

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و مطالعه میانبارهای سیال در کانسار مس - مولیدن پورفیری جانجا، پهنه زمین‌درز سیستان، جنوب خاور ایران

نیما رحیمی^۱، شجاع‌الدین نیرومند^۱، محمد لطفی^۱ و مجتبی رحیمی شهید^۲

^۱گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

کانسار مس-مولیدن پورفیری جانجا در فاصله ۷۰ کیلومتری جنوب نهندان و در پهنه ساختاری زمین‌درز سیستان، خاور ایران واقع شده است. کانه‌زایی در این کانسار در ارتباط با استوک دیوریتی، کوآرتز دیوریتی تا گرانودیوریتی با بافت گرانولار تا پورفیری است که درون واحدهای فیلیشی کرتاسه جای گرفته است. از نظر ژئوشیمیایی توده نفوذی جانجا دارای ترکیب کالک‌آلکالین و متاآلوئینوس و از گرانیتوئیدهای تیپ I می‌باشد که در یک محیط فروران‌ش حاشیه قاره‌ای جایگزین شده است. فعالیت‌های گرمایی منطقه کاملاً تحت‌تأثیر توده نفوذی جانجا رخ داده و در اثر فعالیت این سیالات گرمایی، انواع دگرسانی‌های پتاسیک، پروپیلیتیک، آرژیلیک و به ندرت فیلیک تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی در کانسار جانجا به صورت افشان و رگه-رگچه (داربستی) و عمدتاً در پهنه پتاسیک رخ داده است. پهنه‌های کانه‌زایی شامل پهنه درون‌زاد، پهنه غنی‌شده برون‌زاد و پهنه اکسیدی در کانسار جانجا است. مجموعه کانه‌های سولفیدی شناسایی شده در این کانسار شامل کالکوپریت، پیریت، کوولیت، کالکوسیت، مولبدنیت، بورنیت و کانه‌های اکسیدی شامل مگنتیت، هماتیت، گوتیت و هیدروکربنات‌های مس شامل مالاکیت و آزوریت می‌باشد. طلا و مولبدن نیز عمدتاً در همراهی با کانی‌های سولفیدی مس از جمله کالکوپریت و بورنیت می‌باشد. مطالعات میانبارهای سیال رگه‌های کوآرتز-سولفیدی مربوط به پهنه دگرسانی پتاسیک در این کانسار نشان‌دهنده محدوده دمایی همگن شدن ۳۰۱ تا ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین شوری ۱۹ درصد وزنی معادل نمک طعام برای میانبارهای آبگین و محدوده دمایی همگن شدن ۲۵۴ تا بیش از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین شوری ۵۴ درصد وزنی معادل نمک طعام برای میانبارهای سیال بسیار شور می‌باشد. نتایج این مطالعات نشان می‌دهد که در کانسار جانجا فرایندهای اختلاط و سرد شدن سیالات باعث نهشت کانه‌زایی مس-مولیدن-(طلا) شده است. در نهایت با توجه به ویژگی‌های کانسار جانجا، از جمله محیط زمین‌ساختی، سنگ میزبان، کانی‌شناسی، ویژگی‌های سیال کانه‌ساز، محتوای فلزی، نوع کانه‌زایی و دگرسانی‌ها و مقایسه این ویژگی‌ها با کانسارهای پورفیری می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی در کانسار جانجا قابل مقایسه با کانسارهای مس-مولیدن-(طلا) پورفیری نوع حاشیه قاره‌ای می‌باشد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

پهنه زمین‌درز سیستان

کانسار مس-مولیدن پورفیری

جانجا

میانبارهای سیال

اختلاط

۱- پیش‌نویس

کمربند کوهزایی و فلززایی تیتس با مجموعه متنوعی از انواع ذخایر فلزی همچون کانسارهای آتشفشانی سولفید توده‌ای، کانسارهای طلای اپی‌ترمال، طلای کوهزایی، کانسارهای اسکارنی و کانسارهای مس-مولیدن-طلا پورفیری همراهی می‌شوند (Baker et al., 2016; Imer et al., 2016; Raziq et al., 2014). قرارگیری ایران در بخش میانی این کمربند فلززایی و داشتن یک محیط زمین‌شناسی فعال و نسبتاً جوان باعث شده تا ایران به یک محیط ژئودینامیکی با پتانسیل بالا در تشکیل انواع کانسارها تبدیل شود (Richards and Sholeh, 2016; Richards, 2015). حضور کانسارهای بزرگ پورفیری مانند سونگون در شمال باختر ایران (Hezarkhani, 2008; Waterman and Hamilton, 1975; Hou et al., 2013)، سرچشمه در جنوب خاور ایران (McInnes et al., 2003) و کانسار اپی‌ترمال داشکسن (ساری‌گونی) در شمال باختر ایران (Richards et al., 2006) گواهی بر این موضوع هستند. برخلاف

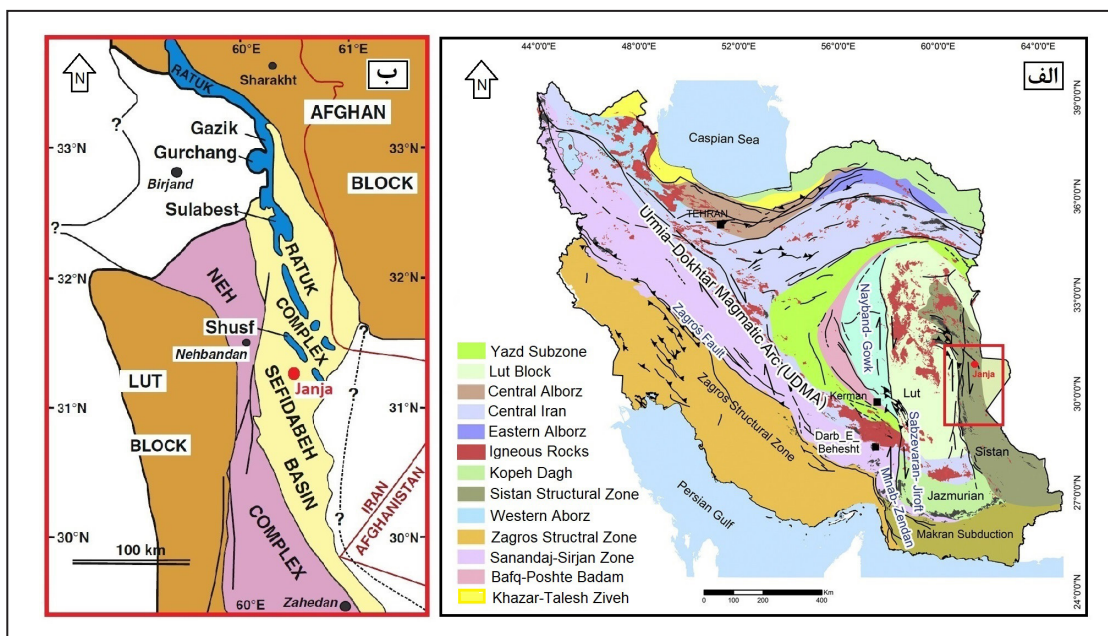
کمربند کوهزایی و فلززایی شناخته شده در ایران از جمله کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (Richards, 2015; Zarasvandi et al., 2015; Asadi et al., 2014) و کمربند دگرگونی سنج-سیرجان (Aghazadeh et al., 2015) که تحقیقات فراوانی بر روی پتانسیل کانه‌زایی آنها انجام شده است، کمربند فلززایی خاور و جنوب خاور ایران به ویژه ایالت فلززایی زمین‌درز سیستان (SSZ)، با وجود پتانسیل بالا در تشکیل مواد معدنی به صورت ناشناخته مانده است که لزوم مطالعات بیشتر در این منطقه را منطقی و ضروری می‌نماید. این نوشتار را می‌توان اولین کار پژوهشی انجام‌شده بر روی کانسار مس-مولیدن پورفیری جانجا در نظر گرفت. هدف از این مطالعه، انجام مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی سنگ کل، کانه‌زایی، مطالعه میانبارهای سیال و در نهایت تعیین ژنر کانسار مورد

مرز ایران- افغانستان گسترش یافته و متعلق به کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است (Tirrul et al., 1983). این پهنه حاصل بسته شدن اقیانوس سیستان بین بلوک قاره‌ای لوت در باختر و بلوک افغان در خاور طی کرتاسه پیشین- پالتوسن است (۵۵-۱۲۰ میلیون سال؛ Agard et al., 2011). بر اساس کمپ و گریفینز (Camp and Griffins, 1982)، پهنه زمین‌درز سیستان از دو بخش اصلی زمین‌شناسی با ویژگی‌های لیتو- تکتونیکی متفاوت خود از جمله گوه‌های برافزایشی رتوک و نه؛ و حوضه پیش‌کمان سفیدآبه تشکیل شده است (شکل ۱- ب). کمپلکس نه، بخش بیرونی گوه برافزایشی یک کمربند چین‌خورده و رانده می‌باشد و از افیولیت‌های نابرجا، سنگ‌های دگرگونی و توریدیت‌های ژرف تشکیل شده است (Mohammadi et al., 2016). کمپلکس سفیدآبه، بخش میانی گوه برافزایشی را تشکیل می‌دهد که توسط رسوبات آواری و آذرآواری به همراه میان‌لایه‌های کربناته و گدازه‌های کالک‌آلکالن پوشیده شده است و میزبان کانسار مس- مولیدن پورفیری جانجا است. بخش درونی گوه برافزایشی نیز کمپلکس رتوک است که یک سامانه برهم- افزایشی متراکم از رسوبات دگرگون شده، گدازه آتشفشانی و متافیولیت است (Mohammadi et al., 2016).

مطالعه است که با توجه به امکان حضور سامانه‌های پورفیری مدفون در این بخش از ایران، می‌توان از آن برای ارائه یک مدل اکتشافی و بررسی توان معدنی منطقه با امکان کاربرد اکتشافی برای مطالعات آینده استفاده کرد.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کانسار مس- مولیدن پورفیری جانجا با مختصات جغرافیایی ۳۱ درجه و ۰۷ دقیقه و ۴۴ ثانیه عرض شمالی و ۶۰ درجه و ۲۲ دقیقه و ۴۵ ثانیه طول خاوری، در فاصله ۲۱۰ کیلومتری شمال زاهدان و در پهنه زمین‌درز سیستان قرار گرفته است (شکل ۱- الف) که بر اساس Boomeri (2014) یکی از ایالت‌های فلززایی در بخش جنوب خاور ایران است که کانه‌زایی‌های مختلفی از جمله سامانه‌های رگه‌ای تا جانشینی مس- سرب- روی- نقره (چهل کوره)، رگه‌های فلزات پایه و سامانه‌های پورفیری مس- مولیدن- طلا (آساگی و کوه لار)، سامانه‌های اسکارن مس- طلا- سرب- روی مرتبط با پورفیری تا پورفیری‌های مس (سیاستراگی) را در بردارد (Maanijou et al., 2013; Karimpour et al., 2012; Boomeri et al., 2019). پهنه زمین‌درز سیستان با طول بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر از شمال تا جنوب در امتداد

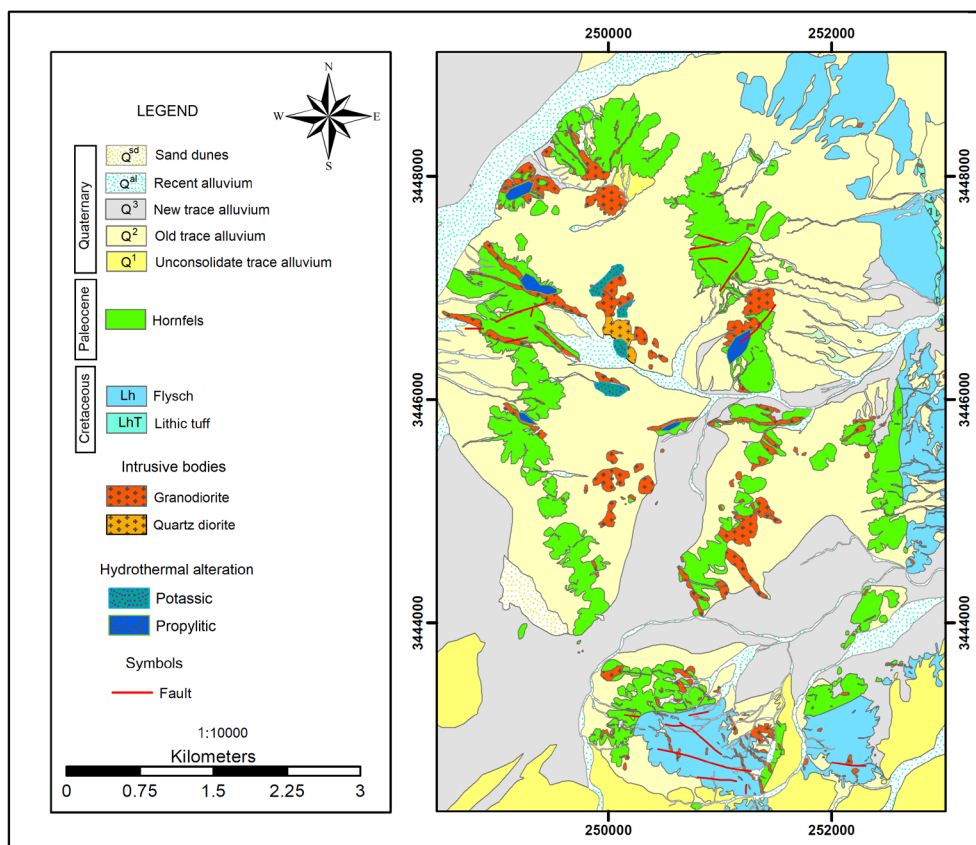


شکل ۱- الف) نقشه پهنه‌های زمین‌ساختی- ساختاری ایران (Sahandi, 2013)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از پهنه ساختاری زمین‌درز سیستان (Footohi Rad, 2004).

