



دانشكده علوم زمين

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

زمینشناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس کهنگ غربی، جنوب اردستان

نگارنده: مهدی بازارنوی

استادراهنما

دکتر مسعود علی پور اصل

شهريور ۱۳۹۶

نامه دوره کارشناسی ا ارشد کرم / آنای مهدی شناسی اقتصادی تح غربی، جنوب اردستان رگرار گردید به شرح ذیل د ا مرتبه علمی	ر تجلسه نهایی دفاع از پایان جلب دفاع از پایان نامه کارشناس به زمین شناسی گرایش زمین و ژنز کانسار مس کهنگ وران در دانشگاه صعتی شاهرود ب عالی ایسی ایک	فرم شماره (۳) صو با نام و یاد خدارند متعال، ارزیابی شماره دانشجوبی ۹۳۰۲۳۲ رش شناسی، دکرسانی، ژنوشیمی شناسی، دکرسانی، ژنوشیمی قبول (با امتیاز۹۰۰۰ درجه نوع تحقیق: نظری ا
، ارشد کامو / آقای مهدی ، شناسی اقتصادی تح غربی، جنوب اردستان رگزار گردید به شرح ذیل د] مرتبه علمی	جلب دفاع از پایان نامه کارشناسی به زمین شناسی گرایش زمین و ژنز کانسار مس کهنگ اوران در دانشگاه صنعتی شاهرود ب عارفی ایک ملی ایک	با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی شمار، دانشجویی ۹۳۰۳٤۷٤ رش شناسی، دکرسانی، ژئوشیتمی متاسی، ۱۰ محترم د قبول (یا امتیاز۹۹۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰
د] مرتبة علمي	عا_ی مردو ہملی ⊠	آقبول (با امتیاز۹۹۰۰۰۰۰۰۰ درجه نوع تحقیق: نظری □ =
مرتبة علمي	ىملى 🖾	نوع تحقيق: نظرى 🗌 ۽
مر تبة علمي		
	نام ونام خانوادگی	عضو هیأت داوران
ر استادیار حس	دکتر مسعود علی یور اصل	۱ـ استادر اهنمای اول
	-	ا- استادراهنمای دوم
		- استاد مشاور
استادیار	دکتر مهدی رصانی کهجائی	ا نمایندہ تحصیلات تکمیلی
استاديار	دكثر فرح الله قردوست	استاد معنحن اول
استادیار	دکثر مریم شیبی	استاد ممتحن دوم
	استادیار استادیار استادیار مدد: رکستر مردیز لیسیمی مین	دکتر مهدی رضائی کهمانی استادیار دکتر فرج الله فردوست استادیار دکتر مریم شیمی استادیار و نام خانوادگی رئیس دانشکده: رکتر مردر لصیری اینا و اعضاء و می مانشگذه:

ت

به خدایی که انسان را آفرید و سپ برای مدایتش پیامبران از حضرت آ دم تاخاتم و پس از ایثان، امامان معصوم رابرای مدایت مأمور و در بی ایشان ، عالمان دین رابرای را منابی منصوب و مأمور کرده

تقديم به تقديم به

پامبرخاتم و جانشان برحقش از حضرت علی (ع) تاحضرت مهدی (ع)، عالمان وبزرگان دین

اولین الکو پای علم ومعرفت بدر ومادر م

به اسادان گرانقدرم، دکتر معود علی یور اصل، دکتر محمود صادقیان که نه تنها اسانید درسی بلکه اسانید

اخلاق و زندگی ام بوده و مستند.

ازىدر، مادر، نواسران وبرادرانم

این بزرگوران که بهواره بر کوتابی و درشتی من، قلم عفوکشیده و کریانه از کنار غفلت پایم کذشة اند و در تام عرصه پای زندگی پار و یاوری بی چشم داشت ارای من بوده و پیچ زمانی مراتنها و بی ماور نکداشته اند؛ از اساد ماکالات، شاسته، نررگوار، صهور و دانشمندم؛ جناب دکتر معود علی بور اصل که در کال سه صدر، باحن خلق و فروتنی، از پیچ کمی در این عرصه بر من دیغ ننمودند و زحمت را بهایی این رساله را بر عهده کرقتند . اکر ایثان نبودند انجام این پایان نامه نه مکن می شدونه به سرانجامی مناسب می رسد. از اساد بزرگوارم؛ جناب آقای دکترمحمود صادقیان که همراه پاسخ کو سوالات در سی و راههای من در مراحل مختلف زندگی بودن، از اسادان بزرگورام؛ دکتر فرج... فردوست، دکتر حبیب ا... قاسمی، دکتر فردین موسوند، دکتر مهدی رضایی ، دکترمریم شیب، دکتریرویز امیدی و خانم مهندس سعیدی، خانم مهندس فارسی و آقای مهندس خانعلی زاده (که بمراه و بدون سیج تحتمی و با مهربانی در تام مراحل کار پای اداری کک حال من بوده اند)، آقای مهندس میرباقری (که بدون بیچ مُسلّی در تام مدت کک حال من بوده اند)، مهندس محمدیان (دوست و بحار بزرگوارم ، که ہمراہ و درہمہ حال کک حال من بودہ اند)، از دوستان بزرگورار و مهربانم ؛ آقایان دکتر محن مباشری، دکتر مجتمع رسمی، دکتر عبدا . . . شمسی، مهندسین کیوان ایان خانی، وحید کوہجانی، رصاحدیدی، امیرپاکنیرہ، سجاد ہلیلی، عرفان عمیدی مر، امیر سلمانی وسرکار خانم ، به مهندس سمیراصبوری، کمثن نقدی یور، کمثن غفاری، نادیایر ماک، دکتر سلوماز بلوچی، دکترزکیه کاظمی، دکتر فصلیت یوسفی، دکتر کرمی و سایر دوستان وبزر کورانی که من از ایثان در س آموخته ام کال تشکر و قدر دانی را دارم . سممکر ویژه از مهندس اصفهانی یور (مئول پروژه کهنک) و مهندس قاسم یور (مئول حفاری در منطقه کهنک) و از تام پرسل شکرت مس ایران. ماشد که این خرد ترین، بخشی از زحات آنان راساس کومد.

والسلام علیکم، مهدی بازارنوی، مهرماه ۱۳۹۶

تعهدنامه

اینجانب مهدی بازارنوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمینشناسی گرایش زمین شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایاننامه کارشناسی ارشد با عنوان زمینشناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس کهنگ غربی، جنوب اردستان تحت راهنمائی دکتر مسعود علی پور اصل متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایاننامه توسط اینجانب انجام گردیده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
 - در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایاننامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچجا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود است و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا
 Shahrood University Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در بهدست آمدن نتایج اصلی پایاننامه تأثیرگذار بودهاند، در مقالات مستخرج از پایاننامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایاننامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت گردیده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت گردیده است.

مالکیت نتایج و حق نشر کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامههای رایانهای، نرمافزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه شاهرود است . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود. استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایاننامه بدون ذکر مرجع مجاز نیست.

امضاء دانشجو:

کانسار مس کهنگ غربی، در استان اصفهان در حدود ۶۵ کیلومتری جنوب شهرستان اردستان و در ۲ کیلومتری بخش غربی آبادی کهنگ واقع شده است. منطقه مورد مطالعه در قسمت میانی کمربند ارومیه – دختر قرار گرفته است. توالی سنگ شناسی گسترهای از سنگ های آذرین فلسیک تا مافیک را در برمی گیرد. واحدهای سنگی بدلیل تاثیر محلول های گرمابی، دچار دگرسانی و تغییر در ترکیب و بافت شده اند. سنگ های آذرین بیرونی شامل سنگ های گدازه ای با ترکیب بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی و سنگهای آذرآواری دارای ترکیب آندزیتی، داسیتی و ریوداسیتی است. سنگهای آذرین درونی دارای ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی،داسیتی و دیابازی و به شکل توده های نفوذی عمیق، نیمه عمیق و دایک هستند. منطقه کهنگ غربی دارای دگرسانی های پروپیلیتیک، آرژیلیک حدواسط و فیلیک است که بطور گسترده و بوضوح در سطح مشاهده می شوند، ولی دگرسانی پتاسیک بهمراه یروپیلیتیک، فیلیک و آرژیلیک در مغزه های حفاری قابل رویت است. شکل قرار گیری و ترتیب دگرسانیها در محدوده مورد مطالعه از خارج به سمت داخل شامل پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک و پتاسیک میباشد. در این منطقه، آثاری از کانههای مس (کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و …) در رخنمون های سنگی مشاهده نمی شود، بنابراین مطالعات کانه نگاری بر روی نمونه های انتخابی از مغزه های حفاری استوار است. کانی های اولیه شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، موليبدنيت و گالن است. كوارتز، آلكالي فلدسپار، پلاژيوكلاز، آمفيبول، بيوتيت، كلريت، اپيدوت، سريسيت، کانی های رسی، تورمالین، آپاتیت، انیدریت، کلسیت و ... کانه های اولیه را همراهی می کنند. کانیهای ثانویه در اثر فرایندهای بیرونی و سیالات رو به پایین تشکیل می شوند و شامل دیژنیت، کوولیت، مالاکیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت می باشند. بر پایه شواهد صحرایی، نمونه های دستی و میکروسکوپی، ساختهای کانی سازی شامل داربستی (استوک ورک)، رگه ـ رگچه ای، پراکنده و برشی است، و بافت ها عبارت از دانه پراکنده، رگه _ رگچه ای، برشی و جانشینی است، ساختار داربستی شکل غالب کانی سازی در منطقه کهنگ غربی است. رگههای کانهسازی شامل رگه های کوارتز+مگنتیت±کالکوپیریت±کلریت، رگههای کوارتز+کالکوپیریت±پیریت، برش و رگه های كوارتز+موليبدنيت±كالكوپيريت±پيريت، رگەھاى كوارتز+پيريت+سريسيت± كالكوپيريت±كلريت، برش و رگه های تورمالین±کوارتز±کالکوپیریت± پیریت، برش و رگه های کلسیت+گالن±اسفالریت± کالکوپیریت± پیریت میباشد. در این منطقه، بررسی های ژئوشیمیایی کانسنگ بر نمونه برداری از گمانه های اکتشافی و داده های لیتوژئوشیمیایی آنها استوار بوده است. مس تنها عنصر کانسارساز است که بوسیله مولیبدن همراهی می شود. مقدار متوسط مس در مناطق پرعیار کانسار در حدود ۰/۲ درصد

است. مس بیشترین همبستگی را با مولیبدن و طلا دارد، و همبستگی های میان عناصر سرب، روی و نقره در تحلیل های آماری چند متغیره معنی دار است و از الگوی ژئوشیمیایی عناصر در سیستم های مس پورفیری تبعیت می کند. بر پایه پتروگرافی میانبارهای سیال، سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی V+L هستند. اندازه این میانبارها متغیر بوده و به طور متوسط در حدود ۵ میکرون میباشد. مطالعات میکروترمومتری میانبارها دامنه دمایی از ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه، شوری از ۱۹/۳۰ تا ۲۳ معادل درصد نمک طعام و فشار از ۲ تا ۶ کلیوبار ثابت می کند. کمترین و بیشتری عمق بدام افتادن میانبار سیال به ترتیب عمق های ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰متر از سطح زمین است. با توجه به حجم گسترده دگرسانی فیلیک در منطقه کهنگ غربی و حجم کم دگرسانی پتاسیک در این منطقه میتوان گفت که حجم سیالات با شوری متوسط تا کم در منطقه کهنگ غربی بیشتراز سیالات ماگمایی بوده است. وجود سیالات با شوری متفاوت در سیستم کانی سازی کهنگ سبب تشکیل کانی سازی های با عیارهای متفاوت در زمین شناسی، سنگ شناسی، دگرسانی، کانه نگاری، ژئوشیمی و میانبارهای سیال، کانسار کهنگ غربی در رده کانسارهای مس مولیدن پورفیری قرار میگیرد، اما یک کانسار پورفیری کم عیار و غیر اقتصادی در رده کانسارهای مس مولیدن پورفیری قرار میگیرد، اما یک کانسار پورفیری کم عیار و غیر اقتصادی در رده کانسارهای مس – مولیدن پورفیری قرار میگیرد، اما یک کانسار پورفیری کم عیار و غیر اقتصادی است.

واژگان کلیدی: مس _ مولیبدن، پورفیری، کانی شناسی، ژئوشیمی، میانبار سیال، کهنگ غربی

۱ مقالههای برگرفته از پایاننامه:

 ۱- زمین شناسی، پترو گرافی، دگرسانی و کانی شناسی کانسار مس کهنگ غربی، جنوب اردستان بیست و چهارمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن
 ۱۳۹۵

فهرست مطالب

فصل اول: كليات

۲	۱–۱– مقدمه
٣	۱-۲- معرفي منطقه مورد مطالعه
٣	۱-۳- راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه
۴	۱-۴- شرایط آب وهوا یی و مردم شناسی
۵	۱-۵- مطالعات و کارهای انجام شده قبلی
۷	۱-۶- طرح مسئله و هدف از مطالعه
٧	۱-۷- ضرورت انجام تحقيق
٨	۱–۸- روش مطالعه
٨	۱-۸-۱ مطالعات صحرایی
٩	۱–۸–۲ مطالعات دفتری و آزمایشگاهی
۱	۱-۹-۱ —کانسارهای مسپورفیری
۱;	۲-۹-۱ توزیع زمانی
١.	۱–۹–۳ توزیع مکانی کانسارهای مس پورفیری
١.	۱-۱۰- کانسارهای مس پورفیری در ایران
۱	۱-۱۰-۱ کانسارهای مس پورفیری سرچشمه(ارومیه ـ دختر جنوبی)
۲	۱-۱۰-۲ کانسار مس پورفیری دره زرشک (ارومیه –دختر میانی)
۲	۱-۱۰-۲ کانسار مس پورفیری دالی، (ارومیه – دختر شمالی)
	فصل دوم: زمین شناسی و پتروگرافی
۲;	۲–۱– مقدمه
۲	۲-۲- ماگماتیسم ترشیری درزون ارومیه ـ دختر
۲,	۲-۲-۱ ارومیه ـ دخترجنوبی: محوردهج – سارودئیه ـ جبال بارز(منطقه کرمان)
۲	۲-۲-۲ ارومیه ـ دخترمیانی:تفت - کاشان ـ قم
٣	۲-۲-۳ ارومیه ـ دختر شمالی: محورتفرش ـ رزن – تکاب ـ سهند
٣	۲-۲-۴ ژئودینامیک و تکتونیک زون ارومیه ـ دختر

۲-۳- زمینشناسی ناحیه ای

۳۶	۴-۲-چینهشناسی و شرح واحدهای سنگی :
۴۱	۲-۳-۱ زمین شناسی ساختمانی منطقه
۴۲	۲-۴- زمینشناسی منطقه معدنی
۴۳	۲-۴-۲ پتروگرافی سنگهای آذرین بیرونی منطقه
۵۳	۲-۴-۲ پتروگرافی سنگهای آذرین درونی منطقه
۶۰	۲-۴-۲ نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

فصل سوم:دگرسانی

۶۴	۲-۱-۳ مقدمه
۶۵	۳-۲- دگرسانی پروپیلیتیک
۶۸	۳-۳- دگرسانی آرژیلیک حد واسط
۷۱	۳-۴- دگرسانی فیلیک
۷۵	دگرسانی پتاسیک
Υ٨	۳-۵- نقشه دگرسانی

فصل چهارم: ساخت،بافت، توالى پاراژنزى

٨٢	۱-۴- مقدمه
۸۲	۴-۲- کانی شناسی، ساخت و بافت
۸۳	۴–۲–۱ کانی شناسی
٩٢	۴–۳– طبقه بندی رگههای کانی سازی
٩٢	۴–۳–۱ رگه های کوارتز+مگنتیت±کالکوپیریت±کلریت
٩٢	۴-۳-۲ رگه های کوارتز+کالکوپیریت±پیریت
۹۳	۴–۳–۳ برش و رگه های کوارتز+مولیبدنیت±کالکوپیریت±پیریت
۹۳	۴–۳-۴ رگه های کوارتز+پیریت+سریسیت± کالکوپیریت±کلریت
۹۴	۴–۳–۵ برش و رگه های تورمالین±کوارتز±کالکوپیریت± پیریت
یت۹۴	۴-۳-۶ برش و رگه های کلسیت+گالن⊭سفالریت± کالکوپیریت± پیر
۹۵	۴-۴- توالی پاراژنزی

ل پنجم:ژئوشيمي	فص
----------------	----

۱۰۰	۵–۱– مقدمه
١٠٠	۵-۲- ژئوشیمی سنگ های منطقه کهنگ غربی
۱۰۱	۵-۲-۱ طبقه بندی شیمیایی سنگ های آذرین
۱۰۲	۵-۲-۲ طبقه بندی و نامگذاری سنگهای آذرین درونی
۱۰۳	۵-۲-۵ طبقه بندی و نامگذاری سنگهای آذرین بیرونی
۱۰۵	۵-۳- ژئوشیمی کانسنگ های منطقه کهنگ غربی
۱۰۶	۵-۳-۱ تحلیل های ژئوشیمیایی تک متغیره
114	۵-۳-۲ تحلیل های ژئوشیمیایی دو متغیره
۱۱۵	۵-۳-۳ تحلیل های ژئوشیمیایی چند متغیره
	فصل ششم: میانبارهای سیال
١٢٠	۶–۱– مقدمه
	۶-۲- نحوه انتخاب نمونه مناسب برای مطالعه میانبارهای سیال و آماده سازی مقاطع دوبر
١٢١	صيقلى
174	ے ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی
174 174	۔ ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳-۱ تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل
174 174 174	- ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳–۱ تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل
174 174 174 176	- ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳-۱ تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل ۶–۳-۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده
174 174 174 176 170	- ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳-۱ تفکیک میانبارهای سیال از نظر زمان تشکیل ۶–۳-۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده ۶–۳-۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه
۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۵ ۱۲۷	- ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳-۱ تفکیک میانبارهای سیال از نظر زمان تشکیل ۶–۳-۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده ۶–۳-۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۴-۱ محاسبات ترمو بارومتری
۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۵ ۱۲۷ ۱۲۸	 ۶–۳– پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳– تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل ۶–۳–۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۳ محاسبات ترمو بارومتری ۶–۴–۱ محاسبه دما و روش آن ۶–۴–۲ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه
۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۵ ۱۲۵ ۱۲۸ ۱۲۹ ۱۳۶	 ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳-۱ تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل ۶–۳-۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده ۶–۳-۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳-۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳-۳ محاسبات ترمو بارومتری ۶–۴-۹ محاسبه دما و روش آن ۶–۶–۲ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه ۶–۲–۲ توزیه و تحلیل دادها
174 174 176 170 177 179 179 179	 ۶–۳– پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳– پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳–۱ تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل ۶–۳–۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۲ محاسبات ترمو بارومتری
177 177 176 170 177 177 179 179 179	 ۶–۳– پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی ۶–۳–۱ تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل ۶–۳–۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده ۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه ۶–۳–۳ محاسبات ترمو بارومتری ۶–۴– محاسبات ترمو بارومتری ۶–۴–۲ محاسبات دما و روش آن ۶–۴–۲ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه ۶–۳–۲ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه ۶–۳–۲ محاسبات دما و روش آن ۶–۳–۲ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه ۶–۳–۲ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه ۶–۲–۲ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه
۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۵ ۱۲۷ ۱۲۹ ۱۳۶ ۱۴۴ کزی و	 ۲–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی
۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۴ ۱۲۵ ۱۲۷ ۱۲۹ ۱۳۶ ۱۴۴ ۱۴۶	 ۶–۳- پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی

فصل هفتم: الگوی تشکیل،نتیجه گیری،پیشنهادات

۱۵۰	۲-۱-مقدمه
۱۵۰	۷-۲- ویژگی های مهم کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی
	۷-۳- مقایسه ویژگی های کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی با انواع کانسارهای مس
۱۵۵	پورفیری
۱۵۹	۲-۴- الگوی تشکیل کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی
۱۶۷	۷-۵- نتیجه گیری
189	۲-۶- پیشنهادات
۱۷۰	منابع

فهرست اشكال

۳	شکل ۱-۱ نقشه راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه
۴	شکل ۱-۲ دورنمایی از روستای کهنگ (دید به سمت شمال غربی)
مت	شکل ۱-۳ دورنمایی کلی از منطقه مورد مطالعه(کهنگ غربی) و نواحی اطراف آن (دید به س
۵	شمالشرقی)
۱۷.	شکل ۱-۴ توزیع زمانی کانسارهای پورفیری جهان را نشان می دهد (Sinclair,2004)
ختر	شکل ۱-۵ موقعیت قرارگیری کانسارهای پورفیری شناخته شده در کمربند ماگمایی ارومیه–د
۱٩.	
78.	شکل ۲-۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه های زمینساختی ایران
باس	شکل ۲-۲ نقشه زمینشناسی منطقه مورد مطالعه که از نقشه زمینشناسی۱/۱۰۰۰۰کوهپایه اقت
۳۵.	شده است (رادفر و همکاران، ۱۳۸۱)
اين	شکل a : ۳-۲ رخنمون واحد آندزیت بازالتی (با نگاه به سمت غرب)، b، نمایی نزدیک از رخنمون
۴۳.	واحد، c نمونه دستی برداشت شده از این واحد
اطه	شکل a:۴-۲ بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی (xpl)، d کانیهای اوپک که توسط کانی کلریت اح
44.	شده است(ppl)
مونه	شکل۲-a : ۵ و b تصاویری از واحد گدازههای بازالتی (دید به سمت جنوب شرقی، c تصویر ن
۴۵.	دستی
رگە	شکل۲-a:۶ بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی و رگه های که با کلسیت(Ca) پرشده اند (ppl)، h
مينه	هایی که با کانی کلریت(Chl) همراه است (ppl)، c بلورهای درشت پلاژیوکلاز (Pl) دریک ز
چار	از بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات(Alf) (xpl)، d پلاژیوکلاز و کانی های دیگر که ه
E) و	دگرسانی شده اند (xpl)، e بلورهای الیوین دگرسان شده به کانی های ایدینگزیت (d

- شکل ۲-۷: a مقطع ناز ک نمونه دارای دگرسانی فیلیک در واحد آندزیتی (ppl)، d مقطع ناز ک نمونه دارای دگرسانی فیلیک و آرژیلیک در این واحد (ppl)، c مقطع ناز ک نمونه دارای دگرسانی آرژیلیک در این واحد سنگی (ppl)، d نمونه دستی از نمونه های دارای دگرسانی فیلیک، e نمونه دستی دارا ی دگرسانی پتاسیک و کلریت، و f نمونه دستی دارای دگرسانی فیلیک و آرژیلیک در واحد آندزیتی بشدت دگرسان شده.
- شکل ۲-۸: a رخنمون واحد توف (با نگاه به سمت غرب) ، b نمایی نزدیک از رخنمون این واحد، c و d نمونه دستی از واحد توفی.....
- شکل ۲-۹: a بافت برشی در توف بازالتی (ppl)، b همراهی تورمالین (Tu)، کانیهای اوپک و کوارتز (xpl)، c کانی مگنتیت (Mt) درحال دگرسانی به هماتیت و گوتیت، d دگرسانی آرژیلیک (xpl)، e بلورهای پلاژیوکلاز و قطعه سنگ (ppl)، f بلورهای پلاژیوکلاز، قطعه سنگ و کانی های اوپک (xpl).
- c شکل ۲-۱۰: a رخنمون واحد کریستال توف (با نگاه به سمت غرب)، b نمایی نزدیک از ین واحد، c نمونه دستی.
- شکل ۲-۱۱: دگرسانی آرژیلیک (ppl)، b کانیهای کوارتز (Q) و پلاژیوکلاز (PL) در نور (xpl)، c رگه کوارتز با همراهی سریسیت ((Sr) در نور (xpl).
- شکل ۲-۱۲: رخنمون واحد کریستال لیتیک توف (با نگاه به سمت غرب)، b نمایی نزدیک از رخنمون این واحد، و c تصویر نمونه دستی از کریستال لیتیک توف......
- شکل ۲-۱۳: a بلورها و قطعه سنگ ها در نمونه کریستال لیتیک توف (xpl)، d کانی هورنبلند درحال تبدیل شدن به اپیدوت و اکسیدهای آهن (xpl).
- شکل ۲-۱۴: a رخنمون واحد دیابازیک (با نگاه به سمت شمال شرق) b، نمونه دستی برداشت شده از این واحد......

شکل۲-۱۵: تصاویر مقاطع نازک از دیاباز، a نشان دهنده شکستگی هایی است که با کانی کلریت پرشده
اند و همراهی کانیهای اوپک با کلریت (ppl)، b نشاندهنده بافت دلریتی و دگرسانی ساسوریتی
پلاژيوکلاز است، (xpl)
شکل a : ۱۶-۲ و b شواهدی از دگرسانی فیلیک و آرژیلیک در سنگ های دیوریتی منطقه (ppl)، c
نمونه دستی از دیوریت که متحمل دگرسانی آرژیلیک شده است، d نمونه دستی از دیوریت که
متحمل دگرسانی فیلیک گردیده است
شکل۲-۲ a و b رخنمون توده نفوذی گرانودیوریت (با نگاه به سمت غرب)، و c تصویر نمونه دستی از
گرانوديوريت
شکل ۲-۱۸: بافت پورفیری از فنوکریستها پلاژیوکلاز و آلکالیفلدسپات در یک زمینه ریزدانه (xpl)، b
ر گه سیلیسی (xpl)، c نشان دهنده دگرسانی کانی هورنبلند (Ha) به کانیهای اوپک و کلریت(ppl
)، d فنوکریست پلاژیوکلاز با ماکل منطقه بندی (xpl)، e فنوکریست های کوارتز، پلاژیوکلاز با
ماکل منطقه بندی (xpl)، f دگرسانی و افزایش کوارتز ناشی از آن (xpl) ۵۸
شکل۲-۱۹: a و b رخنمون دایک داسیتی (با نگاه به سمت شمال غرب)، و c نمونه دستی از دایک
داسیتی.
شکل ۲-۲۰: a داسیت با بافت پورفیری که درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ریز دانه قرار دارند
(xpl)، b بلورهای کوارتز با بافت خلیجی (xpl)، و c بیانگر دگرسانی کانی هورنبلند به کلریت
است(ppl)
شکل۲-۲۱: نقشه زمین شناسی سطحی بزرگ مقیاس از محدوده کهنگ غربی شامل واحدهای دارای
رخنمون،موقیت نمونه های سطحی و گمانه های حفاری
شکل ۲-۲۲: تغییرات سنگ شناسی در امتداد شش گمانه اکتشافی نسبت به عمق
شکل ۳- a:۱ واحد گدازه آندزیت بازالتی دارای دگرسانی پروپیلیتیک (نگاه به سمت شمال غرب)، b،
نمایی نزدیک از دگرسانی پروپیلیتیک و c نمونه دستی که از این واحد برداشت شده است ۶۵
شکل ۳- a۲ جانشینی کانی های فلدسپار قلیایی، اپیدوت، کلسیت به جای پلاژیوکلاز (xpl)، b جانشینی
کانی های اپیدوت، کلریت و مگنتیت به جای کانی فرومنیزیم (ppl). مگنتیت:Ma، آلکلی
فلدسپار:A.F، اپيدوت:Ep، كلسيت:Ca، كلريت: Cl

- شکل ۳-۳: نمودار نرما لایز شده نمونه آندزیت بازالتی دارای دگرسانی پروپیلیتیک به نمونه سالم بازالت (Nachold and Lobas,1977)، که نشان از تغییرات اکسید های اصلی در این دگرسانی است.
- شکل ۳-۴ a و b نمایی از دگرسانی آرژیلیک حدواسط در منطقه مورد مطالعه (نگاه به سمت غرب)، و c نمونه دستی برداشت شده از این منطقه دگرسانی.....
- شکل ۳-۵ کوارتز، کانیهای رسی و کلریت (ppl)، b کانی های رسی، سریسیت و کوارتز(ppl)، و c کوارتز، سریسیت، کلریت و کانیهای رسی (ppl). کوارتز: Q، کانی های رسی: Cla، کلریت: Chl سریسیت: Sr.
- شکل ۳-۶ نمودار حاصل از مطالعه نمونه انتخابی از منطقه دگرسانی آرژیلیک به روش پراش اشعه ایکس وجود ایلیتIlt، مسکویت:Ms ، کوارتز:Q ژیپس :Gy را نشان می دهد......
- شکل ۳-۷ نمودار نرمالایز شده ترکیب شیمیایی نمونه ای از دگرسانی آرژیلیک حدواسط (داسیت Mg, Si, دگرسان) به ترکیب داسیت غیردگرسان (Lumeter,1976)، که نشان از افزایش مقادیر Al, K,Ti, Fe و کاهش P, Na, Ca است.
- شکل۳-۸ و b نمایی از دگرسانی فیلیک (نگاه به سمت غرب) رنگ سفید مایل به زرد بخوبی مشاهده میشود، وc و d تصاویر نمونه دستی از دگرسانی فیلیک و اثرات برش هیدروترمالی.۷۲
- شکل ۳-۹ سریسیت، کانیهای رسی، کوارتز و آغشتگی به اکسید آهن (ppl)، d شامل سریسیت، کوارتز و پیریت (ppl)، c نشانگر دو نسل از کوارتز، کوارتز اولیه با بافت خلیجی و کوارتز ثانویه ریزبلور و دوباره تبلور یافته در زمینه (xpl)، عبافت برشی که فضای بین قطعات برش و شکستگیها توسط کوارتز و تورمالین پر شده است (ppl)، و d شامل کانیهای کوارتز، سریسیت و تورمالین است (xpl).
- شکل ۳-۱۰ نمودار حاصل از مطالعه نمونه انتخابی از منطقه دگرسانی فیلیک به روش پراش اشعه ایکس وجود ایلیتIlt، مسکویت:Ms، کوارتز:Q را نشان می دهد.
- شکل۳-۱۱ نمودار نرمالایز شده ترکیب شیمیایی نمونه ای از دگرسانی فیلیک (گرانودیوریت دگرسان شده) به ترکیب گرانودیوریت غیردگرسان (Lumeter,1976)، که نشان از افزایش مقادیر ۲۸ ۷۵.....

شکل ۲-۱۲ a نشان از وجود آلکالی فلدسپار(Alf) و کانی های اوپک (Op) است (ppl)، b سریسیت،
کوارتز، اپیدوت، کلریت و کانی اوپک است (xpl)، و c نمونه دستی از منطقه دگرسانی پتاسیک به
رنگ سفید مایل به خاکستری تیره است۷۷
شکل ۳-۱۳٪ نمودار نرمالایز شده ترکیب شیمیایی نمونه ای از دگرسانی پتاسیک (آندزیت دگرسان
شده) به ترکیب آندزیت غیردگرسان (Chaps, 1975)، که نشان از افزایش مقادیر Ti, Al, Fe, Si,
K و کاهش P, Mg, Na, Ca است ۲۷
شکل ۳-۱۴ نقشه دگرسانی تهیه شده از واحدهای دگرسانی دارای رخنمون در سطح در منطقه مورد
مطالعه است
شکل ۳-۱۵ : گسترش عمقی دگرسانی های موجود در منطقه مورد مطالعه،براساس اطلاعات حاصل از
۶ گمانه های اکتشافی حفاری شده در منطقه را نشان میدهد
شکل۴-۱ کانه مگنتیت به شکل های پراکنده و رگهای، هماتیت در حال جانشینی مگنتیت است (ppl)،
و b) همیافتی کانه های مگنتیت و پیریت و کالکوپیریت
شکل ۴-۲ کانه های پیریت و کالکوپیریت به صورت همیافت باهم دارای بافت پراگنده و رگه – رگچه
ای (نور انعکاسی). b) همیافتی مگنتیت با پیریت و کالکوپیریت، C) همیافتی گالن با پیریت
و کالکوپیریت، D) همیافتی مولیبدنیت با کالکوپیریت، e) کالکوپیریت در حال تبدیل شدن به
كووليت
شکل ۴-a:۳)، همیافتی گالن با پیریت، و b) همیافتی گالن با کالکوپیریت و ماکل مثلثی در گالن را
نشان میدهد
شکل ۴-۴: همیافتی بین مولیبدنیت و کالکوپیریت که بیشترین فراوانی را در این مقطع با کانه
موليبدنيت ميباشد
شکل- ۴-۵: a) جانشینی کالکوپیریت توسط دیژنیت، کوولیت و ذاراتی از کانه گوتیت ، b) مالاکیت
به صورت همیافت با هماتیت دیده میشود۷۸
شکل ۴-۶: a)، کانه های مگنتیت و کلریت به صورت همیافت باهم (b ، (ppl)) کوارتز های در اندازه
مختلف و کوارتزهای درشت با بافت خلیجی(xpl)، C) بلورهای تورمالین به صورت شکاف پر کن
به همراه کوارتز و سریسیت، D) آلکالی فلدسپار به صورت همیافت با کانه های اوپک، e) کانی

کلسیت که در اثر تنش های ثانویه به صورت خرده شده(ppl)، f) کانی های کوارتز و کانی های رسی به صورت آغشتگی به کلریت دیده میشود(ppl).

- شکل ۴-۷: a) تصویری از جعبه مخصوص نگهداری مغزه ها و مشخص کننده عمق مغزه ها، b) نمایی از ساختار داربستی که رگه های کوارتز+پیریت و کوارتز+کالکوپیریت همدیگر را قطع کرده اند، c) بافت استوک ورکی از رگه های دارای کوارتز، سریسیت و پیریت، (xpl)، b) بافت رگه ـ رگچه ای دارای کوارتز و پیریت در یک رگچه و کوارتز و کالکوپیریت در رگچه دیگر (xpl)، و c) بافت رگه _ رگچه های از کوارتز پیریت دار.
- شکل ۴-۹: a) تصویری از ساخت برشی در منطقه که فضای بین قطعات توسط سیمان ریز دانه پر شده است (ppl)، d) تورمالین، کوارتز و مگنتیت به صورت پرکننده فضای بین قطعات برش (xpl)، و c) نمونه دستی از پدیده برشی شدن سنگ.
- شکل ۴-۱۰: a)، بافت جانشینی حاشیه ای، تبدیل پیریت به هماتیت از حاشیه ها و مرز دانه ها، b) بافت جانشینی مرزی یا جبهه ای، تبدیل کالکوپیریت به کوولیت در مرز دانه ها.
- شکل ۴-۱۱: a) رگه های کوارتز+کالکوپیریت+پیریت که توسط رگه های کوارتز+مولیبدنیت قطع شده است، d) رگه های کلسیت+گالن+کالکوپیریت+پیریت که رگه های کوارتز+سریسیت+پیریت را قطع کرده است، c) رگه کوارتز+مگنتیت+کلریت که توسط رگه کوارتز+کالکوپیریت+پیریت قطع شده است، b و e): قطعات برش،که فضای بین آنها توسط تورمالین و کوارتز پر شده است، f):رگه کوارتز + پیریت+کالکوپیریت دارای ساخت داربستی (استوک ورک)، G) : نمونه برداشت شده از رگه کلسیت+گالن که بلورهای کانه گالن به خوبی مشاهده میشود.
- شکل ۵-۲: a و b) در نمودارهای Na20_Na20 و A/NK در مقابل A/CNK سنگ های منطقه در محدوده متاآلومینوم قرار گرفته اند، c)، بر اساس نمودار SiO2_k2O t(Peccerillo and (Taylor,1976 نمونه ها دارای سری ماگمایی کالکوآلکالن با پتاسیم بالا هستند، d)،درنمودار

R1=4Si در مقابل R2=6Ca+2Mg+Al سنگ ها دارای ترکیب ریولیت، R2=6Ca+2Mg+Al ا
ريوداسيت، داسيت، آندزيت و بازالت هستند
شکل ۵-۳:نمودارهای تغییرات عیار مس (٪) از سطح به عمق در امتداد ۶ گمانه اکتشافی منطقه کهنگ
غربی، که گمانه ۶۸ از مقدار مس بالاتری نسبت به سایر گمانه ها برخوردار است
شکل ۵-۴: نمودارهای تغییرات عیار مولیبدن (ppm) از سطح به عمق در امتداد ۶ گمانه اکتشافی
منطقه کهنگ غربی، که گمانه های ۲ و ۶۸ (بویژه گمانه ۲) از مقدار مولیبدن بالاتری نسبت به
سایر گمانه ها برخوردار است
شکل ۵-۵: نمودارهای تغییرات عیار نقره (ppm) از سطح به عمق در امتداد ۶ گمانه اکتشافی منطقه
کهنگ غربی، که گمانه های ۱، ۶۹ و ۶۸ (بویژه گمانه ۱) از مقدار نقره بالاتری نسبت به سایر
گمانه ها برخوردار است
شکل ۵-۶: همبستگی مثبت متوسط تا بالا میان مس و طلا بر پایه ۴۰۶ نمونه گمانه های اکتشافی
كهنگ غربي.
شکل۵-۷: منحنی صخره ای برای جداسازی عامل های معتبر، عامل های با مقدار ویژه بالای ۱ بعنوان
معتبر هستند
شکل ۶-۱: میزان شوری معادل با نمک طعام برای شش نمونه (L11،L16،L13،L5،L6،L23) براساس

- مطالعات ترموبارومتری بر پایه ۷۵ میانبار سیال در منطقه مس کهنگ غربی.............. ۱۳۷
- شکل ۶-۲: نمودار هیستوگرام دمای همگن سازی بر پایه اندازه گیری تعداد ۱۱۰ میانبار از شش نمونه
- شکل ۶-۳:نمودار عمق به تله افتادن میانبارها موجود در هر یک از شش نمونه مورد ازمایش قرار گرفته و نشان دهنده کمترین و بیشترین عمق به تله افتادن میانبارها است. ۱۳۹
- شکل ۶-۴: نمودار بررسی ارتباط بین عمق تشکیل (عمق بدام افتادن میانبار سیال) و میزان شوری در میانبارهای دو فازی(L+V)، به تفکیک هر یک از نمونه های در منطقه مس کهنگ غربی..... ۱۴۰
- شکل ۶-۵: محدوده دما و ترکیب محلول های ماگمایی و گرمابی برای کانسارهای مس پورفیری، ماسیو سولفید، سرب و روی رسوبی وکانسارهای اپی ترمال(Large,1990).

- شکل ۶-۶: نمودار محدوده شوری و دما در کانسارهای مختلف (Large et al,1988). در محدودهA (بالای خط) کمپلکسهای کلریدی و در محدوده B (پایین خط) کمپلکسهای بی سولفیدی غلبه دارند.
- شکل۶-۶: نمودار بررسی وضعیت پایداری ونحوه ناپایدارشدن کمپلکس های مس، طلا، سرب وروی (۲-۶-۲) بسته به شرایط ۲h (Large,1992).
- شکل ۶-۸: نمودار فیشر(۱۹۷۵) موقیت نمونه های مناطق کهنگ غربی، شرقی و مرکزی بر اساس شوری و دمای میانبارهای سیال ، نمونه های کهنگ غربی با دمای بالا و شوری متوسط نمایان هستند......
- شکل ۲-۱: A) نقشه زمین ساختی ایران، B)نشان دهنده فرورانش نئوتیس ۱ به زیر سنندج سیر جان در زمان کرتاسه،C) نشان دهنده بسته شدن نئو تیس ۱ در اواخر کرتاسه تا پالئو سن، D) نشان دهنده بسته شدن و فرو رانش نئوتیس ۲ به زیر بلوک ایران مرکزی در زمان ائو سن – الیگوسن و ماگماتیسم ارومیه – دختر، E) نقشه صفحات تکتونیکی از کمربند تیتس از ترکیه تا پاکستان (Richard,2003 و Glenny,2000). مناطقی با رنگ خاکستری تیره نشان دهنده تکه صفحات افیولیتی و مناطقی با رنگ خاکستری میانه نشان دهنده صفحات اقیانوسی و بلوک های قاره ای است .
- شکل ۲-۲: a) مدل شماتیک از فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران، b) مدل شماتیک از تشکیل گمان ماگمایی ارومیه-دختر
- شکل ۷-۳: تصویر شماتیکی از نحوه تشکیل دگرسانی ها و کانی سازی در کانسار مس (مولیبدن) پورفیری کهنگ غربی و نقش سیالات با منشاء های مختلف نشان داده شده است.

فهرست جداول

جدول ۲-۱ مشخصات نمونه های برداشت شده از واحد آندزیتی از گمانه های اکتشافی منطقه ۴۸
جدول ۲-۲ مشخصات نمونه های برداشت شده از سنگ های دیوریتی از گمانه های اکتشافی
منطقه
جدول ۴-۱: توالی پاراژنزی کانه ها و کانی ها در منطقه کهنگ غربی
جدول ۵-۱: مشخصات نمونه های سنگ انتخابی از سطح رخنمون ها و گمانه های اکتشافی در منطقه
کهنگ غربی به منظور بررسی های ژئوشیمیایی
جدول ۵-۲: نتایج آنالیزهایXRF حاصل از نمونه های برداشت شده از منطقه کهنگ غربی ۱۰۲
جدول ۵-۳ : پارامترهای آماری عناصر بر اساس ۱۲۳۷ نمونه لیتوژئوشیمیایی از شش گمانه اکتشافی
كهنگ غربي
جدول ۵-۴ : پارامترهای آماری عنصر مس (٪) بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی هر گمانه اکتشافی
در منطقه کهنگ غربی.
جدول ۵-۵: پارامترهای آماری عنصر مولیبدن (ppm) بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی هر گمانه
اكتشافى
جدول ۵-۶: پارامترهای آماری عنصر نقره (ppm) بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی هر گمانه اکتشافی.
117
جدول ۵-۷: ماتریس ضرایب همبستگی عناصر به روش پیرسن و بر پایه لگاریتم داده های
لیتوژئوشیمیایی گمانه های حفاری (۱۲۳۷ نمونه) در سطح اعتماد ۹۹ درصداست
جدول ۵-۸: ماتریس ضرایب همبستگی عناصر به روش پیرسن و بر پایه لگاریتم داده های ژئوشیمیایی
در سطح اعتماد ۹۹ درصد، A) برای ۴۷۸ نمونه از دگرسانی پتاسیک، B) برای ۷۲۸ نمونه از
دگرسانی فیلیک، C) برای ۴۹۵ نمونه از دگرسانی آرژیلیک، و D) برای ۲۷ نمونه از دگرسانی
پروپیلیتیک.

منطقه	اکتشافی در	گمانه	نمونه	1737	های	داده	لگاريتم	اساس	ن بر	عاملي	تحليل	: نتايج	۹-۵	جدول
118							•••••					، غربي	کهنگ	

- جدول ۶-۲: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L5 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.
- جدول ۶-۳: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L6 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.....
- جدول ۶-۴: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L11 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما......

جدول ۶-۵: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L13 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما......

جدول ۶-۶: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L16 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.....

جدول ۶-۲: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L23 شامل دمای همگن
سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات
دما
جدول ۶-۸: نوع میانبارهای سیال و میزان متوسط شوری این میانبارها در منطقه کهنگ شرقی (آزادی و همکاران، ۱۳۹۳)
جدول ۶-۹: مقایسه ویژگی های میانبارهای سیال کانسار مس _ مولیبدن کهنگ غربی با برخی از
کانسارهای مس و مس ـ مولیبدن پورفیری در ایران و جهان
جدول ۲-۱: مقایسه ویژگی های کانسار کهنگ غربی با کانسارهای مس پورفیری مونزونیتی و دیوریت
(ایوانز، ۱۹۹۳ و هاچینسون، ۱۹۸۳)
جدول ۲-۲: مقایسه مشخصات کانسار کهنگ غربی با کانسارهای مس پورفیری سونگون، دالی، سرچشمه
و خوپیک

فصل اول

كليات

از مهم ترین زیرساخت های اقتصادی هرکشوری، میتوان به منابع و ذخایر معدنی آن اشاره کرد. در این میان مس یکی از عناصر مهم و پرمصرف در دنیای امروز است و در حد وسیعی در صنایع گوناگون مورد استفاده قرار می گیرد. از نظر زمین شناسی، این فلز بصورت های پورفیری، رسوبی، سولفید تودهای، سولفیدی ماگمایی، اسکارن، رگهای و غنیسازی سوپرژن تشکیل کانیسازی میدهد، که تیپ های پورفیری سهم عمدهای در تولید جهانی مس دارا هستند. در کشور ایران، نیز بسیاری از انواع کانیسازی های مس شناخته شده است، ولی نوع پورفیری از جایگاه ویژه ای در تولید مس برخوردار است، و بخش عمده ای از این کانیسازیها در کمربند ماگمایی ارومیه دختر شکل گرفتهاند. از این جمله میتوان به کانی سازی بزرگ مسپورفیریسرچشمه، سونگون، میدوک، دره زار، دره آلو و... اشاره کرد (Shahabpour, 1994)، که این اهمیت کمربند ارومیه – دختر را از نظر پیدایش کانسارهای مس پورفیری و عناصر وابسته نشان میدهد. بررسی های اکتشافی و پژوهشی زیادی در بخش های شمالی و جنوبی این کمربند انجام شده است، ولی در بخش میانی آن مطالعات اندکی صورت پذیرفته است. از کانی سازی های مهم در بخش میانی ارومیهـدختر می توان به کانسار مس پورفیری دره زرشک و كانسار مس (موليبدن) پورفيري كهنگ اشاره نمود. كانسار مس كهنگ كه طي سال هاي اخير شناسايي شده است به بخش های شرقی، مرکزی و غربی تقسیم گردیده است. شرکت ملی صنایع مس ایران مطالعات اکتشافی گسترده ای را در بخش های شرقی و مرکزی کهنگ انجام داده اند و میزان ذخیره و عیار قطعی مس و عناصر همراه را برآورد نموده اند. در ادامه عملیات اکتشافی در محدوده مس کهنگ، این شرکت اخیراً تعداد ۶ حلقه گمانه اکتشافی در بخش غربی کهنگ نیز حفر کرده است، که پایان نامه حاضر جهت مطالعات زمین شناسی اقتصادی محدوده مس کهنگ غربی تعریف شده است. در این تحقیق، از داده های زمین شناسی، سنگ شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و اکتشافی سطحی و زیرسطحی استفاده شده است.

1-1- معرفي منطقه مورد مطالعه

منطقه کانه سازی کهنگ اولین بار در سال ۱۳۸۲ براساس مطالعات پردازش تصاویر ماهواره ای شناسایی و گزارش شده است (گزارش داخلی شرکت درسا پردازه، ۱۳۸۵) و دارای سه بخش شرقی، مرکزی و غربی است. این منطقه در حدود سال ۱۳۸۵ به شرکت ملی صنایع مس ایران واگذار شد، و این شرکت در راستای برنامه های اکتشافی خود اقدام به تکمیل بررسی های اکتشافی در محدوده مس کهنگ کرد. این شرکت در بخش غربی کهنگ نیز ۶ گمانه اکتشافی به عمق های مختلف حفر کرد. حفر این گمانه ها براساس بررسی های سطحی (ژئوفیزیک، ژئوشیمی سطحی و..) و فاقد سیستم شبکه ای منظم حفاری بوده است. در محدوده کهنگ غربی برخلاف سایر مناطق کهنگ، آثاری از کانه های مس در سطح دیده نمیشود. از آثار کانه سازی در سطح میتوان به دگرسانی و مناطق سیلیسی شده اشاره کرد، ولی در مغزههای حفاری کانه های مس (کالکوپیریت، بورنیت و ...) مشاهده می گردد.

