



پایاننامه کارشناسی ارشد زمینشناسی اقتصادی

کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان، شمالشرق سمنان

> **نگارنده:** فرزانه پزشکی قرهچه **اساتید راهنما:** دکتر فردین موسیوند دکتر مهدی رضایی کهخائی **استاد مشاور:** دکتر فرجالله فردوست

> > شهریور ۱۳۹۸



شماره: ۹ ۸.۷_۱۱۷۲ ۹ ۸.۷ تاریخ: ۹ ۷ م ۸

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای: فرازنه پزشکی قرهچه با شماره دانشجویی ۹۵۰۳۱۹ رشته: زمین شناسی گرایش: زمین شناسی اقتصادی تحت عنوان: کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار باریت-روی-سرب-مس ونکان، شمال شرق سمنان، که در تاریخ: ۱۳۹۸/۰۶/۱۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می-گردد:

		مردود 🗌	قبول (با درجه:الي) 🗹
		عملی 🗹	نوع تحقيق: نظرى 🗌
امضاء	مرتبة علمي	نام ونام خانوادگی	عضو هيأت داوران
At	استادیار	دکتر فردین موسیوند	۱_ استادراهنمای اول
The	استاديار	دکتر مهدی رضائی کهخائی	۲- استادراهنمای دوم
	استادیار حس	دكتر فرجالله فردوست	۳- استاد مشاور
fres	استاديار	دکتر معصومه کردی	۴- نماینده تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر مسعود علیپور اصل	۵- استاد ممتحن اول
	استادیار	دکتر مریم شیبی	۶استاد ممتحن دوم

نام و نام خانوادگی رئیس <u>دانشکده: کَ^رَتَرَ</u> پررَبِرُ السِرِی ۹۸ /۷ /۹ تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: از ار المرف المسجود على الورد ال

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

مديريت تحصيلات تكميلى

تقديم به

مقدسترین واژه ها در لغت نامه دلم، مادر مهربانم که زندگیم را مدیون مهر و عطوفت آن می دانم . پدر، مهربانی مشفق، بردبار و حامی . خواهر و برادرانم، همراهان همیشگی و پشتوانههای زندگیم

سپاسگذاری

خدای را بسی شاکرم که از روی کرم، پدر و مادری فداکار نسیبم ساخته تا در سایه درخت پربار وجودشان بیاسایم و از ریشه آنها شاخ و برگ گیرم و از سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم. والدینی که بودنشان تاج افتخاری است بر سرم و نامشان دلیلی است بر بودنم، چراکه این دو وجود، پس از پروردگار، مایه هستی ام بوده اند دستم را گرفتند و راه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند. آموزگارانی که برایم زندگی، بودن و انسان بودن را معنا کردند....

به مصداق «من لم یشکر المخلوق لم یشکر الخالق » بسی شایسته است از استاد فرهیخته و فرزانه جناب آقای دکتر فردین موسیوند که با کرامتی چون خورشید، سرزمین دل را روشنی بخشیدند و گلشن سرای علم و دانش را با راهنماییهای کارساز و سازنده بارور ساختند ; تقدیر و تشکر نمایم.

استاد راهنمای بزرگوارم، جناب آقای دکتر مهدی رضایی کهخائی که در کمال سعهصدر، با حسن خلق و فروتنی از هیچ کمکی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت راهنمایی دوم این پایاننامه را برعهده گرفتند.

استاد مشاور بزر گوارم، جناب آقای دکتر فرجالله فردوست که با قبول زحمت مشاوره این تحقیق، در رفع نقایص و مشکلات علمی از هیچ کوششی فروگذار نکردند.

جناب آقایان دکتر علیپور، دکتر صادقیان و دکتر قاسمی استادانی مهربان و دلسوز که صبورانه و دلسوزانه در انجام این تحقیق از راهنماییهای ارزشمند این بزرگواران بهرهمند شدهام. همچنین از آقایان مهندس میرباقری، مهندس محمدیان، آقای آقایی و خانم مهندس فارسی و خانم مهندس سعیدی جهت زحماتشان قدردانی و تشکر مینمایم.

این پژوهش با حمایت مالی جناب آقای مهندس محمدحسین ابیانه، ریاست محترم شرکت باریت و کائولن ایران و همچنین سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران انجام شده است.

تعهدنامه

اینجانب **فرزانه پزشکی قرهچه** دانشجوی دورهی کارشناسی ارشد رشتهی **زمینشناسی اقتصادی** دانشکدهی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسندهی پایاننامه با عنوان **کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار باریت- روی-سرب- مس ونکان، شمالشرق سمنان** تحت راهنمایی دکتر فردین موسیوند و دکتر مهدی رضایی کهخائی متعهد میشوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
 - در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه 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 می باشد و مقالات مستخرج بانام «دانشگاه صنعتی شاهرود»
 و یا "Shahrood University of Technology" به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در بهدست آمدن نتایج اصلی پایاننامه تأثیر گذار بودهاند، در مقالات مستخرج از پایاننامه رعایت می گردد.
- در تمام مراحل انجام این پایاننامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است، ضوابط و اصول
 اخلاقی رعایت شده است.
- در تمام 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 شده است

تاريخ: امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

تمام حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامههای رایآنهای،

نرمافزارها و تجهیزات ساختهشده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود میباشد. این مطلب باید

کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان (سوکان) در شمالی ترین بخش از کمربند ماگمایی شمال ایران مرکزی در ۲۳ کیلومتری شمال شرق سمنان واقع شده است. توالی میزبان کانسار به سن ائوسن از پایین به بالا شامل سه واحد سنگی می باشد: ۱- واحد غنی از سنگهای رسوبی: شامل کنگلومرا، سنگ آهک و ماسهسنگ (-Unit 1)، ۲- واحد غنی از گدازه: حاوی سنگهایی با ترکیب حدواسط تا اسیدی، آندزیت و تراکی آندزیت به همراه میان لایههایی از شیل (Unit-2) و ۳- واحد غنی از توف: شامل توفهای داسیتی، توف ریولیتی و توفشیلی (Unit-3). منطقه معدنی ونکان در یک ناودیس با روند محوری شمالشرقی- جنوبغربی قرار دارد. سنگ ميزبان كانهزايي شامل توف، توفشيلي، گدازه آندزيتي و تراكي آندزيت ميباشد. كانهزايي در كانسار ونكان بهصورت سه افق كانهزايي ديده مي شود كه عبارتاند از افق اول (OH-1): افق اصلي كانهزايي در منطقه ونكان در يال شمالغربي شامل كانسار ونكان ۱ با ميزبان توف، توفشيلي و آندزيت بوده و در يال جنوبشرقي ناودیس شامل کانسار ونکان ۲ با میزبان توف میباشد، افق دوم (OH-2): شامل یک اندیس بهصورت رگچههای باریتی در شمالغرب منطقه در سنگ میزبان توف سیلیسی و تراکی اندزیت بوده و افق سوم (OH-3) نیز بهصورت یک اندیس واقع در شمال شرق منطقه در نزدیکی محور ناودیس در سنگ میزبان توف رخ داده است. براساس مطالعات کانی شناسی، ساخت و بافت و نوع ارتباط ماده معدنی با سنگ میزبان در کانسار ونکان ۱ مي توان، از پايين به بالا پنج رخساره كانهدار تشخيص داد: ۱- رخساره رگه- رگچهاي: اين رخساره به صورت شبکهای از رگه- رگچههای باریتی به همراه کانی پیریت بهصورت دانه پراکنده که سنگ میزبان توف را قطع می کند دیده می شود، ۲- کانسنگ سولفید توده ای: عمدتاً دارای کانی های سولفیدی از جمله اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت به همراه باریت بوده که بهصورت عدسی شکل در مرکز کانسار قابلمشاهده است، ۳-کانسنگ باریتی، ۴- کانسنگ لایهای- نواری سولفیدی: شامل تناوبی از نوارهای سیاه اسفالریت به همراه کانی های کالکوپیریت، پیریت، گالن و باریت در سنگ میزبان شیل و توفشیلی بوده و ۵- رخساره نواری رسوبی- بروندمی: که دارای تناوب نوارهایی از چرت آهندار و سنگ میزبان توفی است. رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۲ نیز عبارتند از: ۱- رخساره رگه- رگچهای و برشی: که این رگهها عمدتاً باریتی- سیلیسی به همراه کانی گالن است، ۲- رخساره نواری رسوبی- بروندمی: حاوی نوارها و لامینههای چرت اهندار. کانسار ونکان ازلحاظ کانی شناسی دارای کانی های اولیه باریت، اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و مارکاسیت و کانی های ثانویه مالاکیت، کوولیت، دیژنیت، کالکوسیت، کریزوکولا، گوتیت، لیمونیت، اسمیتزونیت و سروزیت بوده و کانیهای باطله بهطور عمده سریسیت، کلریت، کوارتز و ژیپس هستند. دگرسانیهای عمده کانسار ونکان در سنگ دیواره کمرپایین از نوع کلریتی و سریسیتی و به مقدار کمتر آرژیلیکی، سیلیسی، کربناته و اپیدوتی است. طبق مطالعات ژئوشیمیایی انجام گرفته از رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۱، سرب و مس در رخساره سولفید تودهای به ترتیب تا ۳۳۸۶۵ و ۹۸۰۸ ppm غنی شدگی نشان می دهند. بیشترین مقدار روی و نقره مربوط به رخساره لایهای- نواری سولفیدی بوده و به ترتیب تا ۲۱۳۳۹۹ و ppm ۲۱۳۳۹ می باشد. بیشترین مقدار باریم مربوط به رخساره کانسنگ باریتی است. سنگهای آتشفشانی و نفوذی توالی میزبان نیز از لحاظ ژئوشیمیایی دارای ماهیت کالکآلکالن بوده و در حوضه کمان آتشفشانی شکل گرفته اند. براساس مطالعه میکروترمومتری سیالات درگیر بر روی کانیهای باریت و اسفالریت، میانبارهای سیال غالباً از نوع دو فازی مایع- بخار (L+V) دارای مقدار شوری ۲۱۶۹ تا ۲۱/۴۹ (میانگین ۱۲/۶۴) درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای همگنشدن دارای مقدار ۱۱۰ تا ۱۹۵ (میانگین ۱۶۰) درجه سانتیگراد میباشد. طبق مطالعات انجام گرفته و ویژگیهای اساسی کانهزایی، کانسار باریت- فلزاتپایه ونکان را میتوان در رده کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS) نوع بایمدال فلسیک یا کوروکو (Kuroko-type) ردهبندی نمود.

واژههای کلیدی: باریت- فلزاتپایه، سولفید تودهای آتشفشانزاد، کوروکو، ونکان، سوکان، سمنان

مقالات مستخرج شده از یایان نامه

- پزشکی قرهچه، ف.، موسیوند، ف.، رضایی کهخائی، م.، فردوست، ف.، (۱۳۹۷)، "الگوی تشکیل کانسار
 باریت-سرب-روی-مس ونکان، شمال شرق سمنان؛ بر پایه مطالعات کانی شناسی، د گرسانی، ساخت و
 بافت ماده معدنی"، دهمین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه اصفهان، ایران.
- پزشکی قرهچه، ف.، موسیوند، ف.، رضایی کهخائی، م.، فردوست، ف.، (۱۳۹۷)، "کانسار باریت-فلزات پایه ونکان سمنان: نمونه ای از کانهزایی سولفید تودهای آتشفشانزاد نوع کوروکو در کمربند ماگمایی
 شمال ایران مرکزی"، بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی و
 تخصصی زمین شناسی، دانشگاه پیام نور قم، ایران.
- پزشکی قرهچه، ف.، موسیوند، ف.، رضایی کهخائی، م.، فردوست، ف.، (۱۳۹۸)، " رخسارههای
 کانسنگ، کانی شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار باریت روی سرب مس ونکان
 (سوکان)، شمال شرق سمنان"، مجله زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.

فهرست

فصل اول:کلیات

۲.	١-١- مقدمه
۳.	۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه معدنی ونکان و راههای دسترسی به کانسار موردمطالعه
۴.	۱-۳- شرایط آبوهوای منطقه
۵.	۱-۴- زمينريختشناسي منطقه ونكان
۶.	۱-۵- فعالیتهای معدن کاری منطقه و تاریخچه مطالعات و کارهای انجامشده قبلی
۶.	۱-۵-۱ فعالیتهای معدنکاری در منطقه ونکان:
۷.	۱–۵–۲– مطالعات قبلی در مورد زمینشناسی و پترولوژی در سمنان
۹.	۱-۶- طرح مسئله و هدف از مطالعه
۱۰	۱-۷- روش مطالعه
۱۰	۱-۷-۱ گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع:
۱۰	۲-۷-۱ مطالعات صحرایی
۱۱	۱–۷–۳- مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی:
۱۱	۲-۷-۴ مطالعات دفتری:
۱۱	۰-۷-۱ تحلیل دادهها و نگارش
۱۱	۱-۸- انواع کانسارهای باریت
۱۶	۱–۹– کانسارهای باریت ایران
۱۶	١-١٠– سرب و روی
۱۱	۱-۱۰-۱ کانسارهای سرب و روی

فصل دوم: زمینشناسی ناحیهای

۲۲	۱-۲- مقدمه
۲۴	۲-۲- ویژگیهای پهنه ایران مرکزی
۲۵	۲-۳- ویژگیهای پهنه البرز
78	۲-۴- چینهشناسی و واحدهای سنگی منطقه
۲۸	1-۴-۲ واحد ماسەسنگى دونين (DP)
۲۸	۲-۴-۲ مزوزوئیک

۲۹	۲–۴–۳ سنوزوئيک
۳۱	۲-۵- ترشیری در البرز و شمال ایران مرکزی
۳۱	۲-۵-۱ البرز شمالی، البرز مرکزی و البرز جنوبی
۳۲	۲-۵-۲ ایران مرکزی
۳۲	۲-۶- چینەشناسی ترشیاری
۳۳	۲-۷- ویژگیهای منطقه جام
۳۳	۲-۷-۲ چینهشناسی منطقه جام
۳۴	۲-۷-۲ ماگماتیسم در منطقه جام
۳۵	۲-۷-۳ تکتونیک و زمینساخت ناحیه جام
۳۶	۲–۸- زمینشناسی ساختمانی
۳۸	۲-۹- زمینشناسی اقتصادی

فصل سوم: زمینشناسی و سنگشناسی محدوده معدنی

۴.	۳–۱– مقدمه
۴	۳-۲- چینهشناسی و سنگشناسی منطقه
۴۲	۳-۳- واحد اول (Unit 1)، سنگهای رسوبی ائوسن
۴۲	۴-۳- واحد دوم (Unit 2) غنی از گدازه
۴۳	۳–۴–۱ بازالت
۴۵	۳-۴-۲ آندزیت
۴۶	۳-۴-۳ تراكىآندزيت
۴۸	۵-۳- واحد سوم (Unit 3) واحد غنی از توف
۴۸	۳-۵-۱ - توف منطقه ونکان ۱
۵۲	۳-۵-۲- توف منطقه ونکان ۲
۵۴	۳-۶- تودەھاى نفوذى
۵۴	۲−۶−۳ ديوريت (OH- 1)
۵۴	۳-۶-۲- سیل گابرویی
۵۵	۳-۶-۳- دایک میکروگابرو
۵۶	۳-۶-۴ ديوريت (OH- 3)
۵γ	۳-۶-۵- سیل گابرویی- ونکان ۲
۵Υ	۳-۶-۶-دیاباز

