *Mineral chemistry of chromite, Alpine type, podiform chromite, Sanandaj-Sirjan Zone, Qaranaz-Alamkandi, Zanzan*

Introduction Malek Ghasemi and Karimzadeh Somarin (2005) reported that Chromite deposits in Iran occur in Paleozoic and Mesozoic ophiolite complexes in association with serpentinite and serpentinitized peridotites and dunites (Ghazi et al., 2004; Shafaii Moghadam and Stern, 2014). There are more than 74 chromite deposits that have been explored in these complexes and they are mainly of alpine-type (Ghorbani, 2013). These ophiolite complexes are part of the Tethyan belts which link to other Asian ophiolite belts such as Pakistan and Tibet in the east as well as ophiolites in the Mediterranean region such as Turkey, Troodos, Greek, and east Europe in the west (Yaghoubpur and Hassannejhad, 2006; Hassanipak and Ghazi, 2000).

New data in the current research study are used to infer the geology, mineralization, mineralogy, mineral chemistry and origin of the Qaranaz-Alamkandi chromite.

Materials and methods

After preparing 72 samples from the study area, microscopic studies were carried out on 18 thin sections and 23 polished-thin sections for recognition of the microscopic features of the host rock as well as the mineralogy and texture of the ore body. Then, two chromite samples were analyzed at the Iran Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran using electron microprobe and scanning electron microscope (SEM) methods.

Discussion and Results

The Qaranaz-Alamkandi chromite occurrence is located in the west of the Zanzan province and in the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone. This area is composed of ultramafic sequences associated with Precambrian metamorphosed rocks such as amphibolite, marble, granitic gneiss and schist.

According to petrographic studies rock units in the Qaranaz-Alamkandi area consist of serpentinitized harzburgite, serpentinitized lherzolite, serpentinitized dunite, serpentinite, amphibolite, amphibole schist, gneissic granite and mica schist. This study shows that the peridotitic rocks in this region include dunite, harzburgite and lherzolite. Olivine, orthopyroxene and lesser amounts of clinopyroxene associated with secondary minerals (such as serpentine, chlorite and calcite) and opaque minerals (chromite and magnetite) are the main minerals in peridotites.

Mineral chemistry of olivines in the peridotites shows magnesium rich olivine with forsterite composition, slightly tending to chrysolite. The composition of olivines falls in the olivine spinel mantle array. Moreover, the olivines of dunites are comparable with those from the oceanic supra-subduction zone peridotites.

Clinopyroxenes and orthopyroxenes are Fe-Mg-Ca rich. Furthermore, clinopyroxenes show augite composition and are mainly of the calcium-magnesium type. Orthopyroxenes show mainly bronzite and minor samples showing hypersthene

*Corresponding author Email: gh.nabatian@znu.ac.ir

diorite, porphyritic quartz diorite and porphyritic diorite. Skarnification has occurred as exo skarn with pyroxene, garnet, idocrase, epidote and magnetite minerals. Pyroxenes are diopside-hedenbergite type and garnets are andradite based on EPMA and XRD analyses. Micro thermometric data in the Kalate Shab skarn show temperatures ranging from 171 to 286 ° C and salinity from 11.81 to 14.77%. Petrological studies show that the magnetite formation has occurred in the final stage of skarnification.

Acknowledgements

We thank Dr. Rouhollah Miri Bidokht and Dr. Amir Mahdavi for their consulting in microthermometry studies.

References

- Biabangard, H., Ghanjalipour, R. and Ahmadi, A., 2015. Mineralogy, Paragenesis and the conditions for the formation of Siah kamar Skarn, West of Deh Salm, East of Lut Zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 23(1): 31–42. (in Persian)
- Guillou, Y., Maurizot, P. and Villeon H.de la., 1981. Mahrud geological map, Geological map of Iran, 1:100000 series: Sheet 8154. Geological and mineral survey of Iran.
- Nakhaei, M., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Heydariyan, M.R. and Zarrinkoub, M.H., 2013. Petrography and geochemistry of intrusive-subvolcanic bodies and their association with iron mineralization in Bisheh area (East Iran, South of Birjand). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21(3): 457–470. (in Persian)
- Nakhaei, M., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Stern, C.R., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S. and Heydariyan, M.R., 2015. Geochronologic, geochemical and isotopic constraints on petrogenesis of dioritic rocks associated with Fe skarn in Bisheh area, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(10): 8481–8495.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene– Oligocene post– collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180: 234–251.
- Saadat, S., 2016. Geology, Geochemistry and Ground Magnetic Survey on Kalateh Naser Iron Ore Deposit, Khorasan Jonoubi Province. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 593–607. (in Persian with English abstract)
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Comp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–140.
- Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Chung, S.L. and Mohammadi, S.S., 2012. Analysis of the development of Cenozoic magmatism in the eastern part of Iran (northern part of Sistan structural state). Research Project, University of Birjand, Birjand, Iran, 115 pp. (in Persian)
- Zarrinkoub, M.H., Ketabi, P., Shiva, M. and Askari, M., 2011. Mineralogy of Haj-Elyas iron deposit, northwest of Nehbandan, East of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 73–82. (in Persian)