۱-۳- راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

منطقه منطقه مس کهنگ غربی در استان اصفهان، در حدود ۶۵ کیلومتری جنوب شهرستان اردستان و در شمال شرقی شهر زیبا و تاریخی کوهپایه قرار میگیرید. راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده آسفالته در ۱کیلومتری ابتدا شهر کوهپایه شروع شده و پس از گذر از روستاهای حسن آباد، موسی آباد، حجت آباد، علون آباد و طی مسافت ۳۰ کیلومتر به روستای کهنگ میرسد. محدوده مورد مطالعه در حدود ۲/۵ کلیومتری غرب روستای گهنگ قرار دارد (شکل ۱–۱).



شکل ۲-۱ نقشه راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۱-۴- شرایط آب وهوا یی و مردم شناسی

منطقه کهنگ منطقه کهنگ ناحیه ای کوهستانی با تابستانهای معتدل وزمستانهای سرد است و مرتفع ترین و سردترین نقطه قابل سکونت در شهرستان اردستان به حساب میآید.. میزان بارندگی بالغ بر ۸/۱۱۵/۸میلیمتر است سابقه سکونت در این روستا به بیش از یکهزار سال پیش بر می گردد. روستای کهنگ از سه محله بالا ده، میان ده و شاه آباد تشکیل شده و سکنه کهنگ در حدود یکصد و پنجاه خانوار و هزار نفر جمعیت است. یک سوم از سکنه را نژاد بومی تشکیل میدهد که بزبان گبری قدیم (پهلوی) تکلم می کنند و دو سوم دیگر از سادات می باشند. اراضی مزروعی و باغی کهنگ در حدود از این اراضی، دشت هایی است که کشاورزان در آن عمدتا گندم و جو می کارند (شکل ۱–۲). منبع تامین آب مورد نیاز برای مصارف کشاورزی، آشامیدنی، مصارف دیگر قنات ها، چاهها و چشمه هاست. زنان این منطقه مانند دیگر زنان روستاهای اطراف به قالیبافیمشغولند.



شکل ۲-۱ دورنمایی از روستای کهنگ (دید به سمت شمالغربی).

زمین ریخت شناسی

مورفولوژی این منطقه، متاثر از جنس و تنوع لیتولوژی، عوامل تکتونیکی، فرسایش و آب و هوا است. محدودهٔ مورد مطالعه، ناحیه ای با تنوع سنگ شناسی فراوان است، و وجود سنگ های آتشفشانی، آذرآواری، نفوذی باعث ایجاد منطقه ای با توپوگرافی مرتفع با روند تقریبی شمال غربی جنوب شرقی شده است. در اطراف این منطقه (کانی سازی کهنگ) نواحی کم ارتفاع و پست مشاهده می شود. سازکار گسل رانده و راستگرد قم –زفره بارونده تقریبی شمال باختری جنوب شرقی در شگل گیری و ریخت شناسی این منطقه بویژه در فعالیت آتشفشانی و وجود نفوذی ها موثر بوده است (درویش زاده، ریخت شناسی این منطقه بویژه در فعالیت آتشفشانی و وجود نفوذی ها موثر بوده است (درویش زاده،



شکل ۲-۲ دورنمایی کلی از منطقه مورد مطالعه (کهنگ غربی) و نواحی اطراف آن (دید به سمت شمال شرقی)

دیده میشود.

1-۵- مطالعات و کارهای انجام شده قبلی

زاهدی و همکاران(۱۳۵۴)، نقشه زمین شناسی ۲۵۰۰۰۰ / ۱ اصفهان را در سازمان زمین شناسی کشور تهیه و ارائه کرد ه اند، که وجود سنگ های آتشفشانی ائوسن و توده های گرانودیوریتی اولیگوسن در محدوده کهنگ نمایان است. محمدی (۱۳۷۴)، ولکانیسم ترشیری منطقهٔ اردستان را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد بررسی نموده است وخصوصیات پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی را مورد بحث و بررسی قرار داده است.

محجل (۱۳۷۹)، نقش فضاهای کششی نردبانی در فعالیتهای سنگهای آذرین منطقه کاشان و اردستان موثر می داند. رادفر و همکاران(۱۳۸۱) ، نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ / ۱ کوهپایه را در سازمان زمین شناسی کشور تهیه و ارائه کرده اند، که به زمین شناسی محدوده مورد مطالعه بر اساس این نقشه در بند تعریف مسئله اشاره شده است.

درسا پردازه (۱۳۸۵)، محدوده مس کهنگ براساس تفکیک و تفسیر پهنههای دگرسانی با استفاده از دادههای ماهوارهای لندست TMشناسایی و معرفی گردید. عملیات پی جویی با برداشت نمونههای ژئوشیمی رسوبات آبراههای و در مرحله بعدی لیتوژئوشیمیایی به اجرا درآمد. کاوشهای ژئوفیزیکی نیز به دو روش مغناطیسسنجی و قطبش القایی صورت پذیرفت. همچنین نقشههای زمینشناسی و دگرسانی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ از محدوده تهیه شد.

یگانه فر (۱۳۸۵)، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای بازیک جنوب اردستان را بررسی کرده است.

کمیلی (۱۳۸۸)، مطالعات پترولوژی و ژئوشیمی اندیس مسه مولیبدن پورفیری و پهنههای دگرسانی هیدروترمال وابسته به منطقه کهنگ پرداخته است.

نژادحسینی (۱۳۸۸)، مدل سازی سه بعدی و تخمین ذخیره آنومالی شرقی مس– مولیبدن کهنگ با استفاده از روش فراکتالی عیار حجم پرداخته است.

افضل و همکاران(۱۳۹۰)، در مقاله خود به جداسازی زون های کانی سازی در کانسار مس پورفیری در کهنگ به عنوان الگویی برای شکل گیری کمان آتشفشانی ارومیه دختر مورد بررسی قرار داده اند.

۱-۶- طرح مسئله و هدف از مطالعه

_ارتباط کانیسازی با سنگهای میزبان چگونه است؟

۔ آیا تودہ نفوذی میزبان عامل کانیسازی است و یا فازهای نفوذی دیگری سبب کانیسازی است؟

ـ نقش کنترل کننده های ساختاری چیست؟ ـ ساخت، بافت و پاراژنز کانیشناسی کانسار چگونه است؟ ـ تعیین و تفکیک نوع دگرسانیها و پهنه بندی آنها در کانسار چگونه است؟ ـ چه ارتباطی میان کانیسازی در بخش غربی با مناطق مرکزی و شرقی کهنگ وجود دارد؟ ـ چه ارتباطی میان کانی سازی و دگرسانی ها وجود دارد، و کانی سازی با چه نوع دگرسانی همراه می باشد؟

ـ تیپ کانیسازی و مدل تشکیل کانسار چگونه است؟

۔ آیا نتایج این تحقیق، بخش غربی مس کہنگ را بعنوان کانی سازی مستعد برای ادامه ی عملیات اکتشافی توصیه می کند؟

۱-۷- ضرورت انجام تحقيق

مس در میان مواد معدنی مختلف از جایگاه ویژه ای در جهان و ایران برخوردار است، و در حال حاضر از میان تیپ های مختلف کانیسازی مس، کانسارهای پورفیریها از جایگاه ویژهای در تولید جهانی مس برخوردار می باشند. در ایران کمربند ماگمایی ارومیه-دختر از لحاظ شکل گیری کانیسازیهای پورفیری مس اهمیت زیادی دارد. در بخش های جنوب شرقی و شمال غربی نوار ارومیه-دختر کانی سازی های مس فراوانی کشف و معرفی شده است، که معادن مس سرچشمه، میدوک، سونگون و ... از نمونههای شاخص این کانیسازی ها هستند، ولی تابحال از بخش میانی این نوار آتشفشانی – ماگمایی کانسارهای بزرگی از مس معرفی نشده است، و این اهمیت این بخش از ارومیه – دختر را از نظر مطالعه و اکتشاف کانی سازی های مس و عناصر همراه نشان می دهد. براساس این فرض، در سالهای اخیر بخش میانی این کمربند توجه اکتشاف گران را به خود جلب نمود، و بررسیهای اکتشافی در مقیاس ناحیهای سبب کشف ناهنجاریهای قوی از مس و عناصر همراه در این بخش از ارومیه – دختر را از است، که کانی سازیهای مس – طلای پورفیری دالی (دلیجان)، مس کهنگ (جنوب اردستان) و از این جمله هستند. بخش غربی مس کهنگ که در مراحل اولیه عملیات اکتشافی قرار دارد.، هنوز مورد تحقیق و پژوهش دانشگاهی (علمی) قرار نگرفته، و در این پایان نامه مورد بررسی قرار می گیرد.

۱-۸- روش مطالعه

الف: مطالعه کتب، مقالات و جمع آوری اطلاعات در ارتباط با موضوع و منطقه مورد مطالعه از طریق کتابخانه و اینترنت.

ب: گردآوری اطلاعات مربوط به محدوده مورد مطالعه از جمله تهیه و مطالعه نقشه های زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اصفهان و ۱/۱۰۰۰۰۰ کوهپایه، تصاویر ماهوارهی، گزارش های پیرامون این منطقه.

پ: مطالعه منابع لازم جهت این پژوهش از جمله تهیه مقالات داخلی و خارجی مرتبط با موضوع تحقیق.

۱-۸-۱ مطالعات صحرایی

به منظور بازید و مطالعه منطقه مورد نظر اقدام به انجام یک بازید هفت روزه از منطقه مورد نظر کرده و این سفردارایی اهدافی مشخص بود که در زیر به طور خلاصه بیان میشود الف: بررسی منطقه برای شناسایی توده ای آذرین، پهنه های دگرسانی، وضعیت دگرریختی، و

ب: انجام نمونه برداری از سنگ های که دارای رخنمون سطحی در منطقه بود به منظور تهیه: مقاطع نازک (مطالعات سنگ شناسی، نام گذاری)، نمونه های ژئوشیمیائی (نام گذاری سنگ و مطالعه دگرسانی ها).

پ: نمونه برداری از مغزههای حفاری (لاگینگ) به منظور تهیه مقاطع نازک (مطالعات سنگ شناسی و مشخص کردن ونام گذاری توده های آذرین و سنگ های که در سطح رخنمون ندارند)، مقاطع صیقلی (مطالعه بافت و نوع کانی سازی)، مقاطع نازک صیقلی (به منظور مطالعه رابطه میان کانی سازی با سنگ میزبان)، مقاطع دوبر صیقلی (مطالعات مربوط به سیالات درگیر) و نمونه های برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیائی انتخاب شده اند.

۱-۸-۲ مطالعات دفتری و آزمایشگاهی

پیش از انجام مطالعات و بررسی نمونهها و پس از نمونه برداری، مرحله میانی وجود دارد که در آن نمونه بر حسب هدفی که انتخاب و به ازمایشگاه آورده شده اند، آماده سازی می شوند و دراین تحقیق، این کار در گارگاه مقطع و آزمایشگاه زمین شناسی اقتصادی دانشکده زمین شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده و تعداد ۲۳ نمونه که برای مطالعات سنگهای دارایی رخنمون سطحی برداشت شده ،۲۳مقطع نازک تهیه شد. و از این تعداد ۶ نمونه که به منظور مطالعه کانی سازی از منطقه برداشت شده بود بلوک صیقلی تهیه شد. از تعداد ۹ که به منظور انجام آنالیز XRF از منطقه برداشت شده بود، برای آنالیز فرستاده شد. و از تعداد ۴ نمونه که به منظور انجام آنالیز XRT از منطقه برداشت شده بود، برای آنالیز فرستاده شد. و از تعداد ۴ نمونه که به منظور انجام آنالیز XRT از منطقه برداشت شده بود، برای آنالیز فرستاده شد. و از تعداد ۴ نمونه که به منظور انجام آنالیز XRT از منطقه برداشت شده بود، برای آنالیز فرستاده شد. و از تعداد ۴ نمونه که به منظور انجام آنالیز XRT از منطقه برداشت شده بود، برای آنالیز فرستاده شد. و از تعداد ۴ نمونه که به منظور انجام آنالیز XRT از منطقه برداشت شده بود، برای این کار به آزمایشگاه توسعه معادن ایران (ایمیدرو) فرستاده شد. و در مرحله نمونه برداری از مغزههای حفاری در مجموع از شش گمانه ای موجود در منطقه کهنگ غربی، تعداد ۳۲ نمونه به منظور بررسیهای سنگشناسی، دگرسانی، کانهسازی پس از مطالعه مغزها انتخاب و برداشت شد، که از این تعداد ۳۰ نمونه مقطع ناز ک – صیقلی ، تعداد ۱۴ عدد نمونه صیقلی تهیه شد، و تعداد ۲ نمونه برای آنالیزبه XRF به آزمایشگاه توسعه معادن ایران (ایمیدرو) فرستاده شد و تعداد ۸ نمونه برای مطالعات سیالات درگیر انتخاب شد. پس از مطالعه مقاطع ناز ک، ناز ک – صیقلی، صیقلی، مقاطع دوبر صیقلی و تحلیل دادها حاصل از آنالیز نمونه ژئوشیمیائی، پاسخ های مناسب برای سوالات بدست آمد و در نهایت به نتیجه گیری و تدوین پایان نامه اقدام شده است.

۹-۱–۷) اکانسارهای مس پورفیری

این گروه از کانسارها از نظر اهمیت اقتصادی و تعریف، گروه خاصی از کانسارها را شامل میشوند. یورفیریها از دهه ۱۹۲۰ این نام را به خود گرفتند، اما این اصطلاح تا دهه ۱۹۶۰در حد یادداشتهای مقدماتی باقی ماند (Parsons, 1933). از نیمه دوم دهه ۱۹۶۰، مطالعاتی برای شناخت ویژگیهای زمین شناختی، کانی شناختی، ژئوشیمیایی و منطقه بندی این کانسارها صورت گرفت (Lowell and Guilbert, Titley and Hicks; 1970, 1966; Rose, 1970). از آغاز دهه ۱۹۷۰، موجی از مقالات توصیفی، تفسیری و تجربی درباره جنبههای گوناگون این ذخایر منتشر شد. یک صفت عمومی پورفیریها این است که آنها سیستم های گرمابی پتروژنتیکی عظیمی هستند که چندین کیلومتر مکعب از محیط اطراف خود را تحت تاثیر قرار میدهند و جایگزینی آنها در ارتباط با تزریق سیستمهای استوک یا دایک است. دیدگاه زمین شناسان از مقیاسهای کوچک کارگاههای استخراج رگهای به مقیاسهای عظیم و استخراج روباز کانسارهای پورفیری، بصورت تدریجی در طول دهههای ۱۹۵۰،۱۹۶۰،۱۹۶۰ از جنوب غرب ایالات متحده آمریکا به بریتیش کلمبیا، آمریکای جنوبی و مرکزی، استرالیا و سرانجام جنوب اقیانوس آرام رخ داد. از نظر رده بندی زمین بندی زمین شناختی، واژه پورفیری جزء لاینفک عنوان این کانسارهاست. سنگهای با بافت پورفیری، لاتیت، کوارتز لاتیت و ریولیت کم عمق تا نیمه عمیق، عموماً داسیت و نیز همارزهای نفوذی آنها شامل کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانیت،
فازهای مهم و عامل اصلی وقوع کانیسازی در تمامی کانسارهای پورفیری هستند. پیدایش بافت-پورفیری، نتیجه فرایندهای حرارتی، شیمیایی، فشاری و زمانی است که در شرایط نیمه آتشفشانی و نیمه عمیق، با فشار ۱ تا ۲ کیلوبار (عمق ۴/۵ تا ۵ کیلومتری در یوسته و دمای ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد حاکم است (Burnham, 1979; Whitney, 1977). اعتقاد کلی بر این است که این محیط کم عمق، قلب کانسارهای فلزات پایه پورفیری است که در فشاری مشابه و دمای بین ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه و ندرتاً تا ۶۰۰ یا ۷۰۰ درجه سانتیگراد شکل میگیرند(Singer et al., 2008). از جمله ذخایر فلزات پایه پورفیری، ذخایر مس پورفیری هستند. تا کنون ذخایر مس پورفیری باارزش متعددی درسراسر جهان شناسایی و بخوبی مطالعه شده اند. این ذخایر حاصل عملکرد و اندرکنش فرایندهای بسیاری هستند. بدلیل پیچیدگیهای موجود در آنها، ارائه تعریفی اجمالی ولی جامع که در بر گیرنده تمامی جنبهها و ویژگیهای این گروه از کانسارها باشد، مشکل است و از این رو هنوز یک تعریف فراگیر و همگانی در مورد أنها وجود ندارد. زمين شناسان اقتصادي، كانسارهاي مس پورفيري را بدون توجه به زايش أنها و نوع سنگ میزبانشان، کانسارهای مس بزرگی با عیار کم معرفی می کنند. این تعریف از یک لحاظ درخور کانسارهای مس پورفیری است اما میتواند کانسارهای رسوبی، کربناتیتی یا وابسته به نفوذیهای مافیک لایهای را نیز شامل شود. برخی دیگر، بر مکانیک سنگ و چگونگی درزها و شکستگیهای این کانسارها ویژگیهای مربوط به هوازدگی، اندازه، شکل و تعداد زیادی متغیرهای توصیفی تاکید دارند.(Parsons,1933).Kirkham(Parsons) ، تعريفي زمين شناختي و مختصر و مفيد ارائه كرده كه بر اساس آن، فاکتورهای دیگر را ملاک قرار داده است. این کانسارها ذخایر بزرگی با عیار کم تا متوسط هستند که از نظر فضایی با نفوذیهای پورفیریتی اسیدی تا حدواسط در ارتباط می باشند و کانیهای سولفیدی هیپوژن آنها غالباً دارای کنترل ساختاری هستند اهمیت زیادی به مقدار نسبی سنگهای نفوذی پورفیریتی و ماهیت کمرسنگها قائل شده است. Titley (1972)، پورفیریها را به دو گروه ساده و پیچیده تقسیم کرده است. گروه ساده، شامل آن دسته از کانسارهایی هستند که در آنها تمامی کانسار در داخل توده آذرین همگنی قرار دارد که حامل کانسنگ بوده است و یا تقریباً تمام کانسار در واحدهای سنگی خارجی دیده میشود. دسته پیچیده، شامل کانسارهایی است که به نسبتهای متفاوت در سنگ های آذرین درونگیر و توده آذرین وجود دارند. Lowell (1974)، معتقد است که یک کانسار مس پورفیری شامل هر کانسار افشان پیریت، کالکوپیریت و مولیبدنیت است، که منطقه بندی هم مرکز خوبی به نمایش میگذارد، اما همه پورفیریها دارای کانسنگ افشان نیستند و همه آنها نیز منطقه بندی خوبی نشان نمی دهند. Berger و همکاران (2008)، ویژگی های کانسارهای مس پورفیری را بصورت زیر تعریف نموده اند:

۱_ کانساری که در آن سولفیدهای حاوی مس در داخل شبکه های از رگچههای استوک ورکی حاصل از رخداد شکستگی قرار داشته و نیز بصورت دانههای افشان و پراکنده در زمینه سنگ دگرسان مجاور رگچهها رخ داده اند.

۲_ مجموعههای نفوذی که بلافاصله قبل از تشکیل ذخیره پورفیری جایگیری نموده و غالباً بصورت استوکهای سیلندری و/ یا مجموعههای دایکی قائم میباشند.

۳ مناطق دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک حاشیه ای، مجموعه دگرسانی پتاسیک را احاطه نموده و یا بر روی آن همپوشانی حاصل کرده اند.

۴ ـ مس همچنین ممکن است در طی همپوشانی دگرسانی های فیلیک و آرژیلیک بر روی زون پتاسیک وارد سیستم شده باشد.

بر اساس یک تعریف کلی، کانسارهای مس پورفیری عبارتند از کانسارهای بزرگ، کم تا متوسط عیار، دارای کالکوپیریت و مولیبدنیت، که در آنها منطقه بندی سولفید و سیلیکات هیپوژن از داخل به خارج شامل متاسوماتیزم قلیایی پتاسیمی، پروپیلیتی و دگرسانی هیدرولیکی فیلیکی و آرژیلیکی است و از نظر زمانی و مکانی در ارتباط با نفوذیهای فلسیک تا حدواسط نیمه عمیق پورفیریتی کالک آلکالن میباشند و بوسیله ساختارهای زمین شناسی کنترل می شوند. بدین ترتیب که این کانسارها، نظامهای

گرمایی پتروژنتیکی عظیمی هستند که هر جا ظاهر شوند، چندین کیلومتر مکعب از سنگهای پوسته را تحت تاثیر قرار می دهند (Kirkham, 1971) . ابعاد بزرگ و کنترل ساختاری (مانند رگهها، شکستگیها، بافت استوک ورک، زونهای خرد شده و لولههای برشی) وجه تمایز ذخایر پورفیری از سایر ذخایری (مانند اسکارنها، مانتوهای دما بالا، رگههای پیرامونی مزوترمال و ذخایر اپی ترمال فلزات باارزش) است که ممکن است بطور جانبی با این ذخایر در ارتباط باشند. عیار کم تا متوسط، صفت دیگر این گروه از کانسارها است که به مجموع مقدار چند عنصر اشاره دارد که ممکن است در آنها وجود داشته باشند. این عناصر مشخصاً شامل مس مولیبدن، نقره، طلا، سرب، روی و منگنز هستند. عناصر دیگری چون آرسنیک، بیسموت، قلع، تنگستن، اورانیوم، رنیوم و پلاتین بمقدار کم در برخی از پورفیریها استحصال میشوند، اما بندرت نقش مهمی در بالا بردن ارزش کانسنگ دارند. عیار مس در این گروه از کانسارها از ۲/۰ تا بیش از ۱ درصد متغیر است، اما غالباً زیر ۱ درصد می باشد. مقدار عیار مولیبدنیوم آنها از حدود ۰/۰۰۵ تا ۰/۰۳ درصد تغییر می کند. عیار طلا در کانسارهای مس پورفیری در حدود ۲۰۰۴ ۰ تا ۳۵/۲ گرم در تن است، و عیار نقره از ۲/۲ تا ۵ گرم در تن است. عنصر رنیوم بعنوان محصول جانبی مهم ار برخی کانسارهای مس پورفیری استخراج می گردد (Mutschler and Mooney, 1993; Tarkian and Stribrny,1999). در مجموع، ذخایر مس یورفیری بر اساس فلزات همراه و محصولات جانبی به زیررده های زیر تقسیم میشوند (Kirkham and Sinclair,1995):

Cu (±Au, Mo, Ag, Re, PGE)

Mo (±Au, Ag)_Cu

Au (±Ag)_Mo_Cu

Au (±Ag, PGE)_Cu

کانه ها در ذخایر مس پورفیری، بصورت افشان، رگه ای و استوک ورکی در داخل سنگ های میزبانی که بصورت مجموعههای نفوذی کم عمق با بافت پورفیریک هستند و توسط سیالات گرمایی دگرسان شده اند، تشکیل میشوند. کانی سازی همچنین ممکن است در داخل مناطق خرد شده و لولههای برشی نیز رخ دهد. در ذخایر پورفیری بزرگ، پیچیده و پرعیار، تراکم رگهها و شکستگیهای کانی سازی شده بسیار زیاد است. جهتگیری ساختارهای کانی سازی شده میتواند در ارتباط با محیطهای واتنش محلی در اطراف و راس پلوتونها باشد، و در مناطقی که مکان های کانی سازی همدیگر را قطع مي كنند ذخاير پرعيار تشكيل مي شود (Carten et al., 1988; Heidrick and Titley, 1982)). در بخشهایی از ذخایر مس پورفیری که متحمل فرایندهای سوپرژن شده اند، کانیهای ثانویه از طریق هوازدگی (در منطقه اکسیدان) و یا جانشینی (در زیر سطح ایستابی) سولفیدهای اولیه تشکیل میشوند. مناطق غنی شده سوپرژن معمولاً عیار مس بالاتری دارند و لذا از نظر استخراج با صرفهتر هستند. در کانسنگهای غنی شده سوپرژن، مجموعه کانیایی رایج شامل کالکوسیت + کوولیت ± بورنیت + مالاکیت + آزوریت + کوپریت + کریزوکولا همراه با مقادیر کمی از کانیهای دیگر (برای مثال کربناتها، سولفاتها، فسفاتها و سیلیکاتها) است (Schwartz, 1966). فراوانترین مواد باطله سیلیکاتی و اکسیدی در ذخایر مس پورفیری، شامل کانیهای کوارتز، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، موسکویت (سریسیت)، مگنتیت، کلریت، انیدریت و اپیدوت هستند. سایر کانیهای باطله رایج، روتیل، آپاتیت و تیتانیت میباشند. ابعاد دانههای کانیهای باطله در بین کانسارهای مختلف متفاوت است، این تغییرات در حد میکروسکوپی، میلیمتری تا سانتیمتری میباشند. رگههای کوارتزی استوک ورکی فرم رایج کانیهای باطله هستند. رگهها اغلب بر اساس روابط تقاطع خودشان نسبت به هم تقسیم بندی میشوند. برای مثال رگههای مرحله اول در اکثر ذخایر پورفیری دارای حواشی نامنظم و موجدار بوده و معمولاً فاقد نواربندی هستند و بافت دانه ای دارند. رگههای مرحله بعد، که رگههای مرحله اول را قطع میکنند، معمولاً مرزهای مشخصی داشته و نواربندی در آنها رایج تر است (Gustafson and Hunt,1975). جنبه دیگر تعریف یورفیریها، منطقه بندی دگرسانی ـ کانی سازی و یا بعبارت دیگر، منطقه بندی سولفیدـسیلیکات است. دگرسانی گرمایی

در ذخایر پورفیری گسترده بوده و چه در مقیاس کانسار و چه در اطراف هر رگه و شکستگی، دارای منطقه بندی است. منطقه بندی در کانسارهای مس پورفیری شامل یک زون دگرسانی پتاسیک (کوارتز فلدسپار پتاسیم بیوتیت ± انیدریت ± مگنتیت) در هسته و قدیمیتر از سایر زونها، زون دگرسانی فیلیک (کوارتز سریسیت پیریت)، زون دگرسانی آرژیلیک (کوارتز کائولینیت مونت موریلونیت ایلیت) و زون دگرسانی خارجی پروپیلیتیک (کوارتز اپیدوت کلسیت کلریت) میباشد. در دگرسانی پتاسیک، سنگها تحت تاثیر جانشینی پتاسیمی که از خارجی منطقه کانسنگ مس باشد، همراه با از دست دادن سدیم و کلسیم است قرار میگیرند. دگرسانی فیلیک نتیجه بیرون رانده شدن سدیم، کلسیم ومنیزیم از سنگهای آلومینوسیلیکاتی و ورود پتاسیم و یا مصرف شدن پتاسیم موجود در فلدسپارهای سنگ، برای) تشکیل سریسیت میباشد. این دگرسانی معمولاً بر روی بخشهای بیرونی دگرسانی پتاسیک همپوشانی یافته و یک زون حدواسط پتاسیک فیلیک حاصل میشود (Carson and Jambor,1979). برای مثال در کانسار چوکیکاماتا در شیلی، یک زون دگرسانی فیلیک شدید بر روی زون دگرسانی پتاسیک قدیمیتر شکل گرفته است زون دگرسانی پتاسیک بصورت اولیه حاوی مس کمتری است اما در بخشهای همپوشانی یافته توسط زون فیلیک، مقدار متوسط مس بالاتر است و در بخشهایی که متحمل دگرسانی سوپرژن شده، زون غنی شده عمیق و گستردهای تشکیل شده است (Ossandon et al.,2001). در دگرسانی آرژیلیک، تحت شرایط اسیدی، تمامی کاتیونهای قلیایی بطور کامل یا بطور وسیعی از سنگ خارج میشوند و مقادیر محدود باقیمانده صرف تشکیل مونتموریلونیت، ایلیت، هیدرومیکا و کلریت میگردند. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (با سولفیداسیون بالا) در بالا یا نزدیک ذخایر مس و مس مولیبدن پورفیری تشکیل میشود مجموعه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته شامل ایلیت، کوارتز، آلونیت، ناتروآلونیت، پیروفیلیت، دیاسپور و مقدار زیادی پیریت است (Hedenquist et al., 1998). دگرسانی یروییلیتیک توسط کانیهای کلسیم و منیزیمدار مشخص میشود که در نتیجه توزیع مجدد در اجزای تشکیل دهنده سنگ حاصل میشود و اساساً معادل رخساره شیست سبز است (;Ross et al., 1995; Barr et al., 1976) Preto,1972). دگرسانی آرژیلیک پیشرفته معمولاً در بالا یا نزدیک کانسنگهای ذخایر پورفیری مس و

مس ـ موليبدن رخ ميدهد. اين مجموعه دگرساني شامل ايليت، كوارتز، آلونيت، ناتروآلونيت، پيروفيليت، دیاسپور و محتوای بالای پیریت است. دگرسانی آلبیتی بطور بخشی بر روی دگرسانی پتاسیک همپوشانی مييابد. دگرسانی سديک کلسيک (اليگوکلاز + کوارتز + اسفن + آياتيت ± اکتينوليت ± اييدوت) نيز در زونهای ریشه ای عمیق زیر زون دگرسانی در یک کانسار پ.رفیری در نوادای آمریکا شناسایی شده است (Mason and Yerington, 1986). کانی شناسی دگرسانی تا حدودی توسط ترکیب سنگ میزبان کنترل میشود. در سنگهای میزبان مافیک با مقادیر بالای آهن و منیزیم، بیوتیت (± مقدار کمی هورنبلند) کانی ثانویه غالب در زون دگرسانی پتاسیک است در حالیکه پتاسیم فلدسیار در سنگهای فلسیکتر غالب می باشد. در سنگهای میزبان کربناتی، کانیهای کالک سیلیکاتی نظیر گارنت و دیوپسید فراوان هستند . کانی شناسی دگرسانی همچنین توسط ترکیب سیستم کانی سازی کنترل میشود. در محیطهای اکسیدانتر، کانیهای نظیر پیریت، مگنتیت (± هماتیت) و انیدریت رایج هستند، در حالیکه پیروتیت در محيطهای احيايی تر يافت ميشود (Rowins,2000; Sinclair,2004). كانيهای سولفيدی مانند کالکوپیریت، مولیبدنیت و پیریت در بخشهای درونیتر به مجموعههای متوالی پیریت، کالکوپیریت، موليبدنيت و در نهايت مجموعه گالن، اسفالريت، پيريت با مقدار كمي طلا و نقره بصورت محلول جامد، بصورت فلز آزاد و بصورت سولفوسالت در بخشهای پیرامونی سیستم پورفیری تغییر می یابند. تظاهر کانه ها نیز تغییر مشخصی از شکل افشان به منطقههای خرد شده ریز رگچه (پرشدگی درز و شکستگیهای ریز)، رگچه، رگه و سرانجام به ساختارهای منفردی در حاشیهها با کانیسازی پرعیار، نشان میدهد (Sinclair,2004). دگرسانی فیلیک شامل شبکه ای از شکستگیهای استوک ورکی و مناطق خرد شده هستند و دارای کوارتز، سریسیت و پیریت می باشند.

۱-۹-۱ توزیع زمانی

خخخ محدوده محدوده سنی ذخایر پورفیری از آرکئن تا عهد حاضر را شامل میشود، گرچه اکثر آنها متعلق به ژوراسیک و دوره های جوان تر است. در مقیاس جهانی، دورههای اوج شکل گیری ذخایر پورفیری، ژوراسیک، کرتاسه، دوره های های جوانتر از آن ائوسن و میوسن هستند (شکل ۱-۴). گرچه ذخایر مس پورفیری متعلق به پرکامبرین چندان خوب حفظ نشدهاند، اما نمونههای مهمی از این کانسارها از چین (Tongkuangyu)، هندوستان (Malanjkhand) و کبک کانادا (Coppin Gap and کانسارها از چین (Malanjkhand)، هندوستان (Sikka and Nehru) و کبک کانادا (Sikka and Nehru, کانسارها از تو میلیارد سن دارند (ما Nehru, کانسارها از تو می از آنها بیش از ۳ میلیارد سن دارند (مرفد Sikka and Nehru, کزارش شده است که برخی از آنها بیش از ۳ میلیارد سن دارند (Malanjkhand Sikka and Nehru, این ای Sikka and Nehru, کزارش شده است که برخی از آنها بیش از ۳ میلیارد سن دارند (Sikka and Nehru, این این این این این Sikka and Nehru, کرچه نمونه های قدیمیتر از دونین عمدتاً فاقد صرفه آقتصادی هستند. در مجموع، بدلیل عمق کم تشکیل این ذخایر عموماً دارای سن سنوزوئیک هستند، گرچه نمونه های قدیمیتر مهمی نیز وجود دارند.



شکل ۲-۳ توزیع زمانی کانسارهای پورفیری جهان را نشان می دهد (Sinclair, 2004).

۱-۹-۲ توزیع مکانی کانسارهای مس پورفیری

پراکندگی بخش اعظم کانسارهای مس و مولیبدن پورفیری دنیا در ارتباط با کمربندهای کوهزایی دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک بوده ودر مرزهای صفحات لیتوسفری فعال کنونی قرار دارند.البته استثنائی هم در این مورد وجود دارد.به عنوان مثال ،ذخایر شوروی سابق و ذخایر آپالاچین آمریکا در زمان پالئوزویک تشکیل شدهاندو تنها تعداد اندکی از ذخایر پورفیری در زمان پرکامبرین تشکیل گردیده-اند(Misra,2000). در کمربند کوهزایی،کانسارهای پورفیری در دو جایگاه تکتونیکی ،جزایر قوسی و حاشیه فعال قارهها قرار دارند.بخش اعظم ذخایر مس پورفیری دنیا در چهار کمربند کوهزایی پس از پالئوزوئیک قرار دارند که عبارتاند از(Misra,2000).

الف)کمربند غرب آمریکا :در این کمربند بزرگترین تمرکز ذخایر مس پورفیری شناخته شده دنیا وجود دارد.

> ب)کمربند جنوب غرب اقیانوس آرام :شامل تایوان،فیجی،فیلیپین،گینهجدید، پ) کمربند کارائیب : شامل جمهوری دومینیکن، پورتوریکو،هائیتی

ت) كمربند آلپى :شامل رومانى، يوگسلاوى،بلغارستان،ارمنستان،ايران وپاكستان

۱-۱۰- کانسارهای مس پورفیری در ایران

این گروه در ایران بخش اعظم کانسارهای مس پورفیری در کمربند ارومیه _ دختر متمرکز شدهاند. از جمله مهمترین ذخایر مس پورفیری در این کمربند میتوان به معادن مس سرچشمه، میدوک، درهزار در استان کرمان و سونگون در استان آذربایجان شرقی اشاره کرد (Rastmanesh,2010). بر مبنا تقسیم بندی که براساس ماگماتیسم در کمربند ارومیه _ دختر انجام داده شده است، این کمربند به سه قسمت تقسیم شده است (شکل ۱_۵)، که این سه بخش عبارتاند از: محور دهج _ ساردوئیه – جبال بارز، محور تفت _ کاشان _ قم و محور تفرشرزن- تکاب - سهند.



شکل ۲-۴ موقعیت قرارگیری کانسارهای پورفیری شناخته شده در کمربند ماگمایی ارومیه–دختر (shahabpour,1994).

در ادامه از کانیسازی پورفیری در کمربند ارومیه- دختر یک چند کانسار شاخص انتخاب و به ذکر خلاصه ای از مشخصات آنها پرداخته می شود. به ترتیب از قسمت جنوبی کانسار مس پورفیری سرچشمه، از قسمت میانی کانسار مس دره زرشک و از قسمت شمالی کانسار مس-طلای پورفیری دالی توصیف می گردد:

۱-۱۰-۱ کانسارهای مس پورفیری سرچشمه(ارومیه ـ دختر جنوبی)

براساس مطالعات تاریخی، کانسار مس سرچشمه اولین معدنی بود که توسط سومریان در ۳۵۰۰-۲۰۰۰سال قبل از میلاد مورد بهرهبرداری قرار گرفته است (Laznica, 2010). این کانسار بزرگترین کانسار مس – مولیبدن پورفیری ایران، در ۶۵ کیلومتری جنوب غرب شهر کرمان و در استان کرمان واقع است. در طول کوهزایی آلپی این کمربند توسط فرورانش صفحه عربی به زیر ایران مرکزی تشکیل شده است. فرورانش و متعاقب آن برخورد قاره ای بعدی که از پالئوسن تا الیگوسن به طول انجامیده است، سبب بروز فعالیت های آذرین پلوتونیک و آتشفشانی گسترده از نوع آلکان و کالک آلکان در این

كمربند گرديده است (Etminan, 1978، Shahabpour, 1983، Shahabpour, 1983). از جمله اين فعاليت-ها می توان به نفوذ استوک کالک آلکالن پورفیری سرچشمه در زمان ائوسن اشاره کرد (Etminan, 1992). کانی سازی مس در منطقه سرچشمه درون یک استوک رخ داده است .این ستوک به درون یک سری آتشفشان – رسوبی متشکل از گدازهای آندزیتی، توف، ایگنیمبریت و آگلومرا به سن اولیل ترشیری نفوذ کرده است (Kramer and shahabpour, 1978). استوک سرچشمه یک توده نفوذی با وسعت ۱/۱ در ۲/۲ کیلومتر و با ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی تا داسیت یورفیری است که بعدا توسط دایکهای آندزیتی قطع شده است (Harakhani,2004). این استوک به شدت دگرسان شده و آثار متاسوماتیزم درون سنگهای در برگیرنده استوک نیز به خوبی نمایان است . اولین انواع دگرسانی تشکیل شده در استوک سرچشمه ازنوع پتاسیک و پروپیلیتیک بوده، که بعدها توسط دگرسانیهای فیلیک، سیلیسی و آرژیلیک دنبال شده است (Harakhani, 2006). کانی سازی مس هیپوژن درطول دگرسانی فیلیک و به مقدار کمتر در یتاسیک گسترش یافته و ازنوع افشان و رگچه ای بوده و در طول دگرسانی پتاسیک، عنصرمس به صورت کانی کالکوپیریت و به میزان کمتری بورنیت نهشته شده است (Kheirollah,2003؛ Harakhani,2004؛Harakhani,2004). موليبدنيت هيپوژن نيز در بخشهای عميقتر استوک متمرکز و همراه با دگرسانی پتاسیک یافت می شود. در سطح بیرون زدگی کانسار، سنگها به شدت دگرسان شدهاند و تنها کانی کوارتز پس از دگرسانی آرژیلیکی سوپرژن باقی مانده و بیشتر کانیهای سولفیدی شسته شده و مس تحت تاثیر آبهای زیرزمینی در حال چرخش و پایین رونده، درزون سوپرژن زیرین متمرکز شدهاند (Harakhani,2006). ترکیب کلاهک آهنی (گوسان) در کانسار سرچشمه از نوع هماتیتی و به دو نوع بالغ و نابالغ تقسیم شده، که ازنوع بالغ می توان جهت اکتشاف ذخایر پورفیری استفاده نمود (Atapur and Aftabi,2007). ذخيره اين كانسار حدود ١٢٠٠ميليون تن سنگ معدن با عیار متوسط ۶۹/۰ درصد مس و حدود ۰/۰۳ درصد مولیبدن است (Rastmanesh,2010).

۱-۱۰-۲ کانسار مس پورفیری دره زرشک (ارومیه –دختر میانی)

منطقه مس درهزرشک در ۶۰ کیلومتری جنوب غربی شهر یزد و به لحاظ جایگاه ساختاری در پهنه ایران مرکزی وکمربند آتشفشانی۔ نفوذی ارومیه ۔ دختر قرار دارد (زراسوندی و لیاقت،۱۳۸۱). کانسار مس درهزرشک بر اثر نفوذ یک استوک گرانیتوئیدی شکل گرفته است (اسلامیزاده و امامی، ۱۳۸۲). زراسوندی و لیاقت(۱۳۸۱) که به برسی مناطق درهزرشک و علیآباد پرداخته اند مشخصات توده های نفوذی موجود در منطقه را اینگونه بیان می کنند: تودههای نفوذی گرانیتوئیدی موجود در این منطقه عمدتا دانه درشت ودارای بافت گرانولار، پورفیریوگلومروپورفیریک متشکل از فنوکریستهای پلاژیوکلاز با ساخت منطقه اي، آمفيبول، كوارتز و ارتوز و كاني هاي فرعي عمدتا اسفن، زيركن و به طور كلي سنگ های نفوذی در این منطقه را در محدودهای از دیوریت تا الکالی گرانیت میدانند. بر طبق نظر خوئی و همکاران (۱۳۷۸) که جنس توده نفوذی این کانسار را گرانودیوریتی دیوریتی دانسته که با سنگ های رسوبی از نوع ماسهسنگ، گنگومرا، سیلتستون، شیل، آهک و دولومیت دربر گرفته شده است. توده نفوذی لوکوگرانیتی۔گرانودیوریتی منطقه درهزرشک وحاشیه شمال غرب باتولیت شیرکوه، سازند نایبند را قطع کرده و باعث دگرگونی ضعیف وکانی سازی گرمابی در سازند نفوذیذیر سنگستان شده است (کوهساری و همکاران ۱۳۸۸). روستای دهزرشک درجایی است که بیشترین برونزد کانی سازی درهزرشک درآن است (خوئی و همکاران، ۱۳۸۷). به طوری کلی کانسار مس درهزرشک از دو بخش پورفیری با ذخیره بالاتر و بخش اسکارن با عیار بالاتر تشکیل شده است (اسلامیزاده و امامی، ۱۳۸۲). آثاردگرسانی اییدوتی، کلریتی، کائولینیتی و سریسیتی در منطقه دیده میشود (خوئی و همکاران، ۱۳۷۸). روند دگرسانی دراین منطقه (درهزرشک) با منطقه بندی مدل لاول و گیلبرت همخوانی دارد و شامل دگرسانیهای پتاسیک، پروپیلتیک و فیلیک می شود (کوهساری و همکاران، ۱۳۸۸). کانیهای فلزى اين منطقه عبارتنداز: بورنيت، كريزوكولا، كوپريت، كالكوسيت، مالاكيت، آزوريت، گالن، اسفالريت، کالکوپیریت است (خوئی و همکاران، ۱۳۸۷). مقدار مس در بخش کانه دار با افزایش سیلیس افزایش

می یابد (اسلامیزاده و امامی،۱۳۸۲). این کانسار پرمایه تر از دیگر کانسارهای مس ناحیه تفت به چشم می آید و نمود پورفیری دارد (خوئی و همکاران، ۱۳۸۷).

۱-۱۰-۳ کانسار مس پورفیری دالی، (ارومیه – دختر شمالی)

کانسار مس _ طلای پورفیری دالی در شمال غرب روستای راوه، شهرستان دلیجان، استان مرکزی واقع شده است. از لحاظ ساختاری این کانسار در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار می گیرد و از دو بخش به نامهای تپهی جنوبی (کوچکتر و بارور) و تپهی شمالی (بزرگتر و نیمه بارور) با سنگ دیوارهی آندزیت تا آندزیـ بازالت و سنگ میزبانهای گرانیتوئیدی (دیوریت، کوارتز دیوریت و مونزودیوریت) تشکیل شده است (دانشجو و همکاران، ۱۳۹۲). محدوده اکتشافی دالی مجوعهای ازاستوک و دایکهای پورفیری با ترکیب حدواسط تا اسیدی میباشدکه درداخل یک استراتوولکان (تناوبی از گدازههای آندزیتی، آندزیتی بازالت و سنگهای آذرآواری) نفوذکردهاند (آیتی و همکاران، ۱۳۸۸). برخی از تودههای نفوذی و به طور محلی ولکانیکهای منطقه تحت تاثیرمحلولهای هیدروترمال به دگرسانیهای پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک و سیلیسی تبدیل شدهاند (درساپردازه، ۱۳۹۱). سه مرکز پورفیری کانی سازی شده به صورت مجزا دراین منطقه با جهت شمال غربی – جنوب شرقی قابل مشاهده است (آیتی و همکاران، ۱۳۸۸). کانی سازی در منطقه دالی از نوع کانی سازی مس پورفیری غنی از طلا و در رابطه با یک زون استوک ورک،کوارتز۔ مگنتیتی درون توده نفوذی كوارتزديوريتی شديداً آلتره با بافت پورفيری وكنتاكت آن با سنگ ديواره آندزيت پورفيری می باشد (درساپردازه، ۱۳۹۱). منطقه بندی در کانسار دالی شامل مناطق سوپرژن و هیپوژن با مجموعه کانیهای همچون هماتیت، گوتیت، ژاروسیت، مگنتیت، مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت، کالکوپیریت، کوولیت، پیریت و بورنیت میباشد. در این کانسار طلا به صورت دانههای آزاد در فازهای سولفیدی همچون کالکوپیریت و نیز در زمینه اکسید آهن و سیلیس دیده می شود (آیتی و همکاران، ۱۳۸۸). عيارطلا از۲/۲۴ تا ۲/۰۴ گرم درتن، عيار مس از۲/۲ تا ۳۱/۳۱درصد تغيير ميكند (اسدىهاروني و سلیمانی، ۱۳۹۰). دراین منطقه سه سیال هیدروترمال فعالیت داشته است که این سه سیال به ترتیب، سیال گرمابی با منشا ماگمایی که باعث رخداد دگرسانی پتاسیک شده است. دومین سیال از آبهای جوی که باعث رخداد دگرسانی پروپیلیتیک، و در نهایت اختلاط دو سیال فوق الذکر باعث ایجاد سیال با حرارت و شوری پایین تر و ایجاد زون دگرسانی فیلیک شده است (آیتی و همکاران، ۱۳۸۸).

فمل روم

زمین شناسی و پتروگرافی

۲–۱– مقدمه

از لحاظ تقسیم بندی های زمین ساختی منطقه مورد مطالعه، جزئی از واحد ساختمانی ایران مرکزی است, به طور ویژه در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه دختر قرار می گیرد (شکل۲-۱).



شکل ۲-۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنههای زمینساختی ایران

(آقا نباتی، ۱۳۷۹)، که محدوده با فلش مشخص گردیده است.

علوی (۱۹۹۴) کمربند کوهزایی زاگرس رابه سه قسمت موازی تقسیم میکند. از شمال شرق به جنوب غرب کمربند ماگمایی ارومیه –دختر ،زون سنندج – سیرجان، زاگرس مرتفع و زاگرس چین خورده را شامل میشود. کمربند تکتونو ماگمایی ارومیه –دختر با امتداد شمال غرب – جنوب شرق در حدود ۲۰۰۰ کلیومتر طول و ۲۵ کیلومتر پهنا دارد و ضخامت توالی های آتشفشانی ـ رسوبی آن تا ۴ کلیومتر تخمین زده شده است (Berberian et al.,1982). ردیفهای آتشفشانی به صورت انواع گدازها و انواع آذرآواری ها که ترکیبی از بازالت تا ریولیت داشته که با ردیفهای رسوبی در تناوب بود، که حجم عظیم آنهارا آواریها تشکیل میدهند. و تودههای نفوذی بسیاری با ترکیب گابرو تا گرانیت و با طیف سنی ائوسن تا پلیوسن این کمربند را قطع میکنند. کمربند ماگمایی ارومیه – دختر بر اساس نظر علوی (۱۹۸۰) و بربریان و همکاران (۱۹۸۲)، از نوع آندی و اوج فعالیت آتشفشانی آن در زمان ائوسن بوده است. براساس نظر بربریان (۱۹۸۱) و شهاب پور (۲۰۰۵)، این نوار ماگمایی حاصل فرورانش است.