۵۸	۳-۷- زمینساخت منطقه موردمطالعه
	فصل چهارم: کانهزایی و دگرسانی
۶۲	۱–۴ مقدمه
ی ونکان ۶۲	۴-۲- ویژگیهای افقهای کانهزایی در کانسار باریت- روی- سرب- مس
۶۴	۴–۲–۱– شکل هندسی ماده معدنی
۶۵	۴-۳- افق کانەزايى اول (OH- 1)
۶۵	۴-۳-۱- کانسار ونکان ۱ (سینه کار اصلی)
Υλ	۴-۳-۲- سینهکار شمالی
٧٩	۴-۳-۳ کانسار ونکان۲
λ۳	۴-۴- افق کانەزايى دوم (OH-2)
λ۳	۴–۵– افق کانهزایی سوم (OH-3)
٨۴	۴-۶- پهنه هوازده و سوپرژن
٨۶	۴-۷- دگرسانی
٨۶	۴-۷-۱- دگرسانی کلریتی
٨٩	۴-۷-۲ دگرسانی سریسیتی
۹۲	۴-۷-۳ دگرسانی کربناته
۹۳	۴–۷–۴– دگرسانی آرژیلیکی
94	۴–۷–۵– دگرسانی اپیدوتی
94	۴-۷-۴ دگرسانی سیلیسی
۹۶	۴–۸– پهنهبندی دگرسانی

فصل پنجم: کانی شناسی، ساخت، بافت و پاراژنز کانی ها

1	۵-۱-۵ مقدمه
۱۰۰	۵-۲- کانیشناسی در رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان
۱۰۱	۵-۲-۱ کانیهای اولیه و اصلی
117	۵-۲-۲- کانیهای ثانویه
118	۵-۲-۳- کانیهای باطله
۱۱۸	۵-۳- ساخت و بافت کانیها
۱۱۸	۵-۳-۱ ساخت و بافت رگه- رگچهای

119	۵-۳-۲ ساخت و بافت برشی
١٢٠	۵-۳-۳- ساخت و بافت تودهای
171	۵-۳-۴ ساخت و بافت نواری و لامینهای
١٢٢	۵-۳-۵ بافت دانه پراکنده
177	۵-۳-۶- ساخت و بافت حلقوی
١٢٢	۵–۳–۷ بافت جانشینی
179	۵-۳-۸- بافت کلوفرمی و تیغهای
179	۵–۳–۹ بافت اسکلتی
١٢٧	۵-۴- مراحل تشکیل، تکوین و توالی پاراژنتیک کانهها و کانیها
١٢٧	۵-۴-۱ - مرحله بروندمی- آتشفشانی
١٢٩	۵-۴-۲ مرحله دیاژنز
۱۳۰	۵-۴-۳ مرحله سوپرژن و هوازدگی

فصل ششم: مطالعات ژئوشیمیایی

۱۳۲	۶–۱– مقدمه
۱۳۳	۶-۲- نمونهبرداری و آنالیز نمونهها
۱۳۴	۶-۳- طبقهبندی سنگهای آذرین منطقه و تعیین محیط تکتونیکی
۱۳۷Modified by pearce	e, 1996 و Winchester and Floyd, 1977 و Winchester and Floyd, 977
۱۳۸	۲-۳-۶- طبقهبندی Hastie et al. 2007 براساس نسبت Co- Th
۱۳۹	۶-۳-۳ موقعیت تکتونیکی کانسار باریت- فلزات پایه ونکان
14.	۶-۴- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی
رآواری توالی میزبان ۱۴۰	۶-۴-۴ الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگهای آذرین و آذ
نان۱ و ۲۱۴۱	۶-۴-۲ الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در ماده معدنی کانسار ونک
147	۶-۵- ژئوشیمی رخسارههای کانهدار در کانسارهای ونکان ۱ و ۲
147	۶–۵–۱ ویژگیهای ژئوشیمیایی رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۱.
144	۶–۵–۲ ویژگیهای ژئوشیمیایی رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۲.
148	۶-۶- ستون لیتوژئوشیمیایی و ضریب همبستگی عناصر
148	۶-۶-۱- ستون ليتوژئوشيميايي
۱۴۸	۶-۶-۲- ضریب همبستگی عناصر

فصل هفتم: مطالعات سيالات درگير

187	۱-۷ مقدمه
۱۵۲	۲-۷ روش انجام مطالعات
۱۵۳	۷-۳- مطالعات پتروگرافی سیالات در گیر
۱۵۳	۲-۳-۷ نمونه باریت (Brt- 1) فاز اول کانهزایی
۱۵۵	۲-۳-۷ نمونه اسفالریت (Sp) در کانسنگ سولفید تودهای
105	۳-۳-۷ نمونه باریت (Brt- 2) فاز آخر کانهزایی
108	۷-۳-۴- شکل ظاهری و اندازه سیالات در گیر
۱۵۸	۷-۴- طبقەبندى ژنتيكى ميانبارھاى سيال
۱۵۹	۷-۵- مطالعات دماسنجی سیالات در گیر
١۶٠	۷-۵-۱-۵ سرمایش
181	۷-۵-۲- گرمایش
187	۷-۵-۳- چگالی، فشار و عمق میانبارهای سیال

فصل هشتم: بحث، نتيجه گيري و الگوي تشكيل

١۶٨	۸-۱ – مقدمه
١۶٨	۸-۲- شواهد ژنتیکی حاصل از مطالعات انجام شده بر روی کانسار ونکان
١۶٨	۸-۲-۱ سنگ میزبان و همراه
189	۸–۲–۲– شکل هندسی ماده معدنی
۱۷۰	۸–۲–۳– رخسارههای کانهدار
۱۷۲	۸-۲-۴ کانیشناسی
۱۷۳	۸-۲-۵ ساخت و بافت و منطقه بندی
۱۷۴	۸-۲-۶ دگرسانی همراه
۱۷۵	۸–۲–۷ نتایج ژئوشیمی
۱۷۵	٨-٢-٨ منشأ سيال كانهساز و فلزات
١٧٧	۸-۲-۹ محیط تکتونیکی
١٧٨	۸-۳- الگوی تشکیل و مدل ژنتیکی کانسار باریت- فلزاتپایه ونکان
١٧٩	۸–۳–۱– مرحله آتشفشانی- بروندمی: فاز اول

١٧٩	۸–۳–۲ فاز دوم
١٨٢	۸–۳–۳ فاز سوم
١٨٢	۸–۳–۴– مرحله دیاژنز
١٨٢	۸-۳-۵- مرحله سوپرژن و هوازدگی
١٨۴	۸-۳-۶- مدلهای تەنشست كانسار
۱۸۷	۸–۴– تقسیمبندی نهشتههای VMS
۱۸۷	۸-۴-۱ - تقسیمبندی کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد
۱۹۱	۸-۵- نحوه تشکیل و مدل ژنتیکی کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد
سولفيد تودهاي أتشفشانزاد	۸-۶- شباهتها و تفاوتهای کانهزاییهای منطقه با انواع تیپهای کانسارهای .
۱۹۳	(VMS)
194	۸–۶–۱– مقایسه کانسار ونکان با تیپ بایمدال فلسیک (تیپ کوروکو)
198	۸-۶-۲- مقایسه کانهزایی در منطقه با کانسارهای مشابه در جهان و ایران:
۱۹۹	۸-۷- نتیجه گیری کلی
۲۰۰	۸–۸– پیشنهادات اکتشافی
۲۰۱	منابع

شكلها	فهرست
-------	-------

۳.	شکل۱– ۱: راههای دسترسی به کانسار ونکان
۴	شکل۱- ۲: موقعیت کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان در تصویر ماهوارهای
۶	شکل۱- ۳: تصویر ناحیهای از محل کانسار به همراه سه واحد مورفولوژی
۷	شکل۱- ۴: آثار معدن کاری در معدن ونکان
۲۳.	شکل۲- ۱: موقعیت محدوده کانسار باریت-فلزاتپایه ونکان (ستاره) بر روی نقشه زمینشناسی- ساختاری ایران
74	شکل۲- ۲: تصویر ماهوارهای و تقسیمبندی منطقه موردمطالعه ازنظر زمینساختمانی
۲۷	شکل۲-۳: موقعیت کانسار ونکان و سایر کانسارهای مربوطه در نقشه زمینشناسی سمنان و جام
۳۷	شکل۲-۴- نقشه گسلهای منطقه شمال شرق سمنان
41	شکل ۳- ۱: واحدهای اصلی توالی میزبان در منطقه
47	شکل ۳-۲: ستون چینهشناسی عمومی از واحدهای سنگی ائوسن
	شکل ۳- ۳: نقشه زمینشناسی بزرگ مقیاس منطقه معدنی ونکان۴۳
44	شکل ۳- ۴: واحد بازالتی در افق اول کانهزایی، سینهکار شمالی
40	شکل ۳-۵: واحد بازالتی در کمرپایین افق ۱ کانهزایی، سینهکار اصلی
49.	شکل ۳- ۶: نمونه دستی از واحد آندزیتی در ونکان۱
۴۷	شکل ۳- ۷: تصویر نمونه دستی از واحد تراکیآندزیتی در ونکان۱
41	شکل ۳- ۸: نمونه دستی از واحد تراکیآندزیتی
49	شکل ۳- ۹: نمونه دستی از واحد توف شیلی در پایینترین بخش از کانسار ونکان۱
49	شکل ۳- ۱۰: توفهای موجود در دیواره کانسار
۵۰	شکل ۳- ۱۱: اولین واحد توف سیلیسی در دیواره کانسار
۵۰	شکل ۳- ۱۲: دومین و سومین واحد توفی در دیواره کانسار

۵١	شکل ۳- ۱۳: واحدهای توفی موجود در بخش کمربالا کانسار
۵١	شکل ۳- ۱۴: واحد توف سبز در سینه کار شمالی
۵٢	شکل ۳- ۱۵: نمونه دستی از توف در افق دوم و بالاترین بخش از منطقه ونکان
۵٣	شکل ۳- ۱۶: توفهای موجود در ونکان ۲
۵٣	شکل ۳- ۱۷: توفهای میزبان کانهزایی در ونکان۲
۵۴	شکل ۳– ۱۸: نمونه دستی از توده نفوذی دیوریت
۵۵	شکل ۳–۱۹: سیل گابرویی در دیواره کانسار ونکان ۱
۵۶	شکل ۳- ۲۰: نمایی کلی از رخنمون دایک میکروگابرو
۵۷	شکل ۳- ۲۱: رخنمون واحد دیوریتی در نزدیکی محور ناودیس
۵٨	شکل ۳-۲۲: واحد سیل گابرو در محدوده معدنی ونکان۲
۵۹	شکل ۳- ۲۳: واحد دیابازی در بخش کمرپایین کانسار ونکان ۲
۵۹	شکل ۳- ۲۴: تصویر میکروسکوپی از واحد دیابازی
۶.	شکل ۳-۲۵: منطقه معدنی ونکان در یک ناودیس با روند محوری شمال شرقی-جنوب غربی
۶٣	شکل ۴-۱: محدوده معدنی ونکان که بهصورت ناودیس مشخص است به همراه افقهای کانهزایی
94	شکل ۴-۲: توالی چینهشناسی عمومی منطقه موردمطالعه
۶۵	شکل ۴–۳: نمایی کلی از شکل هندسی ماده معدنی
99	شکل ۴-۴: نمایی از محدوده معدنی ونکان ۱
۶۸	شکل۴-۵: نمایی کلی از رخساره رگه- رگچهای
۶٩	شکل ۴-۶: نمونه دستی از رگه باریتی در رخساره رگه- رگچهای
۶٩	شکل ۴-۷: رخساره رگه-رگچهای در شیل
٧٠	شکل ۴–۸: رگههای سیلیسی و باریتی در شیل
۷۲	شکل ۴–۹: نمایی کلی از رخنمون رخساره سولفید تودهای
۷٣	
	شکل ۴-۱۰: تصویری از رخساره سولفید تودهای که زمینه غنی از باریت

٧۴	شکل ۴–۱۲: نمایی از رخساره لایهای نواری سولفیدی
۷۵	شکل ۴–۱۳: کانی های موجود رخساره لایهای- نواری سولفیدی
٧۶	شکل ۴–۱۴: رخساره کانسنگ باریتی
٧۶	شکل ۴-۱۵: کانیزایی منگنز (Mgs) در مرز بین رخساره کانسنگ باریتی و رخساره سولفید تودهای
ΥΥ	شکل۴-۱۶: رخساره نواری رسوبی- بروندمی در ونکان ۱
۷۸	شکل ۴–۱۷: کانهزایی در سینهکار شمالی
٧٩	شکل ۴–۱۸: توف دارای کانهزایی بهصورت رگه- رگچهای و دانه پراکنده سینه کار شمالی
٧٩	شکل ۴–۱۹: نمایی از منشورهای بازالتی و رگه- رگچهها در زیر آن
٨٠	شکل ۴-۲۰: نمایی کلی از منطقه ونکان۲
۸۱	شکل ۴–۲۱: نمایی از رخنمون رخساره رگه- رگچهای در ونکان۲
٨٢	شکل ۴–۲۲: نمونه دستی از رخساره رگه– رگچهای همراه با گالن (Gn) و باریت (Brt) در ونکان ۲
٨٢	شکل ۴–۲۲: نمانی کلی از ساختار لایهای در رخساره نواری رسویی– پروندمی
٨٣	شکل ۴–۲۴: نمایی از رخنمون سطحی از افق دوم (OH- 2) کانهزایی
٨۴	شکل ۴–۲۵: نمایی از رخنمون سطحی از افق کانهزایی سوم (OH- 3)
٨٥	شکا ۴–۲۶: نمایه کله از بونه هوانده در کانسار ونکان ۱ سینه کار اصل
٨٧	شکل ۴–۲۷۰ نمار کار از دگیرانی کارد. در کم دارین کانسار منکار ۱
A A	شکل ۲ ۲۰۱۰ میلی طلح از کارشانی طریقی در طمرپایین کامیار ولکل ۲
	سکل۲۰۱۰، تصویری از ۶ درسانی کنرینی (۲۱۱)
۸٦ ٩ .	شکل ۴–۲۹: نمودار XKD از نمونه ارسال شده از دگرسانی کلریتی
91	شکل ۲-۲۰: نومنه دسته از سنگ و ترسای سریسینی ور منطقه ولکان
۹۱	سس ۲۰۴۰، نمود مسلی از سب سیروی که دچار کا ترسایی سریسیدی سال سب
٩٢	شکل ۴–۳۳: نمودار ۲۳۵۰ از دگرسانی سریسیتی بخش کم بالا
۹۳	شکل ۴–۳۴: نمانی از دگرسانی کرناته
۹۳	شکار ۴–۳۵: نمانی کلے از دگرسانے آرژیلیکے در کانسار ونکان۲
۹۵	شکار ۴–۳۶: دگرسانی ایندوتی سنگ میزبان توف
۹۵	شکل ۴-۳۷: دگرسانی سیلیسی در کمریایین کانسار
٩٧	شکا ۴–۳۸- ندار کاراندگذیران کارد: میردست در کانسار منکار ۱