Geology, petrography, mineral chemistry and fluids inclusion of the Kalate Shab iron skarn (East of Sarbisheh, Southern Khorasan)

Fatemeh Yari, Mohammad Hossein Zarrinkoub and Seyyed Saeid Mohammadi

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Submitted: Dec. 24, 2018

Accepted: Apr. 22, 2020

Keywords: *mineral chemistry, Geothermometry, skarn, Kalate Shab, Sarbisheh, Sistan suture zone*

Introduction

Extensive Eocene–Oligocene magmatic rocks in the Lut–Sistan region, eastern Iran crop out as a huge magmatic province (Pang et al., 2013). Skarnification in Paleocene–Eocene limestones in the Sistan suture zone is very popular (e.g. Nakhaei et al., 2013; Nakhaei et al., 2015; Zarrinkoub et al., 2011) and the Kalate Shab skarn is one of them. Geological and geochemical studies and the results of magnetic measurements in the area of interest and its applicability in exploration of other potential iron deposits in the neighboring areas (Saadat, 2016) are of interest. Metamorphic (the Siah Kamar Skarn) edge of the Mount Rigi granitoid intrusion is calcium type (Biabangard et al., 2015). This skarn is located 105 kilometers east of Sarbisheh, north of the Kalate Shab village. This area is a part of 1: 100,000 geological map of Mahirud (Guillou et al., 1981), with 60° 31' to 60° 35' longitudes, and 32° 21' to 32° 26' latitudes, in the southern Khorasan province (Figure 1), and in the northern part of the Sistan suture zone (Tirrul et al., 1983) in the east of Iran. The Sistan suture zone represents a deformed accretionary prism that was emplaced during the destruction of a small Neotethyan ocean basin, referred to as the Sistan Ocean, which once separated the Lut and Afghan continental blocks from each other (Tirrul et al., 1983). Late Cretaceous adakitic granodiorites and Early Eocene A-type granites have been emplaced in the suture (Zarrinkoub et al., 2012). This was followed by widespread Eocene–Oligocene calc-alkaline volcanic activity in the suture zone and to the west in the Lut block (Pang et al., 2013). Oligomiocene intrusive and sub volcanic bodies

(Guillou et al., 1981) have intruded into the sedimentary units and caused skarnification in the north of the Kalate Shab.

Materials and methods

This study was done based on 140 thin sections, 1 polished section and 5 polished thin sections with 3 XRD analysis at the University of Birjand laboratory. 3 samples for fluid inclusions have been studied in the laboratory of the Payame Noor University of Mashhad. Microprobe analysis on 4 samples have been done at the Laboratory of Iran Mineral Processing Research Center.

Results

Intrusive and sub volcanic bodies with composition of diorite and quartz diorite have intruded into limestone and have produced Fe skarn in the Kalate Shab area. Mineralogical evidence suggests two stages of progressive and retrograde metamorphism in the region. Microprobe analysis of minerals in the skarn zone shows that garnets are andradite and pyroxene is of diopside-hedenbergite type. Average salinity and temperature of fluid based on micro thermometric data in the Kalate Shab are 13.2 wt% and 222°C, respectively. Magmatic and meteoric waters mixing and chemical changes in carbonate host rock are the main factors for genesis of Fe deposit.

Discussion

An intermediate magma has intruded into the Paleocene–Eocene limestone, and has caused Fe-skarnification in the Kalate Shab region. The intrusive and sub volcanic rocks are diorite, quartz

*Corresponding author Email: f_yari@birjand.ac.ir

salinity and temperature. The study of sulfur stable isotopes in the Sarab 3 iron ore deposit shows that sulfur may have been derived from one of these two sources: It has been created directly from the magmatic differentiation fluid or by the dissolution of previously sulfide igneous sources. The values of $\delta^{34}\text{S}$ of mineralization fluids have been calculated from the Pyrite- H_2S separation factor (Ohmoto and Rey, 1979), assuming that H_2S is the most important sulfur compound in the mineralization fluid. Considering the amount of $\delta^{34}\text{S}$ in the Sarab 3 iron ore deposit (3 to 3.6 permil) it can be stated that all of them can be attributed to hydrothermal fluids with magmatic sources. Also the amount of $\delta^{34}\text{S}$ of H_2S in the fluid equilibrated with sulfides of the Sarab 3 iron ore deposit was close to zero (0.8-1.9‰).