۲-۲- ماگماتیسم ترشیری درزون ارومیه ـ دختر

با توجه به اهمیت ماگماتیسم ترسیری، این موضوع در کمربند ارومیه ـ دختر در نقاط مختلف مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته و حاصل این مطالعات نشان می دهد که سنگ های ولکانیکی بیشتر آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت آندزیتی، بازالت، ریولیت، داسیت، ریوداسیت ها می باشد. توف های اسیدی و متوسط آنها را همراهی می کنند.در میان این سنگ ها گاهی لاتیت آندزیت ، لاتیت تراکیت، لوسیت، فنولیت نیز یافت می شود(قربانی و همکاران، ۱۳۹۳). فورانهای اولیه، ازنوع زیر دریایی و ماهیت کالکوآلکالن دارند (عمرانی، ۲۰۰۸). در ائوسن فوقانی،ترکیب گدازها به طرف آلکالن و پرآلکالن میل میکند (Amidi,1975). در اواخر ترشیری، گدازهای کالکوآلکالن به انواع ساب آلکالن و آلکالن تغییر وت میکند (به شدت و کرانی، ۸۰۰۸). در اولوسن فوقانی،ترکیب گدازها به طرف آلکالن و آلکالن میل میکند (میزا،1975). در اواخر ترشیری، گدازهای کالکوآلکالن به انواع ساب آلکالن و آلکالن تغییر وت میکند (میزا،1975). در اواخر ترشیری، گدازهای کالکوآلکالن به انواع ساب آلکالن و آلکالن تغییر وت ترشیر شدت ولکانیسم یکسان نبوده و در مراحلی مانند ائوسن میانی، ائوسن پسینالیکوسنپیشین، الیگوسنپسین – میوسنپیشین و میوسنپسینپلیوسن افزایش فعالیت وجود داشته است (محمدی، ۲۷۱۹۴؛ قربانی و همکاران، ۱۳۹۳). قربانی وهمکاران(۱۳۹۳) زون ارومیه ـ دختر را بر اساس ماگماتیسم ترسیری به سه قسمت به ترتیب زیر تقسیم کردهاند. الروميه -دخترجنوبي :محور دهج ساردوئيه - جبالبارز (منطقه كرمان)

۲_ارومیه -دختر میانی :تفت - کاشان - قم.

۲_ارومیه -دختر شمالی :محور تفرش رزن - تکاب - سهند

در زون ارومیه – دختر جنوبی، تقریبا تمام فازهای ماگمایی ترسیر را می توان مشاهده کرد (ائوسن میانی،ائوسن – الیگوسن،الیگو۔ میوسن،میو۔ پلیوسن وکواترنر). به طور کلی در منطقه کرمان کستردهترین فعالیتهای ماگماتیسم چه از نظر زمانی و چه از نظر مکانی را میتوان پیگیری کرد.

در زون ارومیه –دختر میانی، دوفاز ماگمایی یعنی فاز آتشفشانی ائوسن به خصوص ائوسن میانی و فاز پلوتونیسم ائوسن – الیگوسن قابل پیگیری است و سنگ های محور تفت،انارک،اردستان وکاشان – قم قابل مشاهده است .در ارومیه – دختر میانی فازهای جوانتر نمود چندانی مانند منطقه کرمان ندارند.

در زون ارومیه – دختر شمالی، ولکانیسم ائوسن وفاز پلوتونیسم ائوسن – الیگوسن نمو کمی دارند .هرچند در منطقه تفرش – رزن – تکاب – شاهین دژ میتوان سنگهای آتشفشانی ائوسن را مشاهده کرد .اما تنوع و حجم آنها قابل توجه نیست،به خصوص که ترکیب آنها بیشتر پیرو کلاستیک میباشدو با توفهای سازند کرج شباهت بیشتری نشان می دهد،همچنین تودههای نفوذی با سن ائوسن – الیگوسن در این محور چشم گیر نیستند.برعکس ماگماتیسم جوانتر الیگو- میوسن ومیو- پلیوسن در این محور قابل توجه ترمیباشد.

۲-۲-۱ ارومیه ـ دخترجنوبی: محوردهج – سارودئیه ـ جبال بارز(منطقه کرمان)

این بخش از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر طولی حدود ۴۵۰ کیلومتر و عرضی در حدود ۸۰ کیلومترداشته، از شمال به کفه رفسنجان، کرمان و بم، و از جنوب به کفه میدوک _ سیرجان محدود

می شود. این کمربند، توسط گسل های شمالیجنوبی از جمله گسل انار، گسلهای سبزواران از جنوب و گودک ازشمال قطع شده وهمچنین سنگهای این کمربند، تحت تاثیر گسلهایی با روند شمال-خاور جنوب باختر قرارگرفتهاند. فعالیت ماگمایی در کمربند کرمان کسترش زیادی داشته و از ائوسن پیشین تا کواترنر ادامه داشته و عمده فعالیتهای آتشفشانی منطقه، متعلق به ائوسن بوده که حجم اصلی سنگهای ماگمایی را در برگرفته و در منطقه کرمان سنگهای ائوسن به ترتیب قدیم به جدید مورد مطالعه قرار گرفته و این سه کمپلکس عبارتند از کمپلکس بهرآسمان، کمپلکس ولکانیکی رازک (ائوسن میانیائوسن پسین)، کمپلکس ولکانیکی هزار (ائوسن فوقانی)، که هر یک از این کمپلکس ها ویژگیهای زمانی و لیتولوژی خاص خود را دارند. در زیرپهنه دهج ـ سارویه بر طبق نظر قربانی (۱۳۹۳) پنج فاز ماگمایی به ترتیب ائوسن پیشین تا ائوسن پسین، ائوسن _ الیگوسن و میوسن، میوسن _ پليوسن،پليوسنـكواترنر وجود دارد. علاوه بر زيرپهنه دهج ـ ساردوئيه در قسمت جنوبي كمربند اروميه-دختر، زیرپهنه جبال بارز نیز است. در این منطقه بر طبق نظر قربانی (۱۳۹۳)، ماگماتیسم ائوسن تقریبا مشابه دیگر نقاط کمربند کرمان، ولی با این تفاوت که بخش اسیدی (آگلومرای، برش آتشفشانی و توف اسیدی) چندان قابل توجه نیست.و همچنین سنگ های آتشفشانی (الیگومیوسن _ پلیوس) دراین منطقه نمود چندانی ندارد. برعکس باتولیتهای الیگوسن که بسیار چشمگیر هستند. در منطقه جبال بارز (جنوبخاور بم _ شمال خاور جیرفت و دلفارد) سه توده باتولیت بزرگ گرانیتوئیدی شامل باتولیتریگان، باتولیت جبالبارز و باتولیت شمالخاوردلفاد وجود دارد، که از جنوبخاور به سمت شمال باختر قرار دارند.

۲-۲-۲ ارومیه ـ دخترمیانی:تفت - کاشان ـ قم

ارومیه ـ دختر میانی از ناحیه تفت آغاز و تا قم ادامه مییابد. و بنا بر نظر قربانی (۱۳۹۳)، در این منطقه ولکانیسم و پیشروی دریا در زمان ائوسن افزایش یافته و توالیهای هم ارزسری سبز (رسوبی ـ ولکانیکی) نهشته شده است. این فعالیت بیشتر اسیدی، از نوع فراتوماگماتیک و به شدت انفجاری بوده است. ردیف های ولکانیکی این منطقه به ترتیب زیر است.

پالئوسن پسین ـ ائوسن پیشین: مجموعه ای از سنگهای آلکالن و حدواسط بخش زیرین که اغلب شامل تراکیآندزیتها، تراکیبازالتها، تراکیتها وشوشونیتها بوده، و مجموعه سنگهای ریولیتی بخش بالایی دارای گدازههای ریولیتی، توفهای پومیسی، توفهای برشی و گدازههای برشی است.

ائوسن میانی: شامل سریهای سبز رسوبی، توفهای اسیدی،ت وفیت، مرمرها و سنگهای آهکی و گنگلومرا میباشد.گ فتنی است که این مجموعه در البرز مشخص تر است.

ائوسن پسین: شامل سنگهای ایگنمبریتی و ریوداسیت پایینی متعلق به ۳۹ میلیون سال پیش بوده و توفهای ریولیتی و ریوداسیتی، پومیس و پیروکلاستیکهای در قسمت بالایی است (Amidi بیش بوده و توفهای ریولیتی و ریوداسیتی، پومیس و پیروکلاستیکهای در قسمت بالایی است (Amidi et al.,1984). حرکات کوهزایی پیرینهای باعث خروج این ناحیه از آب شده و تودههای نفوذی زیادی در این زمان ظاهر شده است، مانند توده گرانیتوئیدی نطنز، تفت، وشمه، کهک، کوهدم، کالکافی، تلهسیاه و... (قربانی، ۱۳۹۳). برطبق نظر(1977) Amidi و قربانی (۱۳۹۳) مراحل مختلف فعالیتهای ماگمایی بسیار گسترده در ناحیه نطنز – نایین و مراحل آتشفشانی ائوسن که با تشکیل ستبرای زیادی از رسوبات آذرآواری مشخص میشود و موجب نمایان شدن سنگهای آندزیتی، ریوداسیتی و شوشونیتی شده است، که به ترتیب فوران عبارتند از:

_ سنگهای ریولیتی که به صورت توف و ایگنمبریت در محیط دریایی بسیار کم عمق همراه با گنگلومرا و سنگ آهکهای تخریبی نهشته شدهاند.

ـ سنگهای آندزیتی زیرین که بیشتر از نوع آلکالن پتاسیمدار هستند.

ـ سنگهای ریوداسیتی که نمایانگر یک فعالیت ماگمایی قارهای هستند و گاهی اوقات به صورت گنبد ظاهر میشوند و در بعضی نواحی نیز دارای حالت ایگنمبریتی میباشند. این فعالیت ولکانیکی اسیدی که در بسیاری از قسمتهای ایران مشاهده می گردد با داشتن سطحی فرسوده و در قسمت فوقانی خود، دلیلی بر یک حرکت مهم و فراگیر در ائوسن است.

_ سنگهای آندزیتی میانی به فراوانی به صورت سنگهای آذرآواری و سنگهای جریانی آندزیتی مشخصاند. دراین مرحله فعالیتهای ریولیتی عمدتا از نوع قاره ای به صورت توفهای اسفرولتیک و ایگنمبریتی میباشد.

_ سنگهای شوشونیتی شامل آبساروکیت، شوشونیت، تراکیآندزیت، توسکانیت، ریوداسیت تا ریولیت هستند که آنالیسم سدیک اولیه درآنها فراوان میباشد.

_ سنگهای آندزیتی فوقانی به سوی قطب غنی از آلومینیم تمایل داشته و حاوی چند فعالیت از نوع اسیدی میباشد.

الیگوسن: فوران ریولیتی که دارای فعالیتی از نوع قاره ای است و نشان دهنده یک خشکی زایی وسیع در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن میباشد. سنگهای آذرآواری و ریولیت جریانی از قسمت زیرین تا بالای این توالی را می پوشانند. از اختصاصات مهم ریولیتهای این منطقه وجود گروناهای نزدیک به ترکیب اسپسارتیت است که شاید بتوان آن را موید این دانست که ماگمای ریولیتی فوق الذکر نتیجه ذوب بخشی قسمت بالایی یا قاعده پوسته جامد زمین میباشد.

الیگو میوسن: دراین مرحله فوران از نوع زیردریایی و آندزیتی بوده است که با رسوب گذاری مارن و آهکهای فسیل دار آغاز شده است. این فوران به صورت انفجاری و در بعضی نواحی نیز به صورت آرام صورت گرفته به نحوی که تشکیلات مزبور شامل سنگهای آذرآواری و جریانی میباشند. آندزیتها و بازالتهای حاوی آنالیسم سدیک در این مرحله نشانه ای از دومین سری سنگهای آنالیسمداری هستند که در ولکانیسم ترسیر در این منطقه وجود دارند.

میوسن میانی: دراین مرحله تودههای کوچک و بزرگ درونی باسن ۱۹–۱۷ میلیون سال وجود داشته است، و به احتمال زیاد این تودهها وابسته به سنگهای ولکانیکی مجموعههای کمی قدیمی تر میباشد و در برخی مناطق که مطالعه شدهاند قرابت ماگمایی با هم نشان میدهند.

ميوسن پسين - پليوسن: درناحيه نايين نطنز، فعاليت ماگمايي كالكوآلكالن قارهاي برخلاف تمامی فعالیتهای ماگمایی پالئوژن و اوایل نئوژن دارای مسیر تفریقی ممتد و مدام که منجر به تبدیل آندزیت بازالتی به آندزیت و آندزیت به داسیت و در انتها داسیت به ریوداسیت میشود. سری اسیدی حاصل تفریق این ماگمای کالکوآلکالن در منطقه مزبور به صورت گنبد یا رگه ظاهر شده است که از نظر کمی و کیفی در تاریخ ماگماتیسم ایران اهمیت خاصی دارد. ناحیه اردستان که در زون ارومیه -دختر میانی قرار داشته و دارای سنگهای ولکانیکی و پلوتونیکی متعلق به ائوسن و الیگوسن میباشد به نظر می سدکه فعالیت عمده دراین ناحیه از ائوسن میانی آغاز شده و براین اساس سنگهای موجود حاصل فعالیتهای آتشفشانی ائوسن میانیه ائوسن پسین هستند. بنا به نظر امامی و همکاران (۱۳۷۱)، در بين رديف هاي ائوسن مياني - ائوسن پسين، واحدهاي ريوليت از واحدهاي آندزيتي و تراكيبازالتيـ تراکیآندزیتی قدیمی تر و جوانترین واحدها، واحدهای ایگنمبریتی و تراکیتی است و فعالیتها به طور عمد در محیط قارهای یا کم عمق ساحلی صورت گرفتهاند. فعالیتهای ولکانیکی الیگوسن عمدتا ريوليتياند وبه صورت لکه هاي سفيد برونزد دارند. قرباني (۱۳۹۳)، اقدام به ذکر انواع آذرآواري وگدازهای موجود دراین منطقه کردهاند، و آذرآواریموجود در منطقه را توف های تراکیبازالتی ـ تراکی-آندزیتی، آندزیتی و برش ریولیتی و گدازهای موجود در منطقه را الیوینبازالت، تراکیبازالت، کوارتزآندزیت، پیروکسنآندزیت و آندزیت مگاپورفیریک، تراکیت، ریوداسیت و ریولیت میدانند. در منطقه اردستان فعالیت های ماگماتیسم نفوذی توده های کوچک مونزوگرانیتی تا گرانیتی بوده مانند نفوذ توده های کوچک در ناحیه ظفرقند و کوه دورجین است.

۲-۲-۳ ارومیه _ دختر شمالی: محور تفرش _ رزن – تکاب _ سهند

این محور از ناحیه تفرش آغاز و تا رزن و از آنجا به جنوب زنجان و سرانجام از ناحیه تکاب به شاهیندژ و ارومیه و در نهایت به کشور ترکیه ختم میشود. در این قسمت از کمربند ارومیه دختر بر خلاف دو قسمت قبل، نمود ماگماتیسم ترسیر بخصوص ولکانیسم ائوسن و تودههای نفوذی ائوسنا الیگوسن کمتر است. در ائوسن، سنگها از نظر حجم و ستبرا (کمتر و پراکنده تر) و از نظر ترکیب (اسیدی و حجم بارز آن پیروکلاستیک و توف) با سنگهای آتشفشانی ائوسن در نواحی دیگر متفاوت است. در ائوسنالیگوسن، تاکنون توده نفوذی قابل توجهی و یا یک باتولیت نسباً بزرگ در این کمربند برونزد نیافته است. اگرچه سنگهای آتشفشانی و نفوذیهای کوچک با ترکیب بازیک تا متوسط به طور پراکنده در مناطق شمالی به چشم می خورد. در زمان

الیگوسن پسین _ میوسن، توف های اسیدی نمود بارزی از خود نشان داده و بخش های پایینی سازند قم را در ایم محور دربر می گیرند. بطورکلی در محور ارومیه - دختر شمالی ماگماتیسم ائوسن و ائوسنالیگوسن پسین کم رنگ و ناچیز میباشد، ولی فعالیتهای آتشفشانی الیگومیوسن قابل توجه تر هستند.

۲-۲-۴ ژئودینامیک و تکتونیک زون ارومیه ـ دختر

بنا به نظر قربانی (۱۳۹۳)، نئوتتیس از آغاز ژوراسیک شروع به فرورانش و از آغاز کرتاسه شروع به کوچک شدن و بسته شدن می کند، به گونه ای که در کرتاسه پسین تا پالئوژن، برخورده قاره - قاره رخ میدهد. فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس که از زمان ژوراسیک شروع شده، درطول کرتاسه نیز ادامه داشته و منجر به فعالیت ماگمایی در پوسته بالایی (محل فرورانش) شده است. وجود تودههای باتولیتی و سنگهای آتشفشانی (به ویژه آندزیت و بازالت) در پهنه سنندج سیرجان را میتوان حاصل این عمل

دانست. در زمان ترسیری، پشت منطقه در نوار شمالی پهنه سنندج سیرجان و باختر ایران مرکزی بین محور ارومیه-دختر فرورانش ادامه داشته است و ماگماتیسم حاصل از این فرورانش به این منطقه کشیده شده و به طوری که در میوسن و پلیوسن ادامه داشته، فرورانش در زمان ترسیر منجر به تشکیل انواع سنگهای ماگمایی در کمربند ارومیه –دختر شده است. عمرانی (۲۰۰۷) معتقد است که ماگماتیسم سنندج سیرجان در مزوزوئیک و پی آمد آن ماگماتیسم ارومیه ـ دختر در ترشیری در نتیجه فرورانش رخ دادهاند و بین این دو یک انقطاع زمانی مکانی وجود دارد و بدین صورت حدود ۲۰ میلیون سال یعنی زمان پالئوسن و پیرامون آن ماگماتیسم حاصل از فرورانش خفیف میگردد. و پس از این برهه زمانی، با تغییر مکانی از زون سنندج _ سیرجان به باختر ایران مرکزی یعنی ارومیه _ دختر منتقل می شود. مغشوش بودن سنگهای ماگمایی ترسیری در پهنه ارومیه ـ دختر، از نظر سرشت ماگمایی و محیط زمین ساختی میتواند حاصل این پدیده باشد، که صفحه سنگ کره فرورونده در نوار شمالی سنندج سیرجان و جنوب و جنوب باختری ایران مرکزی (یعنی در محل ارومیه _ دختر)، به هنگام فرورانش شكسته شده باشد. این شكسته شدن می تواند همراه با كشش موضعی و ایجاد كافت نامنظم باشد. این فرضیه را می توان با انجام آزمایش های لرزه نگاری در چند نیمرخ عمود بر کمربند ارومیه-دختر اثبات کرد. اگر چنین شکستی در سنگ کره اقیانوسی وجود داشته باشد، به علت سرد و سلب بود آن توسط امواج لرزه ای از محیط پیرامون قابل تشخیص می باشد.

۲-۲- زمینشناسی ناحیه ای

ناحیه مورد مطالعه در شمال شرقی نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ کوهپایه و در در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد. از کانسارهای مس پورفیری شاخص این قسمت می توان به کانسار مس پورفیری دره زرشک اشاره کرد.ا ین منطقه شامل توده های ولکانیک – ساب ولکانیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی با ماهیت ژئوشیمیایی کالکوآلکان بوده، و در محیط فرورانش حاشیه قارهای تشکیل شده است. براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰ کوهپایه توالی سنگ شناسی و مشخصات این توالی در منطقه مورد مطالعه به صورت زیر است (رادفر و همکاران،۱۳۸۱):



شکل ۲-۲ نقشه زمینشناسی منطقه مورد مطالعه که از نقشه زمینشناسی ۱/۱۰۰۰۰کوهپایه اقتباس شده است (رادفر و همکاران، ۱۳۸۱)

۲-۲-چینه شناسی و شرح واحدهای سنگی :واحد آذرآواری و بندرت گدازه ای ائوسن (**واحد** E₆^{py}): بخشی گسترده ای از سنگهای ائوسن بالائی با ستبرای حدود ۵۰۰ متر از شمالخاور روستای زفره تا باختر و جنوب باختری روستای کهنگ امتداد می یابد. این واحد در برگیرنده طیف گستردهای از سنگهای آذرآواری شامل توف بلوری قطعه دار اسیدی، توف بلوری شیشهای، توف ماسهای و بطور محلی گدازه ریوداسیتی و آندزیتی به رنگ خاگستریی و صورتی است. توفها بصورت متوسط لایه (با ضخامت حدود ۵۰ تا ۶۰ سانتیمتر) تاضخیم لایه (حدود ۱ متر و بیشتر) و گدازهها به صورت میان لایه و اکثر اوقات ضخیم لایه (بیش از یک متر) تا تودهای هستند. مرز زیرین آن در شمال خاور روستای زفره، به گونه گسله در کنار واحد E_2^{vt} و در خاور روستای زفره با ارتباط گسله در جوار واحد E_2^{an} قرار میگیرد. مرزبالائی واحد مورد مطالعه در باختر روستای کهنگ به صورت پیوسته و هم شیب در زیر واحد E_6^{ba} قرارمی گیرد. توفها دارای بافت کلاستیک، پورفیروکلاستیک با زمینه ويتروكلاستيك است. يورفيروكلاستها از بلورهاي پلاژيوكلاز درحد اليگوكلاز-آندزين با تجزيه به سریسیت ، کربنات و آلکالیفلدسپار، بلورهای آلکالی فلدسپار و کوارتز بی شکل به وجود آمدهاند. تکههای سنگی آنها شامل آنذریت، تراکیآندزیت، شیشه، لاتیت و قطعههای حاوی سودالیت آنالیسم است. مجموعه یاد شده به همراه کانیهای کدر در زمینهای از شیشه جریانی اکسیده، اکسیدآهن، لکههای کربنات و آثار تراشه شیشهای قرار دارد. برخی جاها شیشه جریانی به کانیهای فلسیک متبلور شده است. درجنوبخاور روستای زفره نخستین بخش از این واحد (E_6^{py}) درچهره واحدی آذرآواری رخنمون مییابد (E_6^{bt}) . توفهای قطعهدار بلورین اسیدی و لاپیلی توف اسیدی به رنگ خاگستری روشن تا صورتی ترکیب واحد یادشده هستند. بافت سنگهای مورد نظر پورفیروکلاستیک با زمینه ويتروكلاستيك و ليتوكلاستيك است. بلورهاي فلدسپات با تجزيه به سريسيت ، كانيهاي رسي و اپيدوت با تحلیل رفتگی حواشی بلورهای کوارتز با حواشی تحلیل رفته و خلیجی شکل، آمفیبول و قالب کانی-های مافیک به طور کامل توسط اییدوت جانشین شده است. قطعههای سنگی شامل انواع تراکی آندزیتی

واحد توف برشی خاکستریسبز رنگ و لاپیلی توف ائوسن (واحد (E_6^{br})): بالاترین بخش لایه E_6^{py} به واحدی اختصاص دارد که از توف برشی و لاپیلی توفهای اسیدی خاکستری تا سبز رنگ تشکیل میشود. برونزدهای این واحد در خاور و شمال خاور روستای زفره و رخنمونهای کوچک و پراکندهای در جنوب باختر روستای کهنگ دیده میشود. بافت سنگهای اخیر لیتوکلاستیک است. قطعه های آنها به دو دسته بلورین و سنگی تقسیم میشود. دسته نخست شامل بلورهای پلاژیوکلاز با آثار تجزیه به کربنات، اپیدوت، کانیهای رسی، سریسیت و بلورهای کوارتز دوبارره متبلور میباشد. دسته دوم از قطعههای با ترکیب هیالوآندزیت، تراکیآندزیت (به ابعاد ۶ میلیمتر)، تراکیت، داسیت و میکرومونزودیوریت تشکیل شدهاند. زمینه آنها از ریزبلورهای کوارتز فلدسپاتیک کوارتز تبلوریافته، میکرومونزودیوریت ایدوت، سریسیت حاصل میشود. همچنین اسفن (وکوکسن)، زیرکن، اکسیدآهن به عنوان کانی های فرعی به حساب میآیند.

واحد گدازه های تراکی آندزی بازالتی، لاتیت آندزیتی و تراکی آندزیتی ائوسن (واحد E_6^{tr}): این واحد با گسترش زیاد و ستبرای نزدیک به ۴۰۰۰ تا ۵۰۰۰ متر بطور اساسی از گدازههای تراکیآندزیبازالتی، لاتیتآندزیتی، تراکیآندزیت و کوارتزتراکیآندزیتی پدید آمده است. رخنمونهای کوچک و بزرگ این واحد در جنوبباختری روستای کهنگ پراکنده است. در باختر و شمال خاور

روستای کهنک به گونهای پیوسته وهمشیب در زیر واحدE^{ba} و درخاور روستای تین جان به صورت همشیب وییوسته بر روی واحد E^{by} قرار دارد. بافت رایج در گدازههای مورد نظر پورفیریتیک با زمینه میکرولیتی وگاه اینترسرتال است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز درحد سدیک کلسیک تا سدیک و یا كلسيك تا سديك كلسيك است كه ساختمان منطقهاي ماكل تكراري، بافت تجمعي، تحليل رفتگي حواشی و تجزیه به کانیهای رسی، اپیدوت، کلریت، سریسیت، کربنات و الکالی فلدسپار نشان میدهد. بلورهای پیروکسن دارای ساختمان منطقهای و تبدیل شدگی به آمفیبول است. بلورهای آمفیبول در حد اکتینولیت بوده و قالبهای کانیهای مافیک به طور کامل توسط کلریت و اکسیدآهن جانشین شده است. زمینه این سنگها از میکرولیتهای پلاژیوکلاز با ترکیبی در حد سدیک یا سدیک کلسیک با بافت جریانی و یا به صورت متقاطع همراه با ریز بلورهای پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، کوارتز_ فلدسپاتیک و کانیهای رسی تشکیل شده است. کانیهای فرعی سوزنهای آپاتیت، ریزبلورهای کانی-های کدر و اسفن (لوکوکسن) است. در بخشهای از این واحد دایکهایی دیده شده که با روندهای متفاوت واحد را قطع می کنند. رنگ آنها خاگستری تیره تا سبز کمرنگ و ترکیب سنگشناسی در حد پيروكسن أندزيتبازالت تا كوارتز تراكي أندزيت است. بافت اين سنگها پورفيريتيک با زمينه اینتر گرانولار و یا میکرولیتیا اینترسرتال است. درشت بلورهای از بلورهای پلاژیوکلاز در حد الیگوکلاز۔ آندزین، دارای بافت تجمعی و ساختمان منطقهای و تجزیه به سریسیت، کربنات، آلکالی فلدسپار، کانیهای رسی و ایپدوت است. قالب کانیهای مافیک توسط سیلیس، اکسیدآهن، کلریت و ایپدوت به طور کامل جانشین شدهاند. کانیهای فرعی شامل سوزنهای آپاتیت، کانیهای کدر واسفن (لوکوکسن) بوده و زمینه از میکرولیتهای پلاژیوکلاز با حالت متقاطع یا جریانی به همراه بلورهای پیروکسن، کلریت، اسفن (لوکوکسن) و لکههای کربنات است.

واحد گدازه های بازالتی و آندزی بازالتی ائوسن (واحد E_6^{ba}): جوان ترین بخش ائوسن بازالتی در این محدوده میباشد. این بخش در پیرامون روستاهای کهنگ و نیسیان تا خاور روستای

سرسری با ستبرای حدود ۳۵۰ تا ۴۰۰ متر قرار دارد. ترکیب سنگ شناسی واحد مورد نظر شامل گدازه-های بازالتی، آندزیبازالتی، تراکیآندزیتی خاکستری تیره میشود. مرز زیرین آن در باختر و شمال خاور روستای کهنگ با واحد E_6^{tr} و در بخشهای از جنوب و شمال باختر روستای نیسیان با واحد E_6^{by} به گونه پیوسته و هم شیب دیده میشود. بافت این سنگها پورفیریتیک با زمینه اینتر کرانولار، اینترسرتال و یا میکرولیتی است. درشت بلورها از کانی پلاژیوکلاز در حد آندزینابرادوریت با تحلیل رفتگی حواشی، بافت تجمعی و قالب کانی های مافیک با کلریت، کربنات، اکسیدآهن و سیلیس بطور کامل جانشین میشوند. کانیهای فرعی شامل اسفن (لوکوسن) و اکسیدآهن است. زمینه از میکرولیتهای متقاطع پلاژیوکلاز به همراه ریز بلورهای کوارتز فلدسپات، پیروکسن، کلریت، کربنات و اسفن (لوکوسن) تشکیل شده است. درجنوب خاوری روستای کهنگ و پیرامون روستای کجی (دامنه جنوبخاوری کوه شاهان) واحد E^{ba} به واحدی گدازهای با ستبرای حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر تغییر رخساره میدهد (واحد^{Evt}). ترکیب آن از گدازههای اسیدی آندزیبازالتی و آندزیبازالت حفردار تشکیل شده است. بافت میکروسکوپی آنها پورفیریتیک با زمینه اینترگرانولار_اینترسرتال یا میکرولیتیاینترسرتال است. کانی-های اصلی آنها را میکرولیتهای پلاژیوکلاز متقاطع با ساختمان منطقهای با تجزیه به سریسیت و بلورهای مافیک ایدنکسیتی شده در زمینهای از بلورهای پلاژیوکلاز درحد آندزین به صورت متقاطع، باساختمان منطقهای، آغشتگی به اکسیدآهن و تجزیه به کانیهای رسی همراه با ریزبلورهای پیروکسن به گونه تجمعی و بلورهای مافیک ایدنکسیتی و اکسیده شده و مشارکت اکسیدآهن، کوارتز تجدید تبلور یافته، لکههای کربنات و سوزنهای آپاتیت جای دارند.

گنبد، دایک و گدازه های ضخیم داسیتی (da): شامل گنبد، دایک و گدازههای ضخیم داسیتی ریوداسیتی به رنگ خاگستری روشن تا صورتی، که در واحدهای از ائوسن بالایی تزریق شده است. از اینرو سن آنها باید جوان تر از سنگ در برگیرنده خود باشد. برونزدهای آنها در بخش هایی از جنوبخاوری (کوهشاهان) تا شمالباختر روستای تینجان، خاور و جنوبخاوری روستای نیسیان، چندرخنمون کوچک در جنوب روستای کهنگ، یک گنبد آتشفشانی کوچک درجنوبخاوری روستای سرسری دیده میشود. بافت آنها پورفیریتیک با زمینه فلستیک است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز۔ آندزین به طول ۵ میلیمتر دارای ساخت منطقهای و تجزیه شده به سریسیت، آلکالیفلدسپار و کربنات، بلورهای کوارتز با حواشی خلیجی به طول ۱/۵ میلیمتر، بلورهای صفحهای شکل بیوتیت با تاب خوردگی و تجزیه جزئی به کلریت و قالب کانیهای کدر و زیرکن که به همراه کانیهای اصلی در زمینهای از میکرولیتهای ظریف، پلاژیوکلازسدیک، ریزبلورهای کوارتز، فلدسپات، بیوتیت، لکههای کربنات و کلریت قرار دارند.

آپلیتی میکروگرانودیوریتی خاکستری روشن مایل به کرم تا صورتی رنگ است. رخنمونهای آن در شمالباختری روستای فشارک و جنوبباختری روستای کهنک بخشهای از سنگهای گدازهای یا آذرآواری ائوسن بالائی را قطع میکند. بافت آنها پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولار با تجدید تبلور یافته است. درشت بلورها از بلورهای پلاژیوکلاز در حد آلبیت الیگوکلاز با تجزیه به سریسیت، موسکویت و کانیهای رسی، بلورهای آلکالی فلدسپار شامل میکروکلین و پرتیت که به کانیهای رسی و سریسیت تجزیه شده است. همچنین بلورهای کوارتز بیشکل با حواشی تحلیل رفته، دارای شکستگی و خاموشی موجی که تبلور مجدد نشان میدهند. قالب کانیهای مافیک توسط کلریت و اکسیدآهن به طور کامل بوتین شده است. زمینه آنها از بلورهای کوارتز بیشکل با حواشی تحلیل رفته، دارای شکستگی و خاموشی موجی که تبلور مجدد نشان میدهند. قالب کانیهای مافیک توسط کلریت و اکسیدآهن به طور کامل بوتین شده است. زمینه آنها از بلورهای کوارتز، فلدسپات تجدید تبلوریافته، بلورهای صفحهای شکل

واحد پادگانه های جوان کواترنری (Q_2^t): این انباشتهها بطور معمول در سطوح مختلف توپوگرافی ولی درترازههای پست تری نسبت به واحد Q_1^t آشکارمی شوند. انباشتههای یادشده شامل نهشتههای مخروط افکنهای و ته نشتهای سخت نشده قلوه دار است. دشتهای گسترده قسمت میانی ورقه 1/1000 کوهپایه از پیرامون شهر هرند درجنوب خاوری ورقه تا بخشهایی ازشمال باختری

روستای ورطون در شمال باختر ورقه یکسره از واحد مورد نظر است. ستبرای این واحد متغییر و گاه تا چند متر میرسد.

۲–۳–۱ زمین شناسی ساختمانی منطقه

این منطقه در حاشیه باختری ایران مرکزی قرار دارد. در این منطقه چندین گسل وجود دارد، و با توجه به اینکه گسلها از نظر زمین شناسی اقتصادی داری اهمیت زیادی هستند، و فضای لازم برای حرکت ماگما و سیالات کانه ساز را فراهم میسازند، لذا دراین بخش به ذکر نام و مشخصات کلی گسلها در این منطقه پرداخته می شود:

گسل راندگی زفره _ فشارک: این گسله بخشی از گسل قم زفره با روند شمال غربی جنوب-شرقی و به احتمال زیاد یک گسل پی سنگی می باشد. با توجه به شکستگیهای موجود در منطقه گسل یادشده دارای مولفه امتداد لغز با سازکار راستگرد میباشد. این گسل از زمان فعالیت های آتشفشانی در ارومیه دختر تا عهد حاضر فعال میباشد (بربریان، ۱۹۷۶). گسل راندگی قم فشارک که زیر مجموعه گسل معروف قم زفره میباشد، سنگهای این منطقه را به دو حوضه جداگانه تقسیم کرده است (رادفر و همکاران، ۱۳۸۱).

گسل راندگی شمال تینجان _زفرہ: این گسل راندگی با راستای خمدار شمالغربیـجنوب-شرقی دارای شیب ۳۰ تا ۴۵ درجه به سمت شمال شرقی است.

گسل راندگی ورطون: راندگی ورطون در بخش غربی گسله راندگی زفره فشارک (شمال غربی ورقه کوهپایه) با راستای شمالی جنوبی است.

۲-۴- زمینشناسی منطقه معدنی

توالی سنگ شناسی در منطقه مورد مطالعه گسترهای از سنگ های آذرین اسیدی تا حد واسط را در برمی گیرد. واحدهای سنگی منطقه بدلیل تاثیر محلول های گرمابی، دچار دگرسانی و تغییر در ترکیب و بافت شده اند. در مطالعات سنگ شناسی، سه مجموعه کانی شناسی شامل کانیهای اصلی، فرعی و دگرسانی مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به اینکه سنگ های آذرآواری از نظر منشاء ماهیت دوگانه دارند (آتشفشانی – رسوبی) بنابراین نحوه مطالعه و نام گذاری این سنگها، با نحوه مطالعه و نام گذاری سایر سنگهای منطقه متفاوت بوده و این سنگها براساس درصد، جنس و اندازه اجزاء اصلی (شیشه، قطعهسنگ، بلور) بررسی شده است. در این مطالعه سنگهای آذرآواری براساس سه فاکتور بالا و استفاده از نمودار های اشمیت (۱۹۸۱) بر اساس اجزاء اصلی سنگ و فیشر (۱۹۷۹) براساس اندازه اجزاء اصلی در مطالعه مقاطع نازک مورد توجه قرار گرفته است. در مطالعه و مشخص کردن جنس و توالی سنگ شناسی در این منطقه، علاوه بر ۲۳ نمونه سطحی که براساس مطالعه صحرایی و به منظور تهیه مقاطع نازک جهت مطالعات سنگ شناسی انتخاب شد، تعداد۲۷ عدد نمونه از مغزههای حفاری به منظور تهیه مقاطع نازک، پس از لاگینگ مغزه ها حفاری، به منظور مشخص کردن توالی سنگ شناسی عمقی در منطقه، انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفته شد. براساس شواهد زمین شناسی صحرایی و مطالعه مقاطع ناز ک و ناز ک – صیقلی، واحدهای سنگی که در سطح رخنمون دارند شامل سنگ های آتشفشانی (گدازه و توف)، سنگهای نفوذی و نمیه عمیق میباشد. ترکیب سنگ های اتشفشانی از ریولیت تا بازالت متغییر است و سنگ های نفوذی و نیمه عمیق دارای ترکیب گرانودیوریت، دیوریت و دیاباز هستند. مطالعه مقاطع نازک نمونه های مغزههای حفاری وجود سنگهای نفوذی و نیمه عمیق با ترکیب گرانودیوریت و داسیت را نشان میدهد. در ادامه ابتدا واحدهای سنگی رخنمون دار بسته به ترکیب آنها (مافیک، حدواسط و فلسیک) و سپس سنگ شناسی مغزه های حفاری توصیف شده است.

۲-۴-۱ پتروگرافی سنگهای آذرین بیرونی منطقه بر پایه مشاهدات صحرایی و بررسی مقاطع نازک و نازکصیقلی سنگهای موجود در منطقه (رخنمونها و گمانه های اکتشافی)، سنگهای آذرین گدازه ای دارای ترکیبی بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی و سنگهای آذرآواری دارای ترکیبی آندزیتی، داسیتی و ریوداسیتی است.

گدازههای آندزیت بازالتی این این واحد آتشفشانی در منتهی الیه باختری محدوده مورد مطالعه و از نظر زمین ریخت شناسی به صورت تپه ماهوری رخنمون داشته و دارای رنگ ظاهری سبز مایل به خاکستری هستند. این واحد، دگرسانی پروپلیتیک را تجربه کرده است (شکل۲_۱_م). در نمونه دستی و مقطع میکروسکوپی نیز این دگرسانی و اثرات آن دیده می شود (شکل۲_۱_م) با این وجود بافت اصلی سنگ پس از دگرسانی سالم باقی مانده است.



شکل ۲-۳ تصویر (a) رخنمون واحد آندزیت بازالتی (با نگاه به سمت غرب)، تصویر(b) نمایی نزدیک از رخنمون این واحد، تصویر(c) نمونه دستی برداشت شده از این واحد.

در این مقطع فنوکریست ها بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل تکراری و حالت منطقه بندی بوده و در یک زمینه که بیشتر میکرولیتها داری جهت یافتگی و بافت جریانی(ترکیتی) است، قرار دارد . به طور کلی می توان بافت در این مقطع را پورفیریـمیکرولیتی دانست (۲-۴ـ۵). در مطالعات پتروگرافی در این مقطع شاهد حضور دو نسل از پلاژیوکلاز بود، که فنو کریستها پلاژیوکلاز شکل دار، خوش ساخت، دارای ماکل آلبیت – کارلسباد و نسل دوم پلاژیوکلاز را میکرو کریستالهای با بافت جریانی تشکیل میدهند (۲–۴–۵). حضور این دو نسل پلاژیوکلاز در این مقطع خود نشان از دو مرحله بودن تشکیل آن میباشد، که فنو کریستها در زمان تبلور اولیه و در زمانی که سرعت سرد شدن آهسته و زمان کافی برای تشکیل تعداد کمی هسته بلوری با اندازه بزرگ وجود داشته است، ولی میکرو کریستالها در زمانی تشکیل شده اند که به علت سرعت سرد شدن زیاد زمان کافی برای تشکیل بلورهای با اندازه بزرگ فراهم نبوده است. وجو د این دو نسل پلاژیوکلاز در کنار هم نشان دهنده بافت پورفیری

می باشد.



شکل ۲-۴(a) بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی (xpl)، b کانیهای اوپک که توسط کانی کلریت احاطه شده است(ppl).

گدازههای بازالتی

این واحدآتشفشانی در منتهی الیه جنوب شرقی محدوده رخنمون دارد و دارای ساختار جریانی است (شکل۲_۵_۵). براساس مشاهدات صحرایی بسیار شبیه به توف سبز است (شکل ۲_۵_۵) ولی با انتخاب نمونه و تهیه مقطع نازک از این واحد و مطالعات بافتی و کانی شناسی نام سنگ گدازه بازالتی است (جدول۲-۲). بافت غالب سنگ پورفیری _ میکرولیتی می باشد (شکل۲-8-۵) .



شکل۲-۵ (a) و b تصاویری از واحد گدازههای بازالتی (دید به سمت جنوب شرقی، (c) تصویر نمونه دستی.

براساس مطالعه پتروگرافی بلورهای پلاژیوکلازها هم به صورت میکرولیت و با بافت جریانی و هم به صورت فنوکریست های صفحه ای، خوش ساخت و دارای ماکل کارلسباد می باشند (شکل ۲-۶-۵). از این موضوع می توان به وجود دو نسل از بلورهای پلاژیوکلاز پی برد . درشت بلورها (فنوکریست) در زمانی که ماگما فرصت لازم برای سردشدن آهسته را داشته، لذا تعداد بلورها کم ولی اندازه آنها درشت شده و نسل دوم ریز بلورهای پلاژیوکلاز در زمانی که فرصت کافی برای سرد شدن آهسته ماگما نبوده و در نمان در می بازیوکلاز می می توان به وجود دو نسل از بلورهای که فرصت کافی برای سرد شدن آهسته ماگما نبوده و در نسل دوم ریز بلورهای پلاژیوکلاز در زمانی که فرصت کافی برای سرد شدن آهسته ماگما نبوده و در نتیجه تعداد بلورها زیاد ولی اندازه آنها کوچک شده که از این موضوع می توان به حرکت ماگما در طی زمان تبلور بین این دو نسل پلاژیوکلاز اشاره کرده و با توجه به بافت تراکیتی (جریانی) میکرولیت ها پلاژیوکلاز می توان به خروجی بودن محیط تشکیل نسل دوم پلاژیوکلاز پی برد. در بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز می توان به خروجی بودن محیط تشکیل نسل دوم پلاژیوکلاز پی برد. در بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز در زمانی های پلاژیوکلاز به کانی های ثانویه کاریت ، کلسیت و پلاژیوکلاز در می شود (شکل ۲-۶-۵).



شکل ۲-۵:۶ ، بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی و رگه های که با کلسیت(Ca) پرشده اند (ppl)، d، رگههایی که با کانی کلریت(Chl) همراه است (ppl)، c بلورهای درشت پلاژیوکلاز (Pl) دریک زمینه از بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات(Alf) (Alf)، d پلاژیوکلاز و کانی های دیگر که دچار دگرسانی شده اند (xpl)، e بلورهای الیوین دگرسان شده به کانی های ایدینگزیت (Ed) و بولنژیت (bli) از اطراف در یک زمینه ریز بلور با بافت جریانی (xpl)،تصویر (f) همراهی کلریت با کانیهای اوپک (Op) است(ppl).
ظرفیتی دارایی چندرنگی ضعیف است (shelly,1993). مخلوطی از کانیهای ریز میکروسکوپی از گوتیت، کانیهای رسی، کلریت و کانیهای مشابه دیگر که در طی فرآیند تبدیل اولیوین به ایدینگزیت تشکیل میشوند (Pitcher and Rigraph,1995). کانی بولنژیت که حاصل دگرسانی ضیف تر اولیوین بوده و بدلیل ورود آهن و آب و خروج منیزیم و عدم تحرک سیلیسیم در کانی اولیه اولیوین تشکیل می شود (shelly,1993).

سنگ های بشدت دگرسان شده (احتمالاً آندزیت)

این سنگ ها معادل بیرونی دیوریت بوده، و از نظر کانی شناسی شامل پلاژیوکلاز (۶۰ تا ۸۰) و با ترکیب الیگوکلاز و آندزین و لابرادور، کانیهای فرومنیزین (۲۵ تا ۴۰) با ترکیب بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن بوده و کانی های فرعی آن شامل اسفن، زیرکن، کوارتز، کریستوبالیت، کانیهای اوپک، و کانی های حاصل از دگرسانی این سنگ ها شامل سریسیت ، کائولینیت، کلریت، اییدوت، هماتیت می باشد. بافت در این سنگ ها معمولا پورفیری با خمیر ریز بلور است. بلورهای درشت در این نوع بافت را معمولاً بلورهای پلاژیوکلاز و بلورهای کانیهای فرومنیزیم تشکیل میدهند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز داری منطقه بندی هستند، و معمولا در این سنگ ها حفرات بوسیله کلسیت، کلریت، کوارتز، فلدسپاتهای سدیک پر می شوند، و هورنبلند عموماً به صورت بلورهای منشوری شکل مهمترین و فراوان ترین کانی فرو منیزین این سنگ ها است. بیوتیت معمولا همراه با هورنبلند بوده و این دو به ندرت در خمیر سنگ دیده می شوند. پیروکسن هم به صورت بلورهای در شت و هم در خمیره سنگ دیده می شود (Hyndman, 1985). در واحد سنگی مورد مطالعه و نمونه ها برداشته شده از آن به دلیل شدت و گسترش دگرسانی، تشخیص جنس سنگ اولیه و بطبع کانی های شاخص آن ممکن نبوده و نام گذاری سنگ بیشتر براساس شواهد ماکروسکوپی و کانی های حاصل از دگرسا نی در مقاطع نازک بوده است. آز آنجایی که این واحد سنگی در اعماق مختلف گمانه های اکتشافی، دگرسانیهای مختلف و با شدت های متفاوت را تجربه کرده است، لذا چندین نمونه از این واحد از گمانه های اکتشافی به منظور بررسی پتروگرافی انتخاب شده است. شواهدی از وجود دگرسانی های فیلیک (کوارتز-سریسیت _ پیریت)، پتاسیک،آرژیلیک، و کلریتی در این واحد سنگی وجود. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات سنگ نگاری این واحد، سنگ به شدت دگرسان شده (احتمالاً آندزیت) نام گذاری شده است.