٩٨	شکل۴–۳۹: مدل شماتیک از پهنهبندی دگرسانی
١٠٢	شکل ۵-۱: نمونه دستی از رخساره رگه- رگچهای حاوی کانی باریت
۱۰۳.	شکل ۵-۲: کانی باریت در رخساره سولفید تودهای
1.4	شکل ۵-۳: کانی اسفالریت در رخساره کانسنگ سولفید تودهای
۱۰۵	شکل ۵-۴: تصویری از لامینههای غنی از کانی اسفالریت
۱۰۶.	شکل ۵–۵: کانی گالن در بخشهای مختلف
١٠٧	شكل ۵-۶: كانى نسل دوم پيريت (Py 2) بەصورت بافت كلوفرمى
۱۰۸	شکل ۵-۷: نسل سوم و چهارم از کانی پیریت
۱۱۰.	شکل ۵-۸: بافتهای موجود در کانی پیریت
111.	شکل ۵-۹: کانی کالکوپیریت در بخشهای مختلف
۱۱۱ .	شکل ۵-۱۰: تصویری از کانی مارکاسیت و هماتیت
۱۱۳	شكل ۵–۱۱: نمونه دستى از كانى مالاكيت
۱۱۳.	شكل ۵-۱۲: كاني كووليت و ديژنيت
114.	شكل ۵–۱۳: كانى كالكوسيت
110.	شكل ۵-۱۴: كانى ليمونيت و گوتيت
118.	شکل ۵–۱۵: نمونه از کانی سروزیت و اسمیت زونیت
۱۱۷ .	شکل۵-۱۶: نمودار XRD از کانی نارنجی رنگ سروزیت
۱۱۸.	شکل ۵-۱۷: نمونه کانیهای باطله
۱۱۹.	شکل ۵–۱۸: تصاویری از ساخت و بافت رگه- رگچهای
١٢٠ .	شکل ۵-۱۹: ساخت و بافت برشی
171	شکل ۵-۲۰: نمایی از ساخت و بافت تودهای
۱۲۳	شکل ۵-۲۱: تصاویری از ساخت و بافت لامینهای
174.	شکل ۵-۲۲: ساخت لایهای- نواری در دیگر بخشهای منطقه
174.	شکل ۵-۲۳: نمایی از ساخت و بافت دانهپراکنده
180.	شکل ۵-۲۴: ساخت حلقوی در کانسار ونکان ۱
١٢۵	شکل ۵-۲۵: ساخت و بافت جانشینی
179	شکل ۵-۲۶: الف) نمایی از بافت کلوفرمی و تیغهای

۱۲۷	شکل ۵–۲۷: نمایی از بافت اسکلتی
179	شکل ۵-۲۸: مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانیها در کانسار ونکان ۱
۱۳۰	شکل ۵-۲۹: مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانیها در کانسار ونکان ۲
Winchester a	شکل ۶-۱: محدوده سنگهای منطقه کانسار ونکان در نمودار (Modified by pearce, ۱۹۲7; Modified by pearce,
۱۳۸	
۱۳۹	شكل 6-۲: نمودار Meschede, 1986، براي تعيين موقعت تكتونيكي
141	شکل ۶-۳: نمودار عناصر فرعی و کمیاب در سنگ میزبان
147	شکل ۶-۴: نمودار عناصر نادر خاکی سبک در نمونههای کانسنگ کانسار ونکان ۱
147	شکل ۶-۵: نمودار عناصر نادر خاکی سبک در نمونههای کانسنگ کانسار ونکان ۲
140	شکل ۶-۶: میزان تغییرات عناصر باریت، روی، سرب، مس، نقره و کادمیم در ونکان ۱
148	شکل ۶-۷: میزان تغییرات عناصر باریت، روی، سرب، مس، نقره و کادمیم در ونکان۲
۱۴۸	شکل ۶-۸: نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار ونکان
184	شکل ۲-۱: نمونه دستی از باریت سیالات در گیر
184	شکل ۷-۲: سیالات در گیر دو فازی و تک فازی غنی از مایع در کانی باریت
۱۵۵	شکل ۷-۳: نمونه دستی از کانسنگ سولفید تودهای به همراه کانی درشت اسفالریت
۱۵۵	شکل ۲-۴: الف) تصویری از سیالات در گیر اولیه در نمونه اسفالریت
۱۵۷	شکل ۷-۵: نمونه دستی از رگه باریتی فاز آخر سیالات درگیر
۱۵۷	شکل ۲-۶: نمونه دوبرصیقل تهیه شده از رگه باریت فاز آخر دارای کانی اسفالریت
۱۵۸	شکل ۲-۲: تصویری از سیالات درگیر ثانویه در نمونه باریت فاز آخر به همراه میانبارهای سیال اولیه
۱۵۹	شکل ۲-۸: ردهبندی انواع سیالات در گیر بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آنها
184	شکل ۲-۹: نمودار هیستوگرام درجه حرارت همگن شدگی میانبارهای سیال
184	شکل ۷-۱۰: نمودار هیستوگرام میزان معادل شوری میانبارهای
ی همگنشدن و	شکل ۲–۱۱: نمودار درجه شوری در برابر دمای همگنشدن و نمودار تعیین چگالی سیالات در گیر برحسب دما
180	شورى
180	شکل ۷-۱۲: تعیین فشار بخار براساس دمای همگن شدن و میزان شوری
188	شکل ۷–۱۳: نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن و فرآیندهای متفاوت ایجاد سیال
188	شکل ۷-۱۴: نمودار تعیین عمق برحسب دمای همگن شدن در کانسار ونکان
۱۷۰	شکل ۸–۱: نمایی کلی از شکل هندسی ماده معدنی
١٧٢	شکل ۸-۲: مدل ارائه شده برای کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد تیپ کوروکو
۱۷۶	شکل ۸-۳: نمودار دمای همگنشدگی- شوری سیالات بهمنظور تعیین کمپلکس
۱۷۶	شکل ۸-۴: نمودار تعیین تیپ کانهزایی براساس شوری و دمای همگن شدن
١٧٧	شکل ۸-۵: نمودار تعیین تیپ کانهزایی براساس شوری و دمای همگن شدن
۱۷۸	شکل ۸-۶: محیطهای تکتونیکی تشکیل شدن کانسارهای سولفید تودهای توسط

۱۸۰	شکل ۸-۲: مدل شماتیک از مرحله اول کانهزایی در کانسار ونکان ۱
۱۸۱	شکل ۸-۸: مدل شماتیک از تشکیل فاز دوم کانهزایی در کانسار ونکان۱
۱۸۳	شکل ۸-۹: مدل شماتیک از مرحله سوم کانهزایی
۱۸۴	شکل۸-۱۰: نمونه دستی که سه مرحله کانهزایی در آن مشخص است
۱۸۴	شکل ۸-۱۱: نمونه دستی که تمام سه مرحله کانهزایی در آن مشخص است
۱۸۶	شکل ۸-۱۲: نمودار چگالی در برابر درجه حرارت برای سیالات سهگانه گرمابی
۱۸۷	شکل ۸-۱۳: شکل شماتیک که نشان دهنده ویژگیهای اصلی سبکهای مختلف کانهزایی VMS
۱۸۹	شکل ۸-۱۴: انواع ذخایر VMS براساس سنگهای میزبان از (Galley et al., 2007)
۱۹۰	شکل ۸-۱۵: ستون چینهشناسی تیپهای مختلف کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد
۱۹۳	شکل ۸–۱۶: مدل ژنتیکی برای تشکیل کانسارهای VMS
198.	شکل ۸-۱۷: کانسارهای کوروکو براساس نوع کانسنگ و نسبت Cu/Zn

فهرست جداول

جدول ۱-۱: میانگین فراوانی عنصر باریم در لیتوسفر و سنگهای تشکیل دهنده آن
جدول ۶-۱: مشخصات نمونههای آنالیز شده ICP-MS از رخسارههای کانهدار کانسار ونکان ۱
جدول ۶-۲: مشخصات نمونههای آنالیز شده ICP-MS از رخسارههای کانهدار کانسار ونکان ۲
جدول ۶-۳: مشخصات نمونههای آنالیز شده ICP-MS از سنگهای میزبان کانسار ونکان
جدول ۶-۴: مقادیر غلظت عناصر اصلی، عناصر کمیاب و نادرخاکی (ppm) از رخسارههای کانهدار کانسار ونکان۱۳۵
جدول ۶-۵: ضریب همبستگی بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در کانسار ونکان
جدول ۷-۱: نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در سیالات درگیر نمونههای کانسار ونکان ۱
جدول ۸-۱: نسبت Cu/Zn برای رخسارههای مختلف در کانسار ونکان ۱
جدول ۸-۲: مقایسه کانسار ونکان با ویژگیهای انواع کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS)
جدول ۸-۳: مقایسه کانسار ونکان با کانسارهای مشابه در جهان و ایران

فصل اول: كليات



از مهمترین زیرساختهای اقتصادی هرکشوری، میتوان به منابع و ذخایر معدنی آن اشاره کرد. بهرهبرداری و استفاده اصولی از این منابع بدون داشتن دانش زمینشناسی اگر غیرممکن نباشد به سختی ممکن است. از نظر زمینشناسی، کمربند ماگمایی شمال ایران مرکزی مستعد شکل گیری کانهسازیهایی بصورتهای مختلف میباشد. وجود معادن، کانسارها و اندیسهای شناخته شده مس، طلا، سرب، روی، آهن، منگنز، باریت و ... مؤید آن است. کانسار باریت- فلزات پایه ونکان در استان سمنان، ۲۳ کیلومتری شمال شرق شهر سمنان (گردنه آهوان) و در شمالی ترین بخش پهنه ایران مرکزی، در داخل توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن قرار گرفته است.

با افزایش جمعیت جهانی و همچنین با گسترش تکنولوژی و نیاز صنایع به خواص منحصر بهفرد از جمله باریت، روی، سرب و مس هر روزه بر تقاضای خرید این عناصر افزوده می شود، موارد ذکر شده اهمیت مطالعه نحوه کانیزایی و شرایط زمینشناسی این ماده و کانیهای اقتصادی آن را دو چندان می کند. گسترش سربارههای قدیمی و کارگاههای استخراجی در کانسار ونکان حاکی از رونق فعالیت معدنکاری مس در سالیان دور در این کانسار است. این کارگاههای قدیمی در کمرپایین کانسار گسترش دارند چراکه در این قسمت غنی شدگی مس بیشتر می باشد. معدن ونکان از سال ۱۳۷۸ به صورت یک کانسار غیرفلزی شروع به فعالیت کرده و نوع ماده معدنی آن در ابتدا خاکهای صنعتی بوده که بیشتر شامل باریت و کائولینیت میباشد. سپس براثر اتمام دوره بهرهبرداری معدن به مدت چندین سال تعطیلشده بود ولی در چند سال اخیر دوباره معدن فعالیتهای خود را آغاز کرده است، امروزه بعد از حفاریهای روباز ممتد انجام گرفته در کانسار به بخش غنی از کانیهای سولفیدی روی و سرب، سولفید تودهای دست پیداکردهاند. با توجه به کاربرد فراوان باریت و فلزات پایه و نیاز روزافزون به آنها در صنایع مختلف، مطالعه و اکتشاف کانسارهای جدید این مواد معدنی بسیار ضروری است، اگرچه معدن باریت پشته بزرگترین معدن باریت در منطقه است ولی کانسار ونکان به دلیل داشتن میزان بالای فلزاتپایه از اهمیت خاصی برخوردار است. در این راستا مطالعه چگونگی تشکیل کانسار باریت، فلزات پایه ونکان بهعنوان یکی از کانسارهای معدنی نسبتاً غنی از باریت، روی و سرب ایران جهت دستیابی به کلیدهای اکتشافی برای کشف ذخایر مشابه و جدید در منطقه از اهداف اصلی این تحقیق بوده است. پایاننامه حاضر جهت مطالعات زمین شناسی اقتصادی محدوده معدنی ونکان تعریف شده است. در این تحقیق، از دادههای زمینشناسی، سنگشناسی، کانیشناسی، ژئوشیمی، سیالاتدرگیر و اکتشافی سطحی و یردازش تصاویر ماهوارهای استفاده شده است.

۲-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه معدنی ونکان و راههای دسترسی به کانسار موردمطالعه

کانسار باریت – فلزات پایه ونکان در استان سمنان، ۲۳ کیلومتری شمال شرق شهر سمنان (گردنه آهوان) و در شمالی ترین بخش پهنه ایران مرکزی، در داخل توالی آتشفشانی – رسوبی ائوسن و با مختصات جغرافیایی ۳۰۳ '۲۵ طول شرقی و ۳۰۲ '۴۰ °۳۵ عرض شمالی در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۳۷۶) و ۲۰۵۰ ۲۰۱۰ سمنان (آقانباتی و حامدی، ۱۳۸۳) واقع گردیده است. راههای اصلی دسترسی به کانسار ونکان از طریق جاده آسفالته سمنان – دامغان – شاهرود و سپس مسیر کوتاهی از طریق جاده شوسه تا کانسار ونکان امکان پذیر است. (شکلهای ۱ – ۱ و ۲ – ۱). آبادیهای مهم که در این منطقه وجود دارند شامل چاشخوران، علیآباد، نوکلاته، تلوستان، زرد کمر، پشته، احمدآباد و نوکه است. منطقه موردمطالعه به دلیل نزدیکی به شهر سمنان و وجود معادن متعدد از جمله باریت، آهن، مس و خاکهای صنعتی حائز اهمیت است.



شکل۱-۱: موقعیت منطقه معدنی ونکان در استان سمنان، به همراه راههای دسترسی به کانسار ونکان.



شکل۱-۲: موقعیت کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان در تصویر ماهوارهای.

۱-۳- شرایط آبوهوای منطقه

این ناحیه دارای آبوهوای نسبتاً سرد و خشک در زمستان و گرم و خشک در تابستان است. منطقه موردمطالعه دارای اقلیم مدیترانهای و گرم و خشک است. میزان بارندگی سالیانه ناچیز و از سمنان به سمت گردنه آهوان افزایش مییابد. ولی میزان متوسط سالیانه آن ۱۳۰ میلیمتر میباشد. افزایش ارتفاع به سمت شمال، نفوذ ابرهای شمالی دریای خزر در بعضی نقاط کوهستانی و تأثیرپذیری از آبوهوای مدیترانهای فاکتورهای مثبتی هستند که این مناطق را ازنظر شرایط اقلیمی در وضعیت بهتری نسبت به سمنان قرار میدهند. فاصله منطقه موردمطالعه تا آبهای آزاد ۱۷۶۶ کیلومتر و ارتفاع بلندترین نقطه به سمنان قرار میدهند. فاصله منطقه موردمطالعه تا آبهای آزاد ۱۷۶۶ کیلومتر و ارتفاع بلندترین نقطه به سمنان قرار میدهند. فاصله منطقه موردمطالعه تا آبهای آزاد ۱۷۶۶ کیلومتر و ارتفاع بلندترین نقطه به سمنان قرار میدهند. فاصله منطقه موردمطالعه تا آبهای آزاد ۱۷۶۶ کیلومتر و ارتفاع بلندترین نقطه به سمنان قرار میدهند. فاصله منطقه موردمطالعه تا آبهای آزاد ۱۷۶۶ کیلومتر و ارتفاع بلندترین نقطه به سمنان قرار میدهند. فاصله منطقه موردمطالعه تا آبهای آزاد یا ۱۷۶۶ کیلومتر و ارتفاع بلندترین نقطه به سمنان قرار می دهند. فاصله منطقه موردمطالعه تا آبهای آزاد یا ۱۷۶۶ کیلومتر و ارتفاع بلندترین نقطه به من ماه است. اختلاف درجه حرارت در شب و روز زیاد است. حداکثر دما در مردادماه و حداقل آن در به من ماه است. خاکهای موجود در دامنه ها بیشتر حالت واریزهای دارند و از نوع گراولی می باشد که به سرعت آب از آن زهکشی شده و از دسترس گیاه خارج می گردد. بدین سبب پوشش گیاهی این ناحیه برخلاف قسمتهای شمالی تر ضعیف و پراکنده است و اغلب شامل بوته های کوتاه قد و خاردار بیابانی است(شاه حسینی،۱۳۸۶).