Discussion and conclusion

Due to the emplacement of intrusive bodies in the limestone-dolomite of the Qom formation with Oligo-Miocene age, the skarn mineralization has occurred in the Sarab 3 Iron ore deposit. The study of sulfur stable isotopes on pyrite in magnetite ore, has shown the source of mineralization fluids to be derived from magma. Skarns have been formed in several stages the last of which is the retrograde stage. Retrograde fluids have been overprinted on ore and affected it. Calcite veins and sulfides have been formed in the retrograde stage in the Sarab 3 iron ore deposit. In this study it was found that the temperature of fluid in the Sarab 3 iron

ore deposit was about 115-324°C and the salinity was about 0.4-35 wt.% NaCl.

Acknowledgments

Thanks to the Kimia Ma'aden Sepahan Company for collaborating in this research. Thanks to Ms. Aghajani for the accurate study of the fluids inclusion. We appreciate the help of Kurt Kyser from Queens University for measuring the stable isotopes of sulfur.

References

- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2006. The Mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the SungunChayriver, East-Azarbaigan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 423-438.
- Karimzadeh Somarain, A. and Moayyed, M., 2002. Granite and gabbroirite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20(3): 127-138.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 509-567.



Fluid inclusions and sulfur stable isotopes of the Sarab 3 iron ore deposit (the Shahrak mining area - north Bijar)

Mohammad Maanijou* and Mehrdad Ferdowsi Rashed

Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, 65174-33391, Iran

Submitted: Jan. 10, 2019

Accepted: Mar. 01, 2020

Keywords: *Fluid inclusions, sulfur stable isotopes, Sarab 3 iron ore deposit, Shahrak mines, Bijar, Sanandaj-Sirjan*

Introduction

Cenozoic magmatism in Central Iran has caused formation of contact metamorphosed rocks especially skarns (Calagari and Hosseinzadeh, 2006, Karimzadeh Somarain and Moayyed, 2002). The skarns consist of valuable ore deposits. The Shahrak mining area is located on the border of Central Iran and Sanandaj-Sirjan zone (SSZ). This mining area includes 9 iron ore deposits. The Sarab 3 iron ore deposit is located to the south of them. The volcanic rocks of the study area include dacite, andesite, rhyolite and andesitic basalt has occurred during the Eocene period. The intrusive rocks of the study area include post early Miocene diorite-granodiorite, diorite and granite. The iron mineralization stage has formed in limestone-dolomite contact with intrusive igneous rocks (diorite-granodiorite and diorite) as a skarn deposit. The main ore of the Sarab 3 iron ore deposit is the magnetite and hematite. Limonite and goethite, pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite can also be seen. The ore deposit geometry is characterized by massive to lens-like shape.

Materials and methods

In addition to study of drilling cores, 70 samples were taken from them and the mine pit of the Sarab 3 iron ore deposit in order to study thin sections, thin-polish section, fluids inclusion and sulfur stable isotope. Finally, 20 samples were selected and studied at the Bu Ali Sina University of Hamedan. Fluid inclusion studies were performed on six doubly polished thin sections. These samples

were taken from calcite in magnetite hosts. Measuring the temperature parameters was carried out at the mineralogical laboratory of Iran Mineral Processing Research Center to assist the Stage: THMS600 with Linkam model on ZEISS microscope. The temperature range is -196 to +600°C. The machine also has two controllers, heating (TP94) and cooling (LNP), a nitrogen tank (for the nitrogen pump for freezing) and a water tank (for cooling the device in high temperature). Calibration of Stage in heating has a precision of $\pm 0.6^\circ\text{C}$ which was carried out with cesium nitrate with a melting point of 414°C and freezing was carried out at a precision of $\pm 0.2^\circ$ with a standard N-hexane material with a melting point of -94.3°C . Five sulfide samples were selected from an open pit of the Sarab 3 iron ore deposit and the isotopic ratio of their sulfur was measured at the Isotope Lab of the University of Queens, Canada.

Results

During the retrograde mineralization stage in the Sarab 3 iron ore deposit, the effects of the remaining fluid on the skarn rocks and adjacent hornfels result in release of calcium from the skarn and then transport of volatile matter into it. At this stage, the fluid is barren and it has a lower temperature and salinity than its original state. As a result of retrograde reactions, the replacement of high calcium calc-silicate minerals with a series of lower calcium minerals occurs. Also, some amounts of dissolved calcium are combined with carbonate ions in the fluid and thus calcite is formed in the faults and microfractures. Study of the fluid inclusions in the Sarab 3 iron ore deposit shows that the manufacturer fluids have been related to the retrograde phase and have lower

*Corresponding author Email: mohammad@basu.ac.ir

veins show homogenization to a liquid in the range of 203° to 398°C, corresponding to salinities of 31.43 to 45.01 wt. % NaCl equivalent based on Sterner et al. (1988). Fluid inclusions in quartz-pyrite-stibnite veins homogenized to a liquid between 200° and 339°C, with salinities of 1.70 and 11.74 wt. % NaCl equivalent, and finally base metal veins were formed by fluid with 165° and 230°C, with salinities of 1 and 7.20 wt. % NaCl equivalent based on Bodnar (1993).