ألتراسيون مشاهده شده	شماره مغزه	عمق	شماره نمونه	رديف
PHY	68	188 to 190	L3	1
PHY	68	190 to 192	L4	2
PHY	68	192 to 194	L5	3
PHY	68	280 to 282	L6	4
PHY	68	284 to 286	L7	5
PHY-ARG	69	36 to 38	L9	6
QSE-ARG	70	76.8 to 78	L12	7
POT-CHL	70	270 to 272	L13	8
POT-CHL	70	272 to 274	L14	9
POT-CHL	70	276 to 278	L15	10
POT-CHL	70	408 to 410	L16	11
ARG	01	26 to 28	L17	12

جدول ۲-۱ مشخصات نمونه های برداشت شده از واحد آندزیتی از گمانه های اکتشافی منطقه



شکل ۲-۵ مقطع ناز ک نمونه با دگرسانی فیلیک در واحد آندزیتی (ppl)، b مقطع ناز ک نمونه با دگرسانی فیلیک و آرژیلیک در این واحد سنگی (ppl)، b نمونه دستی و آرژیلیک در این واحد سنگی (ppl)، b نمونه دستی از نمونه های داری دگرسانی و کلریت، و f نمونه دستی داری دگرسانی از نمونه های داری دگرسانی فیلیک و آرژیلیک در واحد آندزیتی بشدت دگرسان شده.

توف بازالتي

این واحد در شمال شرقی منطقه مورد مطالعه و در کنار واحدهای داسیت، کریستال لیتیک توف، گرانودیوریت دارای رخنمون بود و در نمونه دستی داری رنگ ظاهری خاکستری، برشی شده و فضای میان این قطعات برشی را سیمان ریز دانه پر کرده است (شکل های ۲ـ۸ ـ b). سنگ های توفی علاوه بر این محل در چند مکان دیگر از محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند). براساس مطالعه مقاطع نازک تهیه شده از نمونه های برداشت شده از محلهای دارای رخنمون، این واحد توف می باشد.



شکل ۲-۸ تصویر (a) رخنمون واحد توف (با نگاه به سمت غرب) ،تصویر(b) نمایی نزدیک از رخنمون این واحد، تصاویر (c و d) نمونه دستی از واحد توفی.



شکل ۲۹-۲ a بافت برشی در توف بازالتی (ppl)، b همراهی تورمالین (Tu)، کانیهای اوپک و کوارتز (xpl)، c کانی مگنتیت (Mt) درحال دگرسانی به هماتیت و گوتیت، d دگرسانی آرژیلیک (xpl)، e بلورهای پلاژیوکلاز و قطعه سنگ (ppl)، f بلورهای پلاژیوکلاز، قطعه سنگ و کانی های اوپک (xpl).

در مقطع نازک نمونه 17 -KAW بافت برشی مشاهده می شود، که این بافت ناشی از فشار سیال گرمابی بوده که علاوه بر تولید بافت برشی، این واحد را دگرسان نیز کرده است، فضای میان قطعات برش توسط سیمان های سیلیسی، رسی و اکسیدآهنی پر شده است. در این نمونه علاوه بر پدیده برش، کوارتز، تورمالین و کانی های اوپک نیز به چشم می خورد (شکل۲_۹_۵). کانه اوپک مگنتیت است (شکل۲_۹_۵).

كريستال توف

این واحد در شرق منطقه مورد مطالعه و در کنار واحدهای گرانودیوریت و آندزیتبازالتی رخنمون دارد. در نمونه دستی دارای رنگی خاکستری تیره است(شکل های ۲-۱۰_ a a_).



شکل ۲-۱۰ a رخنمون واحد کریستال توف (با نگاه به سمت غرب)، b نمایی نزدیک از این واحد، c نمونه دستی.

براساس مطالعه مقاطع نازک کریستال لیتیگتوف می باشد (جدول ۲-۵). این واحد سنگی در چند مکان دیگر از محدوده مورد نظر داری رخنمون است. رگههای کوارتز و سریسیت در نمونه های دستی و میکروسکوپی قابل رویت است (شکل۲-۹-۵) . این واحد سنگی متحمل دگرسانی آرژیلیک شده است (شکل ۲-۱۱-۱۵). تشخیص کانی های اصلی به سختی و بیشتر براساس شکل آنها و کانی های دگرسانی حاصله ممکن است (شکل۲-۱۱-۱۵).



شکل ۲-۱۱ دگرسانی آرژیلیک (ppl)، b کانیهای کوارتز (Q) و پلاژیوکلاز (PL) در نور (xpl)، c رگه کوارتز با همراهی سریسیت ((Sr) در نور (xpl).

كريستال ليتيك توف

این واحد در شمال شرقی منطقه و در کنار واحدهای داسیت، توف، گرانودیوریت دارای رخنمون است. و در نمونه دستی داری رنگی خاکستری تیره می باشد (شکل۲-۱۲-C).



شکل ۲-۱۲ رخنمون واحد کریستال لیتیک توف (با نگاه به سمت غرب)، b نمایی نزدیک از رخنمون این واحد، و c تصویر نمونه دستی از کریستال لیتیک توف.

براساس مطالعه سنگ نگاری، این واحد کریستال لیتیگ توف است اندازه قطعات سنگی (لیتیک) در دامنه ۲ میلیمتر تا ریزتر تغییر می کند و در سیمان ریز دانه قرار دارند (شکل۲_۱۳_ه). دراین واحد سنگی کانیهای هورنبلند در حال تبدیل شدن به اپیدوت و اکسیدهای آهن هستند (شکل۲_10_).



شکل ۲-a۱۳ بلورها و قطعه سنگ ها در نمونه کریستال لیتیک توف (xpl)، b کانی هورنبلند درحال تبدیل شدن به اپیدوت و اکسیدهای آهن (xpl).

۲-۴-۲ پتروگرافی سنگهای آذرین درونی منطقه سنگ های دیابازی

این سنگ ها در بخش های مرکزی منطقه مورد مطالعه و به شکل دایک در واحدهای آندزیتی و داسیتی بشدت دگرسان شده دارای رخنمون می باشند. در نمونه ها دستی داری رنگ ظاهری سبز است (شکل ۲-۱۴- ۲). براساس مطالعات سنگ نگاری دیاباز نامگذاری شده است (جدول ۲-۷).



شكل ۲-۲: a رخنمون واحد ديابازيك (با نگاه به سمت شمال شرق) b، نمونه دستي برداشت شده از اين واحد.

این سنگ دارای بافت دلریتی است. بلورهای پلاژیوکلاز با اندازههای متغییر از حدود ۵/۰ میلیمتر تا ریز بلور ،خوش ساخت و دارای ماکل کارلسباد هستند. تقریبا بیشتر پلاژیوکلازها سالم بوده، ولی برخی از آنها دچار دگرسانی ساسوریتی (تبدیل کانی پلاژیوکلاز به کلریت، اپیدوت، کلسیت) شدهاند (شکل۲–10– d). درسطح مقطع کانیهای اوپک با کلریت حضور دارند (شکل۲–10ه). در بزرگنمایی کم حداقل یک دسته شکستگی قابل رویت است که با کانی کلریت پر شده اند (شکل۲–10ه).



شکل۲-۱۵ تصاویر مقاطع نازک از دیاباز، a نشان دهنده شکستگیهایی است که با کانی کلریت پرشده اند و همراه کانیهای اوپک با کلریت (ppl)، b نشاندهنده بافت دلریتی و دگرسانی ساسوریتی پلاژیوکلاز است، (xpl).

سنگهای به شدت دگرسان شده(احتمالاً دیوریت)

دیوریتها سنگهای حدواسط تمام بلورین دانه درشت تا دانه متوسط هستند که عموما از پلاژیوکلاز (۵۰ > An) با حدود ۲۰ تا ۲۵ درصدحجمی سنگ و کانی های مافیک آن اغلب هورنبلند ولی در برخی موارد اوژیت یا بیوتیت است، تشکیل میشود. برحسب کانی های مافیک این سنگها به دو گروه لوکو دیوریت (روشن) و ملادیوریت (تیره) تقسیم میشود. نوع پلاژیوکلاز در دیوریت ها از نوع آندزین و غالبا دارای ساختار منطقهای (لابرودیوریت در مرکز و آلبیت درحاشیه)، کانیهای تیره دیوریت ها شامل هورنبلندهای سبز یا قهوهای، بیوتیت، اوژیت دیوپسیدی وکمتر هیپرسن بوده وآلکالی فلدسپار و کوارتزکانیهای فرعی سنگ را تشکیل میدهند که غالبا دارای بافت میرمیکیتی میباشند. ولی در

ألتراسيون مشاهده	شماره مغزه	عمق	شماره نمونه	رديف
PHY-ARG	68	38.25 to40	L1	1
PHY-ARG	68	40 to 42	L2	2
РНҮ	68	358 to358.9	L8	3
РНҮ	69	300 to 302	L10	4
POT-CHL	69	488 to 490	L11	5
PHY-ARG	01	104 to106	L18	6
PHY-ARG	01	108 to110	L19	7
PHY-SLC	01	122 to124	L20	8
PHY-SLC	01	96 to 98	L22	9
PHY-ARG	02	144 to 146	L23	10
PHY-ARG	02	146 to 148	L24	11
PHY-ARG	02	148 to 150	L25	12
PHY-CHL	02	290 to 292	L26	13
PHY-CHL	02	292 to 294	L27	14

جدول ۲-۲ مشخصات نمونه های برداشت شده از سنگ های دیوریتی از گمانه های اکتشافی منطقه.

گسترش دگرسانی تشخیص جنس سنگ اولیه و بطبع کانی های شاخص آن ممکن نبوده و نام گذاری سنگ بیشتر براساس شواهد زمین شناسی صحرایی، نمونه های دستی و همچنین براساس کانی های دگرسانی در مقاطع نازک بوده است، و دیوریت بشدت دگرسان شده نام گذاری گردید.



شکل ۲-۹ a و b و شواهدی از دگرسانی فیلیک و آرژیلیک در سنگ های دیوریتی منطقه (ppl)، c نمونه دستی از دیوریت که متحمل دگرسانی فیلیک گردیده دیوریت که متحمل دگرسانی آرژیلیک شده است، d نمونه دستی از دیوریت که متحمل دگرسانی فیلیک گردیده است.

این سنگها دگرسانی های فیلیک (کوارتز - سریسیت - پیریت)، پتاسیک، آرژیلیک و کلریتی را تجربه کرده اند (شکل های ۲ -۱۶ ه و). پراکندگی و عمق قرار گیری سنگ های دیوریتی در گمانه های اکتشافی در شکل۲-۲۲ نشان داده شده است.

گرانوديوريت

این سنگ ها به شکل توده های نفوذی کوچک در محدوده مورد مطالعه مشاهده می شوند. ابعاد رخنمون این توده ها در حدود ۱۰*۱۵ متر است و در سنگ های گدازه ای و آذرآواری با ترکیب آندزیت، داسیت و آندزیت بازالتی نفوذ کرده اند. در نمونه های دستی داری رنگ سفید تا خاکستری

بوده و دارای بافت دانه ای متوسط تا درشت بلور هستند، بطوریکه کانیهای تشکیل دهنده آنها تا حدودی با چشم غیر مسلح نیز قابل تشخیص است(شکل های ۲- ۱۷ هـ تا ۲). براساس مطالعه سنگ



شکل۲-۱۷ ه b رخنمون توده نفوذی گرانودیوریت (با نگاه به سمت غرب)، و c تصویر نمونه دستی از گرانودیوریت.

نگاری، این توده سنگی گرانودیوریت نامگذاری می گردد. این سنگها دارای بافت پورفیری و فنوکریست-های پلاژیوکلاز آن صفحه ای شکل، دارای ماکلهای کارلسباد، منطقهبندی با اندازههای متغییر از ۵/۰ تا ۳میلیمتر هستند، بلورهای آلکالی فلدسپار نیز به صورت فنوکریست و دارای اندازه هایی در حدود ۲ میلیمتر می باشند (شکل۲_۱۸ _۵). بلورهای کوارتز به صورت نیمه شکل دار و در اندازههای مختلف و گاهاً به صورت فنوکریست دیده میشود. بلورهای کوارتز همچنین به صورت ریز دانه و در زمینه سنگ هم مشاهده میشوند (۲_۱۸_۵). مشخصات کلی بیشتر نمونه های انتخابی از سنگ گرانودیوریتی منطقه به تقریب یکسان است، ولی دو نمونه 60- kaw و 22 - wakداری تفاوتهای با نمونه های دیگر هستند، که این تفاوت ناشی از دگرسانی آنها است. در نمونه 60 - kaw درصد فراوانی از بلورهای کوارتز مشاهده می گردد، که اندازه درشت ترین آنها در حدود ۱/۰ میلیمتر میباشد. این مقدار زیاد کوارتز مشاهده شدن سیلیس به ترکیب سنگ در طول فرآیند دگرسانی نسبت داده می شود. رگه های سیلیسی فراوانی نیز بوضوح در نمونه مشاهده می گردد (شکل ۲_۱۸-۵). در بیشتر نمونه های گرانودیوریت دگرسانی و (شکل۲_1.۸_C). در برخی از نمونه ها مثل نمونه شماره22 -kaw درصد بالایی کوارتز وجود دارد که حاصل دگرسانی گرمایی است (شکل۲_۱۸ -f)



شکل ۲-۱۸: بافت پورفیری از فنوکریستها پلاژیوکلاز و آلکالیفلدسپات در یک زمینه ریزدانه (xpl)، b رگه سیلیسی (xpl)، c نشان دهنده دگرسانی کانی هورنبلند (Ha) به کانیهای اوپک و کلریت(ppl)، b فنوکریست پلاژیوکلاز با ماکل منطقه بندی (xpl)، e فنوکریست های کوارتز، پلاژیوکلاز با ماکل منطقه بندی (xpl)، f دگرسانی و افزایش کوارتز ناشی از آن (xpl).

داسيت

این سنگ در شمال شرقی منطقه مورد مطالعه و به شکل دایک در واحدهای توفی و لیتیک توف رخنمون دارد، و در نمونه دستی داری رنگی سفید تا خاکستری است. کانیهای تشکیل دهنده این سنگ با چشم غیر مسلح نیز دیده می شود (شکل ۲_۱۹_ے). براساس مطالعات سنگ نگاری داسیت



شکل ۲-۱۹ : a و d رخنمون دایک داسیتی (با نگاه به سمت شمال غرب)، و c نمونه دستی از دایک داسیتی. نامگذاری گردید. در چند مکان از منطقه این سنگ ها رخنمون دارند. آنها دارای بافت پورفیری بوده و فنوکریستهای آن بیشتر پلاژیوکلازهای صفحه ای شکل با ماکل تکراری و کارلسباد است. این سنگ ها به صورت پراکنده دچار دگرسانی و در حال تبدیل به کلریت، کلسیت، اپیدوت میباشند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز از ۱ تا ۳ میلیمتر تغییر می کند (شکل ۲-۲۰مه). بلورهای هورنبلند دارای ساختاری مکعبی و کشیده است که بر اثر دگرسانی از حاشیه ها و در امتداد شکستگیها در حال تبدیل شدن به کلریت است (شکل ۲-۲۰م). بلورهای کوارتز در این نمونه ها نیمه شکل دار و دارای بافت خلیجی میباشد بطوریکه فضاهای خالی کوارتز بوسیله کانیهای حاصل از دگرسانی مانند کلریت، کلسیت، اپیدوت و کوارتز ریزدانه پر می شوند (شکل ۲-۲۰م).



شکل ۲-۲ ۲ داسیت با بافت پورفیری که درشتبلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ریز دانه قرار دارند (xpl)، b بلورهای کوارتز با بافت خلیجی (xpl)، و c بیانگر دگرسانی کانی هورنبلند به کلریت است(ppl).

۲–۴–۳ نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه براساس شواهد صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و نازک – صیقلی نمونه های سنگی موجود در منطقه به تهیه نقشه زمین شناسی سطحی منطقه اقدام شده است (شگل ۲–۲۱). با استفاده از لاکینگ زمین شناسی و سنگ شناسی گمانههای حفر شده در محدوده کهنگ غربی، تغییرات سنگ شناسی در امتداد هر یک از گمانه های اکتشافی به عمق نیز ترسیم گردیده است (شکل ۲–۲۲).



شکل۲۰۲۲ نقشه زمین شناسی سطحی بز رگ مقیاس از محدوده کهنگ غربی شامل واحدهای دار ای رخنمون،موقیعت نمونه های سطحی بر داشت شده و موقیعت گمانه های حفاری شده است.



شکل ۲-۲۲ تغییرات سنگ شناسی در امتداد شش گمانه اکتشافی نسبت به عمق.

فمىل سوم

رگېر سانې

۳–۱– مقدمه

در هر جا که صحبت از کانی سازی میشود، صرف نظر از نوع آن، همیشه با کلمه دگرسانی و انواع ان برخورد میکنیم به راستی دگرسانی چیست و چه مشخصاتی دارد؟ و مطالعه و درک مکانیسم تشکیل دگرسانی چه اهمیتی دارد؟ رابطه آن با انواع کانیسازی ها در چیست؟ در یک تعریف ساده و فراگیر دگرسانی یعنی، کلیه تغییرات شیمیایی وکانی شناسی که تحت تاثیر آبهای ماگمایی و یا گرمابی در سنگها ایجاد می شود (کریم پور و همکاران، ۱۳۸۴). دگرسانی ها بر حسب ترکیب شیمیای و کانی های شاخص خود دارای اسامی مختلف هستند. براساس این کانی ها شناسایی انواع دگرسانی در هر منطقه ممکن میشود. اما اهمیت مطالعه دگرسانی پیدا کردن رابطه یک یا چند نوع دگرسانی خاص با تیپ های مختلف کانی سازی است. دگرسانیها به علت داشتن وسعت فراوان تر نسبت به مناطق کانی سازی شده، شناسایی این مناطق را آسان تر کرده است. دراکتشافات هدفمند و سیستماتیک در سراسر دنیا از دگرسانی ها برای تشخیص مناطق کانی سازی شده به طور گسترده ای استفاده می شود که این امر خود موجب كاهش هزينه و زمان لازم براى امر اكتشاف شده و اين امر را سودمند مىكند. مطالعه و درک مکانیسم تشکیل دگرسانی که بر اساس تعریفی که از دگرسانی ارا ئه شد، مربوط به تغییرات شیمیایی است، که این مهم در فصل ژئوشیمی بررسی خواهد شد. در این فصل با توجه به اینکه دگرسانی خود محصول جانبی کانی سازی و تغییر در ترکیب سنگ اولیه است، به رابطه دگرسانی با کانی سازی در منطقه مورد مطالعه پرداخته می شود. در مطالعه دگرسانی های منطقه از اطلاعات ۲۳ نمونه سطحی و ۱۲۳۷ نمونه زیرسطحی استفاده شده است. براساس کانی های شاخص دگرسانی ها و فراوانی آنها، نام دگرسانی و شدت آنها مشخص شده، و پهنه های دگرسانی از همدیگر تفیک گردیده است. در نهایت، نقشه پهنه بندی دگرسانی سطحی و تغییرات دگرسانی ها در امتداد هر یک از گمانه های اکتشافی تهیه و ترسیم شده است. علاوه بر مطالعه سنگ شناسی نمونه های سطحی و زیرسطحی، برای بالا بردن درستی تشخیص نوع دگرسانی ها از مطالعه کانی شناسی نمونه های سطحی و زیرسطحی به روش پراش اشعه ایکس (XRD) نیز استفاده شده است. در منطقه کهنگ غربی، دگرسانی های پروپیلیتیک، آرژیلیک حدواسط و فیلیک بطور گسترده و بوضوح در سطح مشاهده می شوند، ولی دگرسانی پتاسیک وجود ندارد، و یا بدلیل گسترش ناچیز قابل تشخیص نیست، ولی در مغزه های حفاری هر چهار نوع دگرسانی قابل رویت است. شکل قرار گیری و ترتیب دگرسانیها در محدوده مورد مطالعه از خارج به سمت داخل شامل پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک و پتاسیک میباشد. در ادامه به توصیف دگرسانی های منطقه پرداخته می شود:

۲-۳- دگرسانی پروپیلیتیک

است. در محدوده مورد مطالعه این دگرسانی دارای بیشترین گسترش است، و از دور با داشتن رنگ سبزتیره مایل به خاکستری قابل تشخیص است (شکل های۳_a b_a).



شکل ۵۱-۳ واحد گدازه آندزیت بازالتی دارای دگرسانی پرویلیتیک (نگاه به سمت شمال غرب)، b، نمایی نزدیک از دگرسانی پروپیلیتیک و c نمونه دستی که از این واحد برداشت شده است.

براساس بررسی های مقاطع نازک و نازک – صیقلی، پلاژیوکلازهای سنگ در حال تبدیل به فلدسپار قلیایی، اپیدوت و کربنات ها هستند (شکل ۳-۲-۵). جایگزینی کانی های کلریت، اپیدوت، اکسیدآهن کوارتز و کانی های اوپک به جای کانی های فرومنیزیم نیز مشاهده می شود (شکل ۳-۲-۵). در نمونه های دستی و میکروسکوپی کانی های اپیدوت و کلریت در حجم زیاد حضور دارند، و از کانی های شاخص دگرسانی پروپیلیتیک هستند.



شکل ۳-۵۲ جانشینی کانی های فلدسپار قلیایی، اپیدوت، کلسیت به جای پلاژیوکلاز (xpl)، b جانشینی کانی های اپیدوت، کلریت و مگنتیت به جای کانی فرومنیزیم (ppl). مگنتیت :Ma، آلکلی فلدسپار :A.F، اپیدوت :Ep کلسیت :Ca، کلریت : Cl

 کانی های فرومنیزم دارو پلاژیوکلاز تحث اثر سیال گرمایی غنی از آهن و خارج کردن این عناصر از محیط سنگی است.



شکل ۳-۳ نمودار نرما لایز شده نمونه آندزیت بازالتی دارای دگرسانی پروپیلیتیک به نمونه سالم بازالت (Nachold and Lobas, 1977))، که نشان از تغییرات اکسده های اصلی در این دگرسانی است.

در فرایند شکل گیری این دگرسانی، سنگ اولیه تحت اثر محلول های ماگمایی یا گرمابی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم و یا بی کربنات قرار می گیرد، و باعث دگرسانی کانیهای آهن و منیزیمدار (پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) و همچنین پلاژیوکلاز شده و حاصل آن بوجود آمدن کانیهای اپیدوت، کلریت، و آلبیت است. بر اساس مشاهدات صحرائی و مطالعه مقاطع نازک و نازک صیقلی، این دگرسانی در واحدهای سنگی آندزیتبازالتی و دایکهای بازیک مشاهده می شود. گسترش سطحی این دگرسانی و مرز آن با سایر پهنه های دگرسانی در شکل ۳–۱۴ ارائه شده است. براساس مطالعات پتروگرافی گمانه های اکتشافی، گسترش زیر سطحی این دگرسانی محدود به واحدهای کوارتزدیوریت – دیوریت و آندزیت است. گسترش عمقی این دگرسانی در شش گمانه اکتشافی در شکل ۳–۱۳ نشان داده شده است. دگرسانی پروپیلتیک در محدوده کهنگ غربی را می توان در زیر گروه کلریتی طبقه بندی کرد.

۳-۳- دگرسانی آرژیلیک حد واسط

دگرسانی آرژیلیک برحسب کانیهای شاخص آن به آرژیلیک حدواسط و پیشرفته تقسیم می گردد. کانی های شاخص دگرسانی آرژیلیک حدواسط عبارت از دیکیت، کائولینیت، هالوئیزیت، آلوفان، مونتموریلونیت و مقادیر جزئی سریسیت، و کانی های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته شامل کائولینیت، دیکیت، دیاسپور، پیروفیلیت، و در موارد سریسیت، کوارتز، آلونیت، پیریت، تورمالین و توپاز است (شهاب پور، ۱۳۸۴). پری و همکاران (۲۰۰۲)، کانیهای شاخص دگرسانی آرژیلیک حدواسط را اسمکتیت، ایلیت و کائولینیت می دانند. این دگرسانی در ارتباط با متاسوماتیسم ضعیف تا متوسط یون هیدروژن (آبشویی اسیدی) می باشد. آبهای زیرزمینی تحت تاثیر حرارت تودههای نفوذی گرم و اختلاط با آب های ماگمایی گرم شد، و به چرخش در می آیند. این آبها سولفیدها و بطور ویژه پیریت را درخود حل می کند و باعث افزایش خاصیت اسیدی آنها میشود و این موجب هیدرولیز سیلیکاتها به ویژه فلدسپارها می گردد (کریمپور، ۱۳۸۱).



شکل ۳-۴ و b نمایی از دگرسانی آرژیلیک حدواسط در منطقه مورد مطالعه (نگاه به سمت غرب)، و c نمونه دستی برداشت شده از این منطقه دگرسانی.

در نتیجه تاثیر محلول های اسیدی بر سنگ اولیه به طور وسیعی کاتیون های قلیایی از سنگ شسته شده،با این وجود مقادیر کمی از عناصر پتاسیم،کلسیم، منیزیم، سدیم در سنگ باقی میماند که صرف تشکیل کانیهای از جمله مونتموریونیت، آلبیت، سریسیت و کلریت میشود. ترکیب کانیایی منطقه دگرسانی آرژیلیک به شدت تابع هیدرولیز، درجه حرارت محلول و ترکیب شیمیایی سنگ اولیه است. بطوریکه افزایش مقدار آب و سیلیس و کاهش پیوسته پتاسیم موجب تبدیل سریسیت به ایلیت، هیدروموسکیت، مونتموریلونیت و در نهایت به کائولینیت میشود. در محدوده مورد مطالعه، دگرسانی آرژیلیک پس از دگرسانی پروپیلیتیک داری بیشترین گسترش بوده و از دور با داشتن رنگ سفید از ژیلیک پس از دگرسانی مونتموریلونیت و در نهایت به کائولینیت میشود. در محدوده مورد مطالعه، دگرسانی آرژیلیک پس از دگرسانی پروپیلیتیک داری بیشترین گسترش بوده و از دور با داشتن رنگ سفید از مولی سایر مناطق دگرسانی از داخل به دگرسانی فیلیک و از خارج به دگرسانی پروپیلیتیک محدود میشود (شکل ۳۰ مرا). در مقاطع نازک و نازک میقلی به علت شدت دگرسانی، کانی های اولیه سنگ به کانی های ثانویه تبدیل شده اند. بیشترین درصد کانی های ثانویه را خانواده رس ها تشکیل میده در شکل های ۲–۲۰



شکل ۳-۵ کوارتز، کانیهای رسی و کلریت (ppl)، b کانی های رسی، سریسیت و کوارتز(ppl)، و c کوارتز، سریسیت، کلریت و کانیهای رسی (ppl). کوارتز: Q، کانی های رسی: Cla، کلریت: Chl، سریسیت: Sr کانیهای سریسیت، کوارتز و پیریت به صورت همیافت با کانی های رسی در نمونه ها دیده شده است (شکل ۳-۵-۵). در پاره ای از نمونه ها کلریت و اپیدوت در کنار کانی های رسی نیز مشاهده می شود (شکل ۳-۵-۵). از آنجایی که تشخیص و تفیک کانی های رسی (ایلیت، دیکیت، کائولینیت، هالوزیت، آلوفان و مونتموریونیت) در مقاطع نازک ممکن نیست، از اینرو به منظور شناسایی کانیهای رسی تعدادی نمونه از منطقه دگرسانی آرژیلیک به روش پراش اشعه ایکس(XRD) نیز مطالعه شده است. وجود کانی های ایلیت، مسکویت، کوارتز و ژیپس در نتایج پراش اشعه ایکش نمایان است (شکل ۳_۶).



شکل ۳-۶ نمودار حاصل از مطالعه نمونه انتخابی از منطقه دگرسانی آرژیلیک به روش پراش اشعه ایکس وجود ایلیتIll، مسکویت:Ms ، کوارتز:Q ژیپس :Gy را نشان می دهد.

برای مطالعه تاثیر فرایند دگرسانی در تغییر ترکیب شیمیایی سنگ اولیه نمونه های معرف منطقه دگرسانی آرژیلیک به روش XRF برای اکسیدهای اصلی تجزیه گردید. از آنجایی که بر پایه مطالعات سنگ نگاری، نمونه های این منطقه داسیت آلتره نامگذاری شده است، بنابراین مقادیر غلظت اکسیدهای عناصر در نمونه به مقادیر آنها در داسیت غیردگرسان (Lumeter,1976) نرمالایز شده است. دگرسانی کانیهای پلاژیوکلاز وخارج کردن این عناصر از ترکیب سنگ اولیه است. افزایش مقادیر



شکل ۳-۳ نمودار نرمالایز شده ترکیب شیمیایی نمونه ای از دگرسانی آرژیلیک حدواسط (داسیت دگرسان) به ترکیب داسیت غیردگرسان (Lumeter, 1976)، که نشان از افزایش مقادیر Mg, Si, Al, K,Ti, Fe و کاهش P, Na, Ca است. نتایج حاصله نشان از افزایش میزان غلظت اکسیدهای SiO₂، SiO₂، MgO ·K₂O ، MgO ·K₂O ، و TiO₂ و TiO₂ و TiO₂ و SiO₂ کاهش در میزان مقادیر سدیم و کلسیم بدلیل کاهش در میزان مقادیر CaO، CaO و Na₂O دارد (شکل ۳-۷). کاهش مقادیر سدیم و کلسیم بدلیل سیلیسیم، آلومینیم، پتاسیم، آهن و منیزیم با وجود، کوارتز، کانی های رسی، سریسیت، ایلیت و کلریت در منطقه دگرسانی توجیه منطقی دارد.سنگ های داسیت، آندزیت، دیوریت، گرانودیوریت در این منطقه متحمل دگرسانی آرژیلیک شده اند. گسترش سطحی دگرسانی آرژیلیک حدواسط در شکل شکل۳-۱۴ نشان داده شده است. گسترش زیر سطحی این دگرسانی نیز در امتداد گمانه های اکتشافی در شکل۳-۱۵ نمایان است. براساس شواهد صحرایی، مطالعات پتروگرافی، پراش اشعه ایکس و شیمی سنگ این دگرسانی در منطقه کهنگ از نوع آرژیلیک حدواسط نامگذاری می گردد.

۳-۴- دگرسانی فیلیک

کانیهای شاخص دگرسانی فیلیک عبارت از سریسیت، کوارتز، پیریت، دیکیت و مقدار بسیار جزئی کائولینیت و آندالوزیت و کانیهای فرعی آن شامل کلسیت، آپاتیت و آنیدریت است (کریمپور، ۱۳۸۴). این دگرسانی بر اساس نظر گیلبرت (۱۹۷۰) بنام فیلیک، مییر و هملی (۱۹۶۷)، رز (۱۹۷۰) و کریزی (۱۹۶۶) بنام سریسیتی و کریم پور (۱۳۸۴) تحت عنوان کوارتز- سریسیت – پیریت است. مقادیر سریسیت و کوارتز بیشتر از دیگر کانیها بوده و تشکیل آنها به دلیل سریسیتی شدن فلدسپارها (پلاژیوکلازها) است، که این فرآیند در صورت وجود محلولهای سرشار از آب و⁺X به خوبی پیش می رود. منبع مناسب برای تامین⁺X کلریتی شدن بیوتیت است، که یون (⁺X) آزاد شده از بیوتیت با سازنده های آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز برای تولید اپیدوت و تیتانیت (اسفن) صرف می شود. مهمترین واکنش در دگرسانی فیلیک، واکنش آبکافت است. در طی این فرایند محلول غنی از سولفید با اسیدیته زیاد باعث هیدرولیز سیلیکاتها میشود، که به موجب آن کانیهای آلومینوسیلیکاته بدون آب (فلدسپارها) به کانیهای آبدار (سریسیت، پاراگونیت، پیروفیلیت، ایلیت و کائولینیت) تبدیل میشود. این واکنش باعث ورود فلزات قلیایی و قلیایی خاکی به درون سیالات گرمابی میشود و کاهش ⁺H سیالات ماگمایی باعث افزایش PH محیط میشود، که این خود موجب ناپایداری کمپلکسهای کلروری و رسوب سولفیدها و از طرف دیگر آهن حاصل از دگرسانی کانیهای مافیک (بیوتیت و آمفیبول) تشکیل پیریت، کالکوپیریت و سایر سولفید را ممکن می سازد. وجود کلریت های ثانویه و بی شکل در پاراژنز کانیایی دگرسانی فیلیک نیز از شاخصه های آن می باشد، که حاصل دگرسانی کانیهای فرومنیزیم موجود در سنگ و یا ممکن است ناشی از ورود سیالات غنی از آهن و منیزیم به ترکیب سنگ اولیه باشد (ایوانز، ۱۹۹۳). کلریت در دما های پایین تا متوسط به صورت یک محصول دگرسانی علاوه بر بیوتیت از دگرسانی هورنبلند و پیروکسن نیز تشکیل میشود (Shelley,1993). در محدوده کهنگ غربی، این دگرسانی پس از دگرسانیهای پرو پیلیتیک و آرژیلیک دارای بیشترین گسترش است. این منطقه دگرسانی دارای رنگ ظاهری سفید مایل به زرد است (شکل ۳-۸ـ۵ و d). رنگ سفید مایل به زرد آن در نمونه های دستی نیز به خوبی مشاهده میشود (شکل ۳-۸ـ۵



شکل۳-A و b نمایی از دگرسانی فیلیک (نگاه به سمت غرب) رنگ سفید مایل به زرد بخوبی مشاهده میشود، وc و b تصاویر نمونه دستی از دگرسانی فیلیک و اثرات برش هیدروترمالی.

در مقاطع نازک و ناز کصیقلی سریسیت، کوارتز و پیریت مشاهده می شود (شکل۳_ه_b). فلدسپار ها در اثر دگرسانی با سریسیت، و کانی های رسی جایگزین شده است (شکل۳_۹ و c). کوارتز به دو صورت درشت بلور با بافت خلیجی و ریز بلور در زمینه مشاهده می شود (شکل۳_-c_). کانههای پیریت و اکسیدهای آهن و کلریت جایگزین کانه های فرومنیزیم شده اند (شکل ۳_d_d). کانی تورمالین نیز در این منطقه دگرسانی و بویژه در مکان های برشی شده ناشی از فشار سیالات گرمابی مشاهده می شود (شکل۳_e_9). از آنجایی که تشخیص و تفیک کانی های رسی در مقاطع نازک ممکن نیست، از اینرو به منظور شناسایی کانیهای رسی تعدادی نمونه از منطقه دگرسانی فیلیک به روش پراش اشعه ایکس(XRD) نیز مطالعه شده است. وجود کانی های ایلیت، مسکویت، کوارتز در نتایج پراش اشعه ایکش نمایان است (شکل ۳-۱۰). برای مطالعه تاثیر فرایند دگرسانی در تغییر ترکیب شیمیایی سنگ اولیه نمونه های معرف منطقه دگرسانی فیلیک به روش XRF برای اکسیدهای اصلی تجزیه گردید. از آنجایی که بر پایه مطالعات سنگ نگاری، نمونه های این منطقه گرانودیوریت آلتره نامگذاری شده است، بنابراین مقادیر غلظت اکسیدهای عناصر در نمونه به مقادیر آنها در گرانودیوریت غیردگرسان نرمالایز شده است (لومتر، ۱۹۷۶). نتایج حاصله نشان از افزایش میزان غلظت اکسیدهای Na2O ،K2O ،SiO₂ و P2O5 و کاهش در میزان مقادیر CaO، MgO، CaO، و Al2O3 و Al2O3 دارد (شکل ۳ـ۱۱). افزایش مقادیر سیلیس، پتاسیم و فسفر در این منطقه دگرسانی با وجود کانی های کوارتز، موسکویت ریزدانه (سریسیت)، ایلیت و آپاتیت توجیه می شود. فقیرشدگی آلومینیم بیان از فقدان و یا مقادیر کم کانی های رسی دارد. کاهش مقادیر کلسیم، آهن، منیزیم و تیتانیم بدلیل دگرسان شدن کانی های فرومنیزم و تبديل آنها به كاني هاي ثانويه مانند سريسيت ، كوارتز، كلريت، اسفن و.. است. گسترش سطحي اين دگرسانی در شکل۳ـ۱۴ قابل مشاهده است. گسترش زیر سطحی آن نیز در امتداد گمانه های اکتشافی در شکل۳_ ۱۵ نشان داده شده است.



شکل ۳-۹ ه سریسیت ، کانیهای رسی، کوارتز و آغشتگی به اکسید آهن (ppl)، b شامل سریسیت ، کوارتز و پیریت (ppl)، c نشانگر دو نسل از کوارتز، کوارتز اولیه با بافت خلیجی و کوارتز ثانویه ریزبلور و دوباره تبلور یافته در زمینه (xpl)، عبافت برشی که فضای بین قطعات برش و شکستگیها توسط کوارتز و تورمالین پر شده است (ppl)، و b شامل کانیهای کوارتز، سریسیت و تورمالین است (xpl).



شکل ۳-۱۰ نمودار حاصل از مطالعه نمونه انتخابی از منطقه دگرسانی فیلیک به روش پراش اشعه ایکس وجود ایلیتIlt، مسکویت:Ms ، کوارتز:Q را نشان می دهد.



شکل۳-۱۱ نمودار نرمالایز شده ترکیب شیمیایی نمونه ای از دگرسانی فیلیک (گرانودیوریت دگرسان شده) به ترکیب گرانودیوریت غیردگرسان (لومتر، ۱۹۷۶)، که نشان از افزایش مقادیرK, P, Si, Na و کاهش Ti, Fe, Mg, Al, Ca است.

دگرسانی پتاسیک

است. بر اساس نظر کریزی (۱۹۵۹ و ۱۹۶۶)، مییر و هملی (۱۹۶۷)، رز (۱۹۷۰)، و گیلبرت (۱۹۷۰)، کانیهای شاخص دگرسانی پتاسیک شامل پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، مسکویت و کانی های فرعی آن کوارتز و کلریت است. تامپسون و همکاران (۱۹۹۶)، کانیهای شاخص این دگرسانی را، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز، میکروکلین) و کانیها فرعی آن را کلسیت، کوارتز، آلبیت، موسکویت، انیدریت و اپیدوت معرفی کرده اند. در حالت استاندار مقدار فلدسپارپتاسیم و بیوتیت ثانویه دگرسانی پتاسیک بیشتر از دیگر کانیها است، و تشکیل آنها به ترتیب ناشی از اثر افزایش دما و میزان یون ⁺ ۲۰ بر پلاژیوکلازها و هورنبلند می باشد، بعبارتی پتاسیم فلدسپار و بیوتیت بترتیب حاصل تجزیه پلاژیوکلازها و هورنبلند مستند. این فرایند درصورت وجود محلولهای آبی سرشار از ⁺ ۲ به خوبی پیشرفت میکند و یک منبع آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و کلسیم اضافی پس از تشکیل فلدسپار پتاسیم در تولید اپیدوت مناسب برایتامین ⁺ فرآیند کلریت زایی از بیوتیت است. یون ⁺ ۲ آزاد شده از بیوتیت با سازنده و تیتانیت (اسفن) به مصرف میرسد. در ادامه فرایند یون های ⁺ ۲ و ⁺² Mg و ⁺¹ که توسط سیال فراهم میشود و با اثر بر روی هورنبلند باعث تشکیل بیوتیت ثانویه میشود. کلسیم و سیوتیت با سازده می میشود و با اثر بر روی هورنبلند باعث تشکیل بیوتیت ثانویه میشود. کلسیم و سیوتیت با سازه مراهم تولید اپیدوت صرف تولید بلور کلاند باعث تشکیل بیوتیت ثانویه میشود. کلسیم و سیوتیت ثانویه) نسبت

به بلورهای اولیه (پلاژیوکلاز و هورنبلند) از لحاظ پتاسیم غنی تر می باشند. در محدوده کهنگ غربی، دگرسانی پتاسیک در سطح بخوبی نمایان نیست، در صورت وجود هم بدلیل گسترش خیلی کم قابل تشخیص نیست، ولی در مغزه های حفاری این دگرسانی بوضوح مشاهده می شود (شکل ۳-۱۵) و دارای رنگ سفید مایل به صورتی تا خاکستری تیره است (شکل۳_1۲_c). در مقاطع نازک و نازکصیقلی منتخب دگرسانی پتاسیک، بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به فلدسپار پتاسیم تبدیل شده اند (شکل۳_1۲_a). اپیدوت ریز دانه در زمینه وجود دارد. کلریت و اکسیدآهن به صرف تجزیه کانی های فرومنیزیم تشکیل شده اند (شکل ۳_b_۱۲). برای مطالعه تاثیر فرایند دگرسانی در تغییر ترکیب شیمیایی سنگ اولیه نمونه های معرف منطقه دگرسانی پتاسیک به روش XRF برای اکسیدهای اصلی تجزیه گردید. از آنجایی که بر پایه مطالعات سنگ نگاری، نمونه های این منطقه آندزیت آلتره نامگذاری شده است، بنابراین مقادیر غلظت اکسیدهای عناصر در نمونه به مقادیر آنها در آندزیت غیردگرسان (چاپس، ۱۹۷۵) نرمالایز شده است. نتایج حاصله نشان از افزایش میزان غلظت اکسیدهای K2O ،SiO₂، Al₂O₃ ،Fe₂O₃ و TiO₂ و ZiO₂ و Da₂O ، MgO ،CaO و P₂O₅ دارد (شکل ۳_۱۳). در این منطقه، کانی های شاخص دگرسانی پتاسیک (فلدسپارپتاسیم و بیوتیت ثانویه) تحت اثر سیالات گرمایی پس از تشکیل این دگرسانی، قرار گرفته و باعث تجزیه این دو کانی به شکل زیر شده است. فلدسپار پتاسیم تحت اثر نسبت زیاد ^{سیال} به کانیهای سریسیت و کوارتز دگرسان شده و این فرایند با آزادسازی یون⁺K همراه بوده است. بیوتیت ثانویه نیز تحت اثر همین سیال و کاهش نسبت $\frac{K^+}{N_{d+}}$ و قرار گرفته است. حاصل این فرآیند باعث تولید کانی های کلریت و کوارتز شده است و آهن آزاد شده نیز صرف تولید کالکوپیریت و پیریت می شود. شدت زیاد دگرسانی اولیه و شدت کم دگرسانی ثانویه، باعث تشکیل کانی های شاخص دو دگرسانی پتاسیک و سریسیت در محدوده دگرسانی پتاسیک در کهنگ غربی شده است. این پدیده حکایت از حضور و اثر حداقل دو سیال گرمابی بر سنگ های منطقه

است. این دگرسانی بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی و بنا بدلیل فقدان بیوتیت و فراوانی پتاسیم فلدسپار طبق نظر تامپسون و همکاران (۱۹۹۶) و گیلبرت (۱۹۷۰) پتاسیک است.



شکل ۲-۱۲ a نشان از وجود آلکالی فلدسپار (Alf) و کانی های اوپک (Op) است (ppl)، ط سریسیت، کوارتز، اپیدوت، کلریت و کانی اوپک است (xpl)، و c نمونه دستی از منطقه دگر سانی پتاسیک به رنگ سفید مایل به خاکستری تیره است.



شکل ۳-۱۳ نمودار نرمالایز شده ترکیب شیمیایی نمونه ای از دگرسانی پتاسیک (آندزیت دگرسان شده) به ترکیب آندزیت غیر دگرسان (چاپس، ۱۹۷۵)، که نشان از افزایش مقادیر Ti, Al, Fe, Si, K و کاهش P, Mg, Na, Ca است.

۳-۵- نقشه دگرسانی

براساس مشاهدات صحرایی، زمین شناسی، مطالعه مقاطع ناز ک و ناز ک – صیقلی، پراش اشعه ایکس (XRD)، شیمی سنگ و ... به تهیه و ترسیم نقشه پهنه بندی دگرسانی سطحی منطقه کهنگ غربی اقدام شده است (شکل ۳–۱۴). با استفاده از داده های گمانههای اکتشافی هم گسترش دگرسانی ها در امتداد گمانه ها از سطح به عمق رسم شده است (شکل ۳–۱۵).



شکل ۳-۱۴ نقشه دگرسانی تهیه شده از واحدهای دگرسانی دارای رخنمون در سطح در منطقه مورد مطالعه است.



شکل ۳-۱۵: گسترش عمقی دگر سانی های موجود در منطقه مورد مطالعه، بر اساس اطلاعات حاصل از ۶ گمانه های اکتشافی حفاری شده در منطقه را نشان میدهد.

فمل چهارم

بافت، سافت، توالی پاراژنزی

۴–۱– مقدمه

۲-۴- کانی شناسی، ساخت و بافت

در این پژوهش به موازات مطالعات زمین شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی به بررسی های کانی شناسی نیز پرداخته شده است. با توجه به اینکه در منطقه کهنگ غربی کانی سازی در سطح زمین مشاهده نمی شود بعبارتی آثاری از کانه های مس (کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و ...) و کانه ها همراه در رخنمون های سنگی وجود ندارد، بنابراین مطالعات کانه نگاری در این منطقه بر روی نمونه های انتخابی از مغزه های حفاری استوار است. در این میان اطلاعات سنگ شناسی و ژئوشیمیایی گمانه های اکتشافی کمک موثری در انتخاب نمونه ها برای مطالعات کانه
نگاری بوده است. گام بعدی تهیه مقاطع صیقلی و ناز ک صیقلی از نمونه های انتخابی است، در این مرحله برای تشخیص کانی ها، مطالعه روابط کانه ها و کانی ها و یا کانی سازی با سنگ درونگیر ۲۵عدد مقطع صیقلی و ۳۱ عدد مقطع ناز ک صیقلی تهیه گردید. پس از آن مقاطع با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان با قابلیت نور عبوری و انعکاسی مطالعه شده اند. در ادامه، به ترتیب کانی شناسی، ساخت و بافت و توالی پاراژنزی کانه ها توصیف می گردد:

۴-۲-۴ کانی شناسی

بر اساس بررسی و مطالعه نمونه های دستی، مقاطع ناز کصیقلی و صیقلی، کانی های سیلیکاتی، سولفیدی، اکسیدی، کربناتی و ... در نمونه های منطقه شناسایی شده است. کانی ها به دو صورت اولیه (هیپوژن) و ثانویه (سوپرژن) تشکیل می شوند. کانی های اولیه بوسیله فرایندهای درونی زمین (ماگما و سیالات با منشاء ماگمایی) شکل می گیرند. در محدوده کهنگ غربی کانی های اولیه شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و گالن است. کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت، کانی های رسی، تورمالین، آپاتیت، انیدریت، کلسیت و ... کانه های اولیه را همراهی می کنند و به کانی های باطله نیز معروف هستند. کانیهای ثانویه در اثر فرایندهای بیرونی و سیالات رو به پایین تشکیل می شوند و شامل دیژنیت، کوولیت، مالاکیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت و ... می باشند. در ادامه به توصیف کانی های اولیه و ثانویه پرداخته می شود:

کانی های اولیه (هیپوژن)

کانی های اولیه در منطقه کهنگ غربی بر اساس مطالعه مقاطع صیقلی و ناز ک – صیقلی شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و گالن است.

مگنتیت (Fe₃O4): به صورتی بی شکل و تا حدودی نیمه شکل دار، با متوسط اندازه دانه های از حدود ۱۵ تا ۳۰۰ میکرون در نمونه ها دیده می شود. مگنتیت بوسیله پیریت، کالکوپیریت و گاهاً مولیبدنیت در نمونه ها همراهی می شود. مگنتیت به شکل های دانه پراکنده، داربستی، رگه ای و رگه-رگچهای است (شکل ۴_۱_۱ و b).