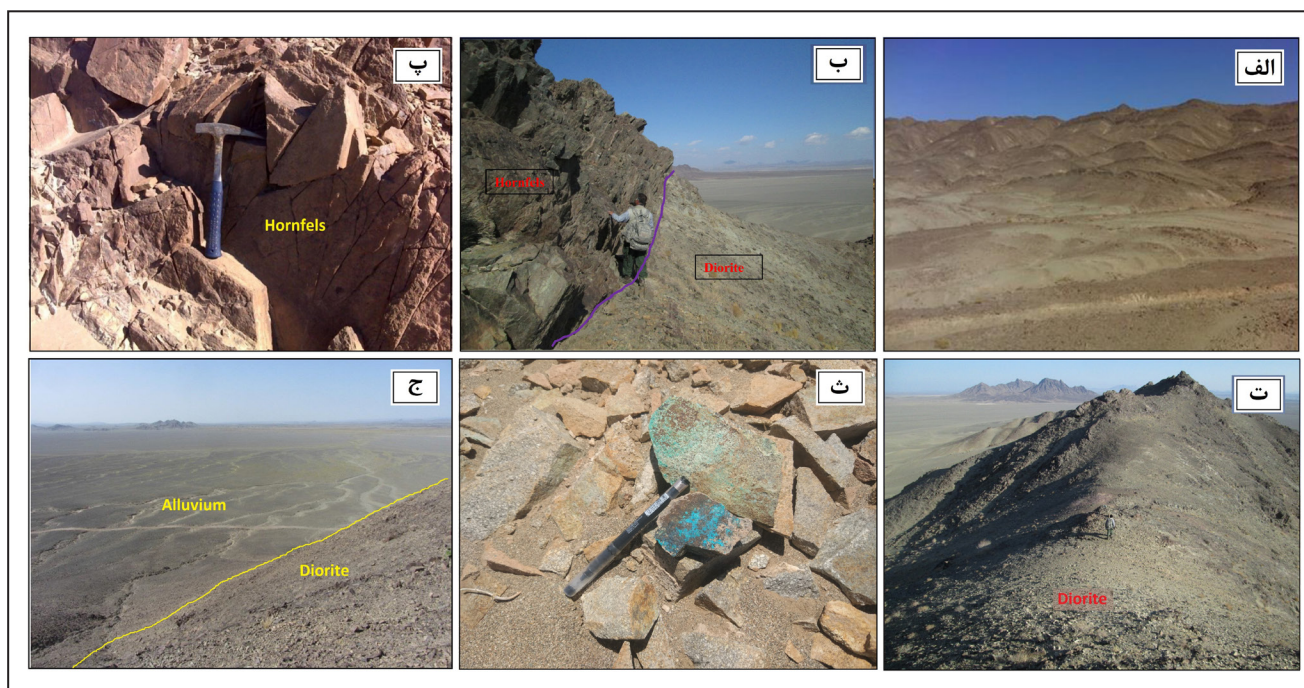
۳- زمین‌شناسی کانسار جانجا

به‌طور کلی، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در کانسار جانجا شامل سنگ‌های فیلیشی با سن کرتاسه بالایی، واحدهای آذرآواری پالتوسن مربوط به سازند سفیدآبه، سنگ‌های آذرین نیمه‌ژرف متعلق به پالتوسن و سنگ‌های دگرگونی عمدتاً با ترکیب هورنفلس است (شکل ۲). واحدهای فیلیش کرتاسه با جنس ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ آهکی، شیل، سیلتستون و رسوبات آذرآواری، کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه را شامل می‌شوند و بخش خاوری و جنوبی منطقه را پوشش می‌دهند (شکل ۳- الف). رخنمون‌های مرتفع و سنگی منطقه نیز عمدتاً از جنس هورنفلس با سن پالتوسن می‌باشند که در اثر نفوذ استوک دیوریتی تا گرانودیوریتی در بخش مرکزی منطقه و ایجاد دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند (شکل ۳- ب، پ). بخش عمده‌ای از

استوک دیوریتی تا گرانودیوریتی رخنمون‌یافته در بخش مرکزی منطقه توسط نهشته‌های آبرفتی و تپه‌های شنی متعلق به کواترنر پوشیده شده است، اما در بخش شمالی کانسار دارای رخنمون است (شکل ۳- ت). با وجود گسترش سطحی محدود، حفاری‌های انجام‌شده، نشان‌دهنده گسترش توده یادشده در ژرفای زیاد می‌باشد. به‌گونه‌ای که حفاری‌های انجام‌شده از گسترش کانه‌زایی تا ژرفای ۷۰۰ متری حکایت دارد. همچنین کانه‌زایی مس از جمله مالاکیت و آزوریت بر روی بخش سطحی این توده نفوذی قابل مشاهده است (شکل ۳- ث). بخش عمده واحدهای سنگی این منطقه را رسوبات عهد حاضر از جمله تپه‌های ماسه‌ای و تراس‌های آبرفتی قدیم و جدید تشکیل می‌دهند (شکل ۳- ج).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار مس- مولیدن پورفیری جانچا (با تغییرات از Pars Olang, 2016)



شکل ۳- نمایی از واحدهای سنگی رخنمون یافته در کانسار جانچا. الف) توالی رسوبات آواری و فیلیسی کرتاسه (دید به سمت شمال خاور)؛ ب) سطح تماس بین توده دیوریتی و واحدهای هورنفلسی (دید به سمت خاور)؛ پ) واحد هورنفلسی به رنگ زرد نخودی و آثار لایه‌بندی اولیه؛ ت) رخنمون توده نفوذی دیوریتی در بخش شمالی محدوده (دید به سمت شمال)؛ ث) آغستگی به مالاکیت و آزوریت در واحد دیوریتی؛ ج) نمایی از نهشته‌های کواترنری (دید به سمت جنوب).

۴- روش مطالعه

از رگه- رگچه‌های کوارتز همراه با مجموعه‌های سولفیدی پیریت- کالکوپیریت در پهنه پتاسیک تهیه شد. سپس مطالعات ریزدماشنجی و سنگ‌شناسی میانبارهای سیال با استفاده از میکروسکوپ استاندارد سنگ‌نگاری مدل Zeiss، یک استیج گرمایش- سرمایش مدل THMSG600 ساخت شرکت Linkham مجهز به پمپ تزریق نیتروژن مدل LNP، دستگاه کنترل دما مدل TMS94 و پمپ تزریق آب (ویژه دماهای بالا) در آزمایشگاه میانبارهای سیال دانشگاه تهران بر روی ۶۷ میانبار سیال انجام پذیرفت. دقت و صحت استاندارد این دستگاه در محدوده دمایی ۱۹۶- تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، ± 0.1 سانتی‌گراد است. کالبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت ± 0.6 درجه سانتی‌گراد و با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت ± 0.2 و با ماده استاندارد ان‌هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد. شوری و چگالی میانبارهای $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ غنی از مایع نیز با استفاده از آخرین دمای ذوب یخ در نرم‌افزار sowatflinc-inclusion نسخه ۲۰۰۷ محاسبه شد.

به‌منظور بررسی چگونگی رخداد کانه‌زایی در کانسار جانجا، ابتدا پیمایش‌های صحرایی در منطقه مورد مطالعه انجام و روابط صحرایی حاکم بر کانه‌زایی و رابطه آن با بخش‌های مختلف توده نفوذی شناسایی شد. سپس به‌منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری از توده‌های نفوذی، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه و رگه‌های کوارتزی موجود در مغزه‌های حفاری مورد نمونه‌برداری قرار گرفت و سپس ۷۵ عدد مقطع نازک و ۴۵ عدد مقطع صیقلی تهیه شد. پس از مطالعه میکروسکوپی نمونه‌ها در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه تهران، به‌منظور تشخیص ویژگی‌های سنگ‌شناسی و بافتی، ۸ نمونه فاقد دگرسانی از توده پورفیری از نظر عناصر اصلی و فرعی به کمک روش XRF و ICP-MS در شرکت زرآزما تجزیه شد. دقت آنالیز اکسیدهای اصلی در حد ۰/۰۱ درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب حدود ۰/۱ گرم در تن می‌باشد. نتایج در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین به‌منظور مطالعه میانبارهای سیال در کانسار جانجا، از مغزه‌های حفاری نمونه‌برداری انجام شد و پس از بررسی، ۳ عدد مقطع دوبرصیقل

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی توده‌های نفوذی نیمه‌زرف در کانسار جانجا.

	J-1	J-2	J-3	J-4	J-5	J-6	J-7	J-8
SiO₂	65.17	57.61	59.32	69.65	56.13	61.35	68.62	65
TiO₂	0.47	1.33	0.64	0.45	1.2	0.38	0.43	0.63
Al₂O₃	16.95	13.63	15	15.79	14.25	14.72	16.13	13.29
Fe₂O₃	5.9	11.31	5.66	5.01	12.2	4.16	3.91	5.48
MnO	0.08	0.1	0.1	0.08	0.12	0.07	0.07	0.08
MgO	3.14	4.39	4.22	2.69	3.1	2.85	2.74	5.45
CaO	6.6	3.99	7.69	5.18	5.01	6.38	5.71	5.75
Na₂O	3.18	3.06	2.51	2.69	3.21	3.53	3.65	3.36
K₂O	1.49	0.74	1.84	2.14	0.60	1.48	2.36	2.04
P₂O₅	0.19	0.23	0.25	0.22	1.94	0.21	0.25	0.26
LOI	1.69	1.25	0.86	1.64	0.7	1.35	1.42	1.95
Total	103.57	97.59	97.23	103.9	101.05	101.14	103.97	101.44
Ba	274.2	414.7	120.1	59.7	200	109.3	135	98.4
Rb	67.5	57.3	62.3	77	101	57.8	72.1	75.3
Sr	708.5	543.8	964	729.8	895.1	899.8	893	696
Zr	182.5	174.6	234.2	217.9	256	240	269.5	218.7
Nb	10.6	10.4	5.5	6.3	5.8	9.1	6.8	5.6
Ni	16.8	13.2	16.7	12.4	17.3	16.4	9.7	90.6
Co	18.4	42.2	18.3	13.6	14.6	8.6	8.1	18
Zn	98.3	115.9	108.4	100.4	98.7	85.5	362.5	89.2
Cr	47.9	38	40.1	67.1	54.2	54.4	35.9	217.8
La	31.3	16.2	36.2	36.8	65.2	27.2	60.6	42.4
Ce	83.9	57.6	120.3	127.7	125.8	110	160.6	117.4
Nd	40.2	54.3	27.9	32.6	65.3	42.7	26.6	42.7
Sm	4.9	2.2	7.2	5.5	3.7	4	3.5	2.9
Eu	1.7	1.4	1.5	1.7	1.6	1.8	1.8	1.6
Tb	1.7	3.4	1.7	1.5	2.1	1.1	1.1	1.6
Yb	4.5	1.8	3.5	2.1	3.5	3.6	3.9	9.9
Y	2.7	21.2	20.7	21.1	19.2	20.3	21.1	20.9
Cs	14.6	16.4	8	20.9	15.3	11	14.8	22.7
Ta	60	79.2	3.6	18.1	4.8	16.2	53.3	4.2
Hf	2.8	5.3	7.1	3.1	5.6	6.1	4.7	4.5