Discussion

Textural relationships and microscopic features allowed us to recognize five stages of veining; (1) quartz-magnetite-sulfide, followed by (2) quartz-tourmaline breccia, (3) quartz-pyrite-gold-stibnite, (4) quartz-pyrite-stibnite-realgar-orpiment-gold and (5) late Ag-bearing quartz-calcite-pyrite-galena-sphalerite. There is evidence of As/Sb substitution in stibnite-realgar-orpiment minerals. Moderate temperature and salinity features, presence of V and L rich in association with L+V fluid inclusion types, variation in fluid composition, and pressure fluctuation of the mineralizing fluid during the main stage of gold mineralization are the main highlights of the Sari Gunay epithermal deposit, whereas high salinity and temperatures with first quartz-sulfide-magnetite veins are consistent with porphyry ore mineralization in depth. Possibly rapid variations in the fluid chemistry and availability of enough As and Sb in the solution are responsible for As/Sb substitution, indicating that gold mineralization has occurred approximately at 250°C, which is supported by fluid inclusion data. A large As/Sb substitution range has also been reported by Mehrabi et al. (1999) in the Zarshuran ore deposit. In this condition, gold has occurred in mineral structure defect in arsenian pyrite due to substitution of Fe with large As ion. There are differences in core and rims of pyrite crystals on BSE images, reflecting lower As and higher S contents in the core of pyrite grains. Compositional zoning that has been found in pyrite represents rapid evolving conditions during ore mineral

precipitation, probably due to episodic hydrothermal fluid degassing. The correlation between gold content and degree of As-enrichment in arsenian pyrite could indicate that gold has precipitated from hydrothermal fluids on to the As-rich growth surfaces of pyrite (e.g. Cepedal et al., 2008). Decrease of temperature and salinity during paragenetic sequences are consistent with fluid mixing with meteoric water and following fluid dilution. We can then conclude that the occurrence of porphyry-epithermal veins in the Sari Gunay deposit is due to the presence of a fault system under the aquifer causing sudden depressurization and gradual mixing with shallow water. During temperature and pressure decrease gold was precipitated in the main stage of epithermal gold mineralization evidenced by extensive Au-As-Sb-Fe substitution in stibnite-realgar-orpiment-pyrite minerals.

References

- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683–684.
- Cepedal, A., Fuente, M.F. and Martin-Izard, A., 2008. Gold-bearing As-rich pyrite and arsenopyrite from the El Valle gold deposit, Asturias, Northwestern Spain. *The Canadian Mineralogist*, 46(1): 233–247.
- Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cann, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34(7): 673–696.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal deposit. *Economic Geology*, 101(8): 1455–1496.
- Sterner, S.M., Hall, D.L. and Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(5): 989–1005.



Fluid inclusions, mineralogy and mineral chemistry of the porphyry-epithermal Sari Gunay epithermal ore deposit - the Kurdistan province

Behzad Mehrabi, Majid Ghasemi Siani* and Tayebbeh Fazeli

Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Submitted: Oct. 05, 2019

Accepted: Mar. 01, 2020

Keywords: *Mineralogy, Mineral chemistry, Fluid inclusions, Epithermal, Veining and breccia mineralization system, Sari Gunay*

Introduction

The Sari Gunay veining and breccia epithermal gold mineralization is situated between the Urumieh-Dokhtar magmatic belts and the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone in central-NW Iran. The Sari Gunay gold deposit is hosted by a middle Miocene volcanic complex that has been formed in the two Sari Gunay and Agh Dagh hills with ~2 km distance. The Sari Gunay volcanic complex consists of dacite to rhyolite volcanics and its coeval volcanoclastic rocks. There are some published data on the Sari Gunay ore deposit (e.g. Richards et al., 2006), while mineral chemistry of silicate and sulfide minerals have not been studied previously. The main goal of the present investigation is to determine type of mineralization based on detailed mineralogy, mineral chemistry, and fluid inclusion evidence and previously published data by Richards et al. (2006).

Materials and methods

A total of 300 samples were collected systematically from 25 drill cores and outcrops. A total of 100 samples from different mineralization veins were selected for optical microscopy and after comprehensive study by stereomicroscope that was carried out at the Kharazmi University and Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC). The selected mineral phases were analyzed by an Electron Microprobe Analysis (EPMA) Cameca X-100 with 20 kV and 20 nA, with a beam diameter of 5 μm at the IMPRC. Micro thermometric

analyses were carried out on 10 doubly polished thin sections from breccia quartz-tourmaline and quartz-pyrite-arsenic sulfides-stibnite and quartz-tourmaline veins using a Linkam THMS 600 freezing-heating stage, mounted on a ZEISS Axioplan2 research microscope at the IMPRC.