شکل۴-۱ کانه مگنتیت به شکل های پراکنده و رگهای، هماتیت در حال جانشینی مگنتیت است (ppl)، و b) همیافتی کانه های مگنیت و پیریت و کالکوپیریت.

پیریت (FeS2): فراوان ترین کانه سولفیدی دراین منطقه پیریت است. این کانه بیشتر به صورت نیمه شکل دار با اندازه ای از حدود ۱۰میکرون تا ۱ میلی متر در نمونه های دستی و میکروسکوپی دیده میشود پیریت بوسیله مگنتیت، کالکوپیریت و گاهاً مولیبدنیت و گالن در نمونه ها همراهی می شود. بافت غالب کانه پیریت دانه پراکنده است. ساخت و بافت های کنترل کننده کانه سازی پیریت در این منطقه، داربستی (استوک ورک)، رگه ای و رگه–رگچه ای است (شکل ۴_۱_م).

کالکوپیریت (CuFeS₂): کالکوپیریت کانه اصلی مس در منطقه کهنگ غربی است و بیشتر به صورت بی شکل و تا حدودی نیمه شکل دار، با اندازه دانه های از حدود ۱۵ تا ۵۰۰ میکرون در نمونه های دستی و میکروسکوپی دیده میشوند. کالکوپیریت بوسیله مگنتیت، پیریت و گاهاً مولیبدنیت و گالن در نمونه ها همراهی می شود. کالکوپیریت بصورت های دانه پراکنده، داربستی، رگه ای و رگهرگچه ای مشاهده می شود (شکل ۴–۲).



شکل ۴-۲ کانه های پیریت و کالکوپیریت به صورت همیافت باهم دارای بافت پراگنده و رکه – رگچه ای نور انعکاسی). b) همیافتی مگنتیت با پیریت و کالکوپیریت، C)) همیافتی گالن با پیریت و کالکوپیریت، D) همیافتی مولیبدنیت با کالکوپیریت، e) کالکوپیریت در حال تبدیل شدن به کوولیت.

گالن (PbS):

این کانه به صورت بی شکل و تا حدودی نیمه شکل دار و با اندازه دانههایی از حدود ۵۰ تا ۶۰۰ میکرون در مقاطع با ماکل مثلثی دیده می شود. گالن بوسیله پیریت و کالکوپیریت در نمونه ها همراهی می شود. گالن به شکل های رگه ای و رگهرگچه ای مشاهده می شود (شکل۴_۲_6 وb).



شکل ۴-a:۳)، همیافتی گالن با پیریت، و b) همیافتی گالن با کالکوپیریت و ماکل مثلثی در گالن را نشان میدهد.

مولیبدنیت (**MoS**2): این کانه به صورت نیمه شکل دار، با متوسط اندازه دانه های از حدود ۵۰ تا ۶۰۰ میکرون در مقاطع دیده می شود. مولیبدنیت بوسیله پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت همراهی می شود. مولیبدنیت به صورت های پراکنده، داربستی، رگه ای و رگهرگچه ای مشاهده می شود (شکل ۲<u>-</u>۴).



شکل ۴-۴: همیافتی بین مولیبدنیت و کالکوپیریت که بیشترین فراوانی را در این مقطع با کانه مولیبدن میباشد. کانههای ثانویه (سوپرژن)

کانه های ثانویه در منطقه براساس مطالعه مقاطع صیقلی و ناز ک صیقلی شامل دیژنیت، کوولیت، مالاکیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت است.

دیژینیت (CuS): این کانه بی شکل و با رنج اندازه دانه های در حدود ۱۰-۲۰ میکرون به صورت ثانویه جانشین کالکوپیریت و سایر کانه های مس می گردد (شکل ۴-۵ـ۵). کوولیت (CuS): این کانه بی شکل و با اندازه دانه های در حدود ۱۰- ۵۰ میکرون به صورت ثانویه جانشین کالکوپیریت و سایر کانه های مس می شود (شکل ۴-۵ـ۵ و ۲-۵- e). مالاکیت (CuCO3, 2H₂O): بی شکل و در اندازهای در حدود ۲۰۰ میکرون به صورت ثانویه جانشین دیگر کانه های مس می شود (شکل ۴-۵۰).

هماتیت (Fe₂O₃): این کانه به صورت بی شکل و به صورت ثانویه جانشین پیریت و مگنتیت شده است (شکل۴_۵_4). **گوتیت** (FeOOH): گوتیت بی شکل است و در اندازه های در حدود ۳۰-۷۰ میکرون به صورت ثانویه



جانشین کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت و هماتیت می شود (شکل ۴_۵_۵).

شکل- ۴-۵: a) جانشینی کالکوپیریت توسط دیژنیت، کوولیت و ذاراتی از کانه گوتیت ، b) مالاکیت به صورت همیافت با هماتیت دیده می شود.

کانی های باطله

کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت، کانی های رسی، تورمالین، آپاتیت، انیدریت، کلسیت و ... باطله هایی هستند که کانه ها و بویژه کانه های اولیه را همراهی می کنند. در زیر به توصیف برخی از این کانی ها پرداخته می شود:

کوار تز: بلورهای این کانی بی شکل و تا حدود زیادی نیمه شکل دار است. اندازه دانه این کانی در حدود ۲۰۰۰ میکرون است .این کانه در مقاطع نازک صیقلی بیشتر به صورت جانشینی به جای کانی های دیگر و در مواردی هم با همراهی کانی ها وکانه ها فضاهای خای شکستگی ها (رگه و رگچه ها) را پر میکند (شکل ۴_۶_ B).

آلکالی فلدسپار: این کانی در منطقه مورد مطالعه دارای فراوانی بسیار کم میباشد. بلورهای این کانی به صورت ثانویه همراه با کانه سازی کالکوپیریت شاخص دگرسانی پتاسیک میباشد (شکل۴_ع-D). **سریسیت:** این کانی بی شکل است. اندازه دانه های این کانه در حدود ۱۰-۵۰ میکرون است. این کانی در مقاطع به جای کانیهای دیگر به صورت جانشینی قرار گرفته است. سریسیت در مواردی هم با همراهی کانی ها و کانه های دیگر مثل کوارتز فضاهای خالی شکستگی ها را پر می کند (شکل ۴-۶-۲).

کلریت: بیشتر به صورت دسته جاروی هستند. اندازه دانه های این کانه در حدود ۵۰ ـ ۳۰۰ میکرون است. این کانی به صورت جانشینی به جای کانی های آهن و منیزیم دار یافت می شود (شکل ۴_۶_a).

تورمالین: این کانه با فراوانی بسیار کم در مناطق برشی منطقه مشاهده گردید. در نمونه ها به صورت همراهی با کوارتز و مگنتیت فضاهای خالی میان قطعات برش را پر می کند (شکل۴_ع-c).

کانی های رسی: این کانه ها با فراوانی متوسط تا زیاد در نمونه های دستی و میکروسکوپی منطقه مشاهده می شود (شکل ۴_۶_f).

کلسیت: این کانی دارای فراوانی کم در منطقه مورد مطالعه است. کلسیت به صورت پر کننده فضاهای خالی (رگه و رگچهای) همراه با سایر کانی ها دیده میشود (شکل۴_ع-e).



شکل ۴-۶: a)، کانه های مگنتیت و کلریت به صورت همیافت باهم (b ، (ppl) ، b) کوارتز های در اندازه مختلف و کوارتزهای درشت با بافت خلیجی(xpl) C) بلورهای تورمالین به صورت شکاف پر کن به همراه کوارتز و سریسیت ، D) کانه آلکالی فلدسپار به صورت همیافت با کانه های اوپک، e) کانی کلسیت که در اثر تنش های ثانویه به صورت

خرده شده(ppl)، f) کانی های کوارتز و کانی های رسی به صورت آغشتگی به کلریت دیده میشود(ppl). :ساخت و بافت بر پایه شواهد صحرایی، نمونه های دستی و میکروسکوپی، ساختهای کانی سازی شامل داربستی (استوک ورک)، رگهرگچه ای، پراکنده و برشی است، و بافت ها عبارت از دانه پراکنده، رگهرگچه ای، برشی و جانشینی است.

ساخت و بافت داربستی (استوک ورک)

این ساخت از ویژگی های بارز کانسارهای مس پورفیری است. ساخت داربستی چند سری رگه و رگچه را شامل می شود که در جهات مختلف همدیگر را قطع می نمایند. بنابراین ساختار دربستی در برگیرنده ساخت رگه ی و رگچه ای نیز می باشد. از روی روابط متقاطع رگه ها می توان توالی زمانی تشکیل آنها را مشخص نمود. هر کدام از رگه و رگچه ها پاراژنز کانیایی خاص خودشان را دارند. در منطقه کهنگ غربی این ساختار در سطح رخنمون ها مشاهده نمی شود، بلکه بطور گسترده در محدوده دگرسانیهای فیلیک و پتاسیک در مغزه های حفاری قابل رویت است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۷: ۵) تصویری از جعبه مخصوص نگهداری مغزه ها و مشخص کننده عمق مغزه ها، ۵) نمایی از ساختار داربستی که رگه های کوارتز+پیریت و کوارتز+کالکوپیریت همدیگر را قطع کرده اند، C) بافت استوک ورکی از رگه های دار ای کوارتز ، سریسیت و پیریت، ((xpl)، b) بافت رگهرگچه ای دار ای کوارتز و پیریت در یک رگچه و کوارتز و کالکوپیریت در رگچه دیگر ((xpl)، و c) بافت رگهرگچهای از کوارتز پیریت دار.

ساخت و بافت پراکنده

در منطقه کهنگ غربی، این ساخت و بافت در سطح رخنمون ها مشاهده نمی شود. بیشترین فراوانی آنها به همراه دگرسانیهای پتاسیک و فیلیک در مغزه های حفاری است. در نمونههای انتخابی از گمانه های حفاری این ساخت و بافت بخوبی وجو دارند (شکل ۴_۸). بررسی های میکروسکوپی وجود بافت پراکنده را در برخی از نمونه ها نشان میدهد (شکل ۴_۸_۵). در تعدادی از مقاطع بافت های پراکنده و رگهر گچه همراه با یکدیگر دیده شده است (شکل ۴_۸_۵).



شکل ۴-۸. *a) جع*به مخصوص نگهداری مغزه ها و مشخص کننده عمق مغزه ها است، b) نمونه دستی از مغزه حفاری که حاوی دانه های پراکنده ای از پیریت و کالکوپیریت است، c)، بافت پراکنده ای از کانه های پیریت، و b) بافت های پراکنده و رگهر گچهای همراه با یکدیگر، پیریت به هر دو صورت پراکنده و رگه حرگچه ای دیده میشود.

ساخت و بافت برشی

در منطقه مورد مطالعه این ساخت در بخش شمال غربی منطقه و در دگرسانی فیلیک مشاهده کرد. در آن قطعات زاویه دار برش در اندازه های چند سانتی متر در یک سیمان ریز دانه که فضای بین قطعات برش را پر کرده است، مشاهده می گردد (شکل۴_۸). قطعات برش از از جنس توف است. در نمونه های میکروسکوپی بافت برشی وجود دارد بطوریکه فضاهای خالی بین قطعات برش توسط سیمان ریز دانه، کوارتز، تورمالین و مگنتیت پرشده است (شکل۴_ـمـb).



شکل ۴-۹: ۵) تصویری از ساخت برشی در منطقه که فضای بین قطعات توسط سیمان ریز دانه پر شده است (b (ppl)، b) تورمالین، کوارتز و مگنتیت به صورت پرکننده فضای بین قطعات برش (xpl)، و c) نمونه دستی از پدیده برشی شدن سنگ.

بافت جانشيني

این بافت بیشتر در مرز دانه ها یا در امتداد رخها و شکستگی کانیها مشاهده می شود. این بافت به دو زیر گروه بافت جانشینی حاشیه ای و بافت جانشینی مرزی یا جبههای تقسیم می شود. بافت جانشینی حاشیه ای، در منطقه کهنگ غربی بسیار معمول و فراوان است، که هماتیت و گوتیت در طول مرز دانه ها جانشین پیریت شده اند (شکل ۴–۸۵). بافت جانشینی مرزی بندرت در این منطقه مشاهده می شود. برای مثال کوولیت در مرز دانه های کالکوپیریت جانشین آن شده، و در نهایت شکلی تقریباً گرد با مرزهای مرز های آن شده، و در نهایت شکلی تقریباً گرد با مرزهای صاف و هموار را به وجو د آورده است (شکل ۴–۹۰).



شکل ۴-۱۰: a)، بافت جانشینی حاشیه ای، تبدیل پیریت به هماتیت از حاشیه ها و مرز دانه ها، b) بافت جانشینی مرزی یا جبهه ای، تبدیل کالکوپیریت به کوولیت در مرز دانه ها.

۴-۳- طبقه بندی رگههای کانی سازی

بر اساس مطالعه نمونه های دستی و میکروسکوپی، ساختار داربستی شکل غالب کانی سازی در منطقه کهنگ غربی است. در این شکل از کانی سازی چندین رگه کانه دار در جهات مختلف همدیگر را قطع می کنند. از روی روابط متقاطع رگه ها می توان آنها به لحاظ زمانی تفکیک نمود. هر کدام از رگه ها مجموعه کانیایی خاص خود را دارند. در کانسارهای پورفیری، رگه ها بر اساس نوع کانی ها و کانه های همراه نام گذاری و طبقه بندی می شوند (2010, 2010;Sillitoe, 2010). در این تحقیق، رگه های کانی سازی طبق روش Staley et al., 1995 (et al., 2005) طبقه بندی شده است:

۴−۳−۴ رگه های کوار تز+مگنتیت±کالکوپیریت±کلریت

در نمونه های میکروسکوپی، این رگه در حدود ۲/۵ سانتی متر طول و درحدود ۱۰۰میکرون عرض دارند. این رگه در ترکیب با رگه های دیگر ساختار داربستی را به نمایش می گذارند. آنها مختص منطقه دگرسانی پتاسیک هستند. در گمانه های اکتشافی کهنگ غربی این تیپ رگه ها در عمق ۴۰۰ متری بیشتر مشاهده می شوند. در این رگه ها مگنتیت و کالکوپیریت پس از کوارتز متبلور می شوند. این رگه ها دارای درصد بالایی از مگنتیت هستند که بعضاً با مقدار جزئی کالکوپیریت و کلریت همراهی می شوند. براساس کانه و کانی های همراه این رگه A1 نامگذاری گردید (شکل۴–۱۱–۲).

۲-۳-۴ رگه های کوارتز+کالکوپیریت±پیریت

در نمونه های میکروسکوپی، این رگه دارای ۱/۵سانتی متر طول و عرضی در حدود ۱۰۰ میکرون میباشد. بیشتر به صورت استوک ورکی و در مواردی هم به صورت رگه ای نامنظم و دارای بیشترین همراهی با دگرسانی های پتاسیک و بعصاً فیلیک هستند. در گمانه های اکتشافی کهنگ غربی این تیپ رگه ها در عمق ۱۰۰ متری از سطح زمین مشاهده شده اند. رگه های مذکور نوع A1 را قطع می کنند، و دارای درصد بالایی از کوارتز و کالکوپیریت هستند که بعضاً با پیریت همراهی می شوند و سولفیدها پس از کوارتز متبلور می شوند. اختلاف جزئی در مقادیر کانی های کوارتز، مگنتیت، کالکوپیریت و کلریت کریت میان رگه های A1 و A2 وجود دارد، به تدریج بطرف عمق های کمتر از مقادیر مگنتیت و کلریت رگه های A1 کاسته شده و بر مقادیر کوارتز و کالکوپیریت آنها افزوده می شود و به رگه های A2 تغییر می یابند. براساس کانه و کانی های همراه این رگه A_2 نامگذاری شده است. این رگه ها در سیستم کانی سازی کهنگ اولین مرحله سولفیدزایی به حساب می آیند (شکل ۴–۱۱–2).

۲−۳−۴ برش و رگه های کوار تز +مولیبدنیت±کالکوپیریت±پیریت

کوارتز و مولیبدنیت سازنده اصلی این رگه ها هستند که بوسیله کالکوپیریت و بعضاً پیریت همراهی می شوند. کالکوپیریت در اعماق بیش از ۳۵۰ متر و پیریت در اعماق بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ متر با مولیبدنیت در ترکیب این رگه ها ظاهر می شوند. آنها در منطقه دگرسانی فیلیک مشاهده می شوند. کانی های این مرحله بصورت پرکننده فضای بین قطعات برش و رگه و رگچه ای هستند، که در این میان فرم برشی غالب است. در منطقه کهنگ غربی گسترش این رگه ها خیلی کمتر از رگه های ۹ می شوند. آنها در منطقه دگرسانی فیلیک مشاهده می شوند. کانی های این مرحله بصورت پرکننده فضای بین قطعات برش و رگه و رگچه ای هستند، که در این میان فرم برشی غالب است. در منطقه کهنگ غربی گسترش این رگه ها خیلی کمتر از رگه های ۹ و 20 هستند و در مونه های محدودی مشاهده گردید. بطور کلی مقدار مولیبدنیت در کهنگ غربی خیلی کمتر از کانه های دیگر است. از نظر توالی زمانی، این رگه ها پس از انواع ۹۱ و 2۸ تشکیل می شوند. منطقه بندی کانی شناسی رگه ها بیان از تغییر ترکیب شیمیایی سیالات کانه ساز در طول صعود سیال می باشد.

۴−۳−۴ رگه های کوار تز+پیریت+سریسیت± کالکوپیریت±کلریت

درنمونه های میکروسکوپی این رگه دارای ۲/۵ میلیمتر طول و عرضی درحدود ۱۰۰میکرون میباشد. بیشتر به صورت استوک ورکی و رگه و رگچه مشاهده می شود. این رگه ها در عمق های مختلف از ۲۰ تا ۴۰۰ متر تشکیل می شوند و بیشتر با دگرسانی فیلیک و کوارتز سریسیت همراه هستند. کانی های سازنده این تیپ رگه ها کوارتز، پیریت و سریسیت است که بعضاً با کالکوپیریت و کلریت همراهی می شوند (کلریت در عمق های زیاد با این کانی ها پاراژنز است). این مجموعه کانیایی به شکل های داربستی و رگهـرگچه ای نمود دارند. بر پایه پاراژنز کانی شناسی این رگه ها D نامگذاری شده است (شکل ۴_۱۱_b).

۴–۳−۴ برش و رگه های تورمالین±کوار تز±کالکوپیریت± پیریت

این مجموعه کانیایی در عمق های مختلف از سطح تا ۴۰۰ متر از سطح فرسایش کنونی تشکیل می شوند، و بیشتر با دگرسانی ها فیلیک و کوارتز_تورمالین (زیررده ای از دگرسانی فیلیک) همراه هستند. کانی اصلی این تیپ رگه ها تورمالین است که بوسیله کوارتز، کالکوپیریت و پیریت همیافتی دارد. این مجموعه کانیایی به در عمق های زیاد به شکل انبوهه های از دانه های تورمالین و فرم برشی، و در نزدیک به سطح به شکل های برشی و رگه ای ظاهر می شوند. وجود برش و رگه های گسترده ای از تورمالین در منطقه دگرسانی فیلیک و رخنمون ها پیشنهاد می نماید که بخش هایی از کانسار ممکن است که در طول شکل گیری پایپ های برشی تشکیل شده باشد (Sillitoe,1985). بر پایه پاراژنز کانی شناسی این رگه ها T نامگذاری شده است (شکل ۴_۱۰۱ و e).

۴-۳-۴ برش و رگه های کلسیت+گالن±اسفالریت± کالکوپیریت± پیریت

این مجموعه کانیایی بیشتر به صورت های رگه ای و برشی بوده، و در عمق های ۱۰۰ تا ۱۵۰متر از سطح فرسایش کنونی مشاهده شده است. عموماً با دگرسانی فیلیک (بویژه با سریسیت) همراه هستند. کانی های اصلی این تیپ رگه ها و برش ها کلسیت و گالن است که بوسیله کالکوپیریت، پیریت و اسفالریت همراهی می شوند. این قبیل بر ش و رگه های کانه دار نشانه مرحله پایانی فعالیت سیال گرمابی کانه ساز در منطقه کهنگ غربی است. بر اساس نوع کانهها و کانی های همراه، این برش ها و رگه ها ل نامگذاری میشوند (شکل ۴–۱۱–ط وG).



شکل ۴-۱۱: a) رگه های کوارتز+کالکوپیریت+پیریت که توسط رگه های کوارتز+مولیبدنیت قطع شده است، b) رگه های کلسیت+گالن+کالکوپیریت+پیریت که رگه های کوارتز+سریسیت +پیریت را قطع کرده است، C) رگه کوارتز+مگنتیت+کلریت که توسط رگه کوارتز+کالکوپیریت+پیریت قطع شده است، b و e): قطعات برش،که فضای بین آنها توسط سیمانی از تورمالین و کوارتز پر شده است، f):رگه کوارتز + پیریت+کالکوپیریت دارای ساخت داربستی (استوک ورک)، G) : نمونه برداشت شده از رگه کلسیت+گالن که بلورهای کانه گالن به خوبی مشاهده میشود.

۴-۴- توالی پاراژنزی

پس از شناسایی نوع کانی و کانه ها، بررسی روابط بافتی میان آنها به بررسی ترتیب زمانی تبلور این کانهها وکانیها نسبت به یکدیگر پرداخته میشود. اهمیت این مرحله به اندازه مرحله شناخت کانی ها و کانه ها میباشد. این عمل ما را در شناخت بهتر مراحل تشکیل، شرایط تشکیل هر مرحله(دما، فشار، H4، PH)، محیط تشکیل یاری میرساند. این مرحله به عنوان بخشی از فصل کانه نگاری، خود یک تکه از پازل شناخت کانسار می باشد. توالی پارژنزی در منطقه مورد مطالعهای تحت ثاتیر فرایندهای اولیه وثانویه میباشد . اثر این فرآیندها ،توسطساخت، بافت، شکل، اندازه، درصددانهها(بلورها) کانی

وكانهها مشخص می شود. مهمترین اثر این فاكتورها در این منطق، ساخت و بافت رگه ای است. براساس مطالعات کانه نگاری انجام شده، شش گروه از رگه های کانه ساز مشخص و بررسی شده اند(۴ _۳، طبقه بندی رگههای کانی سازی). هریک از این رگه ها از لحاظ داشتن پاراژنز، عمق تشکیل، مرحله تشکیل، شرایط تشکیل با یگدیکر متفاوت هستند. هریک از این رگه ها به دلیل داشتن شرایط متفاوت تشکیل نسبت به دیگر رگه ها، دارای پاراژنز کانی ها و کانه های متفاوتی با یکدیگر هستند. هریک از این کانه ها و کانه ها داری شرایط تشکیل خصوص به خود (دما، فشار و...) می باشند. که این امر در طبقه بندی رگه های بسیار کمک کننده است. در منطقه کهنگ غربی براساس مطالعه مقاطع صیقلی و نازک صیقلی، شناسایی کانی ها و کانه ها، بافت، ساخت، بررسی همیافتی کانهها و کانیها، بررسی شکل کانه سازی، نوع دگرسانیها شاخص که این رگه ها از آن ها برداشت شده (فصل سوم)، بررسی پتروگرافی نمونه های سالم برداشت شده از واحدهای سنگی موجود در منطقه (فصل دوم) اقدام به رسم جدول توالی پاراژنزی براین منطقه شده است(جدول ۴-۱). همیشه توالی پاراژنزی برای بررسی سنگ های دچار دگرسانی و کانی سازی نیست. توالی پاراژنزی کانی ها وکانه ها در سنگ سالم نیز بررسی می شود. اطلاعات حاصل از این عمل برای مقایسه با اطلاعات حاصل از توالی پاراژنزی در هر مرحله از کانه سازی استفاده می شود. کانه سازی در منطقه مورد نظر شامل دو مرحله اولیه (هایپوژن) و ثانویه(سویرژن) میباشد. مرحله اولیه خود شامل شش مرحله کانه سازی، رگههای کوار تز+مگنتیت±کالکوپیریت±کلریت، رگههای کوار تز+کالکوپیریت±پیریت،برش و رگههای کوارتز+مولیبدنیت±کالکوپیریت±پیریت، رگەهای کوارتز+پیریت+سریسیت± کالکوپیریت±کلریت، برش و رگه های تورمالین±کوارتز±کالکوپیریت± پیریت، برش و رگههای کلسیت+گالن±سفالریت± کالکوپیریت± پیریت است. این مراحل نشان از اثر سیال کانه سازی و سیر تکامل آن دارد که در فصل

			کانه سازی	مرحله			قبل از	کات ها ، کاتهها
1. T. 1. 1. 1.				هاييوړن			كانه	
سوپررن	٦	٥	٤	٣	۲)	سازى	
								ھررىبلىد بېرىپت بېرىپت الكالى قلاسىيار كوارىز كوارىز كرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلرىت كلى ھلاسيار(٢) كلى ماك رسى كلى ماك رىسى كلى ماك رىسى كىرىت مۇلىيىت مىلىت مىي
	•	ک	هرلين		آرژيلېکې	بتاسبك	م بىلىم م	نگرسائی غالب
		→_ برش	6.1 <u>7</u>	برشی پراک	گچەاى	رگە-را		باقت و ساخت

جدول ۴-۱: توالی پاراژنزی کانهها و کانیها در منطقه کهنگ غربی

در شرایط محیط کانیها و کانه های تشکیل شده در مرحله اولیه پایدار نبوده و به کانیها وکانههای پایدار در این محیط تبدیل شده و باعث توزیع عناصر متناسب با ویژگیها این محیط شده است. وجود هریک از کانیها و کانهها و توالی پارانزی موجود در یک محیط علاوه بر مشخص شدن نوع شرایط ژئوشمیایی محیط تشکیل و پایداری این کانه ها، نحوه و میزان توزیع هر یک عناصر را نیز نشان میدهد. در فصل پنجم به بررسی نحوه ومیزان توزیع هریک از عناصر در محیط کهنگ غربی می پردازیم.

فمىل پنجم ژئوشيمى

۵–۱– مقدمه

در فصل های قبل، منطقه مورد مطالعه از لحاظ سنگ شناسی، دگرسانی و کانه سازی مورد بررسی قرار گرفته است. در این فصل به بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی کانسار و سنگ درونگیر آن پرداخته می شود. هر سنگ با توجه به نوع آن (آذرین، دگرگون و رسوبی)، از تعدا و نوعی مشخص از کانی ها تشکیل شده است. این کانی ها خود براساس ترتیب و فرمول شیمیایی از عناصر مختلف تشکیل شده اند. جابجایی و توزیع این عناصر در هر سنگ تابع خواص محیط و ویژگیهای ژئوشیمیایی محیط تشکیل ان است. با دانستن مقدار این عناصر و نحوه توزیع انها علاوه بر شناسایی نوع سنگ، موقعیت تکتونیکی، ویژگیهای محیط تشکیل آنها در بسیاری از موارد میتوان رد پای عوامل دخیل در شکل گیری سنگ ها را هم به خوبی مشخص کرد. با اندکی دقت در بررسی ویژگی های سنگ ها در مکان های که دچار کانی سازی، دگرسانی و هوازدگی شده اند، میتوان دید که نقش جابجایی عناصر در آنها بسیار پر رنگ و قابل توجه است. شاید بتوان این جابجایی را اینگونه بیان کرد، عناصر در شرایط عادی نه بوجود میآیند و نه از بین میروند بلکه از یک محیط ژئوشیمیایی به محیط ژئوشیمیایی دیگر نقل مکان میکنند. جابجایی عناصر در موارد زیادی منجر به شکل گیری سنگی جدید و در مواردی هم منجر به غنی شد گی یک عنصر و یا تعدادی از عناصر خاص برای تشکیل کانسارها میشود. در ادامه به بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگ ها و کانسنگ های منطقه کهنگ غربی پرداخته می شود. برای این منظور تعدادی نمونه از واحدهای دارای رخنمون در سطح منطقه و گمانه های حفاری انتخاب شده است.

۵−۲ – ژئوشیمی سنگ های منطقه کهنگ غربی

می شود. در منطقه مورد مطالعه، بر اساس مطالعات و بررسی های صحرایی و پتروگرافی تعدادی نمونه برای نامگذاری سنگ ها، تعیین سری ماگمایی، محیط تکتونیکی و ... انتخاب گردید. مشخصات نمونه های ارسالی در جدول ۵–۱ داده شده است. این نمونه ها پس از آماده سازی های لازم در آزمایشگاه XRF شرکت ایمیدرو برای اکسیدهای اصلی تجزیه شدند (جدول ۵–۲). پس از دریافت نتایج آزمایشگاهی، مقادیر خام غلظت عناصر برای پردازش آمایش شدند. از مهمترین آمایش ها حذف مقدار L.O.I بوده است، بطوریکه مجموع مقادیر غلظت اکسیدهای عناصر در هر نمونه بدون در نظر گرفتن مقدار L.O.I بوده است، است، مودارها، انجام مقدار انجام محاوی است. در مرحله بعدی، این داده ها برای ترسیم نمودارها، انجام مقدار محاوات و ... با استفاده از نرم افزار

جدول ۵-۱: مشخصات نمونه های سنگ انتخابی از سطح رخنمون ها و گمانه های اکتشافی در منطقه کهنگ غربی به منظور بررسی های ژئوشیمیایی.

		5 . (.	- 21	بایی بر حسب	موقعيت جغراف			را مح	- 21
رديف	شماره	تام سنگ	علامت	UI	ſM	رديف	شماره	نام سئک	علامت
	ثموئه		اختصارى				نمونه		اختصارى
				عرض	طول				
1	03-G	توف	Tuf	770700	8758871	9	11-G	داسيت	DAS
۲	04-G	گرانوديوريت	GRD	780755	8758771	10	02-G	گرانوديوريت	GRD
٣	05-G	گرانوديوريت	GRD	280917	8758777	11	01-G	آندزيت بازالت	ANB
۴	06-G	گرانوديوريت	GRD	177107	8755888	12	L14	آندزيت	ANS
۵	07-G	گرانوديوريت	GRD	787700	8755579	13	L22	ديوريت	DIO
۶	08-G	توف	Tuf	181140	7722279	14	L6	آندزيت	ANS
۷	09-G	بازالت	BAS	177517	77 £ 70 V 7	15	L11	ديوريت	DIO
٨	10-G	گرانوديوريت	GRD	181011	7757770				

۵-۲-۵ طبقه بندی شیمیایی سنگ های آذرین

داده های حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به طور گسترده جهت طبقه بندی و نامگذاری سنگ های آذرین مورد استفاده قرار می گیرد. براساس مطالعات صحرایی و پترو گرافی حداقل سه گروه سنگی، شامل سنگ های آذرین درونی، نیمه عمیق و بیرونی شناسایی شد. در این پژوهش، نامگذاری شیمیایی سنگ ها بر اساس درصد اکسید عناصر اصلی صورت گرفه است. این طبقه بندی و نامگذاری ژئوشیمی دارای چندین نکته اساسی و مهم مانند: قابل فهم و کاربردی بودن و دارای بیشترین انطباق با نامگذاری براساس مطالعات پتروگرافی و صحرایی است. برای نام گذاری و طبقه بندی شیمیایی سنگ های آذرین درونی از نمودارهای ,TAS(middlemost,1994), Oconnor, 1965

sample	Al_2o_3	Cao	fe2o3	Na ₂ o	k ₂ 0	Sio ₂	Tio ₂	Mg o	L.o.I
03-G	17.18	0.85	4.06	2.55	2.78	68	0.96	0	3.12
04-G	17.17	4.57	3.95	3.84	2.98	63.06	0.52	1.65	1.85
05-G	17.45	4.77	2.98	4.08	3.21	63.19	0.51	1.51	1.92
06-G	14.92	3.33	3.81	2.28	2.93	68.31	0	1.38	3.05
07-G	16.51	3.71	3.1	3.29	4.13	65.64	0	0	3.06
08-G	16.75	9.48	10.93	2.71	1.8	47.93	0.99	5.37	3.68
09-G	16.42	6.21	3.85	3.8	2.77	61.93	0.55	2.06	2.04
10-G	14.75	6.03	11.45	2.71	2.37	53.45	1.15	2.53	5.09
11-G	15.91	0.59	11.05	2.09	1.63	48.52	1.15	4.36	3.96
02-G	16.09	7.71	9.29	3.6	0.33	54.47	0.83	2.88	2.62
01-G	16.7	5.42	9.15	4.11	0.4	58.1	0.5	2.98	2.5
L14	19.17	2.74	9.29	0	1.71	47.91	0.83	2.43	12.65
L22	16.19	0.26	3.43	1.53	4.18	66.99	1.01	0	3.46
L6	18.5	0.39	4.59	2.43	4.18	61.29	0.66	0	3.98
L11	17.73	2.34	3.34	0	4.33	53.94	0	1.75	6.35

جدول ۵-۲: نتایج آنالیزهایXRF حاصل از نمونه های برداشت شده از منطقه کهنگ غربی .

Reccerillo and Taylor,1976 یاز نمودارهای Frvine and Baragar,1971 ,Peccerillo and Taylor,1976 های آذرین بیرونی از نمودارهای Shand,1943 ,Dela Roche at al.,1980

۲-۲-۵ طبقه بندی و نامگذاری سنگهای آذرین درونی

بر پایه بررسیهای صحرایی و پتر گرافی سنگ های درونی در منطقه کهنگ غربی شامل دیوریت، گرانودیوریت و توده نیمه عمیق داسیتی بوده است. براساس نمودار $Al_2o_3-k_2o$ -molar N a_2o نمودار (Shand, 1943) محدوده با الارمینوم های سنگ های آذرین درونی در محدوده با میزانA/CNK - A/NK Plot (Shand, 1943) محدوده متاآلومینوم قرار میگیرند (شکل -1-a و d). در بررسی سری ماگمائی با استفاده از نمودار (Sio₂-k₂o Plot(Peccerillo and Taylor, 1976) بیشتر نمونه ها در



محدوده سری های کالک آلکالن قرار میگیرند (شکل۵ـ۱ـ۵). برای نامگذاری نمونه ها از نمودار Feldspar triangle(Oconnor,1965) و TAS(middlemost,1994) استفاده شده است که نمونه ها در

شکل۵ـ۱: a و b) نمودارهای Al₂O₃-k₂O-Na₂O که siO₂-k₂O Plot(Peccerillo and Taylor,1976) نمودار (c) نمودار (SiO₂-k₂O Plot(Peccerillo and Taylor,1976) که نمونه ها در محدوده سری کالکوآلکالن پتاسیم بالا جایگرفته اند، b و e)،نمودارهای Feldspar و triangle(Oconnor, 1965) نام سنگ ها را گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز مونزونیت نشان می دهند، و f) راهنمای نمونه ها پلات شده در نمودارها بر اساس علامت، رنگ، نوع سنگ (مطالعات پتروگرافی) است.

۵-۲-۳ طبقه بندی و نامگذاری سنگهای آذرین بیرونی بر اساس مطالعات صحرایی و بررسی مقاطع نازک و نازک صیقلی، سنگ های آذرین بیرونی شامل توف با ترکیب ریوداست تا بازالت، کریستال توف، لیتیک توف و گدازه های آندزیت،آندزیتبازالت و بازالت است. از سنگ آذرین بیرونی نیز تعدای نمونه انتخاب شده و به روش XRF در آزمایشگاه ایمیدرو برای اکسیدهای اصلی تجزیه شده است. بر پایه نتایج حاصله، نمونه های سنگ های بیرونی در محدوده با میزان Al₂O₃ بالا و به طور دقیق تر در محدوده متاآلومینوم قرار میگیرد (شکل ۵ـ۱ـ۵ و b). در نمودار تعیین سری ماگمایی با استفاده از مقادیر SiO₂ و SiO₂ (Peccerillo and Taylor,1976) ایشتر نمونه ها در محدوده سریهای کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می گیرد (شکل ۵ـ۱ـ۵). برای نامگذاری سنگ های آذرین بیرونی از نمودار آلکالن با پتاسیم بالا قرار می گیرد (شکل ۵ـ۱ـ۵). برای نامگذاری سنگ های آدرین بیرونی از نمودار استفاده از مقادیر SiO₂ و SiO₂ (Ce-1) (شکل ۵ـ۱ـ۵). برای نامگذاری سنگ های آذرین بیرونی از نمودار آلکالن با پتاسیم بالا قرار می گیرد (شکل ۵ـ۱ـ۵). برای نامگذاری سنگ های آذرین بیرونی از نمودار R₂=6Ca+2mg+Al در مقابل IPCCa+2mg+Al استفاده های آذرین بیرونی از نمودار SiD₁=4). در مقابل R₂=6Ca+2mg+Al استفاده از ماده است که سنگ های منطقه در محدوده های ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت و بازالت افتاده شده است که سنگ های منطقه در محدوده های ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت و بازالت افتاده اند و انطباق خوبی با نتایج مطالعات پتروگرافی دارند (شکل ۵ـ۱ـ۵).



شکل ۵-۱: a و b) در نمودارهای Al2O₃-k₂O-Na₂O و A/NK در مقابل A/CNK سنگ های منطقه در محدوده متاآلومینوم قرار گرفته اند، c)، بر اساس نمودار SiO₂-k₂O t(Peccerillo and Taylor,1976) نمونه ها دارای سری ماگمایی کالکوآلکالن با پتاسیم بالا هستند، d)،در نمودار I1(Na+K)-R₁=4Si) در مقابل R₂=6Ca+2mg+Al سنگ ها دارای ترکیب ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت و بازالت هستند.

۵-۳- ژئوشیمی کانسنگ های منطقه کهنگ غربی

هدف از اکتشافات ژئوشیمیایی به طور کلی، برسی هالههای ژئوشیمی است. این امر در شناخت پتانسیل کانه زایی، تعیین مناسب ترین مکان ها برای عملیات حفاری، شناسایی و مشخص کردن نحوه یراکندگی عناصر در سطح و عمق، بررسی میزان همبستگی عناصر با هم و… بسیار سودمنداست. در محدوده کهنگ غربی اثرات قابل ملاحظه ای از کانه سازی مس در سطح مشاهده نمی شود. بنابراین مطالعه ژئوشیمی بر روی عناصر معرف کانی سازی بر مبنای داده های لیتوژئوشیمیایی سطحی امکان پذیر نمی باشد. در چنین مکان های بررسی های لیتوژئوشیمیایی سطحی بر اساس عناصر ردیاب و نشانه بعنوان ابزاری برای تعیین موقعیت تمرکز عناصر کانساری در عمق استفاده می شود. در محدوده کهنگ غربی بررسی های ژئوشیمیایی کانسنگ بر نمونه برداری از گمانه های اکتشافی و داده های ليتوژئوشيميايي آنها استوار بوده است. در اين منطقه با استفاده از داده هاي زمين شناسي، دگرساني، ليتوژئوشيميايي سطحي ۶ گمانه اكتشافي آزمايش حفر گرديده است . لازم به ذكر است كه اين گمانه ها دارای شبکه حفاری منظم نبوده بلکه بصورت تصادفی و نامنظم در مکان هایی که احتمال برخورد با کانه سازی بیشتر بوده، حفاری شده اند. در هر گمانه به ازای هر ۲ متر یک نمونه لیتوژئوشیمیایی معرف برداشت شده (تعداد کل ۱۲۳۷ نمونه) و به روش جذب اتمی برای عناصر مس، مولیبدن، سرب، روی، نقره و آهن تجزیه شده است. علاوه بر این، به ازای هر ۲ متر در امتداد گمانه های اکتشافی یک نمونه برای مطالعه سنگ نگاری، دگرسانی و کانه نگاری هم انتخاب شده است. پارامترهای آماری از قبیل مقدار بیشینه، مقدار کمینه، مقدار متوسط، چولگی، کشیدگی، میانه برای همه عناصر بر اساس نمونه های شش گمانه اکتشافی محاسبه شده است (جدول۵_۳). در مرحله بعد به توصیف جداگانه ویژگی های ژئوشیمیایی عناصر در گمانه ها پرداخته شده است.

Element		Cu (%)	Мо (ррт)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Fe (%)	Ag (ppm)
Number of sampl	es	1237	1237	1237	1237	1237	1237
Number of samples Mean Median Mode Std. Deviation Variance Skewness Kurtosis		0.06	30.14	51.06	148.54	4.18	0.42
Median		0.05	13	21	76	3.84	0.29
Mode		0.04	1.06	17	54	3.03	0.27
Std. Deviation		0.05	55.23	182.80	556	1.42	0.83
Variance		0.003	3050	33415	309505	2.01	0.69
Skewness		5.10	5.63	13.49	17.56	1.35	13.73
Kurtosis		62.46	44.74	226.21	395.07	3.58	241.18
Minimum		0.001	0.91	6	16	1.34	0.16
Maximum		0.90	644.5	3819	14549	14.18	18.1
	25	0.03	3.15	15	51	3.14	0.26
	50	0.05	13	21	76	3.84	0.29
Percentiles	75	0.07	37	32	113	5	0.36

جدول ۵-۳ : پارامترهای آماری عناصر بر اساس ۱۲۳۷ نمونه لیتوژئوشیمیایی از شش گمانه اکتشافی کهنگ غربی.

۵–۳–۱ تحلیل های ژئوشیمیایی تک متغیره

در این بخش به توصیف جداگانه ویژگی های ژئوشیمیایی و ترسیم نمودارهای تغییرات عیار عناصر مهم مانند مس، مولیبدن، نقره و طلا در گمانه های اکتشافی و بر پایه داده های لیتوژئوشیمیایی خام ۱۲۳۷ نمونه پرداخته شده است. برای اطلاع از توزیع ژئوشیمیایی عناصر سرب، روی و آهن در منطقه کهنگ غربی به داده های جدول ۵-۳ مراجعه شود.

 های اکتشافی شش گانه نشان می دهد که مقدار متوسط عیار مس در گمانه های 02_KAG، 01_KAG های 20_KAG و 01_KAG، 01_KAG و 2.04 درصد است. و 69-KAG و 78-KAG و 70_KAG به ترتیب ۵۰/۰۱، ۰/۰۸، ۰/۰۱، ۰/۰۵ و ۰/۰۵ درصد است. و در گمانه ۶۸ و ۲ بیشترین عیار مس مشاهده می شود (جدول ۵_۴).

جدول ۵-۴ : پارامترهای آماری عنصر مس (٪) بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی هر گمانه اکتشافی در منطقه کهنگ غربی.

Number of C	ore	KAG-01	KAG-02	KAG-58	KAG-68	KAG-69	KAG-70
Number o	f						
samples		219	138	201	203	251	225
Mean		0.05	0.08	0.04	0.10	0.05	0.05
Median		0.05	0.0734	0.03	0.09	0.05	0.04
Mode		0.03	0.0236	0.03	0.05	0.01	0.04
Std. Deviati	on	0.03	0.06	0.02	0.08	0.04	0.04
Variance		0.001	0.003	0.0004	0.01	0.00	0.00
Skewness	5	1.98	1.75	3.83	5.92	1.46	3.61
Kurtosis		9.78	5.34	28.08	56.39	3.89	17.99
Minimum	l	0.01	0.00	0.00	0.00	0.002	0.00
Maximun	1	0.23	0.37	0.21	0.90	0.23	0.38
	25	0.04	0.05	0.03	0.06	0.02	0.02
Percentiles	50	0.05	0.07	0.03	0.09	0.05	0.04
	75	0.07	0.10	0.04	0.13	0.07	0.05

نمودار تغییرات ژئوشیمیایی عیار عنصر مس در امتداد هر یک از گمانه های اکتشافی از سطح به عمق نیز در شکل ۵ـ۳ ارائه شده است. براساس نمودار شکل ۵ـ۳ و داده های جدول ۵ـ۴ بیشترین عیار عنصر مس در منطقه کهنگ غربی در عمق ۳۸ تا ۴۰ متری گمانهKAGـ 68 با مقدار ۹/۰درصد است. این مقدار عیار از نظر سنگ شناسی و دگرسانی با سنگ دیوریت –کوارتز دیوریت و دگرسانی فیلیک منطبق است. در گمانه ۶۸ که از بیشترین عیار مس در منطقه کهنگ غربی برخوردار است، تعداد ۸۷ نمونه از ۲۰۳ نمونه (در حدود ۴۴ درصد نمونه ها) دارای عیار بیش از ۱/۰ درصد مس هستند. مقدار متوسط مس در جامعه بالای ۱/۰ درصد مس در گمانه ۶۸ در حدود ۱/۰ درصد است. بطوریکه از نمودار شکل ۵ـ۳ پیدا است مناطق دارای عیار بیش از ۱/۰ درصد مس در گمانه ۶۸ مربوط به عمق های مختلف بوده و پیوسته نیستد. اگر عیار حد اقتصادی برای برای یک کانسار پورفیری حدود ۴/۰ درصد در نظر گرفته شود، بخش پرعیار کانی سازی مس در کهنگ غربی (موقعیت گمانه ۶۸) با مقدار متوسط ۱/۱۵ درصد مس غیراقتصادی بوده و در گروه کانسارهای مس غنی شده طبقه بندی می شود.



شکل ۵-۲:نمودارهای تغییرات عیار مس (٪) از سطح به عمق در امتداد ۶ گمانه اکتشافی منطقه کهنگ غربی، که گمانه ۸۹ از مقدار مس بالاتری نسبت به سایر گمانه ها برخوردار است.

مولیبدن: مولیبدن عنصر جانبی کانی سازی مس در منطقه کهنگ غربی است و به صورت مولیبدنیت در نمونه ها دیده می شود. پارامترهای آماری مولیبدن بطور جداگانه برای هر یک از گمانه های اکتشافی محاسبه شده، و در قالب جدول ۵ـ۵ ارائه شده است. بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی ۱۲۳۷ نمونه از شش گمانه اکتشافی مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه مولیبدن به ترتیب ۱، ۳۰ و ۶۴۵ گرم در تن است. مقادیر غلظت های معادل ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد فراوانی تجمعی این عنصر به ترتیب ۳، ۱۳ و ۳۷ گرم در تن می باشد (جدول ۵_۳). مقایسه تغییرات عیار مولیبدن در گمانه های اکتشافی شش گانه نشان می دهد که مقدار متوسط عیار مولیبدن در گمانه های KAG-01، KAG-02، KAG-01 58، -KAG-69 · KAG و 70-KAG به ترتیب ۴۱، ۸۰، ۱۱، ۵۵، ۱۳ و ۴ گرم در تن است. و همانند مس در گمانه های ۶۸ و ۲ بیشترین عیار مولیبدن مشاهده می شود (جدول ۵-۵). نمودار تغییرات ژئوشیمیایی عیار عنصر مولیبدن در امتداد هر یک از گمانه های اکتشافی از سطح به عمق نیز در شکل ۵-۴ ارائه شده است. براساس نمودار شکل ۵-۴ و داده های جدول ۵-۵ بیشترین عیار عنصر مولیبدن در منطقه کهنگ غربی در عمق های ۱۴۴ تا ۱۵۰ متری و ۲۹۰ تا ۲۹۴ متری از گمانه KAG-02*به ترتیب* با مقادیر ۶۱۱ و ۴۹۸ گرم در تن است. این مقدار عیار از نظر سنگ شناسی و دگرسانی با سنگ کوارتز دیوریت و دگرسانی فیلیک منطبق است. در گمانه ۲ که از بیشترین عیار مولیبدن در منطقه کهنگ غربی برخوردار است، تعداد ۱۵ نمونه از ۱۳۸ نمونه (در حدود ۱۱ درصد نمونه ها) دارای عیار بیش از ۱۵۰ گرم در تن مولیبدن است. مقدار متوسط مولیبدن در جامعه بالای ۱۵۰ گرم در تن مولیبدن در گمانه ۲ در حدود ۳۳۰ گرم در تن است. بطوریکه از نمودار شکل ۵-۴ پیدا است مناطق دارای عیار بیش از ۱۵۰ گرم در تن مولیبدن در گمانه ۲ مربوط به عمق های مختلف بوده و پیوسته نیستد. مقدار مولیبدن در کانسارهای مس پورفیری دنیا از ۵۰ تا ۳۰۰ گرم در تن تغییر می کند و متوسط مقدار آن در حدود ۱۷۵ گرم در تن است (Sillitoe, 2010). در بخش های پرعیار مولیبدن در منطقه کهنگ غربی مثل گمانه ۲ مقدار بیشینه مولیبدن به ۶۴۴ گرم در تن (متوسط ۳۳۰ گرم درتن) می رسد که در حدود دو برابر کانسارهای مس پورفیری می باشد. از اینرو کانی سازی کهنگ غربی از نوع مس _ مولیبدن است.