۵- سنگ‌نگاری

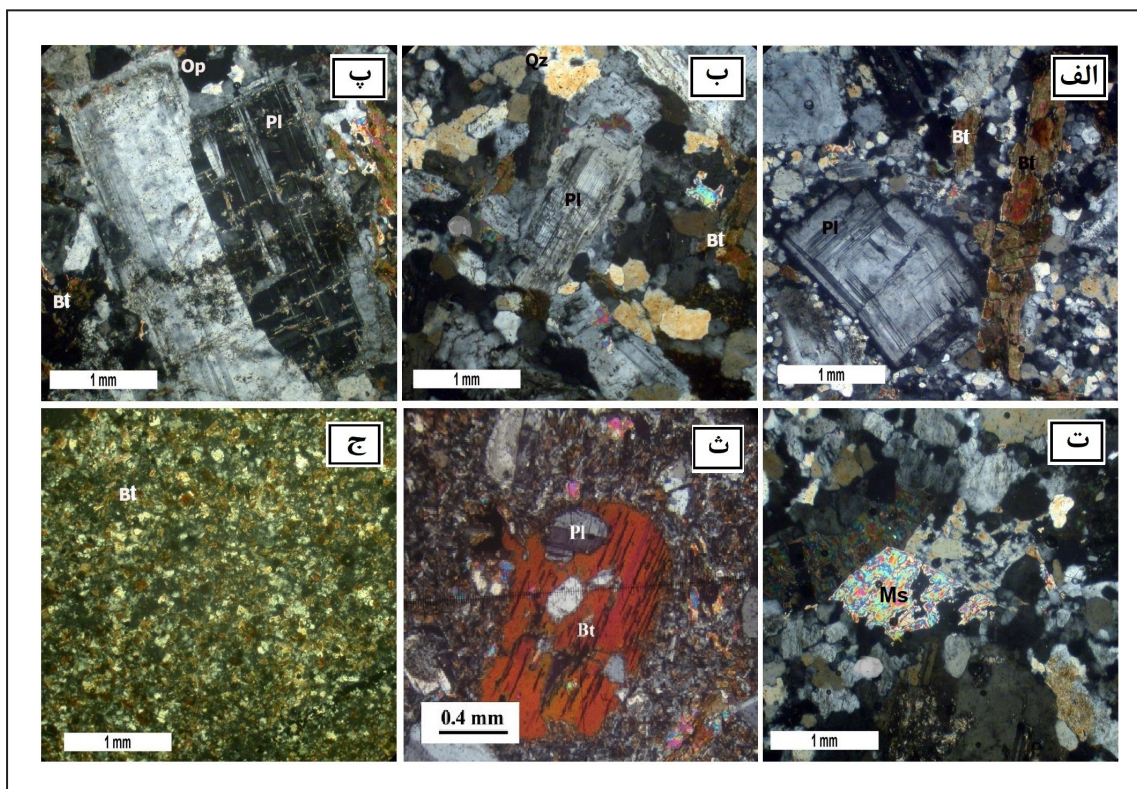
۵-۱- واحد نفوذی نیمه‌ژرف

توده‌های نفوذی رخنمون‌یافته در کانسار جانجا دارای ترکیب دیوریت تا کوارتز دیوریت و گرانودیوریت می‌باشند و تنها بخشی از این توده‌ها رخنمون سطحی دارند و نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و حفاری گمانه‌های اکتشافی در بخش مرکزی کانسار نشان از گسترش عمقی یک استوک در بخش میانی واحدهای هورنفلسی و در زیر واحدهای کوارترنی دارد. به‌طوری که واحدهای هورنفلسی به دلیل ایجاد دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذ استوک گرانودیوریتی بخش حاشیه‌ای این توده را فراگرفته است. این واحدهای نفوذی نیمه‌ژرف دارای بافت دانه‌ای تا نیمه‌دانه‌ای و پورفیری بوده و بلورها به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند (شکل ۴- الف، ب، پ). کانی‌های اصلی این واحدهای سنگی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار قلیایی می‌باشند. بلورهای پلاژیوکلاز غالب سنگ را تشکیل می‌دهند و دارای ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سنتیک می‌باشند (شکل ۴- پ). فلدسپارهای قلیایی نیمه‌شکل‌دار بوده و عمدتاً اطراف پلاژیوکلازها را فراگرفته‌اند. بلورهای کوارتز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و فضای بین بلورهای دیگر را اشغال کرده‌اند. کانی‌های ثانویه

موسکویت دانه‌ریز و اندریت به‌صورت جزئی در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۴- ت). بیوتیت و آمفیبول کانی‌های مافیک تشکیل‌دهنده سنگ می‌باشند. بیوتیت به‌صورت ورقه‌ای تا بی‌شکل و با چندرنگی قهوه‌ای تا زرد کم‌رنگ در این واحد سنگی دیده می‌شود (شکل ۴- ث).

۵-۲- واحد دگرگونی هورنفلسی

این واحد سنگی رخنمون‌های مرتفع منطقه را تشکیل می‌دهد و در اثر نفوذ استوک دیوریتی تا گرانودیوریتی به درون واحدهای فیلیشی و آذرآواری کرتاسه و ایجاد دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است. واحد هورنفلسی، یک سنگ دگرگونی مجاورتی از نوع بیوتیت هورنفلس می‌باشد که از فرایند دگرگونی مجاورتی یک سنگ اولیه سیلتستونی تشکیل شده است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این واحد سنگی شامل کوارتز و بیوتیت و کانی فرعی شامل فلدسپار قلیایی می‌باشد (شکل ۴- ج).



شکل ۴ - تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی و کانی‌های تشکیل‌دهنده آنها در کانسار جانجا. الف) واحد کوارتز دیوریتی با بافت پورفیری؛ ب) واحد گرانودیوریتی با بافت گرانولار و حضور گسترده درشت بلورهای پلاژیوکلاز (Pl)؛ پ) بلور پلاژیوکلاز (Pl) با ماکل کارلسباد در واحد گرانودیوریتی؛ ت) کانی موسکویت (Ms) به همراه اندریت (Anh) در واحد گرانودیوریتی؛ ث) حضور کانی بیوتیت اولیه (Bt) در واحد دیوریتی؛ ج) واحد بیوتیت هورنفلس متشکل از کانی‌های بیوتیت ثانویه (Bt)، کوارتز (Qz) و کانی کدر (Op). علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010).

۵-۳- واحد آذر آواری

سنگ‌های آذر آواری در کانسار جانجا به همراه واحد فیلیشی کرتاسه به‌صورت توف و در ستبراهای متفاوت حضور دارند. این واحد سنگی در رخنمون‌های صحرائی به رنگ قهوه‌ای تا سبز تیره است. کانی‌های موجود در سنگ شامل فلدسپار قلیایی، کوارتز و به ندرت کانی‌های اپک می‌باشند. این واحد سنگی

دارای بافت ریزبلورین می‌باشند. همچنین به دلیل وجود زمینه کاملاً ریزدانه می‌توان گفت که تبلور دوباره در این واحد سنگی رخ داده است و بافت آنها به‌صورت ریزدانه می‌باشد. کانی‌های مافیک به‌صورت ورقه‌های بیوتیت در این واحد سنگی دیده می‌شود.

۶- دگرسانی گرمابی

۶-۱- دگرسانی پتاسیک

سریستی است. کانی‌های خانواده اپیدوت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و آمفیبول موجود در توده گرانودیوریتی می‌باشند (شکل ۵- پ و ت). تحت تأثیر این نوع دگرسانی در گرانودیوریت‌های منطقه جانجا، کانی آمفیبول طی فرایند کلریتی شدن به‌طور کامل به کانی ثانویه کلریت تبدیل شده است.

۶-۳- دگرسانی فلیک

این دگرسانی به‌طور محدود و عمدتاً به‌صورت رگه‌های حاوی کوارتز و سریست در بخش سطحی کانسار جانجا مشاهده می‌شود و نشانه‌ای از یک پهنه گسترده از این نوع دگرسانی در کانسار جانجا نیست. دگرسانی فلیک با گسترش محدود و شدتی ضعیف، دگرسانی پتاسیک را تحت تأثیر قرار داده است. طی این دگرسانی، پلاژیوکلازها در سطوح رخ و شکستگی‌ها به سریست تبدیل شده‌اند (شکل ۵- ث). این دگرسانی با غنی‌شدگی سیلیس همراه است. هجوم سیالات غنی از سیلیس حاصل از مراحل پایانی فعالیت گرمابی، باعث گسترش رگه-رگه‌های سیلیسی در منطقه شده که افزون بر توده نفوذی به مقدار کمتر در داخل واحد آذرآواری و هورنفلس‌های منطقه مشاهده می‌شود.

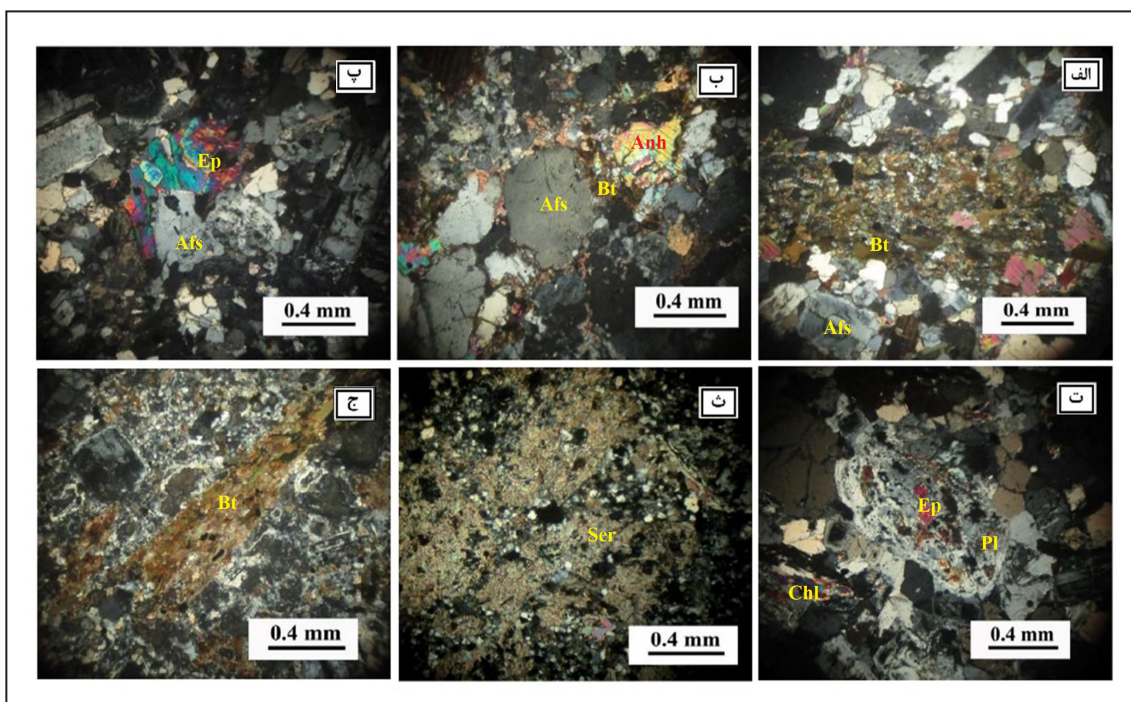
۶-۴- دگرسانی آرژیلیک

این دگرسانی تحت تأثیر سیالات ماگمایی، بخارات اسیدی حاصل از جوشش سیالات و یا آب‌های جوی ایجاد می‌شود. مطالعات میکروسکوپی نشان‌دهنده آن است که برخی از پلاژیوکلازها و فلدسپارها به‌طور بخشی و گاه کامل از حواشی و مرکز بلور به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. چنین به نظر می‌رسد که کائولینیت به‌جای فلدسپار پتاسیم تشکیل شده است (شکل ۵- ج). دگرسانی آرژیلیک عمدتاً در امتداد شکستگی‌ها و حفرات به‌صورت برونزاد در ارتباط با اکسیداسیون سولفیدها ایجاد شده است.