Results

Field geology and petrographic observations indicate that veining and breccia ore mineralization in the Sari Gunay ore deposit have occurred in different levels including quartz-magnetite-sulfide veinlet in the deeper levels and brecciated quartz-tourmaline-sulfide veins in the shallow levels. Several high-grade gold-bearing veins and veinlets of quartz-pyrite-stibnite-realgar-orpiment with diverse abundance ratio have formed within, and finally silver-bearing quartz-base metals veins have been formed outward of the hydrothermal system. EPMA data indicate that gold has occurred in arsenian pyrite as solid solution and very fine inclusions. Stibnite, realgar and orpiment exhibits extensive range in As/Sb substitution. Hg-bearing minerals have been detected in stibnite and arsenian sulfide minerals and also rutile has been detected in pyrite by EPMA. According to EPMA evidence, all tourmalines are alkaline belonging to dravite-type which show hydrothermal origin of quartz-tourmaline breccia veins. Fluid inclusions in the first stage have homogenization to a liquid in the range of 320° to 380°C, corresponding to salinities of 35 to 45 wt. % NaCl equivalent. Moreover, fluid inclusions in quartz-tourmaline

*Corresponding author Email: majid4225@yahoo.com

activities of this zone could provide us with precious data on crust tension distribution through microseismic and computing parameters of b-value, fractal dimension (D) and mapping of local stresses. In neotectonic active zone $b < 0.6$ to 1.1 and D changes from 0 to 2 but they can be recognized to have $D = 2b$ (Aki, 1981; King, 1983; Wiemer and Wyss, 2002).

Acknowledgment

We thank the Department of Geology of Shahrood Azad Islamic University and acknowledge support of the respectable editor and reviewers of the Journal of Economic Geology and thank them for their constructive suggestions on alterations to the manuscript.

References

- Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopeh Dagh region, Northern Iran. Ph.D. thesis, Royal school of Mines, London, England, 17 pp.
- Aki, K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6): 1687–1700.
- Bretis, B., Grasemann, B. and Conradi, F., 2012. An Active Fault Zone in the Western Kopeh Dagh (Iran). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(3): 480–492.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M.R. and Bolourchi, M.J., 2006. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166(3): 1161–1177.
- King, G., 1983. The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b-value. *Pure and Applied Geophysics*, 121(5–6): 761–815.
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L. and Abbassi, M.R. 2009. Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, Northeast Iran): *Geophysical Journal International*, 178(2): 1055–1077.
- Shahidi, A., Nazari, H. and Ghaemi, F., 2013. Structure of Iran-Kopeh Dagh. *Mining and Geology Organization of Iran*, Tehran, 197 pp.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in Geophysics*, 45: 259–302.



Analysis of correlation of Neotectonic and seismicity in Bakharden-Quchan zone

Javad Biglari*, Abbas Kangi and Abdol Reza Jafarian

Department of Geology, Shahrood Branch, Islamic Azad University, Shahrood, Iran

Submitted: July 15, 2019

Accepted: Feb. 25, 2020

Keywords: *Neotectonic, Asperity, Seismicity, Regression period, Bakharden-Quchan Zone*

Introduction

Two fundamental goals are followed in this paper: 1- Active neotectonics of the Kopeh Dag Mountain particularly in its central part that is called the Bakharden-Quchan Zone in NE Iran for special features of faulting and role of faults within this zone in the collision between Arabia-Eurasia plates. 2- Seismicity hazards of faulting to recognize the relationship between asperities and earthquakes through analyzing the correlation of fractal dimension and b-value parameters. The Kopeh Dag Mountain is accommodating a large portion of northward motion of central Iran with respect to Eurasia, involving a major right-lateral strike-slip fault system in its central part (the Bakharden-Quchan Zone). This fault system corresponds to the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision and can be considered to be a lithospheric scale tectonic feature. The Kopeh Dag Mountain forms a linear intercontinental fold-thrust belt trending NW-SE between the stable Turan platform and central Iran (Afshar Harb, 1979; Hollingsworth et al., 2006; Shabanian et al., 2009; Shahidi et al., 2013).

Materials and methods

This research uses both historical and instrumental seismicity data along with observations from Landsat 7 satellite imageries, topographic data (SRTM), field observations and mathematical fractal dimension (D) model plus integral mathematical functions to find a logical correlation between tectonic movements, asperities and earthquakes in different active zones.

Results

There is an array of active right-lateral strike-slip faults in the central part of the Kopeh Dag Mountain which obliquely cut the range and produce offsets of several Kilometers in the geological structures. These faults all end in thrusting and link to blind faults, revealed by the uplifts and incision of the Late Quaternary terraces. These faults have rotated around their vertical axes and can account for several Kilometers of the N-S shortening. They are responsible for major destructive earthquakes in both 19th and 20th centuries and represent important seismic hazards for populous regions of NE Iran. These faults also require several Kilometers along-strike extension that is taken up by the westward component of motion between south Caspian sea basin, Shahrood fault system and both Eurasia and central Iran (Hollingsworth et al., 2006; Shabanian et al., 2009; Bretis et al., 2012).