Number of C	ore	KAG-01	KAG-02	KAG-58	KAG-68	KAG-69	KAG-70
Number of samples	f	219	138	201	203	251	225
Number of Co Number of samples Mean Median Mode Std. Deviati Variance Skewness Kurtosis Minimum Maximum		40.68	79.56	10.97	54.94	12.53	3.96
Median		26.8	45.8	9.6	44.6	4.3	1.5
Mode		13	22.9	3.8	17.1	1.06	1.33
Std. Deviati	on	51	110.92	7.12	47.18	29.51	13.78
Variance		2624	12304	50.75	2226	871	190
Skewness		4.29	3.41	1.66	2.58	8.94	12.56
Kurtosis		23.97	12.85	4.18	7.99	107.08	174
Minimum		1.47	1.03	1.13	1.63	0.92	0.91
Maximum	l	424.7	645	45.3	283	389	197
	25	15.5	23.425	6.3	29.2	1.33	1.18
Percentiles	50	26.8	45.8	9.6	44.6	4.3	1.5
	75	46	86.2	14.2	63	13.3	3.2

جدول ۵-۵: پارامترهای آماری عنصر مولیبدن (ppm) بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی هر گمانه اکتشافی.



شکل ۵-۳: نمودارهای تغییرات عیار مولیبدن (ppm) از سطح به عمق در امتداد ۶ گمانه اکتشافی منطقه کهنگ غربی، که گمانه های ۲ و ۶۸ (بویژه گمانه ۲) از مقدار مولیبدن بالاتری نسبت به سایر گمانه ها برخوردار است.

نقره: : نقره از عناصر جانبی مهم در کانسارهای مس پورفیری است. پارامترهای آماری نقره در محدوده کهنگ غربی بطور جداگانه برای هر یک از گمانه های اکتشافی محاسبه شده، و در قالب جدول ۵-۶ ارائه شده است. بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی ۱۲۳۷ نمونه از شش گمانه اکتشافی مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه نقره به ترتیب ۰/۱۶، ۰/۱۴ و ۱۸ گرم در تن است. مقادیر غلظت های معادل ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد فراوانی تجمعی این عنصر به ترتیب ۰/۲۶، ۲۹/۰ و ۰/۳۶ گرم در تن می باشد (جدول ۵ـ۳). مقایسه تغییرات عیار نقره در گمانه های اکتشافی شش گانه نشان می دهد که مقدار متوسط عیار نقره در گمانه های KAG-01، KAG-58 ، KAG-58 ، KAG-01 وKAG-57 به ترتیب ۸۵/۰، ۴۸/۰، ۴۲/۰، ۲۰/۴۲ ۰/۳۳، ۱/۳۵ و ۰/۳۹ گرم در تن است. در گمانه های ۱، ۶۹ و ۶۸ بیشترین عیار نقره مشاهده می شود (جدول ۵-۶). نمودار تغییرات ژئوشیمیایی عیار نقره در امتداد هر یک از گمانه های اکتشافی از سطح به عمق نیز در شکل ۵-۵ ارائه شده است. براساس نمودار شکل ۵-۵ و داده های جدول ۵-۶ بیشترین عیار عنصر نقره در منطقه کهنگ غربی در عمق های ۳۰۰ تا ۳۰۲ متری (۱۸ گرم در تن) از گمانه ۶۹، ۱۲۲ تا ۱۲۴ متری (۱۴ گرم در تن) از گمانه ۱ و ۳۵۸ تا ۳۶۰ متری (۷ گرم در تن) از گمانه ۶۸ است. این مقدار عیار از نظر سنگ شناسی و دگرسانی با سنگ کوارتز دیوریت و دگرسانی های فیلیک و پتاسیک منطبق است. بررسی نمودارهای تغییرات عیار عناصر مختلف در امتداد گمانه اکتشافی نشان می دهد که میان مناطق پرعیار مس و مولیبدن با نقره انطباق چندانی وجود ندارد، دلیل امر اینست که مس و مولیبدن از عناصر معرف کانسارهی پورفیری هستند در صورتیکه نقره بعنوان عنصر فوق کانساری از ردیاب های کانسارهای مسمولیبدن پورفیری محسوب می گردد. مقدار نقره در کانسارهای مس پورفیری دنیا از ۲/۲ تا ۵ گرم در تن تغییر می کند (Sillitoe, 2010). مقدار متوسط نقره در منطقه کهنگ غربی در حدود ۰/۴۲ گرم در تن است و با دامنه عیار این عنصر در کانسارهای مس و مس ـ موليبدن پورفيري همخواني دارد.

Number of Co	ore	KAG-01	KAG-02	KAG-58	KAG-68	KAG-69	KAG-70
Number of samples	f	219	138	201	203	251	225
Mean		0.58	0.48	0.42	0.33	0.35	0.39
Median		0.3	0.37	0.37	0.25	0.24	0.29
Mode		0.29	0.33	0.36	0.25	0.22	0.27
Std. Deviati	on	1.32	0.35	0.26	0.51	1.15	0.46
Variance		1.75	0.12	0.07	0.26	1.32	0.21
Skewness		7.00	3.10	7.86	10.33	15.01	5.70
Kurtosis		58.27	9.80	73.43	119.73	232.23	34.90
Minimum		0.26	0.26	0.25	0.19	0.16	0.21
Maximum		14.1	2.2	3.2	6.6	18.1	3.9
	25	0.28	0.32	0.32	0.24	0.21	0.26
Percentiles	50	0.3	0.37	0.37	0.25	0.24	0.29
	75	0.34	0.45	0.42	0.29	0.28	0.34

جدول ۵-۶: پارامترهای آماری عنصر نقره (ppm) بر اساس داده های لیتوژئوشیمیایی هر گمانه اکتشافی.



شکل ۵-۴: نمودارهای تغییرات عیار نقره (ppm) از سطح به عمق در امتداد ۶ گمانه اکتشافی منطقه کهنگ غربی، که گمانه های ۱، ۶۹ و ۶۸ (بویژه گمانه ۱) از مقدار نقره بالاتری نسبت به سایر گمانه ها برخوردار است.

طلا: در منطقه کهنگ غربی تمامی نمونه های گمانه های اکتشافی شش گانه بطور سیستماتیک برای طلا تجزیه نشده است، بلکه تعداد ۴۰۶ نمونه از کل ۱۲۳۷ نمونه از گمانه های ۵۱- KAG و KAG 58 و برای طلا تجزیه شده است. مقدار طلا در این نمونه ها از ۵ تا ۳۰۰ میلی گرم در تن تغییر می کند که متوسط آن ۳۵ میلی گرم در تن است. و مقادیر بیشینه طلا مربوط به عمق های ۸۵ تا ۱۰۰ متری و ۲۹۰ تا ۲۹۲ متری از گمانه ۲ است. این مقدار عیار از نظر سنگ شناسی و دگرسانی با سنگ کوارتز دیوریت و دگرسانی های فیلیک و کلریتی منطبق است. بررسی ها نشان از همبستگی مثبت متوسط تا بالا میان مس و طلا (۴۸/۱۰=۲۳)در کانی سازی کهنگ غربی است (شکل ۵–۶)، در حالیکه هبستگی معنی داری میان طلا با عناصر مولیبدن، سرب، روی، آهن و نقره مشاهده نمی شود. مقدار طلا در کانسارهای مس پورفیری دنیا از ۴ تا ۳۵۰ میلی گرم در تن تغییر می کند (Sillitoe, 2010). دامنه تغییرات عیار طلا در منطقه کهنگ غربی (۵ تا ۳۰۰ میلی گرم در تن) با دامنه عبار این عنصر در کانسارهای مس و مسمولیبدن پورفیری کاملاً همخوانی دارد.



شکل ۵-۵: همبستگی مثبت متوسط تا بالا میان مس و طلا بر پایه ۴۰۶ نمونه گمانه های اکتشافی کهنگ غربی.

۵-۳-۲ تحلیل های ژئوشیمیایی دو متغیره

در تحلیل های ژئوشیمیایی دو متغیره از محاسبه و رسم ضرائب همبستگی عناصر استفاده شده است. ضریب همبستگی و بررسی تغییرات آن در مراحل اکتشافی و به ویژه در اکتشافات ژئوشیمیایی کاربرد گسترده ای دارد. برای محاسبه ضرایب همبستگی از تابع ضریب همبستگی پیرسن که تابع توزیع نرمال می باشد، استفاده شده است. که نتایج آن به صورت ماتریس ضرایب همبستگی در جدول ۵-۷ آورده شده است. این ماتریس ها با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی ۱۳۳۷ نمونه لیتوژئوشیمیایی (بدون تفکیک نمونه ها بر اساس منطقه بندی ژئوشیمیایی و دگرسانی) از شش گمانه اکتشافی کهنگ غربی محاسبه گردیده است. بطوریکه از داده های جدول پیداست مس با مولیبدن (بعنوان عناصر معرف کانسارهای مسمولیبدن پورفیری) دارای همبستگی مثبت بالا و عناصر سرب، روی و نقره (بعنوان عناصر ردیاب و نشانه کانسارهای مسمولیبدن پورفیری) با همدیگر همبستگی مثبت بالایی دارند. چنین

جدول ۵-۷: ماتریس ضرایب همبستگی عناصر به روش پیرسن و بر پایه لگاریتم داده های لیتوسنگ ژئوشیمیایی گمانه های حفاری (۱۲۳۷ نمونه) در سطح اعتماد ۹۹ درصداست.

Cu	1					
Мо	0.47	1				
Pb	0.02	0.06	1			
Zn	0.15	0.08	0.62	1		
Fe	0.17	-0.13	0.19	0.25	1	
Ag	0.13	0.12	0.67	0.55	0.27	1
	Cu	Мо	Pb	Zn	Fe	Ag

در گام بعدی نمونه های مربوط به دگرسانی های پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک تفکیک شده و برای نمونه های هر دگرسانی بطور جداگاه و مانند روش فوق جدول ماتریس همبستگی محاسبه شده است (جدول ۵ـ ۸ ۸ ۵ C و D). در دگرسانی پتاسیک همبستگی بالا میان مس با عناصر مولیبدن و آهن، و نیز همبستگی منفی مولیبدن با آهن معنی دار است و این همبستگی ها با همیافتی کالکوپیریت و مگنتیت در این منطقه دگرسانی توجیه می گردد. در طبقه بندی رگه ها در بخش کانه نگاری مشخص است که مگنیت و مولیبدنیت با همدیگر ظاهر نمی شوند (جدول ۵ـ ۸ ۸). در دگرسانی فیلیک مس با مولیبدن همبستگی مثبت دارند ولی همبستگی این دو عنصر با آهن منفی است، چونکه مگنتیت در منطقه دگرسانی فیلیک تشکیل نمی شود (جدول ۵ـ۸ B). در منطقه دگرسانی آرژیلیک از همبستگی میان عناصر معرف کانساری مثل مس و مولیبدن کاسته شده، و در مقابل همبستگی عناصر فوق کانساری پورفیری ها مثل سرب، روی و نقره برجسته تر می شود (جدول ۵ـ۸ C). برای اینکه منطقه دگرسانی آرژیلیک مناسب تمرکز مس و عناصر همراه نیست. در منطقه دگرسانی پروپیلیتیک از میزان همبستگی عناصر کاسته می شود (جدول ۵ـ۸ D).

جدول ۵-۸: ماتریس ضرایب همبستگی عناصر به روش پیرسن و بر پایه لگاریتم داده های ژئوشیمیایی در سطح اعتماد

CU	1					Α
Мо	0.6	1				
Pb	0.2	0.2	1			
Zn	0.2	0.1	0.7	1		
Fe	0.4	-0.01	0.1	0.3	1	
Ag	0.2	0.1	0.6	0.6	0.2	1
	Cu	Мо	pb	Zn	Fe	Ag

						С
CU	1					
Mo	0.2	1				
Pb	-0.1	0.0	1			
Zn	0.0	0.0	0.7	1		
Fe	0.1	0.1	0.3	0.3	1	
Ad	0.1	0.2	0.7	0.7	0.5	1
. 19	Cu	Mo	da	Zn	Fe	Aa

							в
CU	1						
Мо	0.4	1					
Pb	-0.1	-0.1	1				
Zn	0.1	0.0	0.6	1			
Fe	-0.1	-0.2	0.2	0.2	1		
Αa	0.1	0.1	0.7 [′]	0.5	0.3	1	
9	Cu	Мо	pb	Zn	Fe	Ag	

							D
cu	1						
Mo	0.2	1					
Pb	0.2	-0.2	1				
Zn	-0.2	-0.4	0.3	1			
Fe	0.3	-0.5	0.4	0.2	1		
Ag	0.9	0.4	-0.02	-0.1	0.2	1	
1	Cu	Мо	pb	Zn	Fe	Ag	

۹۹ درصد، A) برای ۴۷۸ نمونه از دگرسانی پتاسیک، B) برای ۷۲۸ نمونه از دگرسانی فیلیک، C) برای ۴۹۵ نمونه از دگرسانی آرژیلیک، و D) برای ۲۷ نمونه از دگرسانی پروپیلیتیک.

۵-۳-۳ تحلیل های ژئوشیمیایی چند متغیره

در تحلیل های ژئوشیمیایی چند متغیره از تکنیک تجزیه عاملی استفاده شده است. تجزیه عاملی تکنیکی آماری است که بین مجموعه ای فراوان از متغیرهایی که به ظاهر بی ارتباط هستند، رابطه خاصی را تحت یک مدل فرضی برقرار می کند. فرض اساسی در بکارگیری این روش، وجود الگوی زیر بنایی یا مدلی خاص در تعیین مفاهیم پیچیده ارتباطی بین متغیرها (در اینجا عناصر) است. در محدوده اکتشافی کهنگ، تجزیه عاملی بر روی ۱۲۳۷ نمونه گمانه های اکتشافی محاسبه گردیده است. مقدار MMO محاسبه شده ۲۶/۰اعتبار تجزیه عاملی انجام شده را در حد خوب نشان می دهد. نتایج تحلیل عاملی در جدول ۵ـ۹ ارائه شده است. داده های این جدول حاکی است که ۲ عامل اول حدود ۶۴ درصد از فراوانی تجمعی جامعه را پوشش می دهند. در منحنی صخره ای شکل ۵ـ۷ مولفه های با

Total Variance Explained				Extraction Sums of Squared			Rotation Sums of Squared		
Component Initial Eigenvalues			Loadings			Loadings			
	Total	% of	Cumulative	Total	% of	Cumulative	Total	% of	Cumulative
		Variance	%		Variance	%		Variance	%
1	2.42	40.25	40.25	2.42	40.25	40.25	2.35	39.12	39.12
2	1.42	23.70	63.95	1.42	23.70	63.95	1.49	24.83	63.95
3	0.97	16.19	80.14						
4	0.48	8.03	88.16						
5	0.41	6.83	94.99						
6	0.30	5.01	100.00						

جدول ۵-۹ : نتایج تحلیل عاملی بر اساس لگاریتم داده های ۱۲۳۷ نمونه گمانه اکتشافی در منطقه کهنگ غربی.





شکل۵-۶: منحنی صخره ای برای جداسازی عامل های معتبر، عامل های با مقدار ویژه بالای ۱ بعنوان معتبر هستند.

مقادیر عاملی چرخش یافته برای شش عنصر در منطقه کهنگ غربی در جدول ۵ـ۱۰ آورده شده است. در هر عامل، عناصر با مقدار عاملی بیش از ۰/۵ بعنوان عناصر غنی شده، و آنهایی با مقدار کمتر از

۰/۵_ بعنوان عناصر تهی شده تلقی می شوند. در عامل ۱ از جدول ۵-۱۰ عناصر سرب، روی، نقره، ($\pm \bar{1}$ هن) غنی شدگی دارند، همیافتی این عناصر در عامل اول بیان از گسترش ناحیه ای آنها دارد و \pm نتيجه تحليل عاملي بيشتر تحت تاثير رفتار ژئوشيميايي عناصر مذكور قرار مي گيرد. اين عناصر بعنوان عناصر فوق کانساری در کانسارهای پورفیری مطرح هستند. اگر نمونه ها از محیط سطحی و رخنمون ها برداشت می شد چنین نتیجه ای امیدوار کننده بود و نوید از وجود کانسار مستعد در عمق می داد. از آنجایی که این تحلیل ها بر پایه داده های گمانه های اکتشافی عمیق تا ۵۰۰ متر صورت گرفته است، حضور عناصر سرب، روی و نقره در عامل اول امیدوار کننده نیست. در عامل دوم عناصر مس و مولیبدن غنی شدگی دارند و بعنوان عناصر معرف کانسار پورفیری مطرح هستند. حضور این عناصر در عامل دو بیانگر توزیع محلی و گسترش محدود آنها است و بیان از فقدان و یا نبود نمونه های پرعیار با تعداد زیاد در جامعه می باشد و این از ویژگی های کانسارهای کم عیار و غیر اقتصادی است.

جدول ۵-۱۰ : مقادیر عاملی چرخش یافته در منطقه کهنگ غربی، غنی شدگی سرب، روی و نقره در عامل اول و غنی شدگی مس و مولیبدن در عامل دوم نمایان است. چنین همیافتی عنصری از کانسارهای مسمولیبدن پورفیری انتظار

	1	2
cu	0.091	0.839
Mo	-0.010	0.869
pb	0.861	0.008
Zn	0.819	0.112
Fe	0.467	-0.044
Ag	0.842	0.125

رود.	مے
	6
فمل ششم

میانبارهای سیال

۶–۱– مقدمه

سنگ ها تحت ثاثیر سیالات گرمابی دچار دگرسانی میشوند. سیالات گرمابی با تاثیر بر سنگ اولیه و کانه های تشکیل دهنده آن باعث تجزیه سنگ ها و کانی ها، جابجایی و حمل عناصر، رسوب آنها در محلهای دیگر و در نهایت تشکیل کانی سازی میشوند. از اینرو، مطالعه مشخصات میانبارهای سیال از قبیل دما، شوری، چگالی، ترکیب شیمیایی و ... برای درک بهتر فرایندهای تشکیل یک کانسار لازم است. همزمان با رشد بلورها به علت ناهمسانی هایی که تحت تاثیرعوامل متعدد در رشد آنها روی میدهد، فضاهایی درسطوح رشد بلور ایجاد شده و یا در ضمن رشد، درزههایی در بلور ایجاد می شود که در آنها قطرات و یا ادخال های از سیالی که کانی از آن تشکیل به دام میافتد. این قطرات بدام افتاده را میانبارهای سیال نامگذاری میکند. با اندازه گیری ویژگیهای آنها (دما، چگالی، شوری، فشار و..) می توان به ویژگیهای سیالی که این کانی از آن شگل گرفته است، پی برده شود. اگر این کانی بصور ت مستقیم با کانه سازی در ارتباط باشد، در آن صورت میتوانیم با مطالعه میانبارهای سیال به دام افتاده در این کانه، به ویژگیهای سیالی که باعث کانه سازی شده نیز پی برد. در این فصل به ترتیب نحوه انتخاب نمونه، پتروگرافی میانبارهای سیال (مطالعه و انتخاب مقاطع داری میانبار سیال از مقاطعی که فاقد میانبار هستند، تفکیک میانبارها از لحاظ زمان تشکیل و نسبت فازهای تشکیل دهنده)، آزمایش میکروترمومتری (محاسبه دما، فشار، شوری، چگالی و..)، بررسی نحوه تکامل سیال، مقایسه مشخصات بدست آمده برای سیال با مشخصات محاسبه شده برای سیالات به وجود آورند انواع تیپ کانسارها ارائه می شود.

۶–۲– نحوه انتخاب نمونه مناسب برای مطالعه میانبارهای سیال و آماده سازی مقاطع دوبر صیقلی

بهترین روش، دستگاه، افراد متخصص اگر دریک آزمایش در کنار هم جمع شوند. باز هم اگر در مرحله انتخاب نمونه و نمونه برادری خطایی باشد، قادربه ارائه نتیجه مطلوب نخواهند بود. بدین جهت در این بخش به چگونه ای انتخاب نمونه مناسب، تهیه مقطع دوبر صیقلی پرداخته شده است. انتخاب نمونه مناسب بر اساس محیط زمین شناسی که نمونه در آن ظاهر شده و محدوده کانی های موجود صورت می گیرد. کوارتز به علت رخداد زمینشناسی گسترده، شفافیت و به دام انداختن میانبارهای نسبتاً بزرگ، بهترین گزینه بوده و بیشترین شانس موفقیت را دارد. در نمونههای مات و شیری میانبارها در صورت وجود، کوچک خواهند بود، در رگههای گرمابی بهترین نمونهها از بلورهای درشت، خوب توسعه یافته و شکلدار تهیه می شوند، که در داخل حفرات تشکیل شدهاند (سیمونز، ۱۳۸۶). در محدوده های اکتشافی، نمونههای شفاف و درشت بلور کانی مورد نظر را، از محلهای کانیسازی، جهت تهیه مقاطع دو بر صیقلی و مطالعات سیالات درگیر آن برداشت می شود. به منظور کاهش هزینهها، صرفهجویی در وقت و گرفتن بهترین نتایج از مطالعات میانبارهای سیال ابتدا میبایست مطالعات جامعی از زمین-شناسی، دگرسانی، رخدادهای کانیسازی، آنومالیهای ژئوشیمیایی، پتروگرافی و توالی پاراژنز منطقه مورد مطالعه انجام داد. پس از این مراحل میتوان نمونههایی را که پاراژنز با کانیسازی منطقه هستند و بهترین نتایج را تولید می کنند انتخاب نمود. سپس مطالعات پتروگرافی و دماسنجی بر روی میانبارهای سیال صورت می گیرد. با توجه به داده های بدست آمده ترسیم نمودارها مناسب و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی میانبارهای سیال کانهساز در مرحله آخر انجام می پذیرد . معمولا به دلیل ریز بودن برخی سیالات تعداد میانبارهای سیال مطالعه شده برای شوری کمی کمتر از تعداد میانبارهای سیال مطالعه شده برای دماسنجی هستند .برای آماده سازی نمونهها، نمونههای مورد نظر را که قبلاً در مطالعات مقطع نازک و یا مقطع نازک صیقلی انتخاب کرده و پس از برشهای نازک کانیها، هر دو سطحشان را صیقل داده می شود. ضخامت نهایی به اندازه و فراوانی میانبارها و شفافیت کانی بستگی

دارد. ضخامت بین ۲/۲ تا ۲/۵ میلیمتر برای بیشتر نمونهها توصیه می شود. ضخامت مقاطع تهیه شده حدود ۲/۳ میلیمتر میباشد. با توجه به وجود تعداد بی شماری میانبارهای سیال در یک نمونه، مطالعه همه سیالات ضروری و امکان پذیر نیست. لذا لازم است فقط برخی از انها انتخاب و مطالعه شوند. در مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال میتوان انواع میانبارهای سیال اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب را شناسایی کرد. همچنین اندازهی آنها در مطالعات میکروسکوپی بین ۲ تا ۶ میکرون و یا بیشتر تغییر میکنند. ابعاد و گاهی ترکیب فازهای دختر موجود در سیالات درگیر نیز در مطالعات پتروگرافی تعیین میشوند. در اکثر میانبارهای سیال ماده اصلی آب و پس از آن دیاکسیدکربن و نمک است. تعیین فاز غالب نیز دارای اهمیت زیادی در مطالعه میانبارهای سیال است. شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانهدار در ذخایر مختلف بسیار متنوع است. در شرایط متفاوتی از Eh ، pH، دما، فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد، عمق و ... پاراژنز کانیایی خاصی به وجود می ورند. همین امر سبب اختلاف در نوع و ترکیب کانی شناسی و به وجود آمدن دگرسانی ها و منطقه بندی کانی های گوناگون در کانسارها می گردد. ترکیب شیمیایی محلول کانهدار ارتباط مستقیمی با ترکیب شیمیایی ماگمای مادر دارد. ترکیب شیمیایی ماگمای مادر نیز براساس موقعیت تکتونیکی، نوع موادی که در منشا ذوب می شوند، درصد ذوب، میزان تفریق و درصد آمیختگی و ذوب سنگهای مسیر تغییر می کند. ترکیب شیمیایی محلول کانهدار می تواند شامل یکسری مواد اصلی و فرعی، لیگاندهای خاص و مواد فلزی باشد (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۱). منشا محلول كانهدار مي تواند ما كمايي، سطحي، دكر كوني و غيره باشد. اين منشا توسط بررسي ايزوتوپ-های پایدار اکسیژن و هیدروژن و مطالعات میانبارهای سیال مشخص می گردد. دمای محلول کانهدار نیز به منشا محلول بستگی دارد. سیالاتی که منشا ماگمایی دارند، دمای زیادی داشته و با دور شدن از توده نفوذی و مخلوط شدن آبهای جوی دمای محلول کانهدار به شدت کاهش می یابد. دمای محلول از مطالعه میانبارهای سیال و بررسی ایزوتوپهای پایدار میتوان مشخص نمود که دماسنجی میانبارهای سیال مطمئن ترین روش است (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۱) میزان شوری محلول نیز می تواند از ۰/۱ تا ۶۰ درصد متغییر باشد. بیشترین شوری مربوط به محلول ماگمایی است. دگرسانی هایی که در ذخایر

پورفیری مستقیماً تحت تاثیر محلولهای ماگمایی ایجاد میشوند، شوری بیش از ۲۰ درصد دارند، در حالیکه کمترین غلظت NaCl مربوط به کانسارهای گرمابی است که آبهای زیرزمینی بیشترین نقش را در تشکیل آنها ایفا نمودهاند (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱). فلزات در محلول توسط کمپلکسهای متفاوتی از جمله کمپلکسهای کلریدی و بیسولفیدی حمل میشوند که تغییر هریک از شرایط Hp ، دما، فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد و غیره میتواند باعث پایداری فلز در محلول و یا تهنشست آنها گردد (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱). مطالعه سیالات درگیر روشی مهم برای تعیین دما و شوری محلول کانهدار، منشا آن و تغییرات فیزیکوشیمیایی در تکامل سیال است (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱). نکته مهم و دارای اهمیتی که در قسمت مقدمه نیز درباره آن سخن گفته شده است. بررسی همزمانی (پاراژنز) بین کانی دارای میانبار سیال با کانه و کانه سازی و در صورت امکان مشخص کردن نوع کانی و کانه همراه، در صورت وجود چند نسل از همراهی کانی با کانه است. ا ین کار در فصول پتروگرافی و مینراگرافی و قبل از مشخص کردن و ارسال نمونه ها برای تهیه مقاطع دوبر صیقلی انجام شده است. بسته به پیچیدگی توالی پاراژنز،کانی های دارای میانبار سیال، اقدام به انتخاب نمونه ها مناسب با تعداد مناسب شده است نتیجه این مراحل منجر به انتخاب ۶ نمونه جهت تهیه مقاطع دوبر صیقلی و مطالعه بیتروگرفی میانبارهای سیال شده است، که مشخصات آنها در جدول *2*-۱ درچ شده است.

جدول ۶-۱ : مشخصات نمونه های انتخابی برای مطالعه میانبارهای سیال شامل شماره نمونه، سنگ میزبان، دگرسانی غالب، گمانه اکتشافی، عمق نمونه برداری،کانی وکانههای مشاهده شده، نوع رگه کانه ساز.

رديف	شماره نمونه	مقاطع نازک لمی سنگ میزبان	حاصل برسی ،صیق دگرسانی	شمارہ گمانہ	عمق برداشت	کانی و کانه مشاهده در این نمونه	نوع رگه براساس نظرSillito,2010
١	L5	آندزيت	فيليک	۶۸	194-197	کوارتز، سرسیت، کالکوپیریت، پیریت	D
۲	L6	آندزيت	فيليک	۶۸	774-274	كوارتز،كالكوپيريت،پيريت	A ₂
٣	L11	ديوريت	فيليک	۶۹	49444	كوارتز، كلريت، مگنتيت	A ₁
۴	L16	آندزيت	پتاسیک	γ.	410-408	كوارتز،سرسيت،كالكوپيريت ،پيريت	D
۵	L13	آندزيت	پتاسیک	٧٠	۲۷۲-۲۷۰	كوارتز،تورمالين،پيريت	Т
۶	L23	ديوريت	فيليک	٠٢	148-144	كوارتز،موليبدن كالكوپيريت،پيريت	В

۶–۳– پتروگرافی مقاطع دوبر صیقلی

مطالعه میانبارهای سیال روشی مهم برای تعیین دما و شوری محلول کانهدار، منشا آن و تغییرات فیزیکوشیمیایی در تکامل سیال است (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱). به منظور مطالعه پتروگرافی میانبارهای سیال منطقه اکتشافی از میکروسکوپ پلاریزان مدل زیمنس آلمان استفاده شد است. این میکروسکوپ دارای نور عبوری بوده و قابلیت مطالعه میانبارهای سیال و کانیها را دارا میباشد. در این مطالعات نوع میانبارهای سیال، فاز غالب، شکل، طول، عرض و قطر آنها اندازه گیری شد.

۶–۳–۱ تفکیک میانبارها سیال از نظر زمان تشکیل

برحسب آنکه میانبارهای سیال در چه مرحله ای از رشد بلور به دام افتاده باشد، به سه گروه اولیه، ثانویه وثانویه کاذب تقسیم میشوند. هریک از این میانبارها دارای ویژگیها و مشخصات خاص خود میباشند. میانبارهای سیال اولیه، دارای بالاترین دما تشکیل، منشا مشترک با سیال سازنده بلور، جهت یافتگی در امتداد رشد بلور، قاعده ای مسطح و نوک تیز (مخروطی شکل) و پراکنده بوده در تمامی بلور میزبان فاقد ارتباط با شکستگی ها هستند. میانبارهای سیال ثانویه فاقد منشا مشترک با سیال سازنده بلور، جهت یافتگی در امتداد شکستگی ها هستند. میانبارهای سیال ثانویه فاقد منشا مشترک با سیال سازنده مورت توزیع خطی نام نهاد، این میانبارها بصورت نازک، مسطح و یا نامنظم تا مرز بلور ادامه می یابند (Goldstein, 2003). این گروه از میانبارها خود به دوگروه ۱۰میانبارهای که حاصل تغییر شکل شکننده هستند. ۲- میانبارهای که حاصل تغییرشکل پلاستیک هستند. میانبارهای سیال ثانویه کاذب ترکیب شیمیایی و دمای مشابه با میانبارهای سیال اولیه دارند (Roedder, 1984). میانبارها سیال ثانویه کاذب ترکیب شیمیایی و دمای مشابه با میانبارهای سیال اولیه دارند (Goldstein, 2003). میانبارها سیال ثانویه کاذب

۶–۳–۲ تفکیک میانبارهای سیال از نظر نسبت فازههای تشکیل دهنده

برحسب آنکه میانبار سیال از چه فازهایی (مایع ،گاز و جامد) تشکیل شده و نسبت این فاز ها در هر یک از میانبارها چگونه است، میتوان میانبارها را به طور کلی به سه گروه، تک فازی، دو فازی، چند فازی تقسیم کرد. هریک از این میانبارها، دارای ویژگیهای مخصوص بخود است. در ادامه به ذکر خلاصه از ویژگیهای هریک از این گروه ها می پردازیم. تک فازی، این گروه از میانبارها تنها داری یکی از سه فاز مایع ،جامد و یا گازهستند. دوفازی، این گروه شامل نسبت های متفاوتی از دوفاز (مایع گاز، مایع جامد، جامد – گاز) هستند. میانبارها چند فازی، دارای هر سه فاز مایع ،گاز و جامد هستند. بسته به امکانات موجود و ویژگیهای مانبارهای سیال در منطقه مورد مطالعه بیشتر میانبارهای سیال از نوع دوفازی و سه فازی میباشد که در ادامه به ذکر جزئیات آنها در نمونه ها مورد مطالعه پرداخته شده است.

۶–۳–۳ مطالعات پتروگرافی میانبار سیال در منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه، تعداد شش نمونه مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفته است، که مشخصات هر کدام بطور جداگانه توصیف می گردد:

نمونه L-S در این نمونه تنها سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی L+V مشاهده می شود. اندازه این میانبارها به طور میانگین ۴ میکرون و بزرگترین میانبارآن حدود ۵ میکرون می باشد. این میانبارها اکثرا شکل دار و میله ای و به اشکال کشیده و بیضوی می باشند. میانبارهای ثانویه در این مقطع مشاهده نمی شود.

نمونه L4 و تک فازی L مشاهده می شود. اندازه این سیالات به طور میانگین بین ۵ تا ۶ میکرون می باشد. سیالات اولیه اکثرا شکل دار و زاویه دار و به اشکال کشیده، مثلثی و چهارضلعی های نامنتظم دیده می شود. سیالات ثانویه آن به صورت دو فازی L+V و با اندازه کمتر از ۵ میکرون مشاهده می شود. **نمونه L11:** در این نمونه سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی L+V با اندازه میانبارها به طور میانگین بین ۵ تا ۷ میکرون مشاهده می شود. سیالات اولیه اکثرا کشیده، مثلثی، بیضوی و چند ضلعی شکل و سیالات ثانویه به صورت دو فازی L+V و با اندازه کمتر از ۵ میکرون مشاهده می شود.

نمونه L13 در این نمونه سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی L+V و تک فازی V با اندازه میانبارهای به طور میانگین ۵ میکرون و سیالات اولیه اکثرا شکل دار و کشیده دیده می شود. برخی میانبارهای سیال همراه با اکسیدهای آهن و به صورت O +V+U و سیالات ثانویه آن به صورت دو فازی L+V و با اندازه کمتر از ۵ میکرون مشاهده می شود.

نمونه L16 در این نمونه سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی L+V، اندازه میانبارها به طور میانگین بین ۵ تا ۷ میکرون و بزرگترین میانبار در این مقطع حدود ۷ میکرون میباشد. سیالات اولیه اکثرا شکل دار نامنظم و به اشکال کشیده، مثلثی شکل و سیالات ثانویه آن به صورت دو فازی L+V و با اندازه کمتر از ۵ میکرون به فراوانی مشاهده می شود.

نمونه L23 در این نمونه سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی L+V و تک فازی L و تک فازی V و است. است. اندازه این سیالات به طور میانگین بین ۵ تا ۶ میکرون می باشد. سیالات اولیه اکثرا شکل دار و زاویه دار و به اشکال کشیده، مثلثی، بیضوی شکل و سیالات ثانویه کاذب با حالت دم بریدگی به صورت دو فازی L+V و با اندازه حدود ۲ میکرون مشاهده می شود.

۶-۴- محاسبات ترمو بارومتری

این آزمایش از نوع آزمایشات غیر مخرب و و براساس تغییر در دما و تبدیل یک فاز به فازی دیگر در میانبارهای سیال و اندازه گیری دما تبدیل بین دو فاز و مقایسه این دما با نمودارهای الگو و سیس محاسبه ویژگی های میانبارهای سیال از لحاظ دما، شوری و محاسبه فشار میباشد. در ادامه به بررسی این مراحل در محاسبات ترموبارومتری پرداخته شده است. در حال حاضر سه نوع صفحه گرمایی و انجماد مورد استفاده محققین این رشته قرار می گیرد که عبارتند از: صفحات چایکس مکا (Chaixmeca)، صفحات لینکام، و صفحات رینولدز (Reynolds). دو صفحه لینکام و رینولدز دارای کیفیت و کارایی بهتری می باشند. تغییرات فازی در سیالات درگیر طی آزمایش گرمایی و سرمایی در دستگاه میکروسکوپی لینکام، مجهز به پلاتین گرمایی– سرمایی در دانشگاه پیام نور مشهد اندازه گیری شد. صفحه لینکام دارای قابلیت های بسیاری بوده و دارای حجم و وزن کمتری نسبت به انواع صفحات دیگر است. دستگاه دارای صفحه نمایشگر بوده و قابلیت انجام آزمایش گرمایی و سرمایی را در یک مرحله دارد. پلاتین دارای اتاقک گرمایی و سرمایی بسیار کوچک و بر روی صفحه ثابت میکروسکوپ قرار می گیرد. تجهیزات دیگر شامل کامپیوتر، دوربین عکاسی فیلمبرداری متصل به نمایشگر، مخزن ازت مایع و همچنین پمپهای مکش به منظور ایجاد خلا و تزریق ازت به اتاقک گرمایی و سرمایی است. میکروسکوپ دارای لنزی با بزرگنمایی X۵۰ است، که کیفیت و وضوح بسیار خوبی دارد. حداکثر دمای قابل اندازه گیری با این دستگاه C°600 و حداقل C°190-است. فلاسک گاز توسط سیم مسی با محافظ لاستیک سیلکونی به صفحه اصلی متصل شده که این نوع لاستیک در سرمای بسیار زیاد نمی شکند. نرم افزار مورد استفاده این دستگاه Linksys 32 می باشد. حرارت همگن شدن یا Th در همه سیالات درگیر به روش گرمایش اندازه گیری شد.

۶-۴-۱ محاسبه دما و روش آن

به طور کلی اصطلاح انجماد به فرایندی گفته میشود، که طی آن یک میانبار سیال به زیر دمای اتاق سرد می شود، تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود. به طور کلی جامد نمودن همه فازهای درون میانبار سیال است. البته این اصطلاح شامل تمام تغییرات فازی است، که در هنگام سرد کردن نمونه به زیر دمای اتاق صورت می گیرد. این مطالعات مکمل مطالعات دماسنجی است و در صورت امکان باید هر دو آزمایش بر روی یک میانبار سیال صورت گیرد. نتایج بدست آمده از طریق انجماد زیاد است. اما اساسا شامل تعیین ترکیب و چگالی سیال است. به همین جهت این مطالعات برای تفسیر دادههای حاصل از همگن شدگی مهم هستند (باقری، ۱۳۸۹). برای سیستم های آبگین آب و نمک مطالعات انجماد بهترين روش براي تعيين شوري ميانبار سيال أبكين است. زيرا كاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه مستقیم با نمک موجود در محلول است. این امر با اندازه گیری دمای ذوب نهایی یخ TM در هنگام حرارت دادن مجدد سیال در گیری که قبلا منجمد شده قابل حصول است. البته این میزان برای نمک های مختلف متفاوت است. به دلیل اینکه تشخیص نمک در سیال درگیر مشکل است. معمولا دمای ذوب یخ به صورت معادل وزنی نمک طعام (equ.wt% NaCl) گزارش می شود. خطایی که در این حالت رخ میدهد کمتر از ۵ درصد است. تغییرات فازی دیگری که در هنگام مطالعه سیستمهای نمک– آب باید در نظر گرفت عبارتند از اولین ظهور مایع پس از انجماد کامل (که در این منطقه ابتدا سیالات را تا دمای ۹۰_ درجه سرد شده است) و دیگری ذوب هیدراتهای نمکی است. اولی تحت عنوان دمای اولین ذوب TFM نیز شناخته شد و معادل دمای ائوتکتیک است (باقری، ۱۳۸۹). هنگامی که سیال درگیری سرد شود تا فاز جامد یعنی یخ ایجاد شود، اغلب رفتار ی نیمه پایدار داشته و در مقابل انجماد مقاومت نشان میدهد. به طوریکه این تغییر فاز در دمایی بسیار پایین تر از آنچه انتظار می رود، صورت می گیرد. مقدار سرد شدگی بیش از حد متغیر است. اما دارای رابطه معکوس با اندازه سیال بوده و دارای بیشترین مقدار برای تغییر از حالت مایع به جامد است. مشکل سردشدگی بیش از حد این است که دمای تغییرات فازی هنگام سرد کردن نمونه از ارزش ناچیزی برخوردار است.

به همین دلیل فرایند صحیح و استاندارد این است که ابتدا برای غلبه بر سردشدگی بیش از حد، سیال در گیر را به سرعت منجمد شده است. سپس دما را با سرعت کنترل شده افزایش میدهیم به طوری که بتوان دمای ذوب اولین بخش یخ TFM را با دقت تعیین شود. در واقع این همان دمای انجماد واقعی سیال با شوری خاص است. تغییر $\mathrm{L} o \mathrm{S}$ ناگهانی است و تشخیص آن سخت میباشد. اغلب تنها شاهد این اتفاق ناگهانی یا تغییر شکل حباب بخار است. در این دما توده منجمد شده دارای ظاهری شیشه ای و تا حدودی لکه لکه ای خواهد بود. برای احراز از هر نوع شک نتایج به صورت TM یخ گزارش شد. بنابراین با رجوع به منحنی ذوب یخ در سیستم NaCl-H₂O میتوان مقادیر TM را مستقیما به درصد وزنی NaCl تبدیل کرد. با دانستن دمای همگن شدن و ترکیب سیال می توان چگالی کل را نیز محاسبه کرد. این کار به راحتی با استفاده از جداولی که رابطه بین چگالی، درصد وزنی NaCl را نشان میدهند، نکته قابل توجه در درجه پرشدگی F= VL/(VL+VV) اندازه گیری آن در دما اتاق است. برای سیالات با مقدار NaCl کمتر از ۱۰درصد تقریبا برابر دانسیته آن است. بر عکس با در نظر گرفتن این تقریب اگر شوری و درجه پرشدگی معلوم باشد با استفاده از نمودار میتوان دمای همگن شدگی را تخمین زد. با ادامه گرم کردن، بلورهای یخ بیشترذوب می شوند تاجایی که آخرین بلور یخ ذوب می شود.دمای آخرین ذوب (Tm) بسته به ماهیت نمک موجود فرق می کند.

8-۴-۴ ترمو بارومتری در نمونه ها مورد مطالعه

است. باتوجه به مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال نمونه ها، میانبارهای مناسب انتخاب گردیده و پس از آن به اندازه گیری های میکروتروموبارومتری بر روی آنها اقدام شده است. براساس روش های و نمودارهای مرسوم، به محاسبه فاکتورهای دمای همگن شدگی(T_H)، دمای اولیه ذوب(T_{FM}*)، دمای دوب*(T_M)، میزان شوری، به صورت معادل با نمک طعام (NaCl WT%)،فشار(P(bar)، چگالی(q)، و محاسبه تغییرات فشار نسبت به دمای همگن سازی اقدام شده است. نتایج بررسی ها برای میانبارهای مناسب نمونه های مختلف در ادامه بیان شده است: **نمونه 5L**: در مقطع دوبرصیقلی این نمونه تعداد۲۱ میانبار مورد دما سنجی قرار گرفته است. از این میان برای تعداد ۱۱ میانبار مقادیر هفت پارامتر محاسبه شده است (جدول۶–۲). این مقطع متوسط دمای همگن سازی ۵۱۶ درجه سانتیگراد با متوسط شوری ۲۱/۱۷ معادل نمک طعام و متوسط فشار ۵/۵۲ کیلو بار را دارا میباشد.

رديف	دمای همگن شدن Th	TFm	Tm	WT% NaCl	P(bar)	ዎ (g/Cm3)	dp/dt
1	549	-56.7	-18.2	21.11	653	0.603	5.8
2	500	-56.7	-18.8	21.54	493	0.685	6.7
3	538	-55.4	-18	20.97	619	0.618	5.9
4	545	-55.7	-18.9	21.61	634	0.619	6
5	524	-55.6	-18.6	21.4	569	0.647	6.2
6	533	-55.2	-17.7	20.75	605	0.622	5.9
7	528	-56.1	-18.2	21.11	584	0.636	6.1
8	516	-56	-18	20.97	548	0.652	6.2
9	527	-56.7	-17.9	20.89	583	0.634	6
10	514	-57	-18.3	21.19	514	0.539	6.58

جدول ۶-۲: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L5 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.

نمونه L6 در مقطع دوبرصیقلی این نمونه تعداد ۱۸میانبار مورد دما سنجی قرار گرفته است. از این میان برای ۱۳عدد از این میانبارها مقادیر هفت پارامتر محاسبه شده است (جدول۶–۳). این نمونه دارای متوسط دمای همگن سازی ۴۹۶ درجه سانتیگراد با متوسط شوری۲۰/۱۷ معادل نمک طعام و متوسط فشار ۴/۸ کیلوبار میباشد.

يف	س هم گن رد دن Th	TFm دماو	Tm	WT% NaCl	P(bar)	P (g/Cm3)	dp/dt
1	L 455	5 -55.7	-16.5	19.84	375	0.723	7.3
2	2 480) -56.7	-16.7	19.99	445	0.689	6.7
3	3 497	7 -56.2	-16.8	20.07	496	0.665	6.4
4	488	-55.1	-16.6	19.92	470	0.676	6.5
5	5 510) -55.9	-16.5	19.84	539	0.641	6.1
6	5 515	5 -56.1	-17.2	20.37	550	0.643	6.1
7	489	-56	-17.5	20.6	468	0.686	6.7
8	3 496	5 -55.8	-17	20.22	492	0.669	6.4
9	9 495	5 -56.9	-16.8	20.7	490	0.668	6.4
1	0 490) -56.4	-17.1	20.3	473	0.679	6.6
1	1 501	L -56	-17.3	20.4	505	665	6.4
1	2 515	55.7	-16.9	20.15	552	0.639	6.1
1	3 484	-57.1	-16.4	19.76	459	0.679	6.1
1	4 512	2					
1	5 506	5					
1	6 497	7					
1	7 508	3					
1	8 499)					

جدول ۶-۳: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L6 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.

نمونه 111: در مقطع دوبرصیقلی این نمونه تعداد ۱۷ میانبار مورد دما سنجی قرار گرفته است، که از این میان برای ۱۳عدد از آنها مقادیر هفت پارامتر محاسبه شده است (جدول ۶-۴). این نمونه دارای متوسط دمای همگن سازی ۵۶۲ درجه سانتیگراد با متوسط شوری ۲۲/۳۰ معادل نمک طعام و متوسط فشار ۶/۷ کیلوبار میباشد.