1-۴- زمينريختشناسي منطقه ونكان

منطقه گردنه آهوان را میتوان بخشی از واحد زمینساختی البرز و بخشی از واحد زمینساختی ایران مرکزی دانست، که هرکدام از این واحدها ازنظر سرگذشت زمین شناسی و شیوه چین خورد گی به ترتیب از واحد زمین ساختی البرز و ایران مرکزی پیروی میکنند. پهنه ایران مرکزی بزرگترین و قدیمیترین پهنه ساختمانی- رسوبی ایران محسوب میشود که در قسمت میانی کمربند آلپ- هیمالیا قرار دارد. چینخوردگی اصلی در پهنه ایران مرکزی مربوط به فاز کوهزایی آلپی میباشد و یکی از ویژگیهای مهم آن فعالیتهای آتشفشانی ائوسن است که خصوصاً در حاشیه این پهنه از شدت قابل ملاحظهای برخوردار است(Stocklin, 1968). پهنه رسوبی- ساختاری البرز شامل بلندیهای شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیس مرکب در یک راستای عمومی شرقی- غربی از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (آقانباتی،۱۳۸۳). استان سمنان در دامنههای جنوبی بلندیهای البرز(مرکزی- شرقی) و در حاشیه شمالی کویر بزرگ قرار دارد. این دو بخش را گسلی بزرگ با شیب حدود ۸۰ درجه در سوی جنوب از یکدیگر متمایز می کند. این گسل در ناحیه جام بنام گسل عطاری نامیده شده و حد یالئوژئوگرافی (پارینه جغرافیایی) و مرز جداکننده کوههای البرز و ایران مرکزی در ناحیه جام بشمار میآید و آخرین حرکات آن راست گرد میباشد. درههای پهن این ناحیه که در آن تراسهای آبرفتی و دشتهای سیلابی وجود دارند تقریباً همانند اکثر بخشهای البرز شرقی از روند شمال شرقی- جنوب غربی یا شرقی- غربی ییروی می کنند. حداکثر ارتفاع قلهها در محدوده موردمطالعه ۱۶۳۵ متر از سطح دریاست. در بخشهای شمالی تر به تدریج میزان ارتفاع افزایش می یابد به طوری که در ناحیه کوهستانی و ناهموار قلههایی متعدد با بیش از ۲۰۰۰ متر دیده می شود.

براساس مطالعات انجام گرفته، زمینریختشناسی ناحیهای به صورت سه واحد سنگی قابل مشاهده است. ابتدا واحد سنگهای رسوبی شامل سنگآهک، کنگلومرا، ماسه سنگ که در شرق منطقه معدنی قابل مشاهده است، سپس دومین واحد سنگی منطقه که بیشتر گدازههای آتشفشانی است و به صورت ارتفاعات، دارای مورفولوژی خشن تری به نسبت سایر مناطق می باشد. سومین واحد بیشتر از توف تشکیل شده و دارای مورفولوژی پست است که به دلیل سنگهای توف فرسایش پذیر و نیز گسترش دگرسانی ها می باشد (شکل ۱–۳، الف). زمین ریخت شناسی در کانسار ونکان شامل یک ناودیس بوده که محور ناودیس دارای روندی شمال شرقی – جنوب غربی می باشد (شکل ۱–۳، ب).



شکل۱-۳: الف) تصویر ناحیهای از محل کانسار به همراه سه واحد مورفولوژی، ب)ناودیس محلی در منطقه موردمطالعه ونکان که محور ناودیس دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی میباشد، و مناطق معدنی ونکان ۱ و۲ که در شکل مشخص هستند.

-۵-۱ فعالیتهای معدن کاری منطقه و تاریخچه مطالعات و کارهای انجامشده قبلی

۱-۵-۱ فعالیتهای معدنکاری در منطقه ونکان:

گسترش سربارههای قدیمی و کارگاههای استخراجی (شکل ۱-۴، الف) در کانسار ونکان حاکی از رونق فعالیت معدنکاری مس در سالیان دور در این کانسار است. این کارگاههای قدیمی در کمرپایین کانسار گسترش دارند چراکه در این قسمت غنیشدگی مس بیشتر میباشد. معدن ونکان از سال ۱۳۷۸ بهصورت یک کانسار غیرفلزی شروع به فعالیت کرده و نوع ماده معدنی آن در ابتدا خاکهای صنعتی بوده که بیشتر شامل باریت، کائولینیت و آلونیت میباشد. ضخامت این معدن در ابتدا ۱۰ متر پیشبینیشده سپس براثر اتمام دوره بهرهبرداری معدن به مدت چندین سال تعطیل شده بود ولی در چند سال اخیر دوباره معدن فعالیتهای خود را آغاز کرده است، امروزه بعد از حفاریهای روباز ممتد انجام گرفته در کانسار به بخش غنی از کانیهای سولفیدی روی و سرب دست پیداکردهاند (شکل۱-۴، ب).



شکل ۱-۴: آثار معدن کاری در معدن ونکان: الف) آثار استخراج و کار گاههای قدیمی و سربارههای ذوب مس در منطقه معدنی ونکان که نشان از کارهای شدادی قدیمی در منطقه است، ب) آثار معدن کاری جدید در منطقه معدنی ونکان. (دید به سمت شمال شرق کمی متمایل به شرق).

۲-۵-۱ مطالعات قبلی در مورد زمین شناسی و پترولوژی در سمنان

- نبوی (۱۳۶۶) ویژگیهای متفاوت چینهنگاری سنگی توالی پالئوزوییک (بهویژه دونین) دو طرف گسل سمنان را بررسی کرده است. به اعتقاد وی، در بخش جنوبی رخسارههای ایران مرکزی و در بخش شمالی آن رخسارههای البرز برونزد دارند. به همین دلیل، گسل سمنان را مرز بین پهنهی ایران مرکزی و البرز معرفی کرده است. همچنین در شرح نقشه زمینشناسی ۱۰۱۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۶۶)، به وجود تودههای نفوذی میکرودیوریتی در اطراف روستاهای سارو، بهرو، تیلستان و عبدلآباد اشاره نموده است.

- علوی نائینی (۱۳۷۶) با تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰ زمین شناسی جام و مناطق هم جوار، عملکرد گسل عطاری را موردبررسی قرار داده است. ایشان با توجه به تغییرات چینه شناسی در دو طرف گسل، آن را جداکننده ی دو پهنه ساختاری- رسوبی البرز و ایران مرکزی دانسته است. -صمدی (۱۳۷۷)، مطالعه بر روی پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگهای آذرین شمال تا شمال شرق سمنان را تحت عنوان پایاننامه کارشناسی ارشد ارائه نمودهاند.

- محسنی و همکاران (۱۳۸۱)، در پایاننامه ارشد خود مهمترین گسل منطقه را گسل عطاری معرفی نموده است و همچنین سنگهای آذرین منطقه موردمطالعه را از نوع سنگهای آتشفشانی و پلوتونیک معرفی نموده که بخشی از کمربند ولکانیکی ائوسن البرز هستند و به صورت گدازه و ولکانوکلاستیک گسترشیافته و دارای ترکیب آندزیت-بازالت، آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت میباشند.

-نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان توسط آقانباتی و حامدی (۱۳۸۳)، از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه گردیده. که میتواند مبنایی برای چینه شناسی، لیتولوژی، سنی و ساختاری این مطالعات باشد.

-غیاثوند و همکاران(۱۳۸۴)، کانسارهای آهن شمال سمنان را از دیدگاه زمینشناسی اقتصادی مطالعه نموده است. در این کانسارها یک توده نفوذی گرانیتوئیدی با سن بعد از ائوسن، حجم زیادی از سیال آهندار را با ترکیب حدواسط تا اسیدی به داخل سنگهای ولکانوپیروکلاستیک ائوسن وارد نموده، بهطوریکه در محل تماس توده با این سنگها، باعث اسکارنزایی و کانهزایی آهن شده است.

-شاهحسینی و همکاران(۱۳۸۹)، در مطالعه خود تحت عنوان اسکارنزایی و متاسوماتیسم در منطقه نوکه بیان میکنند که در محل تماس بین تودههای نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، مونزوگرانیت و گرانیت با سنگآهکهای کرتاسه و ولکانیکلاستیکها و توفآهکی ائوسن، کانهزایی آهن صورت گرفته است. به نظر وی، جایگاه زمینساختاری ماگماتیسم منطقه، حوضه پشتکمانی است که در مراحل اولیه تکامل خود قرار داشته و ازاینرو خصوصیات ماگمای قوس و سری سنگی کالک آلکالن را نشان میدهند.

-حاجیبهرامی (۱۳۹۰)، کانسار آهن همیرد واقع در شمال شرق سمنان را از دیدگاه پتروگرافی، ژئوشیمی و ژنز مطالعه نموده است که رخنمونهای سنگی محدوده موردمطالعه متشکل از مجموعه سنگهای آتشفشانی و پیروکلاستی با سن ائوسن میانی میباشد که ترکیب سنگها آندزیت تا آندزیت بازالت و توف میباشد. این مجموعه تحت تأثیر تزریق تودههای نفوذی نیمهعمیق با ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت قطع شدهاند. در نهایت براساس مطالعات انجام گرفته کانیسازی در کانسار همیرد در رده کانسارهای اسکارن قرار دارد. - دین پناه (۱۳۹۰) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مطالعه بر روی هندسه، سازوکار و جنبشهای جوان گسلهای شمال سمنان و عطاری، جنوب خاوری ناحیهی البرز مرکزی را مطالعه نموده است.

-شهری و همکاران(۱۳۹۰)، در قالب پایاننامه کارشناسی ارشد، اسکارنزایی، متاسوماتیسم و کانهزایی مرتبط با آن در منطقه زرتول شمالشرق سمنان را مطالعه نموده و بیان میکند وجود گسلهای بزرگ سمنان و عطاری در لایههای آهکی و عملکرد تکتونیکی آنها باعث ایجاد فضاهای مناسب برای جایگزینی تودههای نفوذی و سیالات کانسارساز شده است.

-خراسانی و همکاران (۱۳۹۳)، در قالب پایاننامه کارشناسی ارشد تکتونیک به بررسی ویژگیهای ساختاری واحدهای سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک در شمال خاوری سمنان (شمال گردنه آهوان) پرداخته است. ساختارهای منطقه حاصل فازهای زمینساختی قدیم و نو زمینساختی است: بهطوریکه جنبشهای شیبلغز (معکوس)، قدیمی و جنبشهای غالب امتدادلغز، جوان میباشد.

-خانهدار (۱۳۹۵)، شیمی کانی سنگهای نفوذی و کاربرد سنجشازدور در شناسایی سنگهای موجود در گردنه آهوان، شمال شرق سمنان را موردبررسی قرار داده است که تودههای نفوذی منطقه را تحت عنوان ترکیب گابرو، مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت معرفی کرده است که در سنگهای آتشفشانی، مارنی، آهکی و ماسهسنگی ائوسن میانی-بالایی نفوذ کردهاند.

-غفاری و همکاران (۱۳۹۵)، در قالب پایاننامه کارشناسی ارشد، مطالعه بر روی کانسار باریت- کائولن-مس پشته در شرق سمنان را مطالعه نموده و براساس مقایسه این کانهزایی با تیپهای مختلف سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS)، این کانسار را از نوع کانسارهای نوع کوروکو (Kuroko-type) معرفی نموده است.

-8- طرح مسئله و هدف از مطالعه

کانسار باریت– فلزات پایه ونکان در ۲۳ کیلومتری شمال شرق سمنان (گردنه آهوان) قرار دارد. ازنظر زمین ساختاری این نهشته در نزدیکی مرز پهنه ساختاری ایران مرکزی و کمربند ماگمایی البرز واقعشده است. تاکنون هیچگونه فعالیتهای علمی بر روی این کانسار انجام نگرفته است. براساس نقشه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان، سنگهای منطقه موردمطالعه بهطور عمده شامل گدازه و توف آندزیتی و توف ریولیتی با سن ائوسن– الیگوسن هستند. کانسار باریت– روی– سرب– مس ونکان در سنگهای توف، آندزیت، تراکیآندزیت، شیل و توف شیلی به سن ائوسن رخ داده است. این کانسار بهعنوان یک معدن باریت فعال بوده و برای اولین بار در این تحقیق موردمطالعه زمینشناسی اقتصادی قرار گرفته و فلزات پایه در آن کانسار موردتوجه قرار می گیرد. در این فصل به کلیاتی در مورد کانسار و همچنین چگونگی و روش کار پرداخته خواهد شد.

۱-۷- روش مطالعه

انجام این تحقیق طی چند مرحله به شرح زیر صورت گرفته است:

۱-۷-۱ گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع:

- تهیه و مطالعه کتب و مقالات درزمینهی موضوع پایاننامه.
 بررسی کلیه گزارشها و مقالاتی که به نحوی در ارتباط با منطقه موردمطالعه و نواحی اطراف و نیز کانهزاییهای مشابه در جهان میباشند.
 - مطالعه كليه منابع لازم در ارتباط با موضوع تحقيق
- ✓ جمع آوری اطلاعات مربوط به منطقه موردمطالعه (شامل نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰
 جام و ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان و تصاویر ماهواره ای مربوطه).
 - ۲-۷-۱ مطالعات صحرایی
- ✓ بازدیدهای مقدماتی و تکمیلی به منظور آشنایی با محدوده موردمطالعه و انطباق اطلاعات موجود
 با مشاهدات صحرایی.
- ✓ تهیه نقشه زمینشناسی معدنی به صورت نیمرخ در مقیاس حدود ۱:۵۰۰۰ از منطقه معدنی کانسار باریت ونکان.
- ✓ شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آنها با واحدهای سنگی و افقهای
 معدنی احتمالی.
- ✓ مطالعه شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاسهای ناحیهای، محلی، رخنمون و نمونه دستی.
- ✓ مشخص نمودن موقعیت فعالیتهای معدنی و چگونگی ارتباط آنها با واحدهای سنگی و افقهای معدنی احتمالی.

- ✓ نمونه برداری لیتو ژئو شیمیایی از قسمت های مختلف معدن، نمونه برداری عمود بر روند ساختار ها
 (لایه بندی) صورت گرفته و مبنای آن تغییرات سنگ شناسی، رنگ و بافت بوده است.
 - بررسی ارتباط احتمالی کانهزاییها با پدیدههای ساختاری مثل گسلها و چینخوردگیها.
- ✓ بررسی دقیق افقهای کانهدار، شکل هندسی پیکرههای معدنی و انواع مواد معدنی و پهنههای دگرسانی مربوطه در مقیاسهای رخنمون و نمونه دستی و بررسی پهنهبندی دگرسانی در کانسار.
 - ✓ بازدید نهایی از منطقه بهمنظور کنترل نتایج و اطلاعات بهدستآمده.

۱-۷-۳- مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی:

در این مرحله، پس از نمونه گیری با توجه به اهداف مطالعه، بر روی این نمونهها مطالعات مختلف به شرح زیر صورت گرفته است:

- ۲۰ تهیه ۳۰ مقطع نازک صیقلی و ۴۲ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی از نمونههای سنگی
 مختلف برای مطالعات پتروگرافی، بافت و ساخت، کانی شناسی و پاراژنز کانهها.
- ✓ تهیه مقطع دوبرصیقل برای انجام مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر بر روی آنها.
 - ✓ تجزیه تعداد ۴ نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) بهمنظور شناسایی کانیها.
- ✓ تجزیه تعداد ۱۳ نمونه کانسنگ و ۵ نمونه سنگ میزبان، بهمنظور تعیین میزان عناصر
 کمیاب (Trace element) و بررسیهای ژئوشیمی افقهای کانه دار کانسار باریت روی سرب مس ونکان با روش (ICP-MS)، در آزمایشگاه آریا شیمی شریف و شرکت مرکز
 تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) صورت گرفته است.
- ✓ بهموازات انجام کارهای فوق، تحقیقات کتابخانهای و اینترنتی جهت تجزیه وتحلیل اطلاعات
 و تلفیق آنها برای تدوین انجام گرفته است.

۱–۷–۴– مطالعات دفتری:

- ✓ مطالعه پایاننامهها، رسالهها، مقالات و کتب مرتبط با موضوع تحقیق
- ✓ ترسیم نقشهها با استفاده از نرمافزارهای Coral Draw، Autocad ،Coral Draw.
- ✓ تجزیهوتحلیل دادههای حاصل از تجزیه نمونهها با استفاده از نرمافزارهای تخصصی مانند
 ✓ GCDkit Surfer و نرمافزارهای آماری مانند SPSS.

- پردازش و تجزیه تحلیل و تلفیق دادههای حاصل از بررسیهای صحرایی، مطالعات مقاطع
 میکروسکوپی، دادههای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی.
- تلفیق دادههای فوقالذکر با دادههای حاصل از مطالعه مقالات و کتب مربوطه بهمنظور ارائه
 مدل کانهسازی در منطقه و نیز مقایسه این کانهزایی با نهشتههای مشابه در جهان.

1-۷-۵- تحلیل دادهها و نگارش

نتایج حاصل از مراحل قبل بامطالعه کتب مرجع و مقالات و استفاده از نرمافزارهای کامپیوتری، دستهبندی، پردازش و تلفیق گردیده و در نگارش از آنها بهرهبرداری شده است.

۱-۸- انواع کانسارهای باریت

فراوانی عنصر باریت در پوسته زمین ۴۲۵ ppm است، میانگین درصد فراوانی عنصر باریم در لیتوسفر و سنگهای تشکیل دهنده ی آن در جدول (۱–۱) آورده شده است (ایزدی، ۱۳۷۵). باریت متداول ترین کانی باریم دار است که به صورت اتفاقی و گاهی در مقادیر بزرگ مانند رگهای یا لایه ای تمر کز می یابد. این تمر کز می تواند به صورت تنها یا همراه با کانه هایی نظیر فلوئورین، سلستین، کوارتز، گالن، اسفالریت، کلسیت، دولومیت و سیدریت در محیطهای مختلف زمین شناسی روی دهد. کانی باریت با حضور عنصر باریم در ذخایر قابل توجه کانه های مناز اغلب با کانه های سرب و روی، مس، آرسنیک، نیکل، کبالت، مولیبدن، تنگستن، وانادیوم، آهن، نقره و تیتانیوم همراهی می شود. نهشته های باریت منشأ گرمابی دارند و ممکن است که ورود سیالات گرمابی غنی از باریم به آب دریایی غنی از سولفات، باعث تشکیل باریت شود. شکل غالب باریت به صورت رگهای و پر شدگی شکافه است، چنانچه در ماسه سنگها و سنگهای شود. می گاه رگههای مشخصی را تشکیل می دهد که بخشی از سازندهای آن، علاوه بر کلسیت و سلستین، باریت می باشد و بیشتر با کانه های مس همراهی می شود. باریت در قشر زمین گسترش زیادی داشته و می می می باریت بین باریت و سلستین و سلستین، باریت می باشد و بیشتر با کانه های می همراهی می شود. باریت در قشر زمین گسترش زیادی داشته و باریت می باریت به مورود را می می همراهی می شود. باریت در قشر زمین گسترش زیادی داشته و باریت می باین و سلستین و سلستین، باریت می باین باین و میزان ذخیره ای قابل توجه و بهره برداری هستند. ازنظر زمین شناسی باریت منابع باریت به شامل سنگهای آذین، رسوبی و دگر گونی یافت می شود، ذخایر این کانی در طبیعت

^{&#}x27;- Amorphous

به پنج صورت: الف) ذخایر رگهای پرکننده فضاهای خالی، ب) ذخایر لایهای، ج) کانسارهای باریت ثانوی یا برجایمانده، د) ذخایر برونزاد و م) ذخایر مرتبط با تکتونیک صفحهای (خوشجو، ۱۳۷۸).

نوع سنگ	فراوانی عنصر باریم	نوع سنگ	فراوانی عنصر باریم
گرانیت	۸.۴×۱۰ ^{-۲}	سنگهای اولترامافیک	•. * × 1• ^{-*}
گرانوديوريت	$r.0 \times 1.^{-r}$	ليتوسفر قارهاى	4.0 × 1.
سنگهای حدواسط	۳.۸ × ۱۰ ^{-۲}	مونزونيت	۶.X × ۱۰ ^{-۲}
سنگهای بازیک	$r.r \times 1.^{-r}$	شيل	$\Delta.\Lambda \times 10^{-1}$

جدول ۱-۱: میانگین فراوانی عنصر باریم در لیتوسفر و سنگهای تشکیل دهنده آن

الف- باریت تیپ رگهای پرکننده فضاهای خالی:

محلولهای که ترکیبات شیمیایی خاصی دارند در گسلها، شکستگیها به تشکیل باریت منجر میشوند. این نوع باریت معمولاً همراه با برخی از کانسارهای گرمابی نقره، سرب-روی و فلوریت تیپ دره میسیسیپی دیده میشود و یا در اطراف تودههای نفوذی تشکیل رگه میدهند. این ذخایر ازنظر ژنتیکی متاسوماتیک بوده و معمولاً نهشتههایی از سیالات گرمابی یا آبهای لبشور محبوس در اعماق باریت دار با حرارت متوسط و کم میباشند. این سیالات کانهدار گرمابی و ماگمایی، اغلب شکستگیها (گسلهها، درزهها و پهنههای برشی^۱، سطوح لایهبندی، کانالهای محلولی. فضای خالی بین ذرات و قطعات سنگ را در سنگهای گوناگون و در طول صدها متر (گاهی تا ۲۰۰۰ متر) و با اشکال گوناگون اثر فشارهای طولانی و تورم^۲ گسترده که تفاوتهای آشکاری در طول، عمق و حالت این رگهها به وجود میآورد، شناخته میشوندبیشتر معادن و ذخایر باریت در ایران از این نوع میباشند مانند معدن باریت الیت، معدن باریت دشت ده،معدن باریت نیوک و غیره.

۲ – Swelling

^{1 -} Brecciated Zones

ب - ذخایر رسوبی-لایه ای(Bedded) و رسوبی-آتشفشانی(Volcano-Sedimentary) باریت:

کانسارهای باریت نوع لایهای بیشتر با ذخایر سولفید تودهای و ذخایر چینهکران- چینهسان رسوبی در ارتباط هستند. در ذخایر سولفید تودهای نوع کوروکو، باریت در قسمت فوقانی و اطراف ذخیره سولفید تودهای یافت میشود. در بعضی از کانسارهای چینه کران- چینهسان رسوبی، لایههای باریتدار گزارششده است. باریت بهصورت لایهای و گاهی بهصورت سیمان سنگ دیده میشود. میزان باریت بین ۵۰ تا ۹۵ درصد متغیر است. ذخایر بزرگ باریت به صورت لایه ای یا عدسی شکل بوده و ممکن است سرب و روی نیز آنها همراهی کند. این نوع ذخایر تحت شرایط خاص شیمیایی که ذرات باریم توسط سیالات گرمابی دارای سولفید هیدروژن تهنشین میشوند به وجود میآیند. باریت در این نوع ذخایر معمولاً در حاشیه تمرکز می یابد و درگذر به سمت داخل پیریت دار می شود. کانسارهای باریت لایه ای ازلحاظ اقتصادی بسیار بااهمیت هستند، برخی از این ذخایر محتوی میلیونها تن باریت هستند و ذخایر عمده دارای ارزش اقتصادی است. محتوای باریت در این ذخایر متجاوز از ۹۵٪ باشد ولی گاهی به حدود ۵۰٪ و یا کمتر رسیده و با مقادیری از کوارتز دانهریز، رس، پیریت، چرت یا سیلت همراهی می شود. مثالهایی ازاینگونه ذخایر در ایالات نوادا و آرکانزاس آمریکا، شیلی، فرانسه وجود دارند (خوشجو، ۱۳۷۸). مطالعه بر روی نهشته گذاری محلی، درجایی که آبهای لبشور خارج از پوسته در گودیهای کف حوزه رسوبی با آب دریا مخلوط می گردند، به وسیله مدل انجام شده و نتیجه آن تهنشین شدن باریت میباشد. در این فرآیند، یونهای باریم جذب ذرات رس شده، با سولفاتهای موجود در آب دریا ترکیب گردیده و رسوب باریم را تشکیل میدهند.

ج-كانسارهاى باريت ثانوى يا برجاىمانده يا پسمانده (Eluvial or Residual)

این ذخایر حاصل فرسایش یک ذخیره باریت و حمل و تەنشست آن در منطقه دیگری میباشد. باریتهای موجود در این نوع ذخایر سفیدرنگ بوده و با وزن مخصوص زیاد از سایر کانیهای اطراف، مشخص میشوند. این نوع ذخایر باریت، براساس پایداری شیمیایی مولکولهای آن، در مقابل هوازدگی، تشکیل میشوند. اندازه و شکل این ذخایر متفاوت بوده و در بسیاری از موارد شکل توده اصلی که از آن منشأ گرفته است را منعکس میکند بهطوریکه ذخایر تجمع یافته از رگهها بهصورت طولی و ذخایر تجمع یافته از تودهها گرد تقریباً دایرهای مشاهده میشوند (خوشجو، ۱۳۷۸). فرآیند هوازدگی میتواند باریت را از جایگاه رگهای خود آزاد نموده و بهصورت پرشدگی در رگههای باریک متمرکز نماید که این
رگهها بهتنهایی برای معدنکاری مناسب نمیباشند. نهشتههایی ازایندست باکیفیت تجارتی در ایالتهای مختلف آمریکا یافت میشوند و بزرگترین ذخایر ازایندست باکیفیت تجارتی در ایالتهای مختلف امریکا یافت میشود و بزرگترین ذخایر از این نوع در میسوری واشنگتن وجود داشته باریت، ۲۵–۱۰ درصد ذخایر باقیمانده را تشکیل میدهد.

د- ذخاير برونزاد (Exogenic) يا زيردريايي برونزاد (Exhalative)

این نوع ذخایر که معمولاً حفرههای کارست مانند بین بلوکهای آهکی ریزشی را پر مینماید اولین بار توسط سابژینسکی^۱ و شوارزینسکی^۲ در سال ۱۹۷۳ تشریح گردید. در این گونه ذخایر، یونهای باریم از چشمههای داغ زیردریایی مشتق و با سولفاتهای آب دریا ترکیبشده و نهشته شدن باریت را موجب میشوند. این تهنشست سیمای رسوبی ذخیره را شکل میدهد و فعالیتهای بعدی به جانشینی و دگرسانی منجر میشود. به اعتقاد پاپک (۱۹۸۴) برای ذخایر باریت آمریکا، منشأ زیردریایی برونزاد بسیار غیر متحمل بوده و در بسیاری نقاط دنیا و بهویژه در بیشتر کانسارهای سولفیدی-تودهای به همراه باریت و یا بدون آن، این منشأ صادق است.

م-ذخایر مرتبط با تکتونیک صفحهای:

پس از پایان یافتن فعالیتهای آتشفشانی پالئوزوئیک در حوزه آلپین، در دورانهای مزوزوئیک و سنوزوئیک در حاشیه پلت فرمها^۳ در ارتباط با سیستم شکستگی، کانی سازی رخداده و کانسارهای منگنز و باریت را باعث شده است. در میوسن، در اثر پدیده جداشدگی در دریای سرخ و در کنارههای شکستگی، کانههای سرب و روی، منگنز، فلوئورین و باریت به صورت رگهای و اشباعی در داخل تودههای کناری گرابن و بخشی به صورت تجمعات رسوبی و در داخل لایه ها به وجود آمدهاند. در تشکیل انواع گرابنی این نوع ذخایر، ابتدا یونهای باریم و منگنز آبهای گرم بالارو حاصل از ماگمای بازالتی کف حوزه، به صورت نمک حوزه، به صورت نمک ته نشین می شوند و در اثر فرآیندهای بعدی به ذخایر باریت و منگنز تبدیل می شوند. از این رده می توان از کانسارهای منگنز و باریم جزایر یونان که در ادامه فعالیتهای ماگمایی پلیوسن به وجود آمدهاند نام برد.