Discussion

The Bakharden-Quchan faults have identifiable ends, where they turn into thrusting and link to blind faults. The fault changing mechanism to reverse has caused increase of stress, shortening by thrusting in their end bending. Structural relation faults between this zone and the Binaloud Mountain through Meshkan transfer zone which is the major motion engine of this zone to put it constantly under neotectonic stresses for convergence of Arabia-Eurasia plates since the last Alpine orogeny phase. Most of the seismic

*Corresponding author Email: tectogeology@yahoo.com

epidote and calcite. Quartz and calcite are dominant secondary minerals that occur as vein, veinlets, and open space infillings in the host rocks. Serpentinization and list waenitization occur in harzburgite. Mass changes of altered igneous rocks are calculated by the Isocon method (Grant, 2005). The altered rocks are depleted relative to less-altered rocks of Baout from mobile elements of Sb and As while they are enriched by SiO_2 and immobile elements such as Pb. However, the host rocks in the Baout area have more Sb than equal rocks from non-mineralized area of the Kurin to the south.

The Sb mineralization is structurally controlled and occurs as NE quartz-stibnite veins. The stibnite is the most abundant sulfide and ore mineral and it occurs as open space filling mainly later than quartz. There are also locally variable amounts of valentinite, senarmontite and stibiconite calcite, and iron oxides in the veins. The Sb grade is mainly high and reaches up to more than 30 wt. %. Other anomalous elements are Au, Pb, Zn, As and Cu.

Fluid inclusion

Fluid inclusions in quartz from the Baout area are primary, secondary, and pseudo-secondary in type. The fluid inclusion homogenization temperature and salinity range from 130 to 215° C and 2.07 to 3.06 wt. % NaCl eq., respectively. They all fall

within the range of those from epithermal ore deposits and metamorphic waters.

Conclusion

The Sb mineralization in Baout occurs as quartz-stibnite veins. The ophiolitic and flysch units are host of the veins. The oldest veins are non-mineralized quartz veins followed by quartz-stibnite and carbonate veins, respectively. These veins are structurally controlled by NE Faults. The altered rocks are more depleted of Sb and As, and enriched in Pb and SiO_2 as compared with less altered rocks. According to homogenization temperatures and salinities of liquid-rich two-phase primary fluid inclusions in quartz, Sb mineralization was formed by metamorphic hydrothermal solutions.

References

- Boomeri, M., Mojadadi, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran. *Petrology*, 9(35): 193– 216. (in Persian with English abstract)
- Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30(17–18): 997–1004.



Investigation of Antimony mineralization and mass transfer in host rocks, Baout, west of Zahedan (southeast of Iran)

Halimeh Mojadadi Moghadam*, Mohammad Boomeri and Habib Biabangard

Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Submitted: Aug. 20, 2019

Accepted: Feb. 16, 2020

Keywords: *Sistan suture zone, Sb mineralization, epithermal, temperature and salinity*

Introduction

The Baout antimony deposit is located 80 km west of Zahedan. Antimony occurs as a trace element in Earth crust, introduced in many minerals, especially sulfides and sulfosalts and occurs as small high grade ore deposits in different parts of the earth. Antimony mineralization in Iran is mainly in the form of hydrothermal veins associated with volcanic and plutonic activities. The Sistan suture zone (SSZ) in east and southeast of Iran hosts high-grade Sb-veins in several areas from north to south such as Sefidabeh, Baout, Lakhshak, Sefidsang and Shurchah (Boomeri et al., 2018). The aim of this paper is petrography and mineralogy of the host rocks and ore-bearing veins, loss and gain of various elements, especially antimony and related elements in alteration zones, and investigation of fluid inclusions in quartz associated with stibnite.

Geology

The Baout is located in the SSZ and consists of Cretaceous ophiolitic rocks, Eocene flysch sedimentary rocks (turbidite), Oligo-Miocene intermediate dikes and recent sediments. The ophiolites and flyschs are metamorphosed and altered and host several NE quartz-stibnite veins. The area is a shear zone and has been affected by strike-slip faults. The NE faults are dominant in the mineralized area.

Method and material

20 thin sections and 10 polish and 6 thin-polish

sections were examined by polarizing microscope under transmission and reflected light for petrography, mineralogy and alteration and mineralization studies. A few samples from the fresh and altered rocks were analyzed by XRF and ICP-MS for major, trace and rare earth elements, respectively. Sb ores were analyzed by ICP-OES to study and interpret grade and variation of Sb, Cu, Au, As, Ag, and Zn. After optical observations three representative samples from Baout were chosen for subsequent micro thermometric measurements. The micro thermometric measurements were carried out by Linkham THMS600 heating-freezing stage (-196 to +600°C) at Iran processing research center.