دگرسانی غالب در کانسار جانجا دگرسانی پتاسیک است و عمدتاً واحدهای نفوذی دیوریتی و گرانودیوریتی را تحت تأثیر قرار داده و در گمانه‌های اکتشافی حفاری شده در بخش مرکزی کانسار تا ژرفای ۷۰۰ متری مشاهده شده است. برونزد پهنه دگرسانی پتاسیک در نزدیکی سطح زمین، نشان از تأثیر تراز فرسایشی ژرف در این کانسار دارد؛ به‌طوری که حجم زیادی از دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک و فلیک فرسایش پیدا کرده‌اند. دگرسانی پتاسیک در کانسار جانجا با درجات متوسط تا شدید به‌صورت تشکیل ثانویه رگچه‌های داربستی حاوی کوارتز، بیوتیت ثانویه، مگنتیت ($\pm$ ارتوز $\pm$ کالکوپریت) و بیوتیت ثانویه با جانشینی آمفیبول و دیگر کانی‌های فرومنیزین سنگ اولیه تشخیص داده شده است. کانی‌های فلدسپار پتاسیم‌دار ثانویه، بیوتیت ثانویه، انیدریت، کوارتز و کالکوپریت مجموعه کانی‌های شاخص این دگرسانی می‌باشند (شکل ۵- الف). در استوک گرانودیوریتی جانجا، بیوتیت ثانویه و انیدریت (شکل ۵- ب) به همراه رگچه‌های کوارتز-مگنتیت در گمانه‌های اکتشافی دیده می‌شود و نمونه‌های حاوی ارتوز ثانویه به ندرت یافت می‌شوند. این پهنه دگرسانی در کانسار جانجا گسترش زیادی دارد و در گمانه‌های اکتشافی در بخش مرکزی کانسار مشاهده شده است. در بسیاری از موارد دگرسانی پتاسیک توسط دگرسانی فلیک تحت تأثیر قرار گرفته است که با حضور رگچه‌های کوارتز-سریست-پیریت مشخص می‌شوند.

۶-۲- دگرسانی پروپیلیتیک

دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک بیشتر در بخش حاشیه‌ای سامانه پورفیری رخنمون دارند. دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار جانجا در بخش‌های شمالی و جنوبی کانسار و به‌صورت پراکنده گسترش دارد و کانی‌های تشکیل‌دهنده آن شامل کانی‌های گروه اپیدوت، کلریت، کلسیت و به مقدار کمی کانی‌های رسی و



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های مختلف در کانسار جانجا. الف) نمایی از بیوتیت‌های ثانویه (Bt) با رنگ قهوه‌ای در پهنه پتاسیک؛ ب) نمایی از کانی‌های انیدریت (Anh)، بیوتیت ثانویه (Bt) و فلدسپار قلیایی (Afs) در پهنه پتاسیک؛ پ) اپیدوتی (Ep) و کلریتی شدن (Chl) واحد گرانودیوریتی در اثر دگرسانی پروپیلیتیک؛ ت) اپیدوتی شدن (Ep) پلاژیوکلازها (Pl) در پهنه پروپیلیتیک کانسار؛ ث) سریستی شدن (Ser) شدید بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) در پهنه فلیک؛ ج) آرژیلیتی شدن کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ تحت عملکرد سیالات اسیدی در پهنه آرژیلیک کانسار. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010).

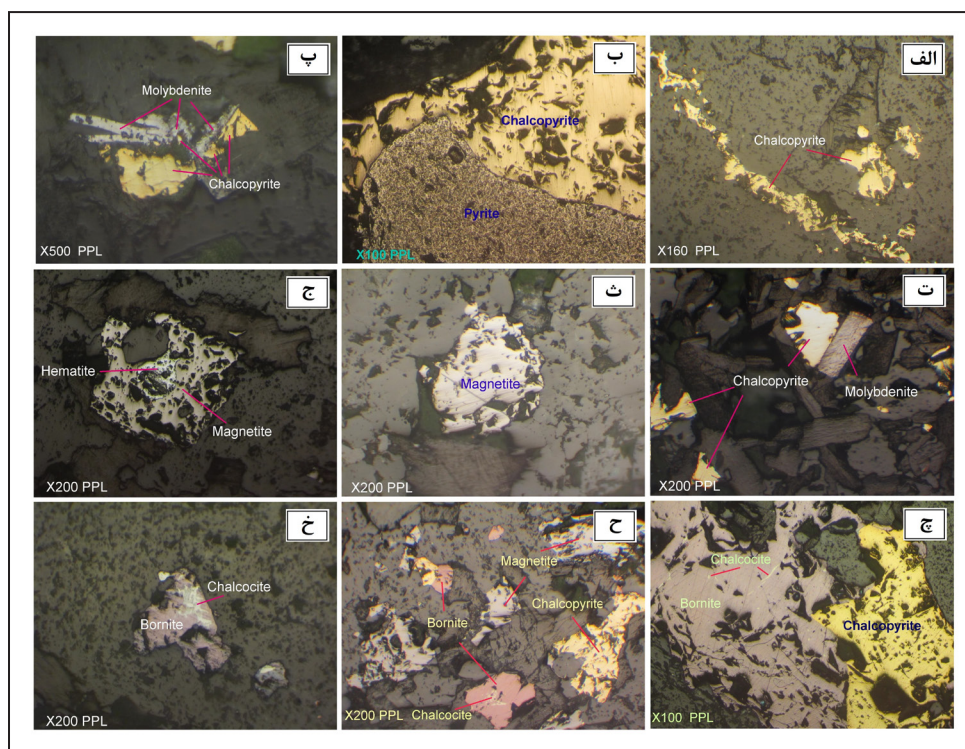
۷- کانه‌زایی

جانشین کالکوپریت و بورنیت شده‌اند، شناخته می‌شود. کالکوسیت به‌عنوان یکی از کانی‌های ثانویه مس در پهنه غنی‌شده برونزاد جانشین کالکوپریت و بورنیت شده است (شکل ۶-خ). کانه‌زایی اکسیدی نیز با حضور گسترده هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) و تشکیل هیدروکربنات‌های مس از جمله مالاکیت و آزوریت در بخش سطحی کانسار قابل تشخیص است. همچنین، بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و کانه‌نگاری، توالی پاراژنتیک کانی‌ها در کانسار جانجا بر اساس مراحل کانه‌زایی در شکل ۷ نشان داده شده است.

۸- ژئوشیمی توده‌های نفوذی

به‌منظور تشخیص ویژگی‌های سنگ‌شناسی، تعیین جایگاه زمین‌ساخت و سری ماگمایی توده نفوذی جانجا؛ ۸ نمونه فاقد دگرسانی از توده نفوذی برداشت و از نظر عناصر اصلی و فرعی به کمک روش XRF و ICP-MS در شرکت زرآزما تجزیه و نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس تجزیه ژئوشیمیایی و جانمایی نتایج آنها در نمودار TAS (Cox et al., 1979)، نمونه‌های توده نفوذی جانجا در محدوده دیوریت تا کوارتز دیوریت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند که با مشاهدات سنگ‌شناسی (حضور گسترده پلاژیوکلاز درشت‌بلور) مطابقت دارد (شکل ۸-الف). به منظور تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی منطقه، از نمودار Irvine and Baragar (1971) استفاده شده است که نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکانل قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). در نمودار Peccerillo and Taylor (1976) نیز نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکانل قرار گرفته‌اند (شکل ۸-پ). همچنین در نمودار جدایش محیط زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984)، توده نفوذی جانجا در گستره گرانیتوئیدهای کمرندهای آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرد (شکل ۸-ت).

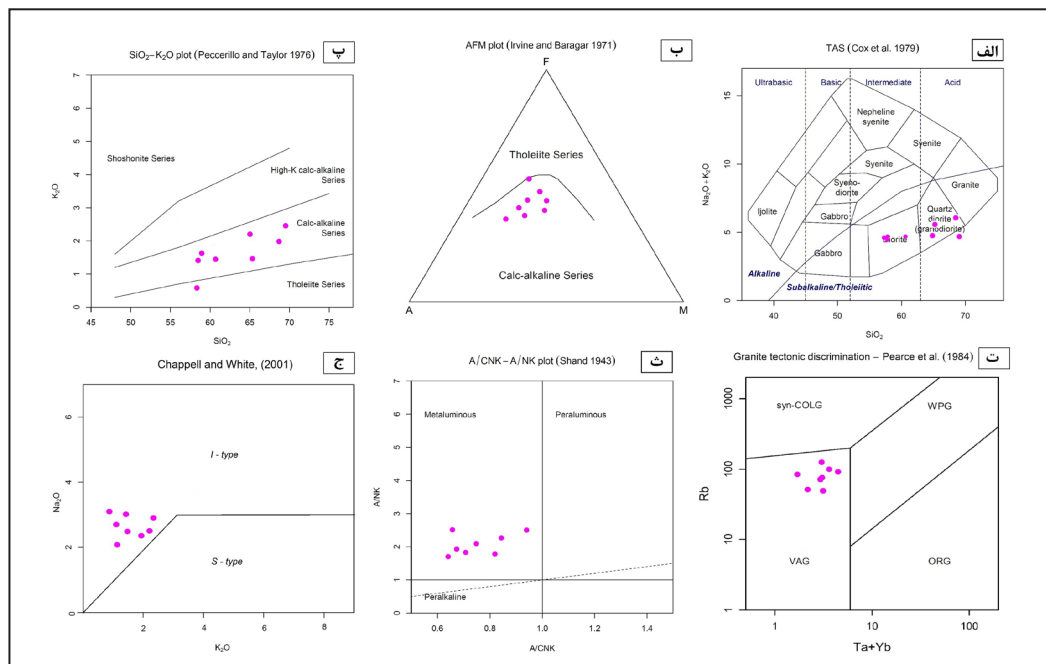
کانه‌زایی در کانسار جانجا به سه بخش درونزاد (اولیه)، برونزاد غنی شده و اکسیدان قابل تفکیک است. به‌طور کلی کانی‌های سولفیدی در کانسار جانجا شامل کالکوپریت، پیریت، بورنیت، کوولیت، کالکوسیت و مولیبدنیت، کانی‌های اکسیدی عمدتاً مگنتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت و کانی‌های کربناته شامل مالاکیت و آزوریت می‌باشند. کانه‌زایی درونزاد در کانسار جانجا وابسته به استوک گرانودیوریتی و نفوذ آن به درون واحدهای فیلیشی کرتاسه است. کانه‌زایی در این پهنه به‌صورت دانه‌پراکنده و رگه- رگچه (داربستی) عمدتاً همراه با دگرسانی پتاسیک رخ داده است که دارای مقادیر متغیری از کالکوپریت، پیریت، مگنتیت، مولیبدنیت و بورنیت است. پیریت و کالکوپریت فراوان‌ترین کانی‌های فلزی موجود در کانسار جانجا هستند و حجم اعظم کانه‌زایی را تشکیل می‌دهند. کالکوپریت، به‌صورت بلورهای بی‌شکل و دانه‌پراکنده در متن سنگ و رگه- رگچه همراه با دگرسانی پتاسیک و در پهنه درونزاد دیده می‌شود (شکل ۶-الف). پیریت به‌صورت دانه‌های ریز و بی‌شکل و گاه به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار در متن سنگ و به‌صورت رگچه‌ای همراه با کالکوپریت در پهنه درونزاد کانسار دیده می‌شود (شکل ۶-ب). مولیبدنیت با انیزوتروپی بسیار بالا و رنگ سفید متمایل به خاکستری عمدتاً در واحد دیوریتی به‌صورت دانه پراکنده و تیغه‌ای دیده می‌شود (شکل ۶-پ و ت). مگنتیت به مقدار کم در پهنه دگرسانی پتاسیک، به دو صورت دانه پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۶-ث) و در برخی مقاطع به هماتیت تبدیل شده و بافت ماریتی را تشکیل داده است (شکل ۶-ج). بورنیت نیز به‌صورت اولیه و همراه با کالکوپریت و مگنتیت به‌صورت فراوان در پهنه درونزاد کانسار قابل مشاهده است (شکل ۶-چ و ح). پهنه غنی‌شده برونزاد در این کانسار با حضور کانی‌های ثانویه مس از جمله کالکوسیت و کوولیت که



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی کانه‌های مختلف در کانسار جانجا. الف) حضور کانی کالکوپریت به دو شکل دانه پراکنده و رگچه‌ای در واحد کوارتز دیوریتی پهنه درونزاد کانسار؛ ب) همراهی کالکوپریت و پیریت در واحد گرانودیوریتی؛ پ) همراهی مولیبدنیت و کالکوپریت؛ ت) حضور کانی مولیبدنیت به‌صورت تیغه‌ای؛ ث) کانی مگنتیت نیمه‌شکل‌دار به‌صورت پراکنده در واحد کوارتز دیوریت؛ ج) تبدیل مگنتیت به هماتیت و تشکیل بافت ماریتی؛ چ) حضور کانی بورنیت در پهنه درونزاد کانسار؛ ح) هم‌رشدی بورنیت، کالکوپریت و مگنتیت؛ خ) تبدیل بورنیت به کالکوسیت در پهنه برونزاد کانسار.