رديف	دمای همگن شدن Th	TFm	Tm	WT% NaCl	P(bar)	Р (g/Cm3)	dp/dt
1	570	-55.2	-21	23.05	698	0.608	6.1
2	563	-56.3	-20.6	22.78	679	0.613	6.1
3	585	-57.2	-20.9	22.98	749	0.583	5.9
4	567	-55.4	-20.8	22.91	690	0.61	6.1
5	570	-55.4	-20	22.38	707	0.595	5.9
6	600	-57.1	-20.4	22.65	805	0.551	5.8
7	583	-56.3	-20.7	22.85	744	0.583	5.9
8	565	-55.4	-20.4	22.65	687	0.608	6
9	568	-56.7	-20.3	22.58	698	0.602	6
10	578	-55.9	-20.6	22.78	728	0.59	5.9
11	589	-56.8	-21.1	23.11	760	0.579	5.9
12	588	-57.1	-21	23.05	758	0.579	5.9
13	576	-57.6	-21.2	23.18	716	0.601	6.1
14	577						
15	568						
16	596						
17	589						

جدول ۶-۴: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L11 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.

نمونه 13ا: در مقطع دوبرصیقلی این نمونه تعداد ۱۵میانبار مورد دما سنجی قرار گرفته است، که از این میان برای ۱۳عدد از آنها مقادیر هفت پارامتر محاسبه شده است (جدول ۶-۵). این نمونه دارای متوسط دمای همگن سازی ۵۶۲/۳۰ درجه سانتیگراد با متوسط شوری ۲۲/۳ معادل نمک طعام و متوسط فشار ۶/۷ کیلوبار دیده میشود.

رديف	دمای همگن شدن Th	TFm	Tm	WT% NaCl	P(bar)	Р (g/Cm3)	dp/dt
1	525	-55.3	-20	22.38	562	0.663	6.4
2	540	-55.6	-20.7	22.85	604	0.649	6.4
3	548	-57.3	-20.3	22.58	633	0.632	6.2
4	550	-55.2	-20.1	22.44	641	0.627	6.1
5	556	-56.3	-20.6	22.78	656	0.624	6.1
6	558	-57.2	-20.4	22.65	664	0.618	6.1
7	570	-55.1	-19.7	22.17	710	0.59	5.8
8	573	-55.9	-19.6	22.1	721	0.584	5.8
9	564	-55	-19.8	22.24	689	0.601	5.9
10	556	-56.3	-19.9	22.31	662	0.615	6
11	578	-56.7	-20	22.38	734	0.582	5.8
12	583	-55.8	-19.6	22.1	755	0.563	5.7
13	588	-55.8	-19.2	21.82	777	0.554	5.6
14	576						
15	570						

جدول ۶-۵: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L13 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.

نمونه 116: در مقطع دوبرصیقلی این نمونه تعداد ۱۹ میانبار مورد دما سنجی قرار گرفته است، که از این میان برای۱۲عدد از انها مقادیر هفت پارامتر محاسبه شده است(جدول ۶-۶). این نمونه دارای متوسط دمای همگن سازی ۵۵۶/۲۰ درجه با متوسط شوری ۲۲/۸ معادل نمک طعام و متوسط فشار ۷/۱ کیلوبار میباشد. این نمونه نسبت به سایر نمونه ها دمای همگن سازی و شوری بالاتری را دارا است.

رديف	دمای همگن شدن Th	TFm	Tm	WT% NaCl	P(bar)	P (g/Cm3)	dp/dt
1	565	-55.2	-21	23.05	682	0.615	6.1
2	570	-55.4	-20.7	بازارتويى	701	0.604	6
3	538	-57.7	-20.6	22.78	599	0.651	6.4
4	578	-57.7	-20.9	22.98	725	0.594	6
5	569	-55.1	-20.4	22.65	700	0.601	6
6	594	-57.1	-20.3	22.58	785	0.56	5.8
7	580	55.2	-21.1	23.11	730	0.593	6
8	600	-56.3	-21	23.05	798	0.56	5.9
9	558	-56.1	-20.6	22.78	662	0.621	6.1
10	567	-57.6	-21	23.05	688	0.612	6.1
11	584	-57.2	-20.5	22.71	749	0.579	5.9
12	536	-57.3	-20.3	22.58	595	0.65	6.3
13	548						
14	562						
15	538						
16	515						
17	527						
18	514						
19	526						

جدول ۶-۶: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L16 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.

نمونه L23: در مقطع دوبرصیقلی تعداد ۱۹ میانبار مورد دما سنجی قرار گرفته که از این میان برای ۱۱ عدد از آنها مقادیر هفت پارامتر محاسبه شده است (جدول ۶–۷). این نمونه دارای متوسط دمای همگن سازی ۴۳۵/۵۰ درجه سانتیگراد با متوسط شوری ۱۹/۵معادل نمک طعام و متوسط فشار ۳ کیلوبار میباشد.

رديف	دمای همگن شدن Th	TFm	Tm	NaCl	P(bar)	(g/Cm3)	dp/dt
1	438	-56.8	-16.2	19.6	331	0.743	7.7
2	432	-56.4	-16.5	19.84	315	0.755	7.9
3	430	-56.1	-15.8	19.29	312	0.75	7.9
4	426	-56	-16.3	19.68	301	0.761	8.1
5	424	-55.9	-16.4	19.76	295	0.764	8.2
6	437	-55.7	-16	19.45	329	0.742	7.7
7	414	-56.1	-16.6	19.92	271	0.78	8.5
8	418	-57.2	-16.4	19.76	281	0.772	8.3
9	420	-57	-16.3	19.68	286	0.796	8.3
10	429	-56.5	-15.7	19.21	310	0.75	7.9
11	بازار نويى	-56	-15.6	19.13	326	0.741	7.7
12	459						
13	443						
14	456						
15	437						
16	442						
17	436						
18	440						
19	449						

جدول ۶-۲: نتایج حاصل از اندازه گیری های میکروترموبارومتری برای نمونه L23 شامل دمای همگن سازی، دمای ذوب اولیه، دمای ذوب، میزان شوری، فشار، چگالی و تغییرات فشار نسبت به تغییرات دما.

8-8- تجزيه وتحليل دادها

یکی از مهمترین کار ها بعد از انجام هر آزمایشی دسته بندی و سپس تفسیر اطلاعات حاصل آن آزمایش است. براساس این اصل اقدام به دسته بندی و تفسیر اطلاعات و بررسی رابطه بین فاکتورهای اندازه گیری شده در ترموبارومتری با یکدیگر و با سایر ویژگی های کانی سازی در فصل های قبل، جهت یافتن یک رابطه منطقی بین آنها شده است.

۶–۵–۱ بررسی ار تباط نوع میانبارها با میزان شوری، دمای همگن سازی و فشار میشود. هنگام بررسی و تفسیر اطلاعات حاصل از پتروگرافی و میکروترموبارومتری میانبارهای سیال (دما، شوری)، یک ارتباط و نظم معنی دار میان این پارامترها با نسبت فازهای تشکیل دهنده میانبارها

در منطقه مورد مطالعه ظاهر میشود.

بررسی ار تباط میانبارها با شوری: براساس مطالعه مقاطع تهیه شده از نمونه های که مشخصات آنها در جدول ۶-۱به تفصیل آورده شده است، تمام میانبارهای مورد استفاده جهت ترموبارومتری از نوع دوفازی (L+V) میباشد. بررسی میزان شوری برای هر میانبار و با توجه به مقطع مورد آزمایش به صورت معادل با نمک طعام در جدول های ۲ تا ۷ گزارش شده است. بر اساس این اطلاعات اقدام به رسم نمودار هیستوگرام برای شوری ۷۵ میانبار شده است. با توجه به این هیستوگرام میتوان سه دسته شوری را مشخص کرد. دسته های A با میزان شوری ۱۸/۶ تا ۲۰/۸ و با شوری ۲۰/۲ تا ۲۰۱۸ و C با میزان شوری را مشخص کرد. دسته های A با میزان شوری ۱۸/۶ تا ۱۸/۶ و J با دوفازی(L+۷)هستند، می توان گفت که در این منطقه بر مبنای داده های شوری حداقل سه نسل دوفازی(L+۷)هستند، می توان گفت که در این منطقه بر مبنای داده های شوری حداقل سه نسل میانبار دوفازی(L+۷) وجود دارد که در مناطقی از نظر با هم همپوشانی دارند.



شکل ۶-۴: میزان شوری معادل با نمک طعام برای شش نمونه (L_{11} ، L_{16} ، L_{13} ، L_{5} ، L_{6} ، L_{23}) براساس مطالعات ترموبارو متری بر پایه ۷۵ میانبار سیال در منطقه مس کهنگ غربی.

بررسی ارتباط میانبار ها با دما همگن سازی: با استفاده از اطلاعات حاصل از مطالعه ۱۱۰ میانبار سیال دو فازی (L+V) نمودار هیستوگرام توزیع فراوانی دمای همگن سازی (T_H) رسم شده است. در این منطقه با توجه به اطلاعات حاصل از نمودار هسیتوگرام سه دسته میانبار سیال از نظر دمای همگن سازی قابل تفکیک است: دسته A با دمای همگن سازی ۴۱۲ تا ۴۶۰، B با دمای همگن سازی ۴۵۵ تا ۵۱۵ درجه و C با دمای همگن سازی ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد میباشد.



شکل ۶-۲: نمودار هیستوگرام دمای همگن سازی بر پایه اندازه گیری تعداد ۱۱۰ میانبار از شش نمونه برداشت شده از گمانه های اکتشافی در منطقه مس کهنگ غربی.

بررسی ار تباط میانبارها با عمق تشکیل: با استفاده از داده های حاصل از مطالعات میکروترمومتری که بر روی شش نمونه انجام شده است، عمق بدام افتادن هر یک از میانبارها موجود در شش نمونه محاسبه شده است. برای محاسبه عمق ابتدا اقدام به محاسبه فشار به تله افتادن میانبارها با استفاده از نمودار والتر (۱۹۸۵) و بر اساس دو فاکتور دمای همگن سازی(T_H) و شوری معادل با نمک طعام شده است. جدول های R_- ۲ تا R_- ۷). پس از محاسبه فشار با استفاده از فرمول $P = H.\rho.g$ عمق به تله افتادن میانبارها وزن میادان می می محاسبه می محاسبه می می مانی به محاسبه فشار با استفاده از معاد می معادل با نمک معام شده است. مودار والتر (۱۹۸۵) و بر اساس دو فاکتور دمای همگن سازی(T_H) و شوری معادل با نمک طعام شده می مودار والتر (ماها) و بر اساس دو فاکتور دمای همگن سازی(T_H) و شوری معادل با نمک معام مده می مودار والتر (معای محصوص معرف به تله افتادن با محصوص متوسط طبقات زمین بر حسب گرم بر سانتیمتر مکعب (T/Y)، و شتاب جاذبه زمین بر حسب محرم بر سانتیمتر مکعب (T/Y)، و شتاب جاذبه زمین بر حسب

دین بر سانتی متر مربع (۰/۰۹۸۱) می باشد. کمترین عمق بدام افتادن میانبار سیال متعلق به نمونه L23 و بیشترین عمق بدام افتادن میانبار سیال متعلق به نمونه L11 می باشد (شکل ۶-۳).

بررسی ارتباط بین شوری با عمق به تله افتادن در میانبارها: براساس مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال در شش نمونه مورد آزمایش قرار گرفته و شوری برای هریک از این میانبارها محاسبه شده است (جدول های ۶–۲ تا ۶–۷). به منظور پیدا کردن یک رابطه هدفمند بین میزان شوری با عمق تشکیل میانبار سیال اقدام به رسم نمودار عمق تشکیل بر اساس شوری معادل با نمک طعام شده است (شکل ۶–۴).



شکل ۶-۳:نمودار عمق به تله افتادن میانبارها موجود در هر یک از شش نمونه مورد ازمایش قرار گرفته و نشان دهنده کمترین و بیشترین عمق به تله افتادن میانبارها است.

با استفاده از این نمودار ارتباط بین میزان شوری با عمق تشکیل (به تله افتادن) میانبارها در منطقه کهنگ غربی به صورتی است، که با کاهش عمق تشکیل (به تله افتادن) بسته به نوع میانبارهای نمونه ها، میزان شوری آنها نیز با میزان مشخصی افزایش پیدا می کند. میزان تغییرات عمق تشکیل برای این نمونه ها از ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری و میزان تغییرات شوری بین ۲۳/۱۸ تا ۱۹/۱۳درصد وزنی معادل با نمک طعام است.



شکل ۶-۴: نمودار بررسی ارتباط بین عمق تشکیل (عمق بدام افتادن میانبار سیال) و میزان شوری در میانبارهای دو فازی(L+V)، به تفکیک هر یک از نمونه های در منطقه مس کهنگ غربی.

بررسی ارتباط نوع میانبارها با توالی پاراژنزی: بدست آوردن یک رابطه هدفمند و معنی دار میان نوع میانبار با نوع رگه کانه سازی یکی از اهداف مطالعه میانبارها و انجام میکروترموبارومتری در این تحقیق است. براساس مطالعه مقاطع نازک و نازکصیقلی نوع کانی ها، رگه های کانه ساز و توالی پاراژنزی آنها تعیین شده است که جزئیات آن در فصل چهارم آمده است. براساس مطالعه میانبارها (حضور میانبارهای سیال دو فازی (L+V)، محاسبه شوری، دمای همگن سازی و چگالی میتوان ارتباطی بین نوع رگه کانی سازی با نوع میانبار سیال برقرار کرد.

براساس اطلاعات حاصل از محاسبه شوری برای ۷۵ میانبار سیال (نمودار هیستوگرام شکل ۶-۱)، نمونه های مطالعه شده از منطقه کهنگ در دسته های A شامل نمونه های L6 و L23 B شامل نمونه L6 و C شامل نمونه هایL11، L13 و L16 تقسیم می شوند. براساس اطلاعات حاصل از محاسبه دمای همگن سازی (T_H) برای ۱۱۰میانبار سیال (نمودار هیستوگرام شکل ۶–۲)، نمونه های مطالعه شده از منطقه کهنگ در دسته های A شامل نمونه L23، B شامل نمونه L5 و C شامل نمونه های L13، L11 و L16 تقسیم می شوند.

هریک از ۶ نمونه منطقه کهنگ که تحت مطالعه میانبار سیال قرار گرفته اند، بر پایه مطالعات مقاطع صیقلی و ناز کے صیقلی و با توجه به طبقه بندی و توالی پاراژنزی رگه های کانی سازی در کانسارهای پورفیری (Sillitoe, 2010) در گروه های زیر قرار می گیرند. نمونه L11 از رگه های تیپ A1، نمونه L6 از رگه های تیپ A2، نمونه L23 از رگه های تیپ B، نمونه های L5 و L16 از رگه های تیپ D، و نمونه L13 از رگه تیپ T انتخاب شده اند. بنابراین اختلاف در میزان درجه همگن شدگی و شوری میانبارهای سیال در نمونه های مطالعه شده بدلیل انتخاب آنها از تیپ های مختلف رگه ها در منطقه کهنگ است که هر کدام پاراژنز کانیایی خاص خود را دارند، و در مراحل گوناگون در طول صعود سیال کانه ساز شکل گرفته اند و درجه حرارت و شوری آنها متفاوت بوده است. در نمودار هیستوگرام شوری (شکل ۶- ۱) نمونه L6 از رگه های تیپ A2 و نمونه L23 از رگه های تیپ B در دامنه شوری ۱۸/۶ تا ۲۰/۸، نمونه های L5 و L16 از رگه های تیپ D در دامنه شوری ۲۰/۲ تا ۲۱/۸ و نمونه L11 از رگه های تیپ A1 و نمونه L13 از رگه تیپ T در دامنه شوری ۲۱/۸ تا ۲۳/۴ قرار می گیرند. در نمودار هیستوگرام دمای همگن شدگی (شکل ۶ـ ۲)، نمونه L23 از رگه های تیپ B در دامنه دمای همگن سازی ۴۱۲ تا ۴۶۰، نمونه L6 از رگه های تیپ A2 در دامنه دمای همگن شدگی ۴۵۵ تا ۵۱۵، نمونه L11 از رگه های تیپ A1، نمونه L13 از رگه های تیپ T و نمونه های L5 و L16 از رگه های تیپ D در دامنه دمای همگن شدگی ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد قرار می گیرند. براساس اطلاعات دما و شوری بدست آمده از مطالعات زیر گرماسنجی برروی شش نمونه برداشت شده از رگه ها کانه سازی در منطقه کهنگ غربی اقدام به بررسی تغییرات میزان PH در هر نمونه شده است، و همچنین نوع کانسار نیز از نوع کانسارهای مس پورفیری مشخص شده است(شکل۶-۵).



شکل ۶-۵: محدوده دما و ترکیب محلول های ماگمایی و گرمابی برای کانسارهای مس پورفیری، ماسیو سولفید، سرب و روی رسوبی و اپی ترمال(لارج، ۱۹۹۰).

براساس شکل(۶-۵) تمام میانبارهای شش نمونه در محدوده PH چهار و رنج دمایی ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه قرار میگیرند .براساس این شکل با افزایش میزان شوری و کاهش دما از میزان PH محیط کاسته میشود. این تغییرات میزان PH یکی از عوامل چندگانه ای است، که نحوه حمل و ته نشست عناصر در هر رگه کانه ساز را کنترل میکند.در رگه ها کانه ساز در منطقه مورد مطالعه با توجه به نوع پاراژنز کانیها و کانهها،دما، شوری، تفییرات PH میتوان نوع لیکاند مسئول درعمل عناصر در هر رگه کانه سار را مشخص کرد(شکل۶-۶) . براساس این نوع لیگاند مورد استفادهدر تمام رگه کانه ساز ازنوع



شکل ۶-۶: نمودار محدوده شوری و دما در کانسارهای مختلف (لارج و همکاران، ۱۹۸۸). در محدوده A (بالای خط) کمپلکسهای کلریدی و در محدوده B (پایین خط) کمپلکسهای بی سولفیدی غلبه دارند.

کمپلکس های کلرنقش بسیار مهمی در انتقال عناصر فلزی ایفا میکنند. همان طور که در شکل ۴۔ ۴مشاهده میشود. عناصر مس،



PH شکل۶-۲: نمودار بررسی وضعیت پایداری ونحوه ناپایدارشدن کمپلکس های مس، طلا، سرب وروی درشرایطPH چهار (لارج ۱۹۹۲).

سرب، روی و طلا به صورت کمپلکس های کلریدی میشوند. در این شکل نقش نقش دما در ناپایداری کمپلکس های کلربه خوبی نمایان است . با گاهش دما، کمپلکسهای حاوی مس و سپس سرب و نهایتآ روی ناپایدار می گردند.کمپلکس های سرب و روی در دمای پایین تر و بافاصله نسبت به به کمپلکس های مس ناپایدار گردیده و عناصر همراه خود را در قالب کانیهای نظیر اسفالریت و گالن برجای میگذارند. این امر موجب تشکیل زوبندی کانیها در منطقه میشود. در مورد نقش PH در پایداری کمپلکس های طلا، مس، روی و سرب می توان گفت، که در محیط های اسیدی کمپلکس های مس، روی و سرب پایدارند. ا افزایش PH از پایداری این کمپلکس ها کاسته میشود. ودر محدوده PH هفت قسمت زیادی از کمپلکس های مس، سرب و روی شکسته شده و باعث ته نشست این عناصر از محلول های حمل

۶-۶- تکامل سیال در منطقه کهنگ غربی

سیال(شوری، دما) بوجود آوردنده آن مرتبط دانست. با توجه به مطالعات پتروگرافی و بررسی ارتباط بین نوع میانبار با میزان شوری، دمای همگن سازی، درصد کانه سازی و مقایسه ای که بین ارتباط شوری با درصد کانه سازی در منطقه کهنگ غربی با مناطق کهنگ شرقی و مرکزی انجام شده، باعث به وجود آمدن یک سوال مهم و حیاتی در مورد نحوه تشکیل سیالات کانه ساز در منطقه مورد مطالعه شده است. نحوه به وجود آمدن و تکامل سیالات کانه ساز مبحوس شده در میانبار ها چگونه بوده است. برای رسیدن به جواب این سوال، دوباره با دقت بیشتر به بررسی نوع میانبارهای گزار ش شده در منطقه کهنگ شرقی و مرکزی از لحاظ نوع میانبار، میزان شوری و مقایسه آنها با میانبارهایی از منطقه کهنگ غربی شده است. سیلیتو (۲۰۱۰) نحوه تکامل سیالات در سیستم های مس پورفیری را بر پایه نمودار شکل *۶*.۵ تفسیر می نماید. زمانی توده نفوذی شروع به سردشدن میکند، فاز مایع تحت شرایط فشار لیتوستاتیک از آن جدا میشود. سپس فشار آب منجر به ایجاد شکستگی وکاهش

های بعدی مقدار فشار را کم میکند. این فرایند در طول فعالیت استوک پورفیری بارها تکرار میشود. از اینرو تبلور در محیط با فشار متغیر باعث ایجاد سیالاتی با شوری و چگالی متغیر می شود، این امر به علت تغییر در فشار و میزان آب و یون کلرید است (Bean and Bodnar, 1995). به طور کلی هنگامی که یک توده نفوذی در یک منطقه تزریق میشود، سیالی با شوری و درجه حرارت بالا (۳۰_۵۰ ٪ وزنی نمک طعام) و دمای بالا (بالاتر از ۴۰۰ درجه) از آن جدا می شود. این سیالات ماگمایی در حین حرکت به سمت بالا (اعماق كمتر) پيوسته با كاهش درجه حرارت روبرو مي شود، و اين حركت باعث پايدار شدن فلدسپار پتاسیم و تشکیل دگرسانی پتاسیم در بخش مرکزی توده نفوذی می شود (Weisbord and Lagache, 1977). این فرایند در قسمت شرقی و مرکزی کهنگ و به مقدار کم در منطقه کهنگ غربی اتفاق افتاده است. با گذست زمان و سرد شدن توده نفوذی و گسترش درز و شکاف در استوک، سیالات جوی از طریق شبکه درز و شکاف ایجادشده به داخل استوک نفوذ کرده و با سیال ماگمایی ترکیب می شود، و منجر به ایجاد سیالاتی با شوری متوسط مانند آنچه در منطقه کهنگ غربی مشاهده می شود، شده است. در منطقه کهنگ ابتدا سیالی با دما و شوری بالا وجود داشته است که نشان دهنده یک سیال ماگمایی است که از یک استوک نفوذی منشاء گرفته است. با توجه به مقدار شوری بالا در منطقه های شرقی و مرکزی میزان این سیال در این مناطق بسیار زیاد بوده و این سیال باعث به وجود آوردن دگرسانی گسترده پتاسیک در این مناطق از کهنگ شده است، و سیالات با شوری متوسط تا پایین نیز که نشان دهنده اختلاط سیالات ماگمایی و جوی است نیز در این منطقه وجود دارد که عامل به وجو د آوردنده دگرسانی پروپیلیتیک است. اما در منطقه کهنگ غربی یک سیال با میزان شوری کم تا متوسط وجود داشته است. اختلاط سیالات جوی با شوری کم با سیالات ماگمایی با شوری کم تا متوسط است که باعث به وجود آمدن دگرسانی فیلیک می شود. با توجه به حجم گسترده دگرسانی فیلیک در منطقه کهنگ غربی و حجم کم دگرسانی پتاسیک در این منطقه می توان گفت که حجم سیالات با شوری متوسط تا کم در منطقه کهنگ غربی بیشتراز سیالات ماگمایی بوده است. وجود سیالات با شوری متفاوت در سیستم کانی سازی کهنگ سبب تشکیل کانی سازی های با عیارهای متفاوت در قسمت های مختلف از منطقه کهنگ (شرقی، مرکزی و غربی) شده است.

۶-۷- مقایسه اطلاعات حاصل از میانبارهای سیال منطقه کهنگ غربی با مناطق کهنگ مرکزی و شرقی

در این قسمت جهت مقایسه کانی سازی کهنگ غربی با بخش های شرقی و مرکزی کهنگ از داده های میانبارهای سیال (نوع رگه ها، پتروگرافی، میکرو گرماسنجی، و..) استفاده شده است. در منطقه کهنگ مرکزی و شرقی براساس مطالعات پتروگرافی دو نوع میانبار دوفازی(V+L و V + L و سه فازی (LVHS₁ LVHS₂ ،LVHS) که از رگه –رگچه های B، M، M، A2، A1، M P، D، P ، L و بسته به نوع آنها دارای شوری های متفاوتی هستند (جدول۶–۸).

جدول ۶-۸: نوع میانبارهای سیال و میزان متوسط شوری این میانبارها در منطقه کهنگ شرقی و مرکزی (آزادی و همکاران، ۱۳۹۳).

شماره	نوع ميانبار	شورى
١	دوفازی(V+L)	۲,۷ تا ۲,۷
٢	دوفازی(L+V)	٨,٧७٣,۵
٣	سە فازى (LVHS)	D+,967F,A

در منطقه کهنگ غربی براساس مطالعات پتروگرافی میانبار دوفازی(L+V) از رگه–رگچه های A₁ , A₂ ، B، G مالعات میکروترمومتری اقدام به نوع آنها دارای شوری در محدوده ۱۹/۱۸ تا ۲۳/۱۸ می باشد. براساس مطالعات میکروترمومتری اقدام به محاسبه دما همگن سازی(T_H) و میزان درصد شوری معادل با نمک طعام شده است. برای بررسی میان این مناطق اقدام به رسم نمودار فیشر (۱۹۷۵) شده است (شکل *P*-۹). میانبارها منطقه کهنگ غربی در محدوده دما بالا و شوری متوسط تا کم قرار میگیرند و میانبارهای مناطق کهنگ مرکزی و شرقی در محدوده متفاوتی از دما و شوری قرار میگیرند. میزان متوسط مس درصد است. مناطق کهنگ غربی، مرکزی، شرقی قسمت های تشکیل دهنده یک سیستم پورفیری هستند و تفاوت آنها در عمق جایگیری، نوع، دما و شوری سیال گرمابی است که منجر به اختلاف در شدت دگرسانی ها و عیار مس و عناصر همراه در قسمت های مختلف کانسار کهنگ شده است.



شکل ۶-۸: نمودار فیشر ۱۹۷۵ موقیعت نمونه های مناطق کهنگ غربی، شرقی و مرکزی بر اساس شوری و دمای میانبارهای سیال در نمودار فیشر (۱۹۷۵). نمونه های کهنگ غربی با دمای بالا و شوری متوسط نمایان هستن.

۸-۶- مقایسه سیالات درگیر منطقه کهنگ غربی با چندین کانسار پورفیری دیگر

به منظور برسی ها بیشتر و بدست اورد میزان تشابه و تفاوت که کانه سازی در منطقه کهنگ با سایر مناطق با کانه سازی مشابه دارد، اقدام به بررسی این منطقه از لحاظ اطلاعات حاصل از مطالعه میانبارهای سیال شده است. بدین منظور از اطلاعات حاصل از مطالعات میانبارهای سیال در مورد کانسارهای سرچشمه، میدوک، سرکوه، چاه فیروزه در ایران و کانسارهای Rio Pisco در پرو، Bingham در ایالت یوتا امریکا، میدوک، سرکوه، چاه فیروزه در ایران و کانسارهای مرکزی، Santa Rita در در ایالت یوتا امریکا، میدوک، سرکوه، چاه فیروزه در ایران و کانسارهای مرکزی، Santa Rita در ایالت نیو مکزیکو امریکا، Climax در ایالت کلرادو امریکا، kalamakye در آسیای مرکزی، Santa Rita در ایالت نیو مکزیکو امریکا، El Salvador در ایران و کانه سازی در منطقه کهنگ بیشترین شباهت را با کانسار مسمولیبدن پورفیری سرکوه در ایران و کانسار مسمولیبدن پورفیری Kalmakye در آسیای میانه دارد (جدول ع-۹)

	حداکثر دمای	حداکثر شوری			
منبع	ھمگن شدن	معدل با تمک طعام	توع	محل	تام كاتسار
هزاز خاتی ۲۰۰۶	54.7	•/•۶١,٩	مس-موليبدن	ايران	سرچشمه
هزارخانی ۲۰۰۸	54.1	·/·۶·.Y	مس- موليبدن	ايران	ميدوک
هزار خاتی ۲۰۰۹	۵۰۰.۲	+ +9+	مس- موليبدن	ايران	چاہ فیروز
تورعلی و همکاران ۲۰۱۱	fr9,N	۰/۰۵۰.۴	مس-موليبدن	ايران	سركوه
Satnikou(1975)	Λ٦.	بالا	مس – موليبدن	أسياى مياته	Kalmakye
Agar(1981)		•/•٦•	مس - موليبدن	يرو	Rio Pisco
Roedder(1971)	749	• •8•	مس-موليبدن	امريكا	Bingham
Hall(1974)	۶.,	+/•۳۵	موليبدن	امريكا	Climax
Reynolds(1979)	٨٠٠	•/•94	مس	امریکا	santa Rita .
Gustafson(1975)	۶۰۰	•/•&•	مس	شیلی	El Salvador
تحقيق در حال اتيمام	840.	•/• ۵۳ -•/• ۱۹	مس – موليبدن	ايران	کېنگ
Roedder(1971)		•/•٣۵	مس-موليبدن	امریکا	Butte

جدول ۶-۹: مقایسه ویژگی های میانبارهای سیال کانسار مسـمولیبدن کهنگ غربی با برخی از کانسارهای مس و مسـمولیبدن پورفیری در ایران و جهان.

peries thai

اللوى تشليل،نتيجه كيرى،پيشنهارات

۷–۱– مقدمه

در این فصل بنا به مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و میکروسکوپی، آنالیزهای شیمیایی و مطالعات دفتری صورت گرفته، یک جمع بندی کلی در مورد چگونگی پیدایش کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی پرداخته میشود. همچنین برای تأیید نتایج بدست آمده از این تحقیق، کانسار مس کهنگ غربی با مدل های مختلف کانسارهای مس پورفیری و تعدادی از کانسارهای مس پورفیری در ایران مقایسه میشود و در نهایت یک سری از پیشنهادها ارائه میگردد.

۲-۷– ویژگی های مهم کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی

زمین شناسی و پترولوژی: منطقه مورد مطالعه در قسمت میانی کمربند ارومیه – دختر قرار گرفته است. توالی سنگ شناسی در منطقه مورد مطالعه گسترهای از سنگ های آذرین اسیدی تا حد واسط را در برمی گیرد. واحدهای سنگی منطقه بدلیل تاثیر محلول های گرمابی، دچار دگرسانی و تغییر در ترکیب و بافت شده اند. واحد های سنگی تشکیل دهنده این منطقه به دوسته سنگ های آذرین درونی و بیرونی تقسیم میشوند. سنگ های آذرین بیرونی شامل سنگهای آذرین گدازه ای دارای ترکیبی بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی و سنگهای آذرین درونی دارای ترکیبی آندزیتی، داسیتی و ریوداسیتی است و دارای سن ائوسن هستند. سنگهای آذرین درونی دارای ترکیبی دیوریتی، گرانودیوریتی، داسیتی و دیابازی هستند و به شکل توده های نفوذی عمیق، نیمه عمیق و دایک می باشند و دارای سن پس از ائوسن هستند.

دگرسانی: منطقه کهنگ غربی دارای دگرسانی های پروپیلیتیک، آرژیلیک حدواسط و فیلیک است، که بطور گسترده و بوضوح در سطح مشاهده می شوند، ولی دگرسانی پتاسیک در سطح قابل تشخیص نیست، ولی در مغزه های حفاری هر چهار نوع دگرسانی قابل رویت است. شکل قرار گیری و ترتیب دگرسانیها در محدوده مورد مطالعه از خارج به سمت داخل شامل پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک و پتاسیک میباشد.

کانه نگاری: کانی سازی در منطقه کهنگ غربی در سطح زمین مشاهده نمی شود ب**ع**بارتی آثاری از کانه های مس (کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و ...) و کانه ها همراه در رخنمون های سنگی وجود ندارد، بنابراین مطالعات کانه نگاری در این منطقه بر روی نمونه های انتخابی از مغزه های حفاری استوار است. در این میان اطلاعات سنگ شناسی و ژئوشیمیایی گمانه های اکتشافی کمک موثری در انتخاب نمونه ها برای مطالعات کانه نگاری بوده است. کانی های اولیه شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و گالن است. کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت، کانی های رسی، تورمالین، آپاتیت، انیدریت، کلسیت و ... کانه های اولیه را همراهی می کنند و به کانی های باطله نیز معروف هستند. کانیهای ثانویه در اثر فرایندهای بیرونی و سیالات رو به پایین تشکیل می شوند و شامل دیژنیت، کوولیت، مالاکیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت و ... می باشند. بر پایه شواهد صحرایی، نمونه های دستی و میکروسکوپی، ساختهای کانی سازی شامل داربستی (استوک ورک)، رگهـرگچه ای، پراکنده و برشی است، و بافت ها عبارت از دانه پراکنده، رگهـرگچه اي، برشي و جانشيني است. بر اساس مطالعه نمونه هاي دستي و ميکروسکوپي، ساختار داربستی شکل غالب کانی سازی در منطقه کهنگ غربی است. در این شکل از کانی سازی چندین رگه کانه دار در جهات مختلف همدیگر را قطع می کنند. از روی روابط متقاطع رگه ها می توان آنها به لحاظ زمانی تفکیک نمود. هر کدام از رگه ها مجموعه کانیایی خاص خود را دارند. در کانسارهای پورفیری، رگه ها بر اساس نوع کانی ها و کانه های همراه نام گذاری و طبقه بندی می شوند Custafson and Staley et al., 1995 'Cannell et al., 2005 'Klemm et al., 2007'Sillitoe, 2010) Hunt, 975). در این تحقیق، رگه های کانی سازی طبق روش Sillitoe (2010) شامل: رگه های کوارتز+مگنتیت±کالکوپیریت±کلریت، رگههای کوارتز+کالکوپیریت±پیریت، برش و رگه های

کوارتز+مولیبدنیت±کالکوپیریت±پیریت، رگههای کوارتز+پیریت+سریسیت±کالکوپیریت±کلریت، برش و رگه های کلسیت+گالن±اسفالریت± و و رگه های تورمالین±کوارتز±کالکوپیریت± پیریت، برش و رگه های کلسیت+گالن±اسفالریت± کالکوپیریت± پیریت میباشد، که در مرحله هیپوژن و توسط سیالات گرمابی بالارونده تشکیل شده اند. در مرحله کانه سازی ثانویه (سوپرژن)، کانیها و کانه های تشکیل شده در مرحله اولیه پایدار نبوده و به کانیها وکانههای پایدار در این محیط تبدیل شده که شامل هماتیت، گوتیت، کوولیت، مالاکیت، دیژنیت، لیمونیت و … است.

ژئوشیمی سنگ های دربرگیرنده کانسار: در این پژوهش، نامگذاری شیمیایی سنگ ها بر اساس درصد اکسید عناصر اصلی صورت گرفته است. برای نامگذاری نمونه سنگهای آذرین درونی از نمودار (Feldspar triangle(Oconnor,1965 و Feldspac) و TAS(middlemost,1994) استفاده شده است که نمونه ها در محدوده های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و دیوریت قرار گرفته اند، که با نتایج مطالعات سنگ نگاری در انطباق کامل می باشد. نمونه های سنگ های بیرونی در محدوده با میزان مطالعات سنگ نگاری در انطباق کامل می باشد. نمونه های سنگ های بیرونی در محدوده با میزان بیرونی از نمودار Al₂O₃ استفاده شده است که بیرونی از نمودار (Na+K)-R₁=4S) در مقابل Al₂O₃ استفاده شده است که سنگ های منطقه در محدوده های ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت و بازالت افتاده اند و انطباق سنگ های منطقه در محدوده های ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت و بازالت افتاده اند و انطباق

ژئوشیمی کانسنگ: در محدوده کهنگ غربی اثرات قابل ملاحظه ای از کانه سازی مس در سطح مشاهده نمیشود. بنابراین مطالعه ژئوشیمی بر روی عناصر معرف کانی سازی بر مبنای داده های لیتوژئوشیمیایی سطحی امکان پذیر نمیباشد. در چنین مکان های بررسی های لیتوژئوشیمیایی سطحی بر اساس عناصر ردیاب و نشانه بعنوان ابزاری برای تعیین موقعیت تمرکز عناصر کانساری در عمق استفاده می شود. در محدوده کهنگ غربی بررسی های ژئوشیمیایی کانسنگ بر نمونه برداری از گمانه های اکتشافی و داده های لیتوژئوشیمیایی آنها استوار بوده است. بررسی های ژئوشیمی بر روی کانسنگ

شامل بررسی های ژئوشیمی تک متغیره، دو متغیره و چند متغیره بوده است. برپایه تفسیر تک متغیره داده های ژئوشیمیایی، مس تنها عنصر کانسار ساز مهم در منطقه کهنگ غربی که بوسیله مولیبدن همراهی می شود. در تحلیل های ژئوشیمیایی دو متغیره از محاسبه و رسم ضرائب همبستگی پیرسن که تابع توزيع نرمال مي باشد، استفاده شده است. که همبستگي هاي مثبت ميان مس و موليبدن و مس با طلا مشهود است. در گام بعدی نمونه های مربوط به دگرسانی های پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک تفکیک شده و برای نمونه های هر دگرسانی بطور جداگانه و مانند روش فوق جدول ماتریس همبستگی محاسبه شده است. در دگرسانی پتاسیک همبستگی بالا میان مس با عناصر مولیبدن و آهن، و نیز همبستگی منفی مولیبدن با آهن معنی دار است و این همبستگی ها با همیافتی کالکوپیریت و مگنتیت در این منطقه دگرسانی توجیه می گردد. در طبقه بندی رگه ها در بخش کانه نگاری مشخص است که مگنتیت و مولیبدنیت با همدیگر ظاهر نمی شوند. در دگرسانی فیلیک مس با مولیبدن همبستگی مثبت دارند ولی همبستگی این دو عنصر با آهن منفی است، چونکه مگنتیت در منطقه دگرسانی فیلیک تشکیل نمی شود. در منطقه دگرسانی آرژیلیک از همبستگی میان عناصر معرف کانساری مثل مس و مولیبدن کاسته شده، و در مقابل همبستگی عناصر فوق کانساری پورفیری ها مثل سرب، روی و نقره برجسته تر می شود. برای اینکه منطقه دگرسانی آرژیلیک مناسب تمرکز مس و عناصر همراه نیست. در منطقه دگرسانی پروپیلیتیک از میزان همبستگی عناصر کاسته می شود. برپایه نتایج تحلیل های ژئوشیمیایی چند متغیره، در عامل یک عناصر سرب، روی، نقره، (ﷺ فن) غنی شدگی دارند، همیافتی این عناصر در عامل اول بیان از گسترش ناحیه ای آنها دارد و نتیجه تحلیل عاملی بیشتر تحت تاثیر رفتار ژئوشیمیایی عناصر مذکور قرار می گیرد. این عناصر بعنوان عناصر فوق کانساری در کانسارهای مس پورفیری و مس-مولیبدن پورفیری مطرح هستند. اگر نمونه ها از محیط سطحی و رخنمون ها برداشت می شد چنین نتیجه ای امیدوار کننده بود و نوید از وجود کانسار مستعد در عمق می داد. از آنجایی که این تحلیل ها بر پایه داده های گمانه های اکتشافی عمیق تا ۵۰۰ متر صورت گرفته است، حضور عناصر سرب، روی و نقره در عامل اول امیدوار کننده نیست. در عامل دوم عناصر

مس و مولیبدن غنی شدگی دارند و بعنوان عناصر معرف کانسار پورفیری مطرح هستند. حضور این عناصر در عامل دو بیانگر توزیع محلی و گسترش محدود آنها است و بیان از فقدان و یا نبود نمونه های پرعیار با تعداد زیاد در جامعه می باشد و این از ویژگی های کانسارهای کم عیار و غیر اقتصادی است.

میانبارهای سیال: در منطقه مورد مطالعه، تعداد شش نمونه برداشت شده از رگه های کانه زایی، مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفته است، در این نمونه سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی L+V مشاهده می شود. اندازه این میانبارهای متغییر بوده و به طور متوسط در حدود ۵ میکرون می باشد. مطالعات میکروترمومتری بر روی میانبارهای این شش نمونه نشان از رنج دمایی از ۴۳۰/۵ تا ۵۶۰ درجه، رنج شوری از ۱۹/۳۰ تا ۲۳ معادل با درصد نمک طعام، رنج فشاری از ۲ تا ۶ کلیوبار نشان میدهد. کمترین عمق بدام افتادن میانبار سیال متعلق به عمق ۱۰۰۰ متر و بیشترین عمق بدام افتادن میانبار سیال متعلق به عمق ۳۰۰۰ متری از سطح زمین می باشد. با کاهش عمق تشکیل (به تله افتادن) بسته به نوع میانبارهای نمونه ها، میزان شوری آنها نیز با میزان مشخصی افزایش پیدا می کند. میزان تغییرات عمق تشکیل برای این نمونه ها از ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری و میزان تغییرات شوری بین ۲۳/۱۸ تا ۱۹/۱۳درصد وزنی معادل با نمک طعام است. هریک از ۶ نمونه منطقه کهنگ که تحت مطالعه میانبار سیال قرار گرفته اند، بر پایه مطالعات مقاطع صیقلی و نازکصیقلی و با توجه به طبقه بندی و توالی پاراژنزی رگه های کانی سازی در کانسارهای پورفیری (Sillitoe, 2010) در گروه های زیر قرار می گیرند. نمونه L11 از رگه های تیپ A1، نمونه L6 از رگه های تیپ A2، نمونه L23 از رگه های تیپ B، نمونه های L5 و L16 از رگه های تیپ D، و نمونه L13 از رگه تیپ T انتخاب شده اند. بنابراین اختلاف در میزان درجه همگن شدگی و شوری میانبارهای سیال در نمونه های مطالعه شده بدلیل انتخاب آنها از تیپ های مختلف رگه ها در منطقه کهنگ است که هر کدام پاراژنز کانیایی خاص خود را دارند، و در مراحل گوناگون در طول صعود سیال کانه ساز شکل گرفته اند و درجه حرارت و شوری آنها متفاوت بوده است. با توجه به مطالعات پتروگرافی و بررسی ارتباط بین نوع میانبار با میزان شوری،
دمای همگن سازی، درصد کانه سازی و مقایسه ای که بین ارتباط شوری با درصد کانه سازی در منطقه کهنگ ابتدا سیالی با دما و کهنگ غربی با مناطق کهنگ شرقی و مرکزی انجام شده است. در منطقه کهنگ ابتدا سیالی با دما و شوری بالا وجود داشته است که نشان دهنده یک سیال ماگمایی است که از یک استوک نفوذی منشاء گرفته است. با توجه به مقدار شوری بالا در منطقه های شرقی و مرکزی میزان این سیال در این مناطق بسیار زیاد بوده و این سیال باعث به وجود آوردن دگرسانی گسترده پتاسیک در این مناطق از کهنگ شده است، و سیالات با شوری متوسط تا پایین نیز که نشان دهنده اختلاط سیالات ماگمایی و جوی است نیز در این منطقه وجود دارد که عامل به وجو د آوردنده دگرسانی پروپیلیتیک است. اما در منطقه کهنگ غربی یک سیال با میزان شوری کم تا متوسط وجود داشته است. اختلاط سیالات جوی با شوری کم با سیالات ماگمایی با شوری کم تا متوسط وجود داشته است. اختلاط سیالات جوی با شوری با توجه به حجم گسترده دگرسانی فیلیک در منطقه کهنگ غربی و حجم کم دگرسانی پتاسیک در این منطقه می توان گفت که حجم سیالات با شوری متوسط تا کم در منطقه کهنگ غربی بیشتراز سیالات ماگمایی بوده است. وجود سیالات با شوری متواوت در سیستم کانی سازی کهنگ عربی بیشتراز سیالات ماگمایی بوده است. وجود سیالات با شوری متفاوت در سیستم کانی سازی کهنگ مربی بیشتراز سیالات

۷-۳- مقایسه ویژگی های کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی با انواع کانسارهای مس پورفیری

به منظور مطالعه و بررسی کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی با توجه مطالعات سنگ شناسی، دگرسانی، مینراگرافی، ژئوشیمی و میانبارهای سیال اقدام به مقایسه این کانسار با چند تیپ و کانسار در ایران و سراسر جهان شده است. در گام نخست ویژگی های زمین شناسی و معدنی کانسار کهنگ غربی با تیپ های اصلی کانسارهای مس پورفیری (انواع مونزونیتی و دیوریتی) مقایسه شده است، که کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی دارای بیشترین مشابهت با نوع مونزونیتی می باشد (جدول ۲-۱). در گام بعدی ویژگی کانسار کهنگ غربی با برخی از کانسارهای مس، مسه مولیبدن و مسطلای پورفیری در ایران از قبیل کانسار مسهولیبدن پورفیری سونگون (منطقه ارسباران در شمال غربی کشور)، کانسار مسطلای پورفیری دالی از قسمت میانی ارومیه دختر، کانسار مسهولیبدن (طلا) پورفیری سرچشمه از قسمت جنوبی کمربند ارومیه – دختر و کانسار مسهولیبدن پورفیری خوپیک از زیرپهنه لوت مورد مقایسه قرار گرفته است (جدول ۷–۲). کانسار مس کهنگ غربی دارای ویژگی های مشترک زیادی با کانسارهای سونگون و سرچشمه است، ولی بیشترین مشابهت را با کانسار مس پورفیری خوپیک دارد.

جدول ۲-۱: مقایسه ویژگی های کانسار کهنگ غربی با کانسارهای مس پورفیری مونزونیتی و دیوریت (ایوانز، ۱۹۹۳ و هاچینسون، ۱۹۸۳).