Result and discussion

Petrography

The igneous rocks in the Baout rock are serpentinized harzburgite, gabbro, diorite, basalt, diabase and dacite. These rocks mainly contain plagioclase with or without clinopyroxene, amphibole and biotite. The turbiditic rocks are sandstone, siltstone and metamorphosed shale (phyllite). Limestone and list waenite are other rocks of the area.

Alteration and Mineralization

The host rocks including igneous rocks in the study area are extensively altered. The propylitic alteration occurs in the mafic rocks and sericitic alteration in the turbiditic rocks. The propylitic alteration is characterized by quartz, actinolite,

*Corresponding author Email: halimeh.mojadadi@gmail.com

these rocks. The amount of Mg#(55.48–68.1), Sr/Y(mean55.58), Th/La(mean0.32), La/Yb_N(4.2) and Th(mean1.8ppm) indicate oceanic crust melting with garnet-amphibolite composition to generation of adakitic magma.

Discussion

Field evidence, mineralogy, and magnetic susceptibility measurements show that granitoids of the Tighanab area belong to the magnetite series. Based on tectonic discrimination diagrams, the intermediate samples of the Tighanab area are located in the range of VAG and VAG + Syn-COLG. The studied rocks show depletion of HFSE such as Ti, P, Nb, Yb, Y and enrichment in LILE that indicates their association with the subduction environment. Negative anomaly of HFSE may be a result of contamination of magma by crustal materials during ascent and emplacement in subduction zones. Comparison of some major and trace elements of Tighanab samples with adakites indicated that these rocks have high silica adakitic nature.

Geochemical evidence shows that the studied rocks are similar to the rocks associated with iron skarns. Some geochemical characteristics such as HREE and HFSE depletion, high Sr, Sr/Y and (Gd/Yb)_N>1 and poor negative anomaly of Eu in the studied samples, indicate that the adakitic magma has been formed at pressures above the plagioclase stability. The geochemical characteristics of the studied samples, such as low Y and high Sr/Y ratio, indicate the presence of garnet in the origin of these rocks (Mao et al., 2018). Trace and rare element diagrams show that adakitic magma of the Tighanab area subvolcanic rocks have been produced by melting of the oceanic slab. Adakitic rocks of the Tighanab area

have been formed from a source with 10 to 25% garnet amphibolites composition.

References

- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–150.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170–171: 17–34.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, H.Ch., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181: 234–251.
- Mao, Q., Yu, M., Xiao, W., Windley, B.F., Li, Y., Wei, X., Zho, J. and Lü, X., 2018. Skarn-mineralized porphyry adakites in the Harlik arc at Kalatage, E. Tianshan (NW China): Slab melting in the Devonian–early Carboniferous in the southern Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 153: 365–378.
- Lei, X.F., Duan, D.F., Jiang, S.Y. and Xiong, S.F., 2018. Ore-forming fluids and isotopic (HOCS–Pb) characteristics of the Fujiashan–Longjiaoshan skarn W–Cu–(Mo) deposit in the Edong District of Hubei Province, China. *Ore Geology Reviews*, 102: 386–405.
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Li, J.W., Wei, C., George, L. L. and Burlinson, K., 2017. Mineral geochemistry of the Sangan skarn deposit, NE Iran: Implication for the evolution of hydrothermal fluid. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 77(3): 399–419.



Petrography, geochemistry and tectonic setting of adakitic bodies in the Tighanab area and their relationship with iron skarn mineralization (southeast of Sarbisheh-east of Iran)

Malihe Nakhaei^{1*} and Seyyed Saeid Mohammadi²

1) Department of Mining Engineering, Birjand University of Technology, Birjand, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Submitted: July 08, 2019

Accepted: Feb. 08, 2020

Keywords: quartz diorite porphyry, I- type granitoid, high silica adakite, skarn, Thighanab, Sistan suture zone

Introduction

The Tighanab area is located in the Southern Khorasan province and 104km south-east of Sarbisheh, in the eastern part of Sistan suture zone (Tirrul et al., 1983). The Sistan suture zone has formed as a result of collision between the Lut and Afghan blocks and its closure time is related to upper Cretaceous era (Bröcker et al., 2013). Eocene-Oligocene magmatism in eastern Iran (Lut-Sistan) crop out as volcanic rocks, pyroclastic and subvolcanic rocks (Pang et al., 2013) which have caused skarn mineralization in some parts. The relationship between skarn mineralization and adakites has been discussed by various researchers (Lei et al., 2018). Skarn deposits and their associated Cenozoic plutonic rocks in Iran, have outcrops in northwest, central and southeast of the Urumiyeh-Dokhtar magmatic belt, Sabzevar-Dorouneh magmatic belt and the eastern Iran magmatic belt (Sepidbar et al., 2017). The Tighanab subvolcanic bodies play an important role in skarn mineralization.

This research study is carried out for studying petrography, geochemistry and tectonic setting of subvolcanic bodies and their role in skarn mineralization since geochemistry and petrology of the mentioned masses have not been studied.