۱ Sobczynski

۲ Szuwarzynski

۳ Platforms

۱-۹- کانسارهای باریت ایران

معادن و کانسارهای گوناگونی از باریت در ایران وجود دارد که ازلحاظ حجم و کیفیت در سطح جهانی قابل توجه هستند. کانی سازی باریت در ایران از پرکامبرین پسین تا پلیوسن دیده شده است و معادن باریت ایران در اکثر سازندهای زمین شناسی یافت می شوند (قربانی، ۱۳۸۱). بیشتر معادن و ذخایر باریت در ایران از نوع رگهای و پر شدگی در شکافهای است و انواع دیگر درصورتی که وجود داشته باشند بسیار نادرند. سنگ درون گیر بیشتر ذخایر رگهای در ایران کربناتی و از نوع آهک دولومیتی است و در برخی از موارد توف های آهکی و توف های آندزیتی نیز به عنوان سنگ میزبان مشاهده می شوند. از دیدگاه زمین ساختی، پراکندگی ذخایر باریت ایران به ترتیب در پهنههای ایران مرکزی و البرز بیشتر از سایر پهنهها و از دیدگاه زمین شناختی نیز عمدتاً سنگهای دوران سنوزوئیک که دربرگیرنده این ذخایر می باشد. نواحی حاجی آباد خور و دره کاشان در استان اصفهان، الیت در استان مازندران، بوشالو و آغجه مزار در نواحی حاجی آباد خور و دره کاشان در استان اصفهان، الیت در استان مازندران، اردکان و هفتهر عقدا و استان قزوین، باریت الماس در آذربایجان شرقی، باریتین لار در استان تهران، اردکان و هفتهر عقدا و دشت ده در استان یزد قرار دارند. بعلاوه عدسی ها، لایه ها ور گههای بسیاری در نقاط مختلف از جمله استان قزوین، باریت در این در استان اصفهان، الیت در استان مازندران، روشالو و آغجه مزار در ولی وی در و دره کاشان در استان اصفهان، الیت در استان مازندران، و مهمترین آنها در این ولومی و حرب می مناختی در محلوه عدسی ها، لایه و رو همای بسیاری در نقاط مختلف از جمله ولی وسعت و حجم این ذخایر محدود آباده، سمنان، تربت جام، کرج، آشتیان، ورامین و ... کشف شده است،

۱-۱۰- سرب و روی

سرب بهصورت طبیعی شناخته شده ولی به ندرت و بسیار کم اتفاق می افتد. سرب، فلزی است به رنگ خاکستری مایل به آبی که سطح تازه بریده ی آن دارای جلای فلزی درخشان است و در معرض هوا به سرعت اکسید می شود. این فلز نرم است و توسط ناخن خط برمی دارد. وزن مخصوص سرب ۳۴/۱۱ است و در دمای ۳۲۷ درجه سانتی گراد ذوب می شود و در حالی که به آهستگی سرد شود متبلور می گردد. سرب به راحتی از ترکیباتش حاصل می شود اما اسید کلریدریک و اسید سولفوریک اثر ناچیزی روی آن مرب به راحتی از ترکیباتش حاصل می شود اما اسید کلریدریک و اسید سولفوریک اثر ناچیزی روی آن دارند. مهم ترین کانی های سرب شامل: ۱–(Galen (Pbs)، ۲–(Pb4FeSb₆S14) (Pb4Fest) Anglezite -۶ Cerussite (PbCo₃) می و روی و در رده سی و چهارمین عنصر (PbSo4). سرب از نظر فراوانی در پوسته زمین پایین تر از مس و روی و در رده سی و چهارمین عنصر پوسته جای دارد. مقدار آن در سنگهای آذرین از ۵ تا ۲۰ mpd است. بیشتر ذخایر سرب از نوع سولفور سرب یا گالن است که به طور معمول با اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت و دیگر سولفوروها و سولفاتها همراه است. روی فلزی ترد و شکننده به رنگ سفید مایل به آبی است. دارای یک ساختمان بلورین و دریکی از نواحی استرالیا بهصورت آزاد یافت شده است. کاربردهای روی در روکش یا گالوانیزه کردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیهی آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیه می آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار می گردن آهن، تهیه می آلیاژهای مختلف مثل برنج و ...، لولههای موادی مثل خمیردندان مورداستفاده قرار در سنگ می در منگ می در سنگ معدن سرب و روی هستند.

۱–۱۰–۱ کانسارهای سرب و روی

عناصر سرب و روی به دلیل خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه، در نهشتهها و ذخایر متعددی اکثراً در کنار هم مشاهده می شوند و در بسیاری از کانسارها این دو فلز اصلی محسوب شده و در برخی دیگر نیز به عنوان محصول جانبی استخراج می شوند. تنوع بسیار زیاد کانسارهای سرب و روی از نقطهنظر نحوه تشکیل، انواع سنگ میزبان و همراه بودن با پدیده های مختلف زمین شناسی قابل توجه است. به همین علت تاکنون هیچ طبقه بندی جامع و کاملی در مورد ذخایر سرب و روی ارائه نشده است.

۱-۱۰-۱-۱- ذخایر سرب و روی تیپ دره می سی سی پی (MVT)

ذخایرمذکور برای اولین بار در دره رودخانه می سی سی پی در آمریکا مطالعه و به همین نام مشهور شدهاند .علیرغم اینکه تقریباً از ۴ دهه پیش مطالعات دقیق علمی بر روی آنها آغاز، و مقالات فراوان و متعددی از محققین مختلف درباره آنها منتشر شده، ولی تاکنون هیچ تئوری مدونی در مورد نحوه تشکیل آنها که مقبول همگان باشد ارائه نشده است. این مطلب بیانگر پیچیدگی فرایندهای دخیل در تشکیل این نهشتهها میباشد. سن رخداد چنین ذخایری در محدودهای از پرکامبرین تا کرتاسه (به غیر از سیلورین) تغییر میکند (Evans, 1987). بهعنوان مثال در ایران، کانسار نخلک اصفهان از این نوع کانهزایی میباشد(جزی و شهاب پور، ۱۳۸۹).

۱−۱۰−۱−۲− ذخایر سرب و روی نوع آلپی (APT)

این نوع کانسارهای سرب و روی بسیار شبیه به کانسارهای نوع MVT بوده با این تفاوت که این تفاوت که این تفاوت که این مورفولوژی سادهتر هستند و تجمع کانهها در بخش دیرزاد کانسار حاصل تحرک مجدد ثانویه بوده و کانی زایی در کانههای اولیه و مادر به صورت همزاد اتفاق افتاده است و از ویژگیهای

خاص این نوع کانسارها لایهبندی ماده معدنی و سنگبستر آتشفشانی- رسوبی است (Sangster, 1976). کانسار مهدیآباد یزد از این نوع کانهزایی در ایران میباشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۷). ۱-۱-۱-۳- ذخایر سرب و روی نوع ایرلندی (Irish)

این کانسارها مشابه کانسارهای آلپی و دره می سی سی پی بوده، با این تفاوت که کانهزایی نسبت به سنگ دیوارهای بهصورت همشیب میباشد (Sangater, 1976) و این نوع کانسارها بیشتر به نوع آلپی شبیه هستند. این کانسارها هم خصوصیات همزاد^۱ و دیرزاد^۲ را توأماً دارا هستند و میتوانند حاوی سرب، روی، مس و نقره باشند که یک تکامل تدریجی را از حالت همزاد به غیر همزاد را نشان میدهند. یکی از اختصاصات اساسی این گروه با کانسارهای نوع دره می سی سی پی در بالا بودن عیار مس و نقره و یک رخساره غیر همجوار آتشفشانی- رسوبی مشابه کانسار کوروکو ژاپن است . همچنین حضور گسلهای اصلی در مجاورت کانسار بیانگر حرکت محلولها در این نوع شکستگی و مخلوط شدن محلولهای گرمابی با آب دریاست.

۱-۱۰-۱-۴- ذخایر سولفید تودهای آتشفشانی (VMS)

مشخصات کلی نهشتههای سولفید تودهای آتشفشانی را میتوان بهصورت زیر بیان کرد (Hutchinson): معمولاً بهصورت عدسیهای نامنظم چینه کران از سولفیدهای تودهای با مقادیر متفاوتی روی-مس، و همچنین نقره و طلا هستند که در طبقات آتشفشانی زیردریایی بهطور همشیب قرار دارند. کانیشناسی آنها شامل پیریت، پیروتیت، اسفالریت، گالن، هماتیت، کاسیتریت، باریت، ژیپس و کربناتهاست. در زیر عدسی سولفیدی مجموعهای از رگههای سولفیدی و سنگهای دگرسان شده وجود دارد که شبیه یک مخروط واژگون است. به محیط ژئوتکتونیکی نوع خاصی از آتشفشانها یا دورههای زمینشناسی خاص تعلق ندارند. شرط تشکیل این نهشتهها تنها وجود آتشفشانهای زیردریایی نیست، بلکه با توجه به همراهی آنها با گسلها و گودالهای کف دریا و سیستمهای گسیختگی، تشکیل آنها به شرایط ویژه توپوگرافی، هیدرولوژی و زمینگرمایی بستگی دارد. منطقهبندی ژئوشیمیایی، منظم نسبت کالکوپیریت به اسفالریت + گالن یا مس نسبت به روی به سمت خارج از مرکز کانهزایی و منظم نسبت کالکوپیریت به اسفالریت + گالن یا مس نسبت به روی به سمت خارج از مرکز کانهزایی و به سمت بالا و اطراف است که این الگوی منطقهبندی فقط در نهشتههای چند فلزی بهخوبی توسع

- [\]- Syngenetic
- ^r- Epigenetic

یافته است. در این ذخایر دگرسانی سنگ دیواره بیشتر به سنگهای کمرپایین محدود میشود و کلریتی شدن و سرسیتی شدن رایج ترین اشکال دگرسانی است. ۱-۱۰-۱-۵- ذخایر رسوبی - بروندمی (Sedex)

اکثر این نهشتهها در محیطهای دریایی یا دلتایی غیر آتشفشانی یافت میشوند. این نهشتهها از نظر مکانی و زمانی توزیع گستردهای داشته و از پروتروزوئیک تا ترشیری دیده میشوند. بهطور کلی از نظر شکل، عدسی مانند و چینهسان بوده و طول آنها دست کم ده برابر عرضشان میباشد و در اکثر موارد بیش از یک لایه معدنی وجود دارد. مناطق تغذیه کننده در زیر برخی از نهشتهها شناسایی شده و ممکن است در زیر تعداد بیشتری از نهشتهها نیز وجود داشته باشد. تشابه دگرشکلی و دگرگونی این نهشتهها با سنگ میزبان حاکی از تشکیل آنها پیش از عملکرد فرایندهای دگرگونی است. این قبیل نهشتهها بخصوص آنهایی که در شیلها قرار دارند، سرشار از مواد آلی بوده و اغلب مجموعه کانیها و فلزات قابل بازیافت آنها نسبت به نهشتههای سولفید تودهای آتشفشانی از تنوع و پیچیدگی کمتری برخوردار است. آنها بهصورت میان لایه با دیگر سنگها دیده میشود. بهعنوان مثال در ایران، کانسار کوشک و چاهمیر بافق از این نوع کانهزایی میباشد (رجبی و همکاران، ۱۳۹۰).

اسکارنهایی که تنها برای سرب و روی موجود در آنها استخراج میشوند و در محیطهای زمینشناختی مختلف وجود دارند. این اسکارنها عمدتاً در ارتباط با سنگهای نفوذی حد واسط تا فلسیک عمدتاً گرانیت و گرانودیوریت که در درون سنگهای کربناته نفوذ کردهاند تشکیل میشوند. این نوع ذخایر در موقعیتهای تکتونیکی از قبیل پهنه فرورانش جزایر قوسی، در حاشیه قارهها و در محل تصادم قارهها تشکیل میشوند که اکثراً در بالای ذخایر مس، مولیبدن و قلع پورفیری نیز میباشند (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱) کانیهای اصلی شامل گالن و اسفالریت همراه با کوارتز، کربناتها، باریت و سولفیدهای دیگر است که معمول ترین آنها شامل پیروتیت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، پیریت و کالکوسیت میباشد.

کانسارهای رگهای (گرمابی) سرب و روی نسبتاً فراوان هستند. این کانسارها در کمربند سنگهای آتشفشانی واقع در پهنه فرورانش حاشیه قارهها و جزایر قوسی گزارش شدهاند. بعضی از کانسارهای سرب و روی در بالای ذخایر مس و یا مولیبدن پورفیری واقعشدهاند. بافت ذخیره در سنگهای آتشفشانی از نوع رگهای و استوکورک و در سنگهای کربناته از نوع جانشینی است.کانیهای مهم این ذخایر عبارتاند از: اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و مقدار جزئی تتراهدریت و انارژیت. نقره نیز در شبکه گالن و گاهی بهصورت سولفید یافت میشود و میتواند بهعنوان محصول جانبی این کانسارها استخراج شود. مطالعات ادخالهای سیال در برخی از ذخایر نشان داده است که محلولهای کانسارساز دمایی معادل ۳۵۰ درجه سانتیگراد یا بیشتر داشته، بسیار شور بوده و احتمالاً از ماگماهایی که در زیر قرار دارند به درون رگهها تزریق شدهاند. در برخی ذخایر شوری آب کمتر بوده و میتواند آب جوی یا حتی دگرگون باشد (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱).

فصل دوم: زمینشناسی ناحیهای



منطقه موردمطالعه در ۲۳ کیلومتری شمال شرق شهر سمنان واقع گردیده است. زمین شناسی عمومی منطقه توسط علوی نائینی (۱۹۷۲) و نبوی (۱۳۶۶) جهت تهیه نقشههای زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام و سمنان مور بررسی قرار گرفت. نبوی (۱۳۶۶) معتقد است، ویژگیهای چینهشناسی منطقه گردنه آهوان به گونهای است که می توان آن را پهنه حد واسط میان ایران مرکزی و البرز دانست زیرا برونزدهای پالئوزوئیک که در حاشیه شرقی و غربی منطقه وجود دارد، با سنگهای ایران مرکزی هم رخساره است و برونزدهای مزوزوئیک، بهویژه تریاس و ژوراسیک که در شمال ناحیه جام دیده می شود، با سنگهای همزمان در کوههای البرز هم رخساره میباشد. عمدتاً ولکانیکهای ائوسن اطراف منطقه را در برمی گیرد که تودههای نفوذی با ترکیب گابرو تا گرانودیوریت درون آنها نفوذ کردهاند و در طی تزریق و جایگزینی، تحولات دگرگونی و دگرسانی متنوعی به همراه داشتهاند. منطقه شمال- شمال شرق سمنان بهعنوان انتهای شرقی پهنه البرز مرکزی حاوی نوار باریکی از سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن (معادل سازند کرج) است. حدومرز این واحدهای ساختمانی- رسوبی اکثراً توسط گسلهای بزرگ و مهم مشخص می شود، بعلاوه بسیاری از آنها در طول تکامل و فعالیت خود، نقش آفرین پدیده هایی بوده اند که حاصل آنها در رخسارههای سازندهای مختلف چینهشناسی ایران بهخوبی دیده میشود (نبوی، ۱۳۵۵). براساس نظر نبوی (۱۳۵۵) مرز ایران مرکزی و البرز در منطقه موردمطالعه توسط گسل عطاری و سمنان از هم تفکیک می شوند. ولی براساس مطالعات انجام گرفته سنگهای آتشفشانی ائوسن در دو طرف گسل عطاری دیده میشوند و بنابراین بهنظر میرسد بتوان گسل عطاری را مرز بین ایران مرکزی و البرز دانست. منطقه مور دبررسی در پایین گسل عطاری قرار گرفته و جز ایران مرکزی یا کمان ماگمایی شمال ایران مرکزی محسوب می شود (شکل۲-۱ و شکل ۲-۲).

در نقشه۱۰۱۰۰۰۰ جام(علوی-نائینی،۱۳۷۶) واحدهای گدازههای آندزیتی و ردیفهایی از شیل و سنگهای آذرآواری و توفی (Evsh) داسیتی (Evd) و ریولیتی (Evr) سنگشناسی اصلی منطقه گردنه آهوان را تشکیل میدهند.



شکل۲-۱: موقعیت محدوده کانسار باریت-فلزاتپایه ونکان (ستاره) بر روی نقشه زمینشناسی- ساختاری ایران

(آقانباتی،۱۳۸۵).



شکل۲-۲: تصویر ماهوارهای و تقسیم بندی منطقه موردمطالعه ازنظر زمین ساختمانی، AZ: پهنه البرز، CIZ: پهنه ایران مرکزی.

۲-۲- ویژگیهای پهنه ایران مرکزی

فلات ایران ازنظر تکتونیکی منطقه فعالی میباشد که در کمربند کوهزایی آلپ – هیمالیا قرار گرفته است. براساس امتدادهای ساختاری (گسلهای اصلی) اشتوکلین و نبوی (۱۹۶۴)، فلات را به هشت پهنه ساختاری تقسیم کردهاند: زاگرس چینخورده، زاگرس رو رانده، پهنه دگر گونی سنندج – سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه – دختر، ایران مرکزی، کپه داغ و شرق ایران، ظاهراً فعالیتهای ماگمایی در فلات ایران در همه زمانها وجود داشته، اما اوج این فعالیتها در ائوسن بوده است. که غالباً در حاشیه قارهای فعال رخ دادهاند(1981, 1981). کمربند ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی شامل سنگهای آذرین درونی و بیرونی ائوسن تا کواترنری است. به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چینخوردگی، بالاآمدگی و جابجایی افیولیتها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران مرکزی به وقوع پیوست که ماگماتیسم شدید ائوسن را در پی داشته (1988, 1981) و در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است (Berberian, 1973).