منطقه کهنگ	مدل ديوريتی	مدل لوول و گیلبرت	خصوصيات	
حاشيه قاره	عمدتا در جزایر قوسی	عمدتا حاشيه قاره	موقيعت تكتونيكى	
گرانوديوريت	سينيت، مونزونيت	آداملیت، گرانودیوریت، تونالیت	توده نفوذي معمولي	
داسیت	ديوريت	كوارتز ديوريت	تودہ نفوذی کم یاب	
دایکهای بازیک به تعداد کم	دایک های بازیک قطور به تعداد	دایکهای بازیک به تعداد	دایک های همزمان یا بعد از	
	زیاد	محدود	کانه سازی	
پتاسیک، فیلیک، رسی، پرو	پتاسیک، پروپیلی تیک	پتاسیک، فیلیک، رسی، پروپیلی	مناطق دگرسانی به طرف خارج	
پيليتک		تیک		
مشخص	نامشخص و دارای همپوشانی	مشخص	مشخص بودن مناطق دگرسانی	
مهم	مهم	مهم	بافت داربستی	
معمول	کم	معمول	کوارتز در رگچهها	
معمول	معمول	معمول	پیریت در شکستگیها	
جزئى	معمول	جزئى	آلبيت	

استوانهای	تخت	استوانهای	فرم توده معدنی
۲ .۶ ۵	۰ <u>/</u> ۵۰	<i>′</i> /۲۰	درصد پراکندگی ماده معدنی در توده نفوذی
·/.٣٢	·/۵·	/٣٠	بافت انتشاري كالكوپيريت
	'. f ۶	½ ۴ ۵	عيار مس در منطقه درونزاد(٪)
فرعی	۰/۳ گرم در تن	فرعی	طلا
	معمول(۳٪)	·/. • / • ۵	مگنتیت
•/• \٢	•/••٧	•/• \ ۵	عيار موليبدن
	۲ <u>.</u> ۳	"דטיי	درصد سولفید در سنگ معدن
۱۰/۱ تا ۸/۱	٣/١	۱۳/۱۵ ۳/۱	نسبت پیریت به کالکوپیریت
	۳ یا کمتر	۳ یا بیشتر	نسبت کالکوپیریت به بورنیت
معمول (به مقدار کم)	معمولی(بیشتر است)	معمولی(به مقدار فرعی)	انیدریت یا ژیپس
	عمق کم(۱۰۰)	عمق زياد	اکسیداسیون و فرونشست
معمولی	کم	معمولی	غنی سازی برونزاد
UĻ	پايين	ՍԼ	غلظت گوگرد در سیال گرمابی
ممکن است	نادر است	ممکن است	برشی

کهنگ	خوپیک	سرچشمه	دالی	سونگون	خصوصیاتـ نام کانسار
حاشیه قاره ای	حاشیه قاره ای	حاشیه قاره ای	حاشیه قاره ای	حاشیه قاره ای	موقیعت تکتونیکی
گرانوديوريت	ديوريت، كوارتزمنزوديوريت	گرانوديوريت	گرانودیوریت، دایک بازالتی	کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت	توده نفوذی
منزونيتى	منزونيتى	منزونيتى	منزونیتی	منزونیتی	تیپ کانه سازی
مشخص	مشخص	مشخص	مشخص	مشخص	مشخص بودن مناطق دگرسانی
معمول	معمول	معمول	معمول	معمول	بافت داربستی
کم	کم	معمول	معمول	معمول	بافت برشی
معمول	معمول	معمول	معمول	معمول	بافت پراکنده
پیرت، کالکوپیریت، گالن، مولیبدنیت،مگنتیت	كالكوپيريت، پيريت، مگنتيت، موليبدنيت	كالكوپيريت، پيريت، بورنيت، مگنتيت	كالكوپيريت، بورنيت،مگنتيت،طلاا خالص	پيريت، كالكوپيريت، موليبدنيت	کانه هيپوژن
هماتيت، كووليت، ديژنيت،مالاكيت		كالكوسيت،كووليت، ديژنيت	مالاکیت، آزوریت،کوپریت،هماتیت، دیژنیت	هماتيت، مالاكيت	كانەھاى سوپرژن
۰,۰۵	• / \	•/۶٩	•/۵	•/٧۶	عيارمس(٪)
۳۰۰میلی گرم در تن	۲ گرم در تن	۰/۲۷ گرم در تن	۰/۷۵ گرم در تن		عيار طلا
۰,۰۰۴	۸۰ گرم در تن	٠/•٣		•/• \	عيار موليبدن(./)
۵۳۵ ۱۹٬۳۰	۲۳,۹ ت ۱۳/۶	૬૧,૧	Y۵	۶٩	میزان شوری سیال کانه ساز(درصد معادل با نمک طعام)

جدول ۷-۲: مقایسه مشخصات کانسار کهنگ غربی با کانسارهای مس پورفیری سونگون، دالی، سرچشمه و خوپیک.

۶	۶۰۰ تا ۴۱۰	۵۲۰/۲	82.76.	82.1	دما همگن ساری
					سيال كانه
					ساز
ايران	ايران	ايران	ايران	ايران	محل قرار
					گیری
تحقيق حاضر	Malekzadeh,etal,2015	Shahabpor and	Asadi and	Asghali and	
		Doorandish,2007	Rechard,2012	HezarKhani,	منبع
		و هزار خانی،۲۰۰۶	، زارسوندي و	2008	
			همکار ان،۱۳۹۵		

√-۴- الگوی تشکیل کانسار مس (مولیبدن) کهنگ غربی

منطقه مورد مطالعه در قسمت میانی کمربند ارومیه ـ دختر میباشد. کمربند ماگمایی ارومیه– دختر بر اساس نظر علوی (۱۹۸۰) و بربریان و همکاران (۱۹۸۲)، از نوع آندی و اوج فعالیت آتشفشانی آن در زمان ائوسن بوده است. براساس نظر بربریان (۱۹۸۱) و شهاب پور (۲۰۰۵)، این نوار ماگمایی حاصل فرورانش است (شکل های۷_۱). ایران به لحاظ تقیسم بندی های ساختاری در امتداد ساختار ، در بین دو صفحه ساختاری اوراسیا و افریقا۔ عربستان واقه شده است(شکل۷-۱-۸).بازسازی دقیق نحوه تشکیل و بسته شدن دو اقیانوس نئو تیس و پالئو تیس به ترتیب در زمان های نئوسن و پالئو زوئيک، به دليل وجود رسوبات فراوان که سطح زمين را پوشانده است به سختي ممکن مي شود. اقيانوس پالئوتیس در زمان اردوو یسین شروع به تشکیل کرده و باعث جدا شدن دو خرده صفحه،چین و هندو چین از ابر قاره گندوانا شده است(Staphylocine,2000). زمان اردوویسین ایران در شمال ابر قاره گندوانا قرار داشته است. فرو رانش در این حاشه پالئو تیس، در زمان های سیلورین و کربنیفر اتفاق افتاده است. زمان پرومین، روند فرورانش اقیانوس پالئو تیس به سمت شمال و به زیر خوره صفحه های چین و هندچین تغییر یافته و باعث تشکیل اقیانوس جدید نئوتیس در جنوب شده است. قطعات قارهای از جمله تركيه، ايران و تبت به واسطه تشكيل اين اقيانوس از گندوانا جدا شده اند(Hooper et al., 1994. Staphylocine,2000). این تکه های جداشده با یکیدیگر تشگیل ابر قاره سیمیرین را میدهند. بلولک های سنندج – سیرجان، مرکزی و لوت نمودهای امروزی این ابر قاره در ایران هستند(شکلA-۱-۱).

زمان ژوراسیک اقیانوس پالئوتیس به و سیله فرو رانش به زیر قاره مجاوره خود، اوراسیا از بین می رود.دریای خرز جنوبی به احتمال زیاد ممکن است حاصل از بقایای این حوضه اقیانوسی باشد. با اشاره به شکستگیهای که از لبههای جنوبی کوه کیثه ذکر شدهاست(شکل۲-۱-۸)، افزایش فرورانش اقیانوس نئوتیس ۱ از سمت شمال به زیر حاشیه خود ناشی از بازشدن اقیانوس اطلس میباشد(Hooper et al.,1994، زمان کرتاسه، زمانی مناسب برای از بین رفتن اقیانوس نئوتیس، توسط Glenny,2000، فرورانش این اقیانوس از سمت شمال به زیر صفحه اوراسیا و از سمت جنوب به زیر صفحه عربستان بوده است(شکل۲_۱_B). ماگماتیسم کالک آلکان کرتاسه و پس از آن، مرتبط با کانسارهای پورفیری و اپیترمال در بالکان، ترکیه و آذربایجان ممکن است مربوط به شمال این قسمت در این زمان باشد. پیشنهاد شده است. که حوضه کوچک اقیانوسی، نئو تیس ۲ بین قاره سیمیرین و اوراسیا در زمان اواخر تریاس تشکیل شده است (B، Glenny, 2000)، و قاره سیمیرین شروع به شکستن و تشکیل مجمع الجزاير كوچك (ميكرو پلت) كرده است (Haidari et al.,2002). بسته شدن حوضه اقيانوسي نئوتیس ۱ واقع در بین صفحه های عربستان و اوراسیا احتمالا یک رویداد دیافراگمی بود است. گلینی (۲۰۰۰)، معتقد است که بسته شدن این اقیانوس در زمان کرتاسه پسین (Maastrichtian) کامل شده است، که موجب افزایش جابه جایی بلوک سنندج سیرجان و لووت به حاشیه عربستان در منطقه زاگرس شده است (شکل ۷_۱_ B_A). در مقابل هویر و همکاران (۱۹۹۴) و آگار و همکاران (۲۰۰۵) معتقدند که این اتفاق در اواخر الیگوسن رخ داده است. بسته شدن نئو تتیس ۱ منجر به جابجایی افیولیت ها در ناحیه ساختاری زاگرس (Stoneley, 1981،) و شروع تغییر شکل در کمربند زاگرس شده است. . فرورانش نئو تتیس ۲ به سمت شمال و به زیر قوس ارومیه دختر در کرتاسه پسین یا پالئوسن همراه با ماگماتیسم جزایر قوسی و در امتداد این کمربند در مرکز ایران در ائوسن گسترش يافت و در زمان ميوسن ادامه يافت (شكل/L_L_D)، ؛ Glenny, 2003, Glenny). فعالیت های نفوذی مرتبط با مس یورفیری در کمربند آلکالن ارومیهدخترک به سمت انتهای این دوره در میوسن میانی (McInnes et al.,2003، arasvandi et al.,2005) رخ داده است و به نظر می

رسد که مرحله نهایی قوس ماگماتیسم قبل از برخورد بوده است. این در حالی است که تا این زمان اتصال جنوب شرقی در حال رخ دادن بوده است، و سنگ کره اقیانوس آرام هنوز هم در زیر خلیج عمان وجود دارد. ، تحت فرایندهای پیچیده مکران (زیربنایی) (شکل ۲_۱_A؛ یعقوب و کویتمایر، ۱۹۷۹). در جنوب غربی ایران، کوتاه شدن پیشرونده در زمان میوسن منجر به ضخیم شدن پوسته و افزایش کوه های زاگرس شد است (Giese و همکاران، ۱۹۸۴؛ اسنایدر و برانزنگی، ۱۹۸۶؛ گلننی، ۲۰۰۰؛ آگار و همکاران، ۲۰۰۵).فرورانش که نشان دهنده بستن حوضه نئو تتیسی دوم باشد، مشخص نیست اما در بین ناحیه سنندج سیرجان و قوس ارومیه دختر، مجموعه ای از حوضه های دارای افیولیت به صورت پراکنده وجود دارد و به زمان های گذشته و فرایندهای پیچسده تشکیل دهنده مکاران نسبت داده می شود (به عنوان مثال، Karig ، Farhoudi, 1981, ،Stoneley,1974 ، 1977 ،Karig ، McCall and Kidd, 1978، 1982، 1984، 1978). قسير خود را از محل نئوتيتيس ۱ و نئو تیتیس۲ براساس محلهای توزیع قطعات افیولیتی استوار کرده اند (شکل D_1_D). لازم به ذکر است که سایر ساختارها جدید موجود در شمال منطقه سنندج سیرجان فاقد ارتباط مشخص و روشنی با محل های نئو تتیس دوم می باشد. (به عنوان مثال Stoneley، 1981؛ Alavi؛ ۱۹۸۱؛ Hooper et Mohajjel et al ,2003؛al., 1994 .، ؛ شهاب يور، ۲۰۰۵). در اين مدلها ماگماتيسم كالكـآلكالن در کمربند ارومیه _ دختران مربوط به فرایند تخریب نئو تتیس ۱ است، گرچه زمان بندی ماگماتیسم کالک آکالین در این کمربند (ائوسن _ میوسن) با توجه به زمان بندی احتمال کرتاسهاولیگوسن (؟) نئو تتیس ۱ مردود و بی معنی است، از سوی دیگر، اندازه کوچک و زمان کوتاه اقیانوس نئو تتیس دوم، محدوده های زمانی بازسازی شده تکتونیکی صفحات در مقیاس جهانی نیز با مقیاس و طول عمر ماگماتیسم در قوس ارومیه دختران متناقض نیست، همچنین عدم وجود هیچ کمربند مهم مربوط به فرورانش نئو تتیس ۱ به زیر صفحه ایران و ، مسائل مربوط به اقیانوس نئو تیس۲، سوالاتی است که هنوز حل نشده باقی مانده است. فعالیت تکتونیکی و ماگمایی پس از بستن نئو تتیس در بخش زاگرس ، نشان دهنده کوتاه شدن طولانی در سرتاسر اورانگن، با تغییر شکل اصطکاکی در مرکز ایران و فرسایش پراکنده

اما گسترده ای از گدازه های آلکالن مافیک در سراسر منطقه است. جابجای جغرافیایی ، محل های برخورد بین قاره ای شمال غربی و فرورانش به جنوب شرقی با یک منطقه پیچیده گسل های لغزش ساکن در شمال و در زیر بلوک های لوت و هلمند را در شرق ایران و غرب افغانستان متصل می کند، (شکل ۲-۱-A). براساس اطلاعات حاصل از بررسی های زمین شناسی، سنگ شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمیایی به رسم مدلی شماتیکی تشکیل کانی سازی در منطقه کهنگ غربی اقدام شده است (شکل ۷-۳). با فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران، شکسته شدن و هضم قسمت فرورونده باعث ایجاد یک ماگما مافیک شده است. این ماگما با نفوذ و جایگیری در پوسته قاره ای ایران به مرور دچار تفریق شده و باعث به وجودآوردن یک ماگما حدواسط تا اسیدی در مراحل آخر تفریق ماگما در اتاقک ماگمایی شده است. این ماگما اسیدی تا حدواسط به صورت استوک های نچندان بزرگ از عمق ۱۰ کیلومتری به سمت بالا حركت كرده اند، و اين حركت تا عمق ها ۴ الى ۲ كيلومترى ادامه داشته است (شكل ٧-٢). با حرکت این استوک ها به سمت بالا و تماس با سنگ ها مجاور به مرور دچار کاهش دما و سردشدگی شده اند. این فرایند در اطراف استوک با سرعت بیشتر و در مرکز با سرعت کمتری اتفاق افتاده است. سردشدن ماگما باعث تشکیل کانی های با درجه حرارت تشکیل بالاتر و بی آب مانند پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار شده و محیط ماگما با گذشت زمان از عناصر فرار و آب اشباع شده است. این مواد فرار و آب به دلیل داشتن چگالی کمتر نسبت به سایر مواد تشکیل دهنده ماگما، در بالای اتاقک ماگمایی جمع می شوند. به مرور با افزایش سرد شدن و تشکیل کانی های بی آب بیشتر بر مقدار این عناصر و در نتیجه فشار حاصل از أنها افزود مي شود. اين فشار تا زماني كه فشار ناشي از اين عناصر (فشار هيدرو استاتيك) بر فشار سنگ های بالای خود(فشار لیتواستاتیک) غلبه نکند، افزایش می یابد. با عبور فشار هیدرو استاتیک مواد فرار از مقدار فشار لیتواستاتیک، سنگ های روی اتاق ماگمایی شروع به شکستن می کند، و باعث ایجاد درزو شکاف های متعددی میشوند. این درز و شکاف ها، محلی برای فرار مواد فرار و آب از مکان پر فشار به مکان های کم فشار مهیا میکنند. با خارج شدن سیال و مواد فرار محول در آن از محل پر فشار به محل كم فشار، دما ثابت باقي مانده ولي فشار كاهش پيدا ميكند. در اين مرحله پديده

جوشش اتفاق می افتد. این سیال داغ و اسیدی منشاگرفته از ماگما اسیدی تا حدواسط از طریق درز و شکاف های ایجاد شده به درون سنگ ها منطقه نفوذ کرده و باعث ایجاد تغییر در سنگ های درونگیر می شود. بسته به حجم، دما، pH، این سیال می توان تغییرات زیادی در سنگ میزبان خود اعمال کند. در منطقه کهنگ غربی بر اساس داده های میکروترمومتری میانبارهای سیال برداشته شده از ۶ نمونه از عمق های مختلف، محدوده دمای این سیالات در منطقه کهنگ غربی شامل سنگ های آذرین بیرونی: سنگهای آذرین گدازه ای دارای ترکیبی بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی و سنگهای آذرآواری دارای ترکیبی آندزیتی، داسیتی و ریوداسیتی و سنگهای آذرین درونی: با ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی، داسیتی و دیابازی و به شکل توده های نفوذی عمیق، نیمه عمیق و دایک میباشند. اثر سیالات موجود در منطقه کهنگ بر روی واحدهای سنگی، بسته به نوع و شدت آنها و نوع سنگ میزبان، باعث ایجاد تغییراتی در سنگ های این منطقه شده است. بیشترین سنگ های میزبان در منطقه کهنگ غربی از نوع آندزیتی، داسیتی، ریوداسیتی و دیوریتی میباشد. سیالی با دما ۶۰۰ و شوری ۲۲ درصد معادل با نمک طعام از یک استوک نفوذی منشا گرفته است، با واکنش با سنگ های درونگیر باعث ایجاد تغییر در شرایط ژئوشیمیایی محیط سنگ می شود. این عوض شدن محیط منجر به وجود آمدن فلدسپار پتاسیم به صرف تجزیه بلورهای پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت و اکسیدآهن به صرف تجزیه کانی های فرومنیزیم و به وجود آمدن کانههای پیریت و مگنتیت شده است . توزیع این عناصر در این سنگها بصورت پر کننده فضاها خالی ناشی از شکستن سنگ میزبان و پراکنده میباشد. با حرکت سیال به سمت بالا از طریق درز و شکستگی ها از مقدار دما و همچنین مقدار pH سیال کاسته می شود ولی این تغییرات زیاد نیست و لیگاندها هنوز توانایی حمل عناصر به سمت های بالا تا عمق ۱ تا ۲/۵ کیلومتری را دارا هستند. در این عمق سیالات (ماگمایی) با دما و pH بالا با سیالات (جوی) با دما و pH پایین برخورد کرده و حاصل این برخورد تغییرات در دما و pH سیال حاصل از این عمل می باشد. این تغییرات باعث ناپایداری لیگاندها شده و عناصر همراه خود را دراین محدوده عمقی ته نشست میدهند. حاصل اثر این سیالات بر سنگ ها منطقه به صورت ساخت و بافت شکستگی و برشی و جایگزین شدن کانیهای فلدسپار ها با سریسیت و کانی های رسی، تشکیل کوارتزهای ریز دانه، پیریت و اکسیدهای آهن و جایگزینی کانی های فرومنیزیم دار بوسیله کلریت است. کانی تورمالین نیز در این منطقه دگرسانی و بویژه در مکان های برشی شده ناشی از فشار سیالات گرمابی مشاهده می شود. این تغییرات همچنین به همراه تشکیل کانههای پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت، مولیبدنیت، گالن به



صورت های پراکنده و پر کننده شکستگی ها (بافت های پراکنده، رگه ای و رگهـر گچهای) دیده می شود. آبهای جوی که در اثر درزه و شکستگی ها به عمق نفوذ کرده اند. در اثر حرارت استوک یورفیری گرم شده و شروع به ایجاد یک جریان همرفتی در اطراف توده استوک پورفیری میکند. این آبهای گرم با تاثیر بر سنگهای مسیر خود باعث تغییراتی در شرایط ژئوشیمی آنها می شود. این تغییرات شامل یلاژیوکلازهای در حال تبدیل به فلدسپار قلیایی، اییدوت و کربنات ها، جایگزینی کانی های کلریت، اپیدوت، اکسیدآهن، کوارتز و کانی های تیره به جای کانی های فرومنیزیم است. آب های جوی تحت تاثیر حرارت تودههای نفوذی و اختلاط با آب های ماگمایی گرم شد، و به چرخش در میآیند. این آبها سولفیدها و بطور ویژه پیریت را درخود حل می کند و باعث افزایش خاصیت اسیدی آنها میشود و این موجب هیدرولیز سیلیکاتها به ویژه فلدسپارها می گردد (کریمپور، ۱۳۸۱). در نتیجه تاثیر محلول های اسیدی بر سنگ اولیه به طور وسیعی کاتیون های قلیایی از سنگ ها شسته شده، با این وجود مقادیر کمی از عناصر پتاسیم، کلسیم، منیزیم و سدیم در سنگ باقی میماند که صرف تشکیل کانیهای از جمله مونتموریونیت، آلبیت، سریسیت و کلریت می شود. ترکیب کانیایی منطقه دگرسانی آرژیلیک به شدت تابع هیدرولیز، درجه حرارت محلول و ترکیب شیمیایی سنگ اولیه است. بطوریکه افزایش مقدار آب و سیلیس و کاهش پیوسته پتاسیم موجب تبدیل سریسیت به ایلیت، هیدروموسکیت، مونتموریلونیت و در نهایت به کائولینیت می شود. این تغییرات باعث تشکیل کانی های کوار تز، کانی های رسی، سریسیت، ایلیت و کلریت در سنگهای این منطقه شده است.



شکل ۲-۲: a) مدل شماتیک از فرو رانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران، b) مدل شماتیک از تشکیل گمان ماگمایی ارومیه-دختر



شکل ۷-۳: تصویر شماتیکی از نحوه تشکیل دگرسانی ها و کانی سازی در کانسار مس (مولیبدن) پورفیری کهنگ غربی و

۷-۵- نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه مطالعات زمین شناسی اقتصادی در محدوده کهنگ غربی منجر به نتایجی شده است، که در زیر به اهم آنها اشاره می گردد:

ـ توالی سنگ شناسی در منطقه دارای گسترهای از سنگ های آذرین فلسیک تا مافیک است. سنگ های گدازه ای دارای ترکیب بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی و سنگهای آذرآواری دارای ترکیب آندزیتی، داسیتی و ریوداسیتی است. سنگهای آذرین درونی دارای ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی،داسیتی و دیابازی هستند و به شکل توده های نفوذی عمیق، نیمه عمیق و دایک نمود دارند.

ـ منطقه کهنگ غربی دارای دگرسانی های پروپیلیتیک، آرژیلیک حدواسط و فیلیک است که بطور گسترده و بوضوح در سطح مشاهده می شوند، ولی دگرسانی پتاسیک بهمراه پروپیلیتیک، فیلیک و آرژیلیک در مغزه های حفاری قابل رویت میباشد. شکل قرار گیری و ترتیب دگرسانیها در محدوده مورد مطالعه از خارج به سمت داخل شامل پروپیلیتیک، آرژیلیک، فیلیک و پتاسیک است.

ـ کانی های اولیه شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و گالن است. کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت، کانی های رسی، تورمالین، آپاتیت، انیدریت، کلسیت و … کانه های اولیه را همراهی می کنند. کانیهای ثانویه در اثر فرایندهای بیرونی و سیالات رو به پایین تشکیل می شوند و شامل دیژنیت، کوولیت، مالاکیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت می باشند.

_ بر پایه شواهد صحرایی، نمونه های دستی و میکروسکوپی، ساختهای کانی سازی شامل داربستی (استوک ورک)، رگهـرگچه ای، پراکنده و برشی است، و بافت ها عبارت از دانه پراکنده، رگهـرگچه ای، برشی و جانشینی است، ساختار داربستی شکل غالب کانی سازی در منطقه کهنگ غربی است.

_رگههای کانهسازی شامل رگه های کوارتز+مگنتیت±کالکوپیریت±کلریت، رگههای کوارتز+کالکوپیریت±پیریت، برش و رگه های کوارتز+مولیبدنیت±کالکوپیریت±پیریت، رگههای کوارتز+پیریت+سریسیت± کالکوپیریت±کلریت، برش و رگه های تورمالین±کوارتز±کالکوپیریت± پیریت، برش و رگه های کلسیت+گالن±اسفالریت± کالکوپیریت± پیریت میباشد.

- مس تنها عنصر کانسارساز است که بوسیله مولیبدن همراهی می شود. مقدار متوسط مس در مناطق پرعیار کانسار در حدود ۲/۲ درصد است. مس بیشترین همبستگی را با مولیبدن و طلا دارد، و همبستگی های میان عناصر سرب، روی و نقره در تحلیل های آماری چند متغیره معنی دار است و از الگوی ژئوشیمیایی عناصر در سیستم های مس پورفیری تبعیت می کند.

ـ بر پایه پترو گرافی میانبارهای سیال، سیالات اولیه بیشتر به صورت دو فازی L+V هستند. مطالعات میکروترمومتری میانبارها دامنه دمایی از ۴۳۰ تا ۵۶۰ درجه، شوری از ۱۹/۳۰ تا ۲۳ معادل درصد نمک طعام و فشار از ۲ تا ۶ کلیوبار ثابت می کند. کمترین و بیشتری عمق بدام افتادن میانبار سیال به ترتیب عمق های ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰متر از سطح زمین است.

ـ با توجه به حجم گسترده دگرسانی فیلیک در منطقه کهنگ غربی و حجم کم دگرسانی پتاسیک در این منطقه می توان گفت که حجم سیالات با شوری متوسط تا کم در منطقه کهنگ غربی بیشتراز سیالات ماگمایی بوده است. وجود سیالات با شوری متفاوت در سیستم کانی سازی کهنگ سبب تشکیل کانی سازی های با عیارهای متفاوت در قسمت های مختلف از منطقه کهنگ (شرقی، مرکزی و غربی) شده است.

ـ بر پایه نتایج بررسی های زمین شناسی، سنگ شناسی، دگرسانی، کانه نگاری، ژئوشیمی و میانبارهای سیال، کانی سازی مس کهنگ غربی در رده کانسارهای مسـمولیبدن پورفیری قرار میگیرد.

- کانی سازی مس مولیبدن کهنگ غربی بدلیل عیار و ذخیره پایین در حال حاضر یک کانسار غیراقتصادی می باشد.

۷-۶- پیشنهادات

از آنجایی کانی سازی مس مولیبدن کهنگ غربی یک کانسار غیراقتصادی است، بنابراین در حال حاضر ادامه فعالیت های اکتشافی کاربردی بر روی آن توجیه اقتصادی ندارد، ولی برای تکمیل مطالعات پژوهشی پیشنهادهای زیر توصیه می شود:

_ بررسی ساز کار بالا آمدن توده های نفوذی و نحوه تکامل این توده ها از نظر فابریک مغناطیس و ارتباط آن با میزان حجم سیالات مشتق شده آز آنها.

_ مطالعه میانبارهای سیال بر روی کانی کوارتز در رگه های مختلف به منظور تشخیص دقیق انواع میانبارها و انجام میکروترمومتری آنها برای بررسی نقش سیالات با دما و شوری مختلف در تکوین کانی سازی.

_ اندازه گیری ترکیب شیمیایی میانبارها با استفاده از روش اسپکترومتری رامان و یا تکنیک های دیگر برای بررسی بارور و غیربارور بودن سیستم پورفیری کهنگ غربی.

_ مطالعات ایزوتوپی گوگرد بر روی جفت های پیریت و کالکوپیریت برای تعیین منشا و شرایط تشکیل کانی سازی.

مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن بر روی رگه های مختلف کوارتز برای تعیین منشاء سیال کانه ساز.

- تلفیق یافته های مختلف بخش های شرقی، مرکزی و غربی کانسار مسمولیبدن کهنگ، و ارایه مدل زایشی برای کل سیستم پورفیری کهنگ.

منابع

اسلامی زاده عزت, امامی م،۱۳۸۲، کانسار مس پورفیری دره زرشک در جنوب غرب یزد،گردهمایی علوم زمین : ; از صفحه ۴۷ تا صفحه ۵۹.

آقانباتی، س، ع، ۱۳۷۹، پهنه های رسوبی- ساختاری عمده ایران(کارت پستال)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

آقانباتی، س، ع، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸۵۶ ص.

باقری، ه.۱۳۸۹، مقدمهای بر نمونه برداری و تجزیه دستگاهی نمونه های معدنی و زیست محیطی، جهاد دانشگاهی اصفهان،۳۲۶ صفحه.

درویش زاده،ع، ۱۳۶۳، زمین شناسی ایران(برای دانشجویان رشته تجربی مراکز تربیت معلم)،۲۳۵ص.

رادفر و همکاران(۱۳۸۱) ، نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ / ۱ کوهپایه،سازمان زمین شناسی کشور.

زاهدی و همکاران(۱۳۵۴)، نقشه زمین شناسی ۲۵۰۰۰۰ / ۱ اصفهان،سازمان زمین شناسی کشور .

زراسوندی،ع،لیاقت،س .(۱۳۸۱)، ویژگیهای ژئوشیمیایی و خاستگاه تکتونیکی توده های نفوذی میزبان کانه زائی مس در منطقه دره زرشک – علی آباد (جنوب غرب یزد) بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین.

شفرد، ت.ج.، رنکین، ا.ه.، آلدرتون، د.ه.د.، مترجم سیمونز، و.، ۱۳۸۶، راهنمای عملی برای مطالعات سیالات در گیر، انتشارات دانیال، ۲۸۸ صفحه.

قربانی،م.، ۱۳۹۳ ماگماتیسم- متامورفیسم ایران، انتشارات آرین زمین.

کریم پور، م.ح.،سعادت، س.، ۱۳۸۱، زمین شناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد، ۵۳۵ صفحه.

کمیلی (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، مطالعات پترولوژی و ژئوشیمی اندیس مس- مولیبدن پورفیری و پهنههای دگرسانی هیدروترمال وابسته به منطقه کهنگ۱۸۵۰ص.

گز ۱ رش داخلی شرکت درسا پردازه، مس ۱۱۳۸۸، گزارش پایان عملیات اکتشاف کانسار – مرکزی، طلا پورفیری دالی دراستان . صفحه۱۵۵۰. گزارش داخلی شرکت درسا پردازه،مس۱۳۸۵، گزارش عملیات اکتشاف کانسارمس-مولیبدن پورفیری ،استان اصفهان،۱۵۰ص

محجل (۱۳۷۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد ، نقش فضاهای کششی نردبانی در فعالیتهای سنگهای آذرین منطقه کاشان و اردستان،۲۰۰ص

محمدی (۱۳۷۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد، ولکانیسم ترشیری منطقهٔ اردستان. ۱۵۰ص

نژادحسینی (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، مدل سازی سه بعدی و تخمین ذخیره آنومالی شرقی مس-مولیبدن کهنگ با استفاده از روش فراکتالی عیار حجم ۱۹۰۰ص.

یگانه فر (۱۳۸۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای بازیک جنوب اردستان، ۱۷۰ص

شهاب پور، جمشید (۱۳۸۰)، زمین شناسی لقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان،۹۰ ۵۰ ص

Refrences

Kesler, S.E., 1979, Copper, molybdenum, and gold abundances in porphyry copper deposits.

AfshooniSZ, Mirnejad H,Esmaeily D, Asadi HarooniH (2013)Mineral chemistryofhydrothermalbiotitefromtheKahangporphyrycopper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. Ore Geol Rev 54: 214–232.

Agard P., Omrani J., Jolivet L., and Mouthereau F. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. Int. J. Earth Sci., 94: 401-419.

-Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletins. 103, 983-992.

Alavi, Mehdi, 1980, Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran: Geology, v. 8, p. 144–149.

Amidi, S.M., 1984, Geological map of the Saveh quadrangle: Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250,000. Arizona Press, Tucson, p. 221-231.

Asghari, Omid, and Ardeshir Hezarkhani. "Appling discriminant analysis to separate the alteration zones within the Sungun porphyry copper deposit." *Journal of Applied Sciences* 24 (2008): 4472-4486.

Ashgari,O.,Hezarkhani,A.andSoltani,F.2009.ThecomparisonofalterationzonesintheSung unporphyry

copperdeposit,Iran(basedonfluidinclusionstudies).ActaGeologicaPolonica,59(1),93–109.Warszawa.

Ayati, F., Yaviz, F., Noghreyan, M., Haroni, H.A., and Yavuz, R., 2008, Chemical characteristics and compositions of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran: Mineralogy and Petrology, v. 94, p. 107–122.

Azadi, M., Mirmohammadi, M. & Rasekh, P., 2014. Geometric-Genetic and Mineralogic Classification of veinlets and breccias in Kahang Porphyry Copper Deposit, Northern East Isfahani. Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Miner Deposits. Barr, D.A., Fox, P.E., Northcote, K.E. and Preto, V.A., 1976, The alkaline suite porphyry deposits: a summary; in Sutherland Brown , A., ed., Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 359-367.

Beane, R.E., 1982, Hydrothermal alteration in silicate rocks, in Titley, S.R., ed., Advances in

Beane, R.E., and Bodnar, R.J., 1995, Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits, in Pierce, F.W., and Bohm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 20, p. 82– 93.

Bell, S.L., Welch, G.D. & Bennett, P.G., 1995. Development of ammoniacal lixiviants for the in-situ leaching of chalcopyrite. Hydrometallurgy, 39(1-3), pp.11–23.

Berberian F, Muir ID, Pankhurst RJ, Berberian M (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. J Geol Soc Lond 139:605–61.

Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M., 1982, Late Cretaceous and Early Miocene Andeantype plutonic activity in northern Makran and central Iran: Journal of the Geological Society of London, v. 139, p. 605–614.

Berger, B.R., and Drew, L.J., 1998, Mineral-deposit models: New developments, in Fabbri, A.G ,.

Bodnar, R.J (1992) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H2O-NaCl, Geochemica et Cosmochimical Acta. Vol.57, pp.684-685. Bonev,I.K (1977), Primary fluid inclusions in galena crystals .I Morphology and origin. Mineral. Dep. 12, 64-76.

Burnham C.W. 1979: Magmas and hydrothermal fluids. Geochem. Hydrothermal Ore Deposits 2, 71—136.

Burnham CW (1997) Magma and hydrothermal fluids. In: Barnes HL (ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edn. Wiley Interscience, New York, pp 71–136.

Candela, P. A. (1989). Magmatic ore-forming fluids: thermodynamic and mass transfer calculations of metal concentrations. In: Whitney, J. A. & Naldrett, A. J. (eds) Ore Deposition Associated with Magmas. Reviews in Economic Geology, 4, 203–221.

Cannell, J.; Cooke, D.R.; Walshe, J.L.; Stein, H. 2005.Geology, Mineralization, Alteration, and Structural EvolutionoF theElTenientePorphyryCu-MoDepos-it. Economic Geology 100: 979-1003.

Carson, D.J.T. and Jambor, J.L., 1979, The occurrence and significance of phyllic overprinting at porphyry copper-molybdenum deposits (abstract): Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v. 72, no. 803, p. 78.

carson, D.W., Hume, H.B., King, F., 1994. Sorption of cesium on compacted bentonites. Clays and Clay Minerals, 42: 732-736.

Carten, R.B., 1986, Sodium-calcium metasomatism—Chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit: Economic Geology, v. 81, p. 1495–1519.

Carter, N. C., 1970, Copper and molybdenum porphyry de- posits in central British Columbia: Canadian Mining Jour., v. 91, no. 4, p. 74-76.

Carter, N.C., 1981, Porphyry Copper and Molybdenum Deposits, Westcentral British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 64, 150 p.

D. R. Mason, J. A. MacDonald, "Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the

Derakhshani R., Abdolzadeh M., "Geochemistry, mineralization and alteration zones of Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman, Iran", Journal of Applied Science 9 (2009) 1628-1646.Economic Geology, v. 68, p. 106-112.

Etminan H. 1978: Discovery of copper and Molybdenum porphyry near Sungun village NW Iran. Report Geol. Surv., Iran, 1—1356. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. & Robert F. 1998: Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geol. Rev. 13, 1, 7—27.

Evidence from fluid inclusions: Journal of Asian Earth Sciences, v. 28, p. 409-422. exploitation and environmental security: Kluwer Academic Publishers, Boston, NATO Science.

Gaál, G., and McCammon, R.B., eds., Deposit and Geoenvironmental models for resource

gard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R. 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine: 148: 1–34.

geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: The University of

Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: The University of

Goldstein, R. H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*, *32*, 9-53.

Goldstein, R. H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*, *32*, 9-53.

Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology, v. 70, p. 857–912.

Hedenquist J.W., Arribas A. & Reynolds T.J. 1998: Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Econ. Geol. 93, 4, 373–404.

Hezarkhani, A., 2006, hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran : Arizona Press, Tucson, p. 117-137.160.73 (1978) 857-877.

Kirkham, R. V. and Sinclair, W. D. (1988) Comb quartz layers in felsic intrusions and their relationship to porphyry deposits. in Taylor, R. P., and Strong, D. F. (eds.) Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits. 50-71, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 39, Montreal, Canada.

Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. & Duke, J. M. (eds) Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada, Special Papers, 40, 433–464.

Klemm, L.M., Pettke, T., Heinrich, C.A., and Campos, E., 2007, Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo ore deposition from low-salinity magmatic fluids: ECONOMIC GEOLOGY, v. 102, p. 1021–1045.

Lowell, J. D. and Guilbert, J. M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol., 65, 373-408.

Mason, D.R., 1978, Compositional variations in ferromagnesion minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the western highlands, Papua New Guinea: Economic Geology, v. 73, p. 878–890.

Meyer, Charles, and Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration, in Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart, and Winston, Inc., p. 166–235.

Middlemost.A.K.1994., Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, Chemical Geology, Volume 77, Issue 1, 25 September 1989, Pages 19-26.

mineralization of the Miduk porphyry copper deposit, Iran: Resource Geology, v. 58, p. 143

MISRA, K. C. (2000) Understanding Mineral Deposits. Dordrecht, Kluwer, pp. 353-413.

Moolick, R.T., and Durek, J.J., 1966, The Morenci district, in Titley, S.R., and Hicks, C.L., eds.

Neumayer, P. and S.G. Hagemann (2002). Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac zone, Abitibi greenstone belt, Canada: relationship to auriferous fluids in adjacent second-and third – order shear zones, Economic Geology, Vol.97, PP.1203-1225.

of Hydrothermal Ore Deposits, Second Edition. Wiley-Interscience, New York, pp. 173-235.

Ossandón C.G., Fréraut, C.R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., and Zentilli, M., 2001, Geology of the Chuquicamata mine—A progress report: Economic Geology, v. 96, p. 249–270.

Papua New Guniea-Solomon Islands region: A reconnaissance study", Economic Geology,

Parsons, A.B., 1933, The Porphyry Coppers: American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, New York City, p. 338-340.

Perelló, J., Cox, D., Garamjav, D., Sanjdorj, S., Diakov, S., Schissel, D., Munkhbat, T.-O., and Gonchig, O., 2001, Oyu Tolgoi, Mongolia: SiluroDevonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a Cretaceous chalcocite blanket: ECONOMIC GEOLOGY, v. 96, p. 1407–1438.

Pironon, J.,R.Thirry, S.Teintuvier and F. Walgenwitz (2000). "Water in petroleum inclusions: evidence from Raman and FT-IR measurmants, PVT consequences", Journal of Geochemical Exploration, Vol.69-70, PP.663-668.

Roedder, E., 1971, Fluid inclusion studies on the porphyry- tyt)e ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado: Ecoa. GEoL., v. 66, p. 98-12.

Roeeder, E., 1979, Fluid inclusion as sampeles of ore fluids. In H.L.Barnes (ed) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd edn. Wiley Interscience. New York, 684-737. Rose A. & Burt D. 1979: Hydrothermal alteration. In: Barnes H.L. (Ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd edit. John Wiley 8, 173–235.

Rose, A. W., 1970, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: Ecoa. GEoT., v. 65, p. 920-93.

Rose, A. W., 1970. Zonal relations of wall rock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits, Economic Geology 65, 920-936.

Rose, A.W., 1970, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: ECONOMIC GEOLOGY, v. 65, p. 920–93.

Rose, A.W., Burt, D.M, 1979. Hydrothermal alteration, in: Barnes, H.L. (Ed),GeochemistryROWINS, S. M. (2000) A model for the genesis of "reduced" porphyry copper-gold deposits. The Gangue , GAC-MDD Newsletter, v. 67, pp. 1-7.

Schwartz, M O, 1982b The porphyry copper deposits at La Granja, Peru Econ Geol, 77 482-488.Series, p. 121-134.

Shahabpour J (2005) Tectonic evolution of the orogenic arc in the region located between Kerman and Neyriz.J AsianEarth Sci 24:405–417 .

Shahabpour, J. 1999. The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of the Zagros thrust zone. Journal of Geodynamics: 28, 237–250.

Shahabpour, J., and Kramers, J.D., 1987, Lead isotope data from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran: Mineralium Deposita, v. 22, p. 278–281.

Shand, S.J. 1943: The Eruptive Rocks, 2nd ed; John Wiley, New York, 444 p.

Shelley, D. (1991) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London.

SIKKA, D. B. and NEHRU, C. E. (1997) Review of Precambrian porphyry Cu±Mo±Au deposits with special reference to Malanjkhand porphyry copper deposit, Madhya Pradesh, India. Jour. Geol. Soc. India, v. 49, pp. 239-288.

Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry copper systems: Economic Geology, v. 105, p. 3-41.

Singer, D. A., Berger, V. I., and Moring, B. C., 2008, Porphyry copper deposits of the world: Database and Grade Tonnage Models, 2008: U. S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155, 45 p.

Singer, D.A., Berger, V.I., and Moring, B.C., 2008, Porphyry copper deposits of the worldDatabase and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1155.

Spooner, E.T.C., 1981, Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In L.S. Hollister and M.L. Crawford (ets.) Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology, vol.6, Mineralogical Association of Canada, 209-240.

Taghipour, N., Aftabi, A., and Mathur, R., 2008, Geology and Re-Os geochronology of Tarkian, M., and Stribrny, B., 1999, Platinum-group elements in porphyry copper eposits: A reconnaissance study: Mineralogy and Petrology, v. 65, p. 161–183.

Thiery, R., J. Pironon, F. Walgenwitz and F. Montel (2000). "PIT (petroleum inclusion thermodynamic): a new modeling tool for the characterization of hydrocarbon fluid inclusions from volumetric and microthermometric measurements" Journal of Geochemical Exploration, Vol.69-70, 701-704.

Titley, S. R. & Anthony, E. Y. (1989). Laramide mineral deposits in Arizona. In: Jenney, J. P. & Reynolds, S. J. (eds) Geologic Evolution of Arizona. Arizona Geological Society Digest 17, 485–514.

Titley, S. R., and Hicks, C. L., eds. (1970) Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press. p. 251-26.

Whitney JA (1989) Origin and evolution of silicic magmas, ore deposition associated with magmas. Rev Econ Geol 4:183–201.

Williams, W.C., 1992, Magmatic and structural controls in mineralization in the Paleocene magmatic arc between 22°40′ and 23°45′ south latitude, Antofagasta, II region, Chile: Tucson, University of Arizona, Ph.D. thesis, 182 p

Asghari, Omid, and Ardeshir Hezarkhani. "Appling discriminant analysis to separate the alteration zones within the Sungun porphyry copper deposit." *Journal of Applied Sciences* 24 (2008): 4472-4486.

Asadi, Mohammad, et al. "Robust carbon dioxide reduction on molybdenum disulphide edges." *Nature communications* 5 (2014): 4470.

Shahabpour, J., and M. Doorandish. "Mine drainage water from the Sar Cheshmeh porphyry copper mine, Kerman, IR Iran." *Environmental monitoring and assessment* 141.1 (2008): 105-120.

Shafaroudi, A. Malekzadeh, Mohammad Hassan Karimpour, and Charles R. Stern. "The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies." *Ore Geology Reviews* 65 (2015): 522-544.

Evans, C. R., Rogers, M. A., & Bailey, N. J. L. (1971). Evolution and alteration of petroleum in western Canada. *Chemical Geology*, 8(3), 147-170.

Hutchinson, R. W. "Mineral deposits and metallogeny: Indicators of Earth's evolution." *Early Organic Evolution*. Springer Berlin Heidelberg, 1992. 521-545.

Reynolds, T. J., and R. E. Beane. "The evolution of hydrothermal fluid characteristics through time at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit." *Geol Soc Am Abs Prog* 11 (1979): 502.

Agar, R. A. "Copper mineralization and magmatic hydrothermal brines in the Rio Pisco section of the Peruvian coastal batholith." *Economic Geology* 76.3 (1981): 677-693.

Abstract

The western Kahang copper deposit is located in the Isfahan province, about 65 km south of Ardestan and 2 km west of Kahang village. The study area is situated in the middle part of Urmiah-Dokhtar magmatic belt. The lithology sequence cover a range of felsic to mafic igneous rocks. Due to the influence of hydrothermal solutions, the rock units have undergone alteration and variation in chemical composition and texture. The extrusive igneous rocks comprise basalt, basaltic andesite and andesite and pyroclastic rocks are dacite and rhiodacite. The intrusive rocks have diorite, granodiorite, dacite and diabase in composition, and observe as abbysal and hypabbysal and dyke forms. In the Kahang area propylitic, phillic and intermediate argillic alterations are widely observed in the surface, however potassic alteration with the others alterations only seen in the core samples. The form and arrangement of alterations in area from outside to inside are as propylitic, argillic, phillic, and potassic, respectively. In this area, isn't observed any copper ore minerals (chalcopyrite, bornite, calcocite, covellite, malachite, azurite, etc.) in the outcrops, hence mineralography studies based on selective samples from the cores. The primary ore minerals include magnetite, pyrite, chalcopyrite, molybdenite and galena, quartz, alkali feldspar, plagioclase, amphiboles, biotite, chlorite, epidote, sericite, clay minerals, tourmaline, apatite, anhydrite, calcite and ... accompany the primary ore minerals. The secondary minerals are formed by supergene fluids and including digenite, covellite, malachite, hematite, goethite and limonite. Based on field evidence, manual and microscopic samples. mineralization structures include stockwork, vein-veinlet, disseminated and breccia forms, and textures are disseminated, vein-veinlets, breccia and replacement. The stockwork is dominant form of mineralization in the western Kahang area. The ore veins consisting of quartz+magnetite±chalcopyrite±chlorite veins, quartz+chalcopyrite±pyrite veins. quartz+molybdenite±chalcopyrite±pyritebrecciaandveins, quartz+pyrite+sericite±chalcopyrite±cholorite veins, tourmaline±quartz±chalcopyrite±pyrite brecciaand veins and calcite+galena±sphalerite±calcopyrite±pyrite veins. In this area, geochemical studies is based on core samples. The Cu have ore grade and accompany with Mo. The average content of Cu in the mineralized zone is about 0.2 %. The Cu have maximum correlation with Mo and Au, and the correlations of Pb, Zn and Ag are significant in the multivariate statistics and similar to the element geochemical patterns in porphyry systems. Based on fluid inclusions petrography, the primary fluids are often two-phase L+V fluids. The size of fluids are variable and their average is about 5 microns. Micro-thermometric measurements demonstrate a temperature range of 430.5 to 560 °C, a salinities from 19.30 to 23 wt % NaCl and pressure from 2 to 6 kbars. The minimum and maximum trapping of fluids are 1000 and 3000 m from the surface, respectively. Regarding the large volume of phillic and low volume of potassic alterations in the western Kahang area display that the role of medium-low salinity fluids are important than magmatic fluids in this area. The presence of different salinity fluids in the mineralization system led to the formation of different types of mineralization in various parts of the Kahang area (eastern, central and western parts). According to geology, petrology, mineralogy, geochemistry and fluid inclusions studies, the western Kahang deposit introduce as porphyry copper-molybdenum ore deposit, but it is a low-grade and non-economic porphyry deposit.

Keywords: Copper – Molybdenum, porphyry, mineralogy, geochemistry, fluid inclusions, western Kahang



Faculty of Earth Sciences M.Sc. Thesis in Economic Geology

Geology, alteration, geochemistry and genesis of the Western Kahang copper deposit , south Ardestan

By:

Mahdi bazarnovi

Supervisor:

Dr. Masood Alipour Asll

July 2017