Material and methods

This research is based on field observations, thin sections, polished thin section studies and chemical

analysis of samples. In this regard, 90 thin sections were prepared and studied by microscope. Then, 11 samples of subvolcanic rocks with the least alteration were selected. Then they were crushed and powdered. Next, they were analyzed by the ICP-ES method for major elements and the ICP-MS method for trace and rare earth elements. The magnetic susceptibility of the samples was measured by SM20 magnetic sensitivity device at university of Birjand.

Results

The study area is located in the eastern part of the Sistan suture zone and the Mahirud geological map (1:100000). Quartzdioritic subvolcanic rocks intruded the Paleocene-Eocene limestone and sandstone and formed iron skarn mineralization. The main textures in quartz diorite porphyry are porphyry with microgranular groundmass and poikilitic. Plagioclase, hornblende and quartz are the main constituents of these rocks. Plagioclase phenocrysts have polysynthetic twinning, zoning and resorption rim and are andesine and rarely oligoclase based on extinction angle. Different geochemical diagrams show correlation between the Tighanab igneous rocks and intrusions associated with iron skarns. Geochemical features as mean of SiO₂(64.48%), Al₂O₃(16.68%), Sr(470ppm), Y(8.9ppm), Sr/Y(55.58), Yb(0.89ppm) and poor negative anomaly of Eu are representative of high silica adakitic features for

*Corresponding author Email: nakhaei@birjandut.ac.ir

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Journal of Economic Geology

Vol. 12, No. 4, Winter 2021, Serial No. 27

Welcome to the online submission and editorial system for Journal of Economic Geology. Journal of Economic Geology is devoted to all aspects of research related to Economic Geology, Petrology, Geochemical Exploration, Geophysical Exploration and Environmental Geology. The Journal will be devoted primarily to research papers but short communications relating to new developments of broad interest, book reviews and technical reports of meetings will also be included.

EDITOR: Dr. Mohammad Hassan Karimpour

EDITORIAL BOARD:

Dr. Mohammad Hassan Karimpour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Charles R. Estern (Prof., University of Colorado, U.S.A.)
Dr. Mohammad Hossein Adabi (Prof., Shahid Beheshti University)
Dr. Ebrahim Rastad (Associate Prof., Tarbiat Modares University)
Dr. Gholam Reza Lashkaripour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Abbas Moradian (Associate Prof., Shahid Bahonar University)
Dr. Seyed Reza Moussavi Harami (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Seyed Ahmad Mazaheri (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)
Dr. Majid Ghaderi (Prof., Tarbiat Modares University)

EDITING CONSULTANT

Dr. A. Peiravi

CONSULTANT

Dr. A. Malekzadeh Shafaroudi

Publisher, Ferdowsi University of Mashhad

Published by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O. BOX: 91779-48974

Tel: +98-051-38804050

Fax: +98-051-38807352

E-mail: econg@um.ac.ir

Web Site: <https://econg.um.ac.ir>



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 12, No. 4, Winter 2021, Serial No. 27

CONTENTS

Petrography, geochemistry and tectonic setting of adakitic bodies in the Tighanab area and their relationship with iron skarn mineralization (southeast of Sarbisheh-east of Iran)	449
Malihe Nakhaei and Seyyed Saeid Mohammadi	
Investigation of Antimony mineralization and mass transfer in host rocks, Baout, west of Zahedan (southeast of Iran)	471
Halimeh Mojadadi Moghadam, Mohammad Boomeri and Habib Biabangard	
Analysis of correlation of Neotectonic and seismicity in Bakharden-Quchan zone	491
Javad Biglari, Abbas Kangi and Abdol Reza Jafarian	
Fluid inclusions, mineralogy and mineral chemistry of the porphyry-epithermal Sari Gunay epithermal ore deposit - the Kurdistan province	509
Behzad Mehrabi, Majid Ghasemi Siani and Tayebbeh Fazeli	
Fluid inclusions and sulfur stable isotopes of the Sarab 3 iron ore deposit (the Shahrak mining area - north Bijar)	531
Mohammad Maanijou and Mehrdad Ferdowsi Rashed	
Geology, petrography, mineral chemistry and fluids inclusion of the Kalate Shab iron skarn (East of Sarbisheh, Southern Khorasan)	563
Fatemeh Yari, Mohammad Hossein Zarrinkoub and Seyyed Saeid Mohammadi	
Mineral chemistry and chromite mineralization in the Qaranaz-Alamkandi area, west Zanjan	585
Parham Ahrabian Fard, Ghasem Nabatian, Mir Ali Asghar Mokhtari, Maryam Honarmand and Hossein Kouhestani	
Prospecting of Zn-Pb mineralization based on stream sediments geochemical exploration in the Malayer-Isfahan metallogenic belt	611
Mohammad Amin Jafari, Ali Kananian and Ahad Nazarpour	