Stage Minerals	Mineralization			Texture	
	Hypogene Early → Late	Secondary Enrichment	Oxidation	Disseminated	Vein
Pyrite	—————			—————	-----
Chalcopyrite	—————			—————	—————
Magnetite	—————			—————	—————
Chalcocite		—————		—————	-----
Covellite		—————		—————	-----
Malachite			—————	—————	—————
Azurite			—————	—————	—————
Hematite			—————	—————	—————
Geotite			-----	—————	—————
Bornite	—————			—————	-----
Molybdenite	—————			—————	-----
Potassic	—————				
Phyllic	—————				
Argillic		—————			
Propylitic	—————				

شکل ۷- توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌ها و مراحل تشکیل کانی‌های درونزاد و برونزاد در کانسار مس- مولیدن پورفیری جانجا.



شکل ۸- نمودارهای پتروژنر توده نفوذی جانجا. الف) موقعیت نمونه‌ها در محدوده سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت و گرانودیوریت؛ ب) قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکان در نمودار تفکیک سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان و تولیتی؛ پ) موقعیت نمونه‌ها متعلق به سری کالک‌آلکان؛ ت) ارتباط سنگ‌های منطقه با کمرندهای آتشفشانی پهنه فروانش؛ ث) قرار گرفتن ترکیب شیمیایی نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های متاآلومینوس بر اساس نمودار شاخص اشباع از آلومینیم؛ ج) قرار گرفتن توده نفوذی جانجا در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I در نمودار تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S.

میانبارها به‌طور میانگین از ۲ تا ۲۸ میکرون متغیر است. ریزدماسنجی این میانبارها به علت محدود بودن فاز مایع و نبود تغییرات فازی در حین سرمایش-گرمایش امکان‌پذیر نبوده است. در چندین مورد، میانبارهای تپ I و تپ III همراه با هم مشاهده شده‌اند. این گروه فراوانی نسبتاً بالایی را در بین سه گروه میانبارهای سیال دارا هستند.

– میانبارهای دوفازی آبگین (III): مهم‌ترین فازهای موجود در میانبارهای دوفازی آبگین را فاز آب مایع (L) و حباب‌های بخار کوچک (V) تشکیل می‌دهند (شکل ۹-الف و پ). در این میانبارها، فاز جامد دیده نشد. تعداد ۲۲ میانبار آبگین با ابعاد مناسب جهت مطالعات ریزدماسنجی انتخاب شد. ابعاد این میانبارها از ۷-۱۵ میکرون متغیر است. مهم‌ترین اشکال مشاهده شده در میانبارهای تپ II اشکال کشیده، منفی بلور، نامنظم و کروی است. میانبارهای آبگین که مربوط به مراحل نهایی فعالیت توده نفوذی هستند (Kouzmanov, 2012) کمترین فراوانی را نسبت به دو گروه دیگر نشان می‌دهند. طی گرمایش، همگی این میانبارها به فاز مایع همگن شدند. براساس مطالعات ریزدماسنجی بر روی میانبارهای آبگین، دمای همگن شدن این میانبارهای سیال از ۳۰۱ تا ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد و شوری این میانبارهای سیال از ۱۱/۷ تا ۲۲/۳۸ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است.

– میانبارهای چندفازی حاوی نمک (بسیار شور) (III): این میانبارها بیشترین فراوانی را در بین میانبارهای سیال در کانسار جانجا از خود نشان می‌دهند و با توجه به حضور فازهای متعدد کانی کدر به لحاظ کانه‌زایی نیز دارای اهمیت بالایی دارند. به همین منظور تعداد ۴۵ میانبار چندفازی حاوی نمک برای مطالعات ریزدماسنجی انتخاب شد. ابعاد آنها از ۶ تا ۲۱ میکرون متغیر است. در این میانبارها فازهای نوزاد مختلفی از جمله هالیت، به ندرت سیلوت، فازهای کدر (احتمالاً سولفیدی) و هماتیت مشاهده شدند (شکل ۹-ت و ث). این میانبارها به شکل‌های کروی، کوئیک، تیغه‌ای و نامنظم قابل مشاهده هستند. کانی هماتیت به رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای تا قهوه‌ای و به شکل کروی تا نامنظم در برخی از میانبارهای چند فازی مشاهده می‌شود که در یک مورد کانی هماتیت با افزایش دما در دمای ۳۴۸ درجه سانتی‌گراد انحلال یافته و بیانگر این است که فاز هماتیت، یک فاز به دام افتاده نیست بلکه یک فاز نوزاد اصلی است (Siahcheshm et al., 2014). هالیت، نسبت به دیگر فازهای جامد ابعاد بزرگ‌تری دارد و با شکل مکعبی و شفاف شناخته می‌شود. سیلوت با ابعاد کوچک‌تر و مرزهای مدور و نیمه‌شفاف قابل تشخیص است (شکل ۹-ج). این میانبارها، توزیع نامنظم نشان می‌دهند و در مواردی نیز به‌صورت دنباله‌هایی حضور دارند که ممکن است اولیه یا ثانویه دروغین باشند (شکل ۹-ب). در هیچ یک از میانبارهای مورد مطالعه در کانسار جانجا فاز CO₂ دیده نشده است.

پس از انجام مراحل سرمایش و گرمایش بر روی میانبارهای چندفازی حاوی نمک، گروهی از میانبارها به فاز هالیت و گروهی نیز به فاز بخار همگن شدند. دمای همگن شدن بخار در این میانبارها از ۲۵۴ تا بیش از ۵۵۰ درجه متغیر است. به‌نظر می‌رسد که علت احتمالی محدوده وسیع دمای همگن شدن، ناشی از فرایند متأثر شدن دگرسانی پتاسیک توسط دگرسانی فلیک باشد. دمای انحلال بلورهای هالیت نیز از ۲۷۷ تا بیش از ۵۰۰ درجه متغیر است که بیانگر شوری ۳/۳۶ تا ۹/۶۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است. از بین میانبارهای هائیرسالی، ۶۵ درصد بعد از همگن شدن فاز بخار، به بلور هالیت همگن می‌شوند و دیگر میانبارها نیز بعد از انحلال هالیت به فاز بخار همگن می‌شوند. در کانسارهای پورفیری، میانبارهای چندفازی حاوی نمک از طریق جدایش فازی تحت شرایط ماگمایی یا گرمایی شکل می‌گیرند (Kouzmanov, 2012). در شکل ۱۰ نیز نمودار چگالی، دمای همگن شدن و نمودار شوری میانبارهای سیال مورد مطالعه نشان داده شده است.

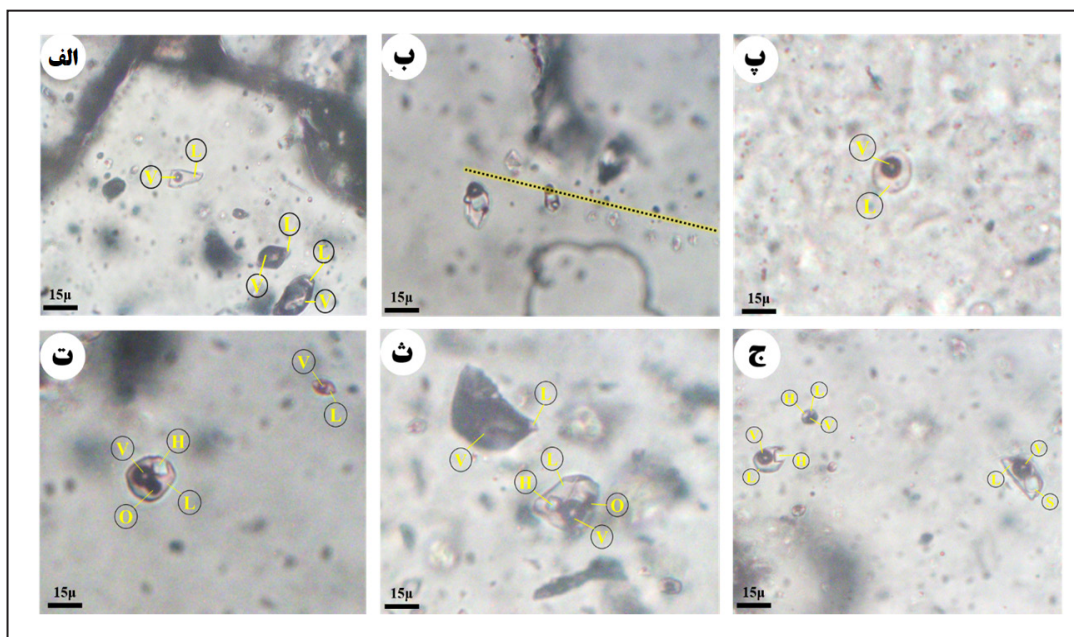
ضریب اشباع آلومین $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ در نمونه‌های کانسار جانجا پایین بوده و بدین ترتیب، بر اساس رده‌بندی (Shand, 1943)، جز گرانیتوئیدهای نوع I و متاآلومین محسوب می‌شوند (شکل ۸-ث). شاخص اشباع از آلومینیم برای گرانیت‌های نوع S بیشتر از ۱/۱ و برای گرانیت‌های نوع I کمتر از ۱/۱ است (Chappell and White, 2001)؛ بنابراین با توجه به این معیار، توده نفوذی جانجا از نوع گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد. همچنین قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Na₂O در مقابل K₂O که مرز گرانیتوئیدهای I و S را جدا می‌کند (Chappell and White, 2001)، ماهیت I بودن توده نفوذی جانجا را تأیید می‌کند (شکل ۸-ج).

۹- مطالعات میانبارهای سیال

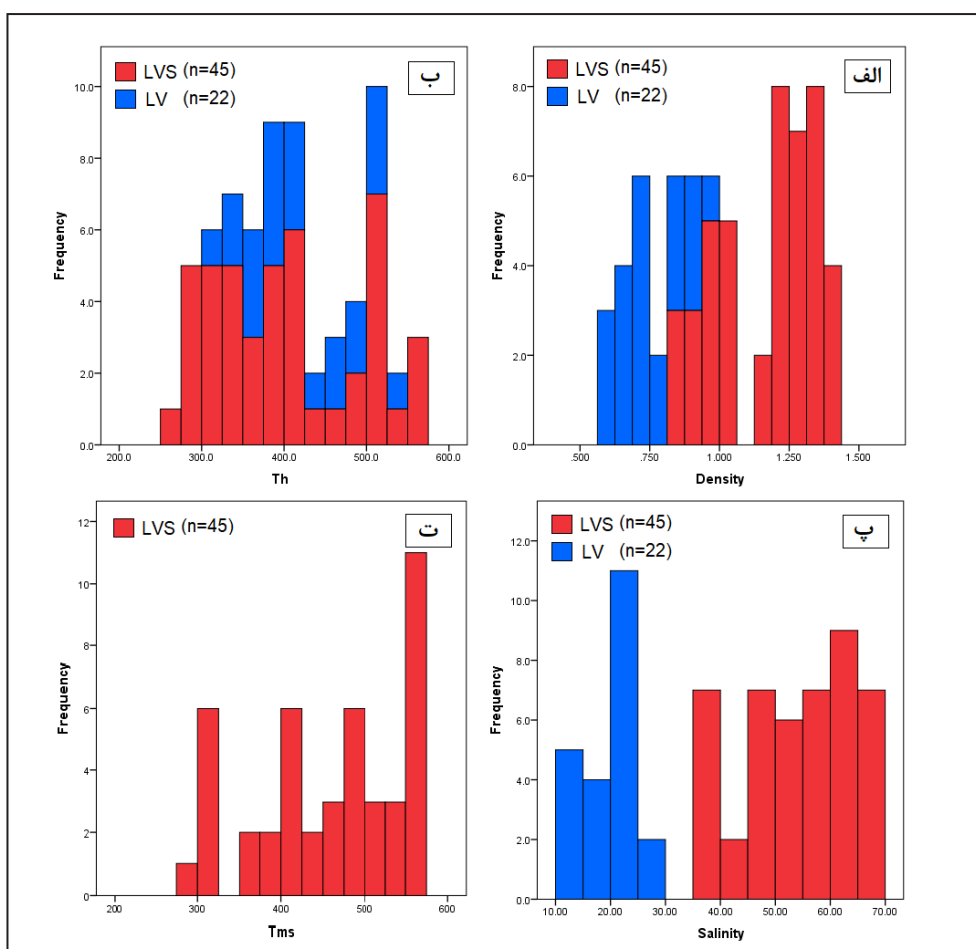
۹-۱- سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میانبارهای سیال

میانبارهای سیال به دام افتاده در کانی‌ها و کانه‌های سامانه‌های پورفیری، نمونه‌های مستقیم از سیالات گرمایی- ماگمایی قدیمی هستند که مسئول نهشت ماده معدنی و دگرسانی گرمایی محسوب می‌شوند و مطالعه این میانبارهای سیال یکی از مهم‌ترین روش‌ها برای به دست آوردن اطلاعات در مورد ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز در سامانه‌های پورفیری است (Kouzmanov, 2012). با توجه به اهمیت این روش، تعداد سه عدد مقطع دوبرصیقل از رگه- رگچه‌های کوارتز حاوی کانه‌زایی مربوط به مغزه‌های حفاری شده از پهنه دگرسانی پتاسیک در توده نفوذی تهیه شد. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، نمونه‌های حاوی دگرسانی پتاسیک عمدتاً توسط دگرسانی فلیک متأثر شده‌اند. طی مطالعات سنگ‌نگاری، ویژگی‌های فیزیکی و ریخت‌شناسی میانبارهای سیال که کانی میزبان همگی آنها کوارتز است بر اساس بودنار (Bodnar et al, 2014) و گلدستین (Goldstein et al, 2003) ثبت شد. عمده میانبارهای سیال مشاهده شده دارای ماهیت ثانویه هستند که یکی از ویژگی‌های سامانه‌های پورفیری می‌باشد. با این وجود، تلاش شده تا میانبارهایی برای مطالعات انتخاب شوند که بر اساس معیارهای گلدستین (Goldstein et al, 2003) ماهیت اولیه داشته باشند. در شکل ۹ انواع مختلف میانبارهای سیال دیده شده در رگه‌های کوارتز کانسار جانجا نشان داده شده است. به طور کلی از نظر ظاهری، میانبارهای دیده شده در رگچه‌های کوارتز دارای اشکال نامنظم، گوشه‌دار، کروی تا کشیده می‌باشند. اصطلاحات متعددی توسط پژوهشگران مختلف برای تقسیم‌بندی میانبارهای سیال کانسارهای پورفیری استفاده شده است (Rusk et al., 2004; Audetat et al., 2008; Kouzmanov, 2012; Richards, 2015). بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و معیارهای طبقه‌بندی میانبارهای سیال توسط کازمانو (Kouzmanov, 2012) و لکومبری (Lecumberri, 2013) در کانسارهای پورفیری، میانبارهای سیال موجود در رگچه‌های کوارتز- سولفیدی کانسار جانجا به سه گروه قابل تقسیم هستند: ۱) میانبارهای دوفازی غنی از بخار (I)؛ ۲) میانبارهای دوفازی آبگین یا (LV (II)؛ ۳) میانبارهای چندفازی حاوی نمک یا (LVH (III). در ادامه به ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی هر یک از این میانبارها پرداخته خواهد شد. همچنین در جدول ۲ نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال ارائه شده است.

– میانبارهای سیال دوفازی غنی از بخار (I): این گروه از میانبارهای سیال شامل میانبارهای غنی از بخار هستند که درصد بخار آنها به بیش از ۹۰ درصد می‌رسد به گونه‌ای که فاز مایع آنها تنها در حاشیه و به‌صورت محدود دیده می‌شود (شکل ۹-الف، پ و ث). این میانبارهای سیال اشکال مختلفی از جمله اشکال بی‌نظم، چندوجهی و کروی را نشان می‌دهند. بعضی از این میانبارها حالت دنباله‌دار شدن (Necking Down) را نشان می‌دهند که به علت تغییر در نسبت اولیه بخار به مایع و تغییر در فازهای درونی از مطالعات کنار گذاشته شدند. ابعاد این



شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی از میانبارهای سیال موجود در رگه و رگچه‌های کوارتز- سولفیدی در کانسار جانجا. الف) میانبارهای دوفازی سیال آبگین متشکل از فاز مایع و حباب کوچک بخار به شکل چندوجهی همراه با میانبارهای سیال غنی از بخار که شکل منفی بلور را نشان می‌دهند؛ ب و ت) میانبارهای چندفازی حاوی نمک متشکل از فاز مایع+ فاز بخار+ هالیت و یک فاز جامد اپک؛ پ) میانبار دوفازی آبگین متشکل از فاز مایع و بخار که شکل کروی را نشان می‌دهد؛ ث) حضور همزمان یک میانبار چندفازی حاوی نمک و یک میانبار دوفازی غنی از بخار؛ ج) حضور دو میانبار چندفازی حاوی نمک و یک مورد میانبار حاوی سیلویت (L: Liquid; V: Vapor; O: Opaque mineral; H: Halite, S: Sylvite).



شکل ۱۰- الف) نمودار چگالی میانبارهای سیال؛ ب) نمودار دمای همگن شدن میانبارهای سیال؛ پ) نمودار شوری میانبارهای سیال؛ ت) نمودار دمای همگن شدن به هالیت میانبارهای سیال.

جدول ۲- خلاصه نتایج تجزیه‌های ریزدماسنجی و تعیین شوری میانبارهای سیال نمونه‌های کانسار جانجا.

Sample	Inc.N.	Inc.Type	Class	Shape	Size (um)	Salinity	Th _v	Density	Te	Tm _s	Tm _{ice}
1	1	L+V+S	Primary	N. C. Sh.	8	49.29	520	0.991		420	
	2	L+V+S	Primary	Irregular	12	46.69	500	0.979		396	
	3	L+V+S	Primary	Irregular	15	60.29	282	1.346		532	
	4	L+V+S	Primary	Irregular	12	60.35	325	1.302		522	
	5	L+V+S	Primary	Irregular	11	38.66	500	0.892		309	
	6	L+V+S	Primary	Irregular	9	66.33	380	1.331		550	
	7	L+V+S	Primary	Faceted	7	56.63	385	1.213		480	
	8	L+V+S	Primary	Rounded	10	61.91	373	1.283		530	
	9	L+V+S	Primary	Irregular	13	58.77	394	1.232		499	
	10	L+V+S	Primary	Irregular	7	60.09	430	1.223		508	
	11	L+V+S	Primary	Irregular	8	36.36	460	0.908		277	
	12	L+V+S	Primary	Irregular	9	50.08	372	1.15		420	
	13	L+V+S	Primary	Irregular	8	58.01	408	1.213		491	
	14	L+V+S	Primary	Irregular	10	49.38	500	1.011		420	
	15	L+V+S	Primary	Irregular	11	56.59	380	1.216		480	
	16	L+V	Primary	N. C. Sh.	16	22.38	301	0.941	-65.5		-20
	17	L+V	Primary	Irregular	6	15.96	350	0.81	-64.1		-12
	18	L+V	Primary	Faceted	19	20.97	388	0.81	-55.2		-18
	19	L+V	Primary	Faceted	20	25.58	400	0.847	-48.2		-25
	20	L+V	Primary	Faceted	9	20.97	540	0.653	-50		-18
	21	L+V	Primary	Faceted	11	14.97	500	0.596	-33.1		-11
	22	L+V	Primary	Irregular	13	18.63	515	0.614	-39		-15
	23	L+V	Primary	Irregular	14	21.68	520	0.676	-60		-19
2	1	L+V+S	Primary	Irregular	16.5	43.47	400	1.043		362	
	2	L+V+S	Primary	Irregular	9	52.53	326	1.213		445	
	3	L+V+S	Primary	Faceted	12	55.35	301	1.265		476	
	4	L+V+S	Primary	Faceted	11	53.53	290	1.255		459	
	5	L+V+S	Primary	Faceted	13	61.69	326	1.317		535	
	6	L+V+S	Primary	Irregular	21	38.56	550	0.832		309	
	7	L+V+S	Primary	Faceted	9	65.8	310	1.385		550	
	8	L+V+S	Primary	Rounded	8	39.3	377	1.023		315	
	9	L+V+S	Primary	Irregular	12	47.94	358	1.138		400	
	10	L+V+S	Primary	Irregular	6	42.3	416	1.014		350	
	11	L+V+S	Primary	Irregular	12	53.32	337	1.213		452	
	12	L+V+S	Primary	Rounded	14	49.49	254	1.245		421	
	13	L+V+S	Primary	Rounded	15	63.55	342	1.326		550	
	14	L+V+S	Primary	Rounded	16	58.51	298	1.306		509	
	15	L+V+S	Primary	N. C. Sh.	18	62.95	315	1.343		550	
	16	L+V	Primary	N. C. Sh.	11	23.05	348	0.88	-48		-21
	17	L+V	Primary	Irregular	10	13.94	421	0.66	-29.7		-10
	18	L+V	Primary	Faceted	15	22.38	325	0.91	-49.1		-20
	19	L+V	Primary	Faceted	8	28.03	375	0.9	-52.7		-29
	20	L+V	Primary	Faceted	18	11.7	410	0.65	-25.9		-8
	21	L+V	Primary	Faceted	13	21.68	485	0.7	-41.2		-19
	22	L+V	Primary	Irregular	9	12.85	389	0.7	-30		-9

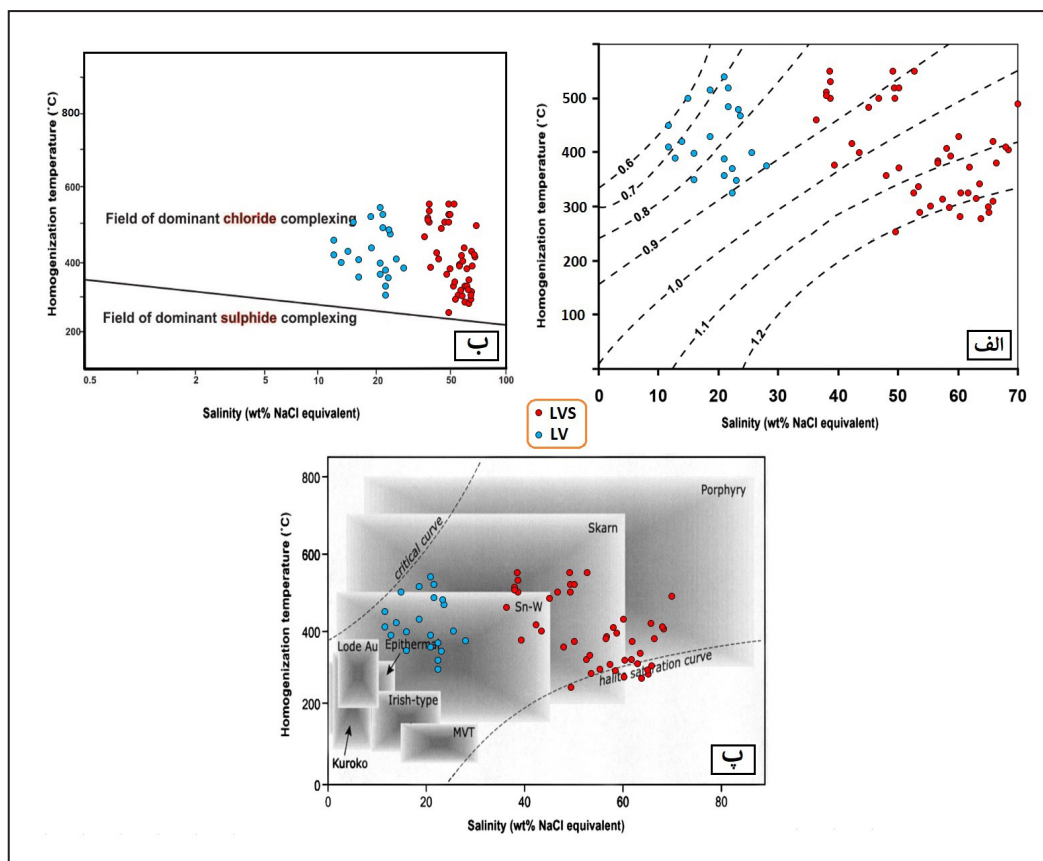
ادامه جدول ۲-

Sample	Inc.N	Inc.Type	Class	Shape	Size (um)	Salinity	Th _v	Density	Te	Tm _s	Tm _{ice}
3	1	L+V+S	Primary	Irregular	11	57.43	314	1.278		495	
	2	L+V+S	Primary	Irregular	18	65.75	420	1.299		550	
	3	L+V+S	Primary	Faceted	9	63.72	278	1.397		550	
	4	L+V+S	Primary	Faceted	10.5	65.08	289	1.401		550	
	5	L+V+S	Primary	Faceted	8	64.99	300	1.386		550	
	6	L+V+S	Primary	Irregular	17	68.33	405	1.339		550	
	7	L+V+S	Primary	Faceted	15	69.9	490	1.315		550	
	8	L+V+S	Primary	Rounded	10	45.07	483	0.977		380	
	9	L+V+S	Primary	Irregular	12	37.96	512	0.873		300	
	10	L+V+S	Primary	Irregular	14	37.97	505	0.88		300	
	11	L+V+S	Primary	Irregular	9.5	38.69	531	0.862		310	
	12	L+V+S	Primary	Rounded	14	49.15	550	0.961		420	
	13	L+V+S	Primary	N. C. Sh.	9	50.11	520	1.001		427	
	14	L+V+S	Primary	N. C. Sh.	11	52.7	550	0.998		450	
	15	L+V+S	Primary	Irregular	16	67.95	410	1.332		550	
	16	L+V	Primary	Rounded	9	15.96	398	0.734	-42		-12
	17	L+V	Primary	Irregular	19	11.7	450	0.591	-39		-8
	18	L+V	Primary	Faceted	15.5	18.65	430	0.721	-49		-15
	19	L+V	Primary	Faceted	8	23.7	468	0.745	-58		-22
	20	L+V	Primary	Faceted	8.5	20.97	358	0.853	-45		-18
	21	L+V	Primary	Rounded	13	23.37	480	0.73	-58		-21.5
	22	L+V	Primary	Irregular	11	22.38	370	0.851	-53		-20

۲-۹- مطالعه ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی میانبارهای سیال

به‌منظور تعیین چگالی میانبارهای مورد مطالعه در کانسار جانجا از نمودار دمای همگن شدن- شوری (Wilkinson, 2001) استفاده شد (شکل ۱۱- الف). چگالی محاسبه شده برای میانبارهای آبگین، از ۰/۶۵ تا ۰/۸۴ و برای میانبارهای چندفازی حاوی نمک، از ۰/۸۳ تا ۱/۴ متغیر می‌باشد. یکی دیگر از ویژگی‌هایی که در کانسارهای پورفیری متداول است، حضور میانبارهای حاوی هالیت است که به هالیت همگن می‌شوند که دلایل مختلفی برای این مورد مطرح شده است؛ (۱) فشار بالا- به دام افتادن یک میانبار تک فاز دارای شوری بالا به گونه‌ای که هالیت قبل از بخار هسته‌سازی می‌کند (Roeder and Bodnar, 1980)؛ (۲) تغییرات پس از به دام افتادن- خروج H₂O از میانبار (Audetat and Gunther, 1999)؛ یا (۳) اشباع هالیت- تحت شرایط اشباع از هالیت، برخی میانبارها، هالیت جامد را به دام انداخته‌اند (Becker et al., 2008). یکی از ویژگی‌های مشاهده شده در میانبارهای سیال کانسار جانجا، حضور همزمان میانبارهای چندفازی

حاوی نمک و میانبارهای غنی از بخار است. روند پراکندگی این میانبارها، نشان‌دهنده فرایندهای اختلاط و سرد شدن عادی سیالات به‌عنوان عامل اصلی نهشت ماده معدنی در این سیالات است. برای شناسایی کمپلکس غالب حمل‌کننده فلزات در کانسار جانجا از نمودار (Large et al., 1989) استفاده شده است (شکل ۱۱- ب). بر طبق این نمودار، داده‌های جانجا در محدوده مربوط به کمپلکس‌های کلریدی قرار می‌گیرند و همچنین براساس شواهدی چون مقادیر بالای هالیت در میانبارهای چندفازی حاوی نمک، شوری (بیش از ۴۰ درصد وزنی) و دمای بالا (بیش از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) می‌توان نتیجه گرفت آنیون غالب در منطقه Cl⁻ است. بر اساس نمودار ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن که انواع سامانه‌های کانه‌زایی را از هم تفکیک نموده است (Wilkinson, 2001)، میانبارهای مورد مطالعه از نظر ویژگی دما و شوری در محدوده کانسارهای پورفیری قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- پ).



شکل ۱۱- الف) نمودار دمای همگن شدن- شوری برای تعیین چگالی میانبار سیال (Wilkinson, 2001)؛ ب) نمایش محدوده پایداری کمپلکس‌های مس به صورت کلریدی و بی‌سولفیدی (Large et al., 1989)؛ پ) نمودار تعیین تیپ کانه‌زایی بر اساس شوری و دمای همگن شدن سیال (Wilkinson, 2001).

۱۰- مقایسه کانسار جانجا با انواع کانسارهای پورفیری ایران

مگنتیت، رگچه‌های کوارتز، حضور کانی انیدریت و اندازه و میانگین ذخیره کانسار مقایسه شد. نتیجه این بررسی نشان می‌دهد که کانسار جانجا بیشترین شباهت را با کانسارهای مس- مولیبدن- (طلا) پورفیری حاشیه قاره‌ای دارد (جدول ۳).

به‌منظور تعیین نوع کانه‌زایی در کانسار جانجا، ویژگی‌های کانی‌سازی کانسار یادشده با برخی کانسارهای مس پورفیری مهم ایران از نظر موقعیت تکنیکی، توده نفوذی منشأ، سری ماگمایی، پهنه‌های دگرسانی، گسترش پهنه اکسیدان، عیار متوسط مس و مولیبدن، کانی‌های فلزی درون‌زاد، درصد

جدول ۳- مقایسه کانسار جانجا با برخی از ذخایر مس پورفیری مهم در ایران.

موارد مقایسه	جانجا	سرچشمه	میدوک	سونگون	دره زار	علی آباد و دره زرشک
موقعیت زمین‌ساختی	حاشیه قاره	حاشیه قاره	حاشیه قاره	حاشیه قاره	حاشیه قاره	حاشیه قاره
توده نفوذی منشأ	کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت پورفیری	گرانودیوریت پورفیری	کوارتز دیوریت پورفیری	مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت پورفیری	گرانودیوریت پورفیری	گرانودیوریت پورفیری
سری ماگمایی	کالک آلکالن	کالک آلکالن	کالک آلکالن	کالک آلکالن پتاسیم بالا تا متوسط	کالک آلکالن	کالک آلکالن
پهنه‌های دگرسانی	پتاسیک- پروپیلیتیک- آرژیلیک- فلیک	پتاسیک- فلیک- پروپیلیتیک- آرژیلیک	پتاسیک- سدیک- پتاسیک- سدیک فلیک- پروپیلیتیک- آرژیلیک	پتاسیک، پتاسیک- فلیک، فلیک، پروپیلیتیک	پتاسیک، فلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک	فلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک

ادامه جدول ۳-

موارد مقایسه	جانجا	سرچشمه	میدوک	سونگون	دره زار	علی آباد و دره زرشک
عناصر مهم فلزی	Cu-Mo±Au	Cu-Mo (Au-Ag)	Cu± Mo	Cu-Mo (Au-Ag)	Cu-Mo	Cu(± Mo± Ag)
کانی‌های فلزی درونزاد	کالکوپیریت-مگنتیت-پیریت-مولیبدنیت-بورنیت-طلا	کالکوپیریت-پیریت-مولیبدنیت	کالکوپیریت-پیریت-اسفالریت-مولیبدن-بورنیت	کالکوپیریت-پیریت-مولیبدن	کالکوپیریت-پیریت-مولیبدن-بورنیت-دیزنیت-گالن-اسفالریت-پروتیت-انارزیت-مگنتیت	کالکوپیریت-بورنیت-گالن-اسفالریت
مگنتیت	کم	جزئی	کم	بسیار جزئی	کم	؟
گسترش پهنه اکسیدان-برونزاد	متوسط	زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	متوسط
اندازه و میانگین ذخیره کانسار	ذخیره قطعی ۱۰۱ میلیون تن و ذخیره احتمالی ۲۰۲ میلیون تن	بزرگ (۱۲۰۰ میلیون تن)	متوسط ۱۷۰ میلیون تن	بزرگ- ۶۵۰ میلیون تن	کوچک (۴۹ میلیون تن)	دره زرشک ۲۳ و علی آباد ۴۰ میلیون تن
عیار متوسط مس (درصد)	۰/۳۴	۰/۶۹	۰/۸۶	۰/۴	۰/۷	دره زرشک ۰/۹ علی آباد ۰/۷۳
عیار متوسط مولیبدن (درصد)	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۲۵	۰/۰۰۴	دره زرشک ۰/۰۰۴ علی آباد ۰/۰۰۶
محدوده شوری سیالات	۳۶ تا ۷۰ درصد وزنی نمک	۱ تا ۶۱ درصد وزنی نمک	۲ تا ۴۳ درصد وزنی نمک	۱ تا ۷۰ درصد وزنی نمک	۳۵ تا ۶۰ درصد وزنی نمک	۱ تا ۷۸ درصد وزنی نمک
محدوده دمای همگن شدن	۲۵۴ تا بیش از ۵۵۰ درجه سانتی گراد	۶۰۰-۲۴۰ درجه سانتی گراد	۵۳۰-۲۱۴ درجه سانتی گراد	۶۰۰-۱۵۰ درجه سانتی گراد	۴۹۹-۲۶۰ درجه سانتی گراد	۶۲۰-۱۰۰ درجه سانتی گراد
منابع	پژوهش حاضر	(Shahabpour, 2008)	(Taghipour et al., 2008)	Calagari, 2004; Hou et al., 2013, Kou et al., 2021	(عبدل‌زاده، ۱۳۸۵)	(عبدل‌زاده، ۱۳۸۵) Zarasvandi et al., 2005

۱۱- نتیجه‌گیری

بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های معرف برداشت‌شده از توده نفوذی جانجا بیانگر وجود یک توده دیوریتی، کوآرتزدیوریتی تا گرانودیوریتی تپ I در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای با سرشت کالک‌آلکان در این کانسار است. بر اثر نفوذ این توده نیمه‌ژرف به درون واحدهای فیلیسی کرتاسه در اثر دگرگونی مجاورتی، سنگ درون‌گیر به هورنفلس تبدیل شده است و همچنین به دلیل فرایندهای گرمایی ناشی از نفوذ این توده نیمه‌ژرف، دگرسانی‌های مختلفی از جمله پتاسیک، فلیک (سربستی شدن)، پروپلیتیک و آرژیلیک در منطقه ایجاد شده است. در اولین مرحله، دگرسانی پتاسیک در مرکز سامانه کانه‌زایی تشکیل شده و گسترده‌ترین دگرسانی دیده‌شده در این کانسار می‌باشد. دگرسانی فلیک با گسترش محدود و شدتی ضعیف، دگرسانی پتاسیک را متأثر کرده است و نشانه‌ای از یک پهنه گسترده از این نوع دگرسانی در کانسار جانجا نیست. سپس دگرسانی پروپلیتیک به صورت جزئی در حاشیه سامانه تشکیل شده است. دگرسانی آرژیلیک نیز به صورت محلی توسط فرایندهای برونزاد ایجاد شده است. سپس در اثر فعالیت سیالات جوی پهنه‌های کانه‌زایی اکسیدی در بخش بالایی کانسار تشکیل شده است. مطالعات میانبارهای سیال بر روی رگه‌های سیلیسی-سولفیدی مربوط به پهنه دگرسانی پتاسیک نیز نشان داده است که سیال کانه‌ساز دارای دمای

همگن شدن بسیار بالا از ۲۵۴ تا بیش از ۵۵۰ درجه سانتی گراد و شوری بسیار بالا از محدوده ۳۶ تا ۷۰ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد که از ویژگی‌های شاخص سیالات کانه‌ساز سامانه‌های پورفیری هستند (Wilkinson, 2001). بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و مطالعات ریزدماسنجی مهم‌ترین عامل نهشت ماده معدنی در کانسار جانجا نیز فرایند اختلاط دو نوع سیال گرمایی و جوی و سرد شدن عادی سیالات گرمایی است که به دلیل تغییرات فشار و دما در اثر آمیختگی با آب‌های جوی رخ داده و همواره به عنوان یکی از عوامل مهم در ایجاد کانه‌زایی‌های گرمایی و گرمایی-ماگمایی معرفی شده است. ویژگی‌های کانه‌زایی، دگرسانی، ژئوشیمیایی و میانبارهای سیال کانسار جانجا منطبق بر کانسارهای کالک‌آلکانل مس پورفیری حاشیه قاره‌ای می‌باشد.