در گردنه آهوان علیرغم ضخامت زیاد و توزیع وسیع، سنگهای آتشفشانی و توفها در یکفاصله زمانی نسبتاً کوتاه شکلگرفتهاند. ناآرامیهای این زمان مربوط به فعالیتهای ماگمایی وابسته به رویداد آلپ میانی میباشد (Haynes et al., 1995). ازنقطهنظر ترکیب سنگشناسی، تنوع بسیاری در سنگهای ماگمایی ائوسن وجود دارد. ردیفهای سنگی منسوب به ائوسن را میتوان بهصورت زیر تقسیم بندی کرد (Cuaig and kerrich, 1998).

- ۱) سنگهای آتشفشانی گدازهای: شامل انواع سنگهای اسیدی تا بازیک میباشد. سنگهای حد واسط نیز فراوانی قابل توجهی دارند. تبلور تفریقی ماگمای بازیک با ماهیت آلکالن سدیک، موجب ظهور سنگهای ماگمایی با ترکیب حد واسط شده است. این سنگها شامل آندزیت بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت، تراکیت، داسیت تا ریولیت و عمدتاً با ماهیت کالکآلکالن میباشد.
- ۲) سنگهای آذرآواری و آتشفشانی- رسوبی: که معمولاً شامل انواع نهشتههای آذرآواری با ترکیب اسیدی تا بازیک و سنگهای رسوبی- تخریبی بوده، در محیطهای دریایی غالباً کمعمق نهشته شدهاند و سنگهای برشی، آگلومرایی و توفی که مربوط به رخسارههای قارهای هستند.
- ۳) سنگهای نفوذی: اهمیت برونزدهای مربوط به این گونه تودههای نفوذی در برابر واحدهای ولکانیکی بهمراتب کمتر است و عمدتاً متعلق به ائوسن فوقانی است.

ائوسن در ایران مرکزی توسط فعالیتهای وسیعی از گدازههای ریولیتی تا بازالتی و آذرآواریهای آندزیتی تا داسیتی مشخص میشود. این فرایند گستردهترین و شدیدترین فعالیتهای آتشفشانی در طول تاریخ زمینشناسی ایران محسوب میشود (Berberian, 1981). مطالعات ژئوشیمیایی نشان میدهد که نوار ماگمایی ایران مرکزی از سری سنگهای آلکالن، کالک آلکالن و تولئیتی مرتبط با فرورانش تشکیل شده است (Berberin, 1981; Foster, 1972).

۲-۳- ویژگیهای پهنه البرز

پهنه رسوبی- ساختاری البرز شامل بلندیهای شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب^۱، در یک راستای عمومی شرقی-غربی، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد. از نگاه زمینشناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمیندرز تتیس کهن است که از برخورد سنگ کره^۲ قارهای البرز با سنگ کره توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. ولی در بیشتر نقاط، محل زمیندرز با ورقهای رانده ده از شمال به جنوب پوشیده شده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. گسل تبریز، گسل گرمسار، گسل سمنان و گسل عطاری مرز جنوبی البرز دانسته شدهاند. ولی چنین به نظر می رسد که مرز شاخصی

Anticlinorium

۲ Lithosphere

در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی باشد. فراوانی سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ترشیری، در دامنه جنوبی البرز، سبب شده بود تا در نخستین نقشه زمینساخت اروپا (خاین، ۱۹۷۲)، البرز بخشی از بزرگ ناودیس قفقاز – ترکیه دانسته شود. ولی، وجود سنگهای ماگمایی همسان با آن در دیگر نواحی ایران، و بهویژه با دستیابی به یافتههای بیشتری از زمینشناسی ایران، یقین شد که بسیاری از واحدهای سنگچینهای البرز و ایران مرکزی، از دیدگاه رخساره و شرایط تشکیل، همانندند به گونهای که البرز را میتوان چینهای حاشیهای ایران مرکزی دانست که در شکلگیری آن برخورد دو صفحه ایران و توران (گندوانا و اوراسیا) و پیامدهای آن نقش اساسی داشتهاند. همسانی البرز با ایران مرکزی بهویژه در دامنه جنوبی بیشتر است ولی در دامن شمالی

بهطور خلاصه توالی سنگی منطقه موردمطالعه با توجه به نقشه زمینشناسی تهیهشده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۱۳۷۶) از قدیم به جدید شامل بخشهای زیر است: ژوراسیک: دولومیت به همراه سنگآهک، شیل و ماسهسنگ کرتاسه: کنگلومرا به همراه ماسهسنگ و سنگآهکهای مارنی ائوسن (از پایین به بالا): توف و گدازه آندزیتی، توفداسیتی، توف و شیل و توفریولیتی ترشیاری: میکرودیوریتها الیگوسن-میوسن: سنگآهک و ژیپسهای مارنی و کنگلومرا و درنهایت در بالا واحدهای کواترنری قرار گرفتهاند.

۲-۴- چینه شناسی و واحدهای سنگی منطقه

براساس نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته پیشین، بهویژه نقشه زمین شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (علوی، ۱۳۵۱) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰ سمنان (آقانباتی و حامدی، ۱۳۷۳) توالی هایی از سنگ-های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک با راستای کلی شمال شرقی- جنوب غربی تا شرقی- غربی، در این ناحیه دیده می شود (شکل ۲–۳). در ادامه به بررسی ویژگی سازندهای رخنمون یافته در منطقه مور دمطالعه، از قدیم به جدید پرداخته می شود.



شکل۲-۳: موقعیت کانسار ونکان و سایر کانسارهای مربوطه در نقشه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰ سمنان و ۱:۱۰۰۰۰ جام (آقانباتی و حامدی، ۱۳۸۳، علوینائینی، ۱۳۷۶).

DP) واحد ماسه سنگی دونین (DP)

این واحد ماسهسنگی با گسترش کمی در بخش شرقی محدوده رخنمون دارد. ماسهسنگها به رنگ روشن تا خاکستری بوده و نقاط ارتفاعی محدوده را تشکیل میدهند. این واحد متعلق به سازند پادها است. امتداد غالب واحد ماسهسنگی شمالی- جنوبی و شیب آن به سمت شرق میباشد. واحد PP به سمت غرب روی واحدهای شیلی- ولکانیکی ائوسن رانده شده است (حاجی بهرامی، ۱۳۹۰). ازلحاظ ترکیب سنگ شناسی متشکل از کوارتزهای تکبلوری و فلدسپاتهایی با دگرسانی سریسیتی است. تأثیر فشارهای تکتونیکی منجر به تجدید تبلور کوارتزهای ریزبلور شده است (حاجی بهرامی، ۱۳۹۰).

۲-۴-۲ مزوزوئیک

الف- ژوراسیک زیرین- میانی: سازند شمشک

این واحد رخنمون سنگی در شمال و شمال غربی گردنه آهوان قابل مشاهده است. آسرتو^۱ (۱۹۶۴)، برش الگوی این سازند را در شمال تهران معرفی نمود. وی این سازند را به چهار بخش تقسیم کرده که به ترتیب از پایین به بالا شامل ماسهسنگ پایینی، سری ذغال دار پایینی، ماسهسنگ بالایی و سری ذغال دار بالایی میباشد. براثر عملکرد فاز سیمرین پیشین در تریاس میانی و بالایی، بخشهایی از ایران ازجمله البرز از زیرآب خارج و آبوهوای گرم و مرطوب بر منطقه حاکم شده است و درنتیجه به توسعه و گسترش جنگلهای انبوه در البرز و ایران مرکزی منجر شده است. به علت مدفون شدن این جنگلها توسط لایههای شیلی– ماسهسنگی ژوراسیک، لایههای زغالدار ایران تشکیل شدهاند. سازند شمشک در منطقه گردنه آهوان، از ماسهسنگی ژوراسیک، لایههای زغالدار ایران تشکیل شده است. سازند شمشک در تشکیل دهنده این سازند دارای مقاومت کمی بوده و نسبت به دیگر رخنمون های سنگی این منطقه در مقابل پدیدههای فرسایشی بیشتر آسیب پذیر است.

ب- ژوراسیک میانی: سازند دلیچای

سازند دلیچای نیز در منطقه شمال غربی منطقه و در نزدیکی سازند شمشک قرار گرفته است. نام سازند دلیچای بر گرفته از رودی به همین نام در مسیر دماوند- فیروزکوه است. این سازند دربرش الگو از آهکهای مارنی و ماسهای تشکیل یافته و نشانگر رسوب گذاری در محیط دریایی است (درویش زاده،

[\] Assereto

۱۳۸۳). سازند دلیچای در شمال کوه نمرد با یک سطح فرسایش یافته و هوازده بر روی سازند شمشک جای گرفته و بهصورت همشیب و بهتدریج به آهکهای روشن لار تبدیل میشود (خراسانی، ۱۳۹۳). سازند دلیچای در این منطقه در نقاطی مثل شرق مهدیشهر، شمال معدن سنگ جباری و شمال روستای دیکتاش رخنمون دارد. سنگشناسی آن شامل آهک، مارن و آهکهای مارنی کرم، قهوهای و سبزرنگ با لایهبندی نازک تا متوسط است که دارای مقدار فراوان آمونیت (از جنس پریسفینکتس) و مواردی نازک لایههای چرتی نیز میباشد (شهری، ۱۳۹۵).

۲-۴-۳ سنوزوئیک

الف- پالئوسن: سازند فجن

سازند فجن در شرق محدوده موردمطالعه قرار دارد. سازند فجن نشانگر فرسایش پس از رویداد کوهزایی لارامید است که عموماً سنگهای قدیمی تر را با دگرشیبی زاویه دار می پوشاند. از نگاه سنگشناسی، این سازند ضخامت متغیری از کنگلومرای چند منشائی، ماسه سنگ سرخ رنگ و مارن ماسه ای را شامل می شود. کنگلومرای آن از نوع پلی ژنیک، گل پشتیبان و به رنگ قرمز است که قطعاتی تخریبی نشاءت گرفته از سازندهای قدیمی تر از پالئوسن (از جمله آهکهای دلیچای و لار) را شامل می شود. این رسوبات قرمز هستند و معرف آن اند که رسوب گذاری در یک محیط قاره ای صورت گرفته است (صادقیان، ۱۳۹۵). سن این سازند با توجه به جایگاه چینه شناسی آن پالئوسن است. سازند فجن به طور محلی توسط رسوبات تخریبی آبرفتی بسیار جوان متعلق به کواترنری پوشیده شده است (صادقیان، ۱۳۹۵).

سازند کرج از سازندهای زمینشناسی ایران با سن ائوسن میانی و یکی از مهم ترین سازندهای تشکیل دهنده کوههای البرز است. محل برش الگوی مقطع نمونه سازند کرج در دره کرج کنار جاده چالوس در دو مقطع انتخاب شده است. این سازند در محل برش الگو ۳۳۰۰ متر ضخامت دارد و به طور کلی سازند کرج شامل توالی نسبتاً ضخیمی از توف های سبزرنگ با لایه بندی خوب و رسوبات شیلی توف دار، سنگ های رسوبی و گدازه های آتشفشانی و به ندرت سنگ های تبخیری است. با توجه به گستر ش سازند کرج در غرب و شمال غرب منطقه معدنی ونکان، ویژگی های این سازند به صورت زیر است:

۱-مطالعه برخی از قطعات آتشفشانی محفوظ مانده در توفها (قسمت بالایی سازند لشگرک) ازیکطرف و تعیین ترکیب پلاژیوکلاز موجود در توفهای کرج (الیگوکلاز-آندزین اسید) از طرف دیگر نشان میدهد که گدازه سازنده توفها از انواع اسیدی تا حد واسط (ریوداسیت،داسیت و غیره) بوده است که درواقع از انواع آتشفشانهای انفجاری هستند.

۲- ستبرا و گسترش این رسوبات نشاندهنده تداوم فعالیت انفجاری آتشفشانهای زیردریایی است که بهطور متناوب مراحل آرامش نیز وجود داشتهاند (تناوب توفها با رسوبات آهکی، شیلی و رادیولاریتی). قطعات آتشفشانی حاصل از انفجار بهصورت خاکستر در آب پخششدهاند که در بین آنها قطعات فلدسپات، کوارتز و بیوتیت (در حال تجزیه) نیز دیده میشود.

۳- لایهبندی توفها منظم و تدریجی است که با توجه به ابعاد دانههای تخریبی نشاندهنده رخساره کمعمق است. کف دریای تشکیلدهنده در امتداد گسلها و شکستگیها بهتدریج در حال فرونشستن بوده است. در مسیر این شکستگیها و در برخی از نقاط آن، امکان رسیدن گدازههای غلیظ اسیدی تا حد واسط نیز به سطح زمین تسهیل شده است. برخورد این گدازهها با آب دریا که در داخل شکافها صورت میگرفته، صفت انفجاری اصلی آنها را ندید کرده و سبب پراکندگی قطعات در آب دریا شده است (درویشزاده، می را ندر این (۱۳۷۰).

به عقیده آنلز و همکاران^۱ (۱۹۷۵) رسوب گذاری آهکهای کمعمق و ایجاد یک محیط پلایایی، فاز اولیه تشکیل سازند کرج بوده که در ائوسن اتفاق افتاده است. فاز دوم ائوسن فوران بازالتی کم قدرتی بوده است که فوران داسیتی را نیز در بین خود داشته است. فاز سوم تشکیلات سازند کرج با فورانهای انفجاری ریولیتی و داسیتی همراه بوده است. حرکات پوستهای در انتهای الیگوسن افزایشیافته و در بعضی نواحی نیز گدازههای بازالتی-آندزیتی دیده میشود.

پ- ائوسن: واحدهای آتشفشانی- رسوبی معادل سازند کرج

برخی واحدهای سنگهای آتشفشانی – رسوبی ائوسن معادل سازند کرج در نظر گرفته شدهاند. سنگهای ولکانیکی – رسوبی ائوسن تنوع زیادی ازلحاظ سنگشناسی، رنگ، شدت فرسایش و گسترش در محدوده اکتشافی دارند. تمامی این واحدها معادل واحد Ev در نقشه زمین شناسی ۲۰۱۰۰۰۰ جام هستند. پایین ترین بخش این توالی سنگهای آندزیتی سبز تیره است که بیشترین گسترش را نسبت به سنگ های ولکانیکی ائوسن دارد. این واحد (^v) به عنوان یکی از سنگ میزبانهای کانی سازی در محدوده معادل واحد آتشفشانی – رسوبی بخش این توالی منگهای آندزیتی سبز تیره است که بیشترین گسترش را نسبت به سنگ می ولکانیکی ائوسن دارد. این واحد (^v) به عنوان یکی از سنگ میزبانهای کانی سازی در محدوده مورد مطالعه است. با توجه به اینکه این واحد آتشفشانی – رسوبی به همراه توفهای سازند کرج میزبان اصلی کانهزایی در منطقه موردمطالعه است این بخش به طور کامل در فصل ۳ موردبحث قرار می گیرد.

¹ Annells et al

ت– ميوسن بالايي: سازند قرمز بالايي

این رسوبات با وسعت زیاد در ناحیه موردمطالعه، از دو واحد متفاوت از یکدیگر به سن میوسن تشکیل شده است. بخشی با ردیف هایی از کنگلومرای قرمزرنگ درست شده است، درصورتی که بخش دیگر را مارن های زرد، سبز و اغلب مارن های ماسه ای قرمز آجری رنگ می سازند که گاهی توسط نهشته های آبرفتی پوشیده شده اند. در بخش های شمالی منطقه موردمطالعه رخنمون دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). این واحدهای رسوبی به همراه کنگلومرای پلیوسن، رخنمون قابل توجهی را در بخش های شمالی منطقه موردمط العه نشان می دهند.

-۵–۲ ترشیری در البرز و شمال ایران مرکزی

۲-۵-۱ البرز شمالی، البرز مرکزی و البرز جنوبی

اثر کوهزایی اواخر کرتاسه (لارامید)، برجستگیهایی در البرز شمالی به وجود آمده و درنتیجه ردیفهای ترشیری البرز در دو حوضهٔ رسوبی مستقل و جدای از یکدیگر انباشته شده اند. بیشتر البرز شمالی در ترشیری از آب بیرون بوده و فاقد رسوب است، ولی در نئوژن، حاشیه جنوبی دریای خزر و دشت گرگان به عنوان بخشی از حوضه رسوبی پاراتتیس (پُنتوکاسپین)، که حوضه ای مستقل و جدای از البرز بوده، محل نهشت رسوبات تبخیری ماسه ای، سیلتی رسی بوده است. در البرز شمالی تاکنون رسوبات الیگوسن گزارش نشده است اما رسوبات میوسن با لایه های گچدار شروع می شود.

البرز مرکزی از ناحیه فیروزکوه شروعشده و تا نواحی شمال، شمال باختری قزوین-رشت ادامه مییابد. ترشیری در البرز مرکزی بهویژه دامنه جنوبی آن ازنظر سنگهای آتشفشانی بهخصوص آتشفشانی-رسوبی جایگاه ویژهای دارد. سنگهای آتشفشانی ترشیر در البرز، سازندی آتشفشانی-رسوبی را به وجود میآورند که به سازند کرج معروف است. این سازند در گردنه آهوان و شمال غرب منطقه موردمطالعه رخنمون دارد.

در البرز جنوبی، توالی ستبری از رسوبهای دریایی پالئوژن و نهشتههای قارهای نئوژن دیده می شود. در اینجا سنگهای پالئوسن بیشتر از نهشتههای کنگلومرایی و ماسه سنگی است که گاه همراهانی از گدازههای آتشفشانی دارد و به تدریج به سنگآهکهای نومولیت دار دریایی کم عمق ائوسن زیرین می رسد. در ائوسن میانی، حجم درخور توجهی (حدود ۳۰۰۰ متر) از توف و توفیتهای سبز، در حوضه در حال فرونشینی البرز جنوبی نهشته شده که سرانجام به رسوبهای کم عمق و تبخیری ائوسن بالایی می رسد. در مرز ائوسن – الیگوسن، رخداد زمین ساختی پیرنئن موجب خروج گسترده البرز جنوبی شده و به همین رو، توالیهای الیگوسن در البرز جنوبی وجود ندارد. ولی در حوضههای میان کوهی این بلندیها، توالیهایی از رسوبات قارهای اکسیدی وجود دارد که ویژگیهای سنگی آنها، مشابه ردیفهای نئوژن (سازند سرخ بالایی) ایران مرکزی است.

۲-۵-۲- ایران مرکزی

سنگهای ائوسن ایران مرکزی دو خاستگاه متفاوت دارند. در کمان ماگمایی ارومیه- بزمان و در گسترههای وسیعی از ایران مرکزی و بلوک لوت، سنگهای ائوسن، روانه یا خاکسترهای آتشفشانی ستبری است که در محیطهای آبی و یا خشکی شکل گرفتهاند. ولی، در حاشیه قارهها فرسایش بلندیهای حاصل از چینخوردگی لارامید، موجب نهشت سریع توالیهای فلیش گونه با ستبرای زیاد شده است.

حرکات کوهزایی ائوسن پایانی (رخداد پیرنئن) موجب تشکیل حوضههای رسوبی کمعمق قارهای شده به همین دلیل نهشتههای الیگوسن ایران مرکزی آواریهای سرخرنگ قارهای است که بهتقریب فاقد فسیل بوده یا فسیلهای شاخص ندارند. لذا، بهجز چند مورد، سن این نهشتهها، از روی موقعیت چینهشناسی آنها تعیینشده است. در بیشتر نواحی ایران مرکزی، توالیهای پالئوسن بهطور عمده نهشتههای کنگلومرایی و ماسهسنگی است که بهطور دگرشیب و گاه هم شیب، سنگهای کهنتر را می پوشانند.

۲-۶- چینهشناسی ترشیاری

همانند بیشتر جاهای دیگر ایران، حرکات کوهزایی برابر لارامین ناحیه جام را نیز تحت تأثیر خود قرار داده است، ازآنجایی که رسوبات ترشیری با دگرشکلی زاویهای و با کنگلومرای قاعده بر روی سنگهای کهن تر جای گرفته است. در ناحیه جام چهار مجموعه لیتولوژی کاملاً متفاوت در زمان ائوسن و آغاز الیگوسن درخور تشخیص است. این چهار مجموعه پایین به بالا عبارتاند از مجموعه کنگلومرایی و آهکی به سن ائوسن و احتمالاً بخشهای بالایی پالئوسن، ردیفهایی از توف و شیل همراه بامیان لایههایی از سنگهای آتشفشانی و ماسه سنگی، ردیفهایی از مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا به سن ائوسن میانی و بالاخره ردیفهایی از مارن و توفهای سبز همراه بامیان لایههایی از آهک و گچ به سن ائوسن بالایی و الیگوسن پایینی. ائوسن و احتمالاً بخشهای سبز همراه بامیان لایههایی از آهک و گچ به سن ائوسن میانی و ماسه سنگهای آهکی آغاز می شود، که می تواند هم ارز سازند فجن باشد، بر روی این کنگلومرا گاهی ماسه سنگهای آهکی آغاز می شود، که می تواند هم ای وابسته ائوسن زیرین جای گرفته است.

۲-۷- ویژگیهای منطقه جام

۲-۷-۱- چینهشناسی منطقه جام

در ناحیه جام چهار مجموعه سنگشناسی کاملاً متفاوت در زمان ائوسن و آغاز الیگوسن درخور تشخیص است .این چهار مجموعه از پایین به بالا عبارتاند از مجموعه کنگلومرایی، و آهکی به سن ائوسن و احتمالاً و بخشهای بالایی پالئوسن، ردیفهایی از توف و شیل همراه با میان لایههایی از سنگهای آتشفشانی و ماسهسنگی، ردیفهایی از مارن، ماسهسنگ و کنگلومرا به سن ائوسن میانی و بالاخره ردیفهایی از مارن و توفهای سبز همراه با میان لایههایی از آهک و گچ به سن ائوسن بالایی و الیگوسن یائینی. ائوسن و احتمالاً بخشهای بالایی پالئوسن با ۷۰۰ متر کنگلومرا و با عناصر متفاوت و ماسهسنگهای آهکی آغاز میشود، که میتواند همارز سازند فجن باشد. بر روی این کنگلومرا گاهی حدود ۵۰تا۱۰۰ متر آهکهای ماسهای همراه با نومولیتهای وابسته به ائوسن زیرین جای گرفته است. این آهکها همارز سازند زیارت است. بر روی این واحد بهتدریج یک سری به ستبرای حدود ۱۶۰۰متر شامل ردیفهایی از ماسهسنگ (Esl)، لاواهای آندزیتی و توف (Evt)، شیلهای سیاهرنگ یکنواخت (Esh)، ردیفهایی از شیل و سنگهای آتشفشانی (Evsh)، توفهای داسیتی (Evd) و ریولیتی (Evr) و سنگهای آتشفشانی (Ev) جای گرفته است. این ردیف در ناحیه جام بهتدریج با ردیفهایی از مارن گچدار، کنگلومرا و ماسهسنگ (Em) به ستبرای حدود۱۵۰۰متر پوشیده، که به نام مارن دوزهیر نامگذاری شده است. گاهی در بخشهای زیرین، میانی و بالایی این ردیفها، افقهای کنگلومرایی چنان ستبرایی دارد، که میتوان آنها را جداگانه برداشت نمود. این ردیفها در ناحیه جام توفهای ائوسن بالایی (پریابونین) و احتمالاً بخشهای زیرین الیگوسن تعیینشده است.

کنگلومراهای الیگوسن (Oml) در ناحیه جام همارز سازند قرمز زیرین (L.R.F) است، که رخساره آواری و مردابی دارد. این سازند بیشتر از کنگلومرا، ماسهسنگ و عدسیهایی از گچ درستشده و در همه موارد بر روی توفهای رزاقی (Eor) جای گرفته است. این سازند کنگلومراهای سازند قرمز زیرین را با ناپیوستگی همشیب و سازندهای کهنتر از آن را با ناپیوستگی دگر شیب میپوشاند. سازند قم در ناحیه جام بیشتر از آهکهای سفیدرنگ، آهکهای مارنی و مارنهای سبز روشن و خاکستری ساختهشده و بهطور متوسط حدود ۵۰۰متر ستبرا دارد. چنین به نظر میرسد که پیشروی دریایی که نهشتههای سازند قم را در ناحیه جام از خود بر جای نهاده است، از جنوب خاوری بهسوی شمال و شمال خاوری بوده است، زیرا سن لایههای زیرین این سازند در ناودیس آبگرم(واقع در جنوب ناحیه) الیگوسن بالایی، در حوالی ایستگاه گرداب آکی تانین و در حوالی روستای عطاری حد واسط الیگوسن بالایی به سن میوسن تعیین شده است.

در ناحیه جام نهشتههای جوان تر از میوسن بالایی و پلیوسن زیرین (U.R.F) از پایین به بالا شامل واحدهای زیر میباشد:

- ۱- ردیفهایی از مارن، کنگلومرا و رسهای ماسهدار (PI) که سن احتمالی پلیوسن برای آن در
 نظر گرفته شده است.
- ۲- ردیفهایی از کنگلومرا، ماسهسنگآهکی و رس (Qp1)، که در برخی نواحی به دو بخش کاملاً
 متفاوت از یکدیگر کنگلومرا در زیر و رسهای ماسهای در بالا میتوان آن را جدا کرد.
 ۳- تراستهای آبرفتی کهن (Qt2) که به تراستهای بلند، متوسط و کوتاه قابل جدا کردن است.
 ۴- دشتهای آبرفتی (Qt2)، مخروطهای افکنه، رسوبهای رودخانهای (Qa1) و دشتهای رسی

(گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ جام،علوی نائینی، ۱۳۷۶).

۲-۷-۲ ماگماتیسم در منطقه جام

سنگهای آذرین ناحیه را بیشتر سنگهای آتشفشانی تشکیل میدهد و عملاً سنگهای پلوتونیک در ناحیه برونزد چندانی ندارد. بهطورکلی سنگهای آذرین بخشهای بزرگی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰ جام را پرکرده و میتوان آنها را به سه دسته تقسیم کرد:

- سنگهای آذرین موجود در کوهوطن و بزکوه که بیشتر از دیاباز، میکرودیوریت و تراکی آندزیت
 درست شده و سن آن ها احتمالاً پالئوزوئیک است.
- سنگهای موجود در حوالی دهکده جام که بیشتر از نوع دیاباز و سن آنها احتمالاً ائوسن است.
- بالاخره سنگهای آذرین موجود در کوههای خیرآباد و ردیمک و چاهمحمد (غرب ناحیه) که بیشتر آنها از نوع آتشفشآنهای زیردریایی و همراه با رسوبهای وابسته به ائوسن است.

دیابازها و میکرودیوریتهای کوهوطن دارای بافت افیتیک هستند و کانیهای اصلی آن آندزیت و لابرادوریت است. این پلاژیوکلازها گاهی به سرسیت و کلسیت تبدیل شدهاند. کانیهای دیگر این سنگ عبارتاند از: پیروکسنهای مونوکلینیک (اوژیت) و کمی بیوتیت، کانیهای فرعی آن آپاتیت و اکسیدهای آهن است، که در متن سنگ به رنگ تیره است.

فعالیتهای آتشفشانی ترشیری در ناحیه جام محدود به ائوسن میانی است و بهطور کلی بخش بزرگی از تشکیلدهندههای سازند کرج را در این ناحیه سنگهای آتشفشانی درست می کند. توفهای سبز به سن ائوسن پایانی و الیگوسن آغازی محصول فعالیت آتشفشانهایی بیرون از ناحیه جام است. سنگهای ولکانیکی ائوسن بیشتر از نوع آندزیت، تراکی آندزیت همراه با پیروکسن، آگلومرا، توفهای داسیتی و ریولیتی است.

۲-۷-۳ تکتونیک و زمین ساخت ناحیه جام

ناحیه جام دارای خصوصیتی است که در آن میتوان دو واحد زمین ساختی مختلف را تشخیص داد. بخشی که در شمال باختری ناحیه موردبررسی قرارگرفته ازنظر سرگذشت زمینشناسی و شیوه چینخوردگی از واحد زمینساختی البرز پیروی مینماید درصورتی که بخشی که در جنوب خاوری این ناحیه جای دارد وابسته به واحد زمینساختی ایران مرکزی و دارای ویژگیهای این واحد است. این دو بخش را گسلی بزرگ با شیب حدود ۸۰ درجه در سوی جنوب از یکدیگر متمایز می کند. این گسل در ناحیه جام به نام گسل عطاری نامیده شده و حد پارینه جغرافیایی و مرز جداکننده کوههای البرز از ایران مرکزی در ناحیه جام به شمار می آید و آخرین حرکات آن راست گرد است. به طورکلی فازهایی که ناحیه جام را تحت تأثیر قرار داده است عبارت است از:

- فاز تکتونیکی برابر هرسین ': این فاز در قاعده سازند درود قرار دارد و به صورت خشکی زایی
 است.
- فاز برابر کیمرین پیشین^۲: این فاز در ناحیه جام با یک دگرشیبی خفیف میان سازند شمشک(که قاعده آن سنی برابر نورین دارد) و لایههای کهنتر به ویژه رسوبهای پرمین قابل تشخیص است.
- فاز کیمرین میانی^۳: این فاز مانند نقاط دیگر ایران میانی باژوسین زیرین (که رخساره پسرونده دارد
 دارد و بخش بالایی سازند شمشک را پدید آورده) و باژوسین بالایی(که رخساره پیشرونده دارد
 و قاعده سازند دلیچای را پدید آورده) قابل تشخیص است.
- فاز کیمرین پسین^۴: این فاز در قاعده نهشتههای وابسته به کرتاسه زیرین جای دارد و در ناحیه
 جام با دگرشیبی زاویهای میان آهکهای بدولین⁶ و سازند بغمشاه همراه با کنگلومرای قاعده
 قابل تشخیص است.
- فاز برابر اتریشی³: فاز کوهزایی اتریشی در قاعده کرتاسه بالایی قرار دارد و در ناحیه جام با قرار
 گرفتن ماسه سنگهای گلو کونیتی سنومانین بر روی شیل های آلبین مشخص می شود. در این
 ناحیه این فاز با چین خوردگی همراه نیست، بلکه به صورت