سپاسگزاری

بدین وسیله از خانم مهندس شیما افخمی به خاطر همکاری صمیمانه و همچنین مدیریت محترم شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران (IMPASCO) به خاطر در اختیار گذاشتن داده‌ها و بسترسازی جهت انجام این پژوهش صمیمانه سپاسگزاری می‌گردد.

کتابنگاری

عبدل‌زاده، م.، ۱۳۸۵، مطالعه ژئوشیمیایی، کانه‌زایی و دگرسانی در کانسار مس دره‌زار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۳۲۶ صفحه.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725. DOI: 10.1017/S001675681100046X.
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geol. Rev.* 70, 385–406. 10.1016/j.oregeorev.2015.03.003.
- Aliyari, F., Rastad, E., and Mohajjel, M., 2012. Gold Deposits in the Sanandaj–Sirjan Zone: Orogenic Gold Deposits or Intrusion- Related Gold Systems. *Resource Geology*, 62(3), 296-315. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2012.00196.x>.
- Asadi, S., Moore, F., and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth Sci. Rev.* 138, 25–46. DOI:10.1016/j.earscirev.2014.08.001.
- Audétat, A., and Günther, D., 1999. Mobility and H₂O loss from fluid inclusions in natural quartz crystals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(1), 1-14.
- Auditat, A., Pettke, T., Heinrich, C. A., and Bodnar, R. J., 2008. The composition of magmatic hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Econ Geol*, 103, 877-908.
- Baker, T., Bickford, D., Juras, S., Lewis, P., Oztas, Y., Ross, K., and Creaser, R. A., 2016. The geology of the Kisladag porphyry gold deposit, Turkey. *Soc. Econ. Geologists Spec. Publ*, 19, 1-27.
- Becker, S. P., Fall, A., and Bodnar, R. J., 2016. Synthetic fluid inclusions. XVII. 1 PVTX properties of high salinity H₂O-NaCl solutions (> 30 wt% NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 103(3), 539-554. doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.539.
- Bodnar, R. J., and Samson, I., 2003. Introduction to fluid inclusions. *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*, 32, 1-8.
- Bodnar, R. J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., and Steele-MacInnis, M., 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Treatise on Geochemistry*, Second Edition 2nd edn. Elsevier, Oxford, 119-142. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.01105-0>.
- Boomeri, M., 2014. Ore Deposits and indexes of Sistan Baluchestan province. 6th symposium of Iranian society of Economic Geology.
- Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H., and 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. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.11.018.
- Camp, V.E., and Griffis, R.J., 1982. Character genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos*, v. 15, p. 221- 239.
- Calagari, A. A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, England. v. 28, p. 179–189. DOI: 10.1016/S1367-9120(03)00085-3.
- Chappel, B. W., and White, A. J. R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks, George Allen and Unwin. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1-3>.
- Footohi Rad, G.R., 2004. Petrology and geochemistry of metamorphosed ophiolites of east of Birjand, unpublished Ph.D Thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran, 324 pp.
- Goldstein, R. H., Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*, 32, 9-53.
- Hezarkhani, A., 2008. Hydrothermal evolution of the Miduk porphyry copper system, Kerman, Iran: a fluid inclusion investigation. *International Geology Review*, 50(7), 665-684.
- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3), 326-340. DOI: 10.1016/j.jseas.2005.04.005.
- Hou, M.D., Zhang, H.R., and Jia, J.W., 2013. New research on the genesis of Sungun porphyry Cu-Mo Deposit in Iran. *Geol. Sci. Technol. Inf.* 32 (5), 174–181. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104013>.
- Imer, A., Richards, J. P., and Muehlenbachs, K., 2016- Hydrothermal evolution of the Çöpler porphyry-epithermal Au deposit, Erzincan province, central eastern Turkey. *Economic Geology*, 111(7), 1619-1658. DOI [doi.org/ 10.2113/econgeo.111.7.1619](https://doi.org/10.2113/econgeo.111.7.1619).

- Irvine, T.N.J., and Baragar, W.R.A.F., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C. R., and Farmer, L., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristic and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, Eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1), 1-27.
- Kou, G.Y., Xu, B., Zhou, Y., Zheng, Y. Ch., Hou, Z.Q., Zhou, L.M., Zhang, Y.F., and Yu, J. X., 2021- Geology and petrogenesis of the Sungun deposits: Implications for the genesis of porphyry-type mineralization in the NW Urumieh–Dokhtar magmatic Arc, Iran. *Ore Geology Reviews*, 131, 104013. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104013.
- Kouzmanov, K., Pokrovski, G. S., Hedenquist, J. W., Harris, M., and Camus, F., 2012. Hydrothermal controls on metal distribution in porphyry Cu (-Mo-Au) systems. *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ*, 16, 573-618.
- Large, R.R., Huston, D.M., Goldrick, P., and Tuxton, P.A., 1989. Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport models. *Economic Geology Monographs*, 6(1): 520–535. DOI: <https://doi.org/10.5382/Mono.06.40>.
- Lecumberri Sanchez, P., 2013. Spatial and temporal evolution of fluids in hydrothermal ore deposits (Doctoral dissertation, Virginia Tech).
- Maanijou, M., Mostaghimi, M., Abdollahy-Riseh, M., Sepahi-Gerow, A.A., 2013. Systematic sulfur stable isotope and fluid inclusion studies on veinlet groups in the Sarcheshmeh porphyry copper deposit: based on new data. *Economic Geology* 4, 217-239. 10.22067/ECONG.V4I2.16492.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E., Griffin, W.T., and Andrew, R.L., 2003. Timing of mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran. In: Eliopoulos (Ed.), *Mineral Exploration and Sustainable Development (7th Biennial SGA Meeting Athens, August 24–28)*. Millpress, Rotterdam, pp. 1197–1200.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56:3, 263-287. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>.
- Mohajjel, 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. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Mohammadi, A., Burg, J. P., Bouilhol, P., and Ruh, J., 2016. U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. *Lithos*, 248, 293-308. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.02.003.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983. DOI: 10.1093/petrology/25.4.956.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Pars Olang, 2016, Final report of the preliminary phase of Janja area.
- Razique, A., Tosdal, R. M., and Creaser, R. A., 2014. Temporal evolution of the western porphyry Cu-Au systems at Reko Diq, Balochistan, western Pakistan. *Economic Geology*, 109(7), 2003-2021. DOI: 10.2113/econgeo.109.7.2003.
- Richards, J. P., and Sholeh, A., 2016. The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. *Economic Geology, Special Publication* 19: 193–212.
- Richards, J. P., 2015. Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Tethyan Orogen: From subduction to collision, *Ore Geology Reviews*, 70: 323–345. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>.
- Richards, J. P., Wilkinson, D., and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. *Economic Geology*, 101(8), 1455-1496. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1455>.
- 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. [doi:10.1146/annurev.ea.08.050180.001403](https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001403).
- Rusk, B. G., Reed, M. H., Dilles, J. H., Klemm, L. M., and Heinrich, C. A., 2004. Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper–molybdenum deposit at Butte, MT. *Chemical Geology*, 210(1-4), 173-199.
- Sahandi, R., 2013. Structural geology map of Iran (1:1000000 scale). *Geol. Surv. Of Iran*. Sawkins, F.J., 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics. vol. 17. Springer-Verlag, Berlin, pp. 14–60.
- Shahabpour, J., 2008. Aspects of alteration and mineralization at the Sar Cheshmeh copper-molybdenum Deposit, Kerman, Iran: Unpub Ph.D. thesis Leeds University, 342 pp.

- Shand, S. J., 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites. J. Siahcheshm, K., Calagari, A. A., and Abedini, A., 2014. Hydrothermal evolution in the Maher-Abad porphyry Cu–Au deposit, SW Birjand, Eastern Iran: evidence from fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, 58, 1-13.
- Taghipour, N., Aftabi, A., and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the Miduk porphyry copper deposit, Iran. *Resour. Geol.* 58, 143–160. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x>.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94, 134–150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2).
- Waterman, G.C., and Hamilton, R.L., 1975. The Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* 70, 568–576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.3.568>.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 (1). 185-187. [doi:10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371).
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4), 229-272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5).
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran. *International Geology Reviews* 47, 620-646. DOI: 10.2747/0020-6814.47.6.620.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Lentz, D., Azimzadeh, A. M., and Pourkaseb, H., 2015. Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 175. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.07.029>.

Original Research Paper

Geology, mineralization, alteration and fluid inclusion studies of the Janja porphyry Cu-Mo deposit, Sistan suture zone, SE Iran

Nima Rahimi¹, Shojaeddin Niroomand^{1*}, Mohammad Lotfi¹ and Mojtaba Rahimi Shahid²

¹Department of Economic Geology, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran

²Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 February 21

Accepted: 2022 January 11

Available online: 2022 September 23

Keywords:

Sistan Suture Zone

Cu-Mo porphyry deposit

Janja

Fluid Inclusion

Mixing

ABSTRACT

The Janja Cu-Mo porphyry deposit is located at 70 km south of the Nehbandan, Sistan suture zone, Eastern Iran. The porphyry mineralization in the Janja deposit is temporally and spatially associated with the diorite to quartz diorite and granodiorite granular to porphyry stocks that intruded in the Cretaceous flysch units. The Janja intrusions are represented by a Calc-alkaline and metaluminous geochemical affinity, and belong to the I-type granitoid series and subduction-related magmas in composition. Hydrothermal alterations in the area have been completely influenced by the Janja intrusion and as a result of the activity of these hydrothermal fluids, various types of potassic, propylitic, argillic and rarely phyllic alteration zones have been formed. In this deposit, three mineralization styles have been recognized including disseminated, vein-veinlet and stockwork which mineralization is mainly associated with potassic alteration. Mineralization zones in porphyry systems, including the supergene, enriched and hypogene zone, have been identified in the Janja deposit, which are the result of changes in the water table, weathering and erosion effects. The main sulfide minerals consist of chalcopyrite, pyrite, covellite, chalcocite, molybdenite, bornite, and oxide minerals including magnetite, hematite, goethite and hydro carbonate minerals including malachite and azurite. Fluid inclusion studies showed a homogenization temperature range from 301 to 540 °C and a mean salinity of 19 wt%NaCl for two-phase inclusions and a homogenization temperature range between 254 and >550 °C and mean salinities of 54 wt % NaCl for multiphase fluid inclusions. The results of these studies show that mixing processes have taken place in the Janja deposit and have caused the deposition of Cu-Mo-(Au) mineralization. Eventually, according to the various characteristics of the Janja deposit, including tectonic environment, host rock, mineralogy, ore-forming fluid, metal ore assemblage, mineralization and alteration patterns, and comparison of these characteristics with other porphyry deposits, it can be concluded that mineralization in Janja deposit is comparable with continental margin-type porphyry Cu-Mo-(Au) deposits.

* Corresponding author: Shojaeddin Niroomand; E-mail: Niroomand@ut.ac.ir

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

 doi: 10.22071/GSJ.2022.274408.1889

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.3.6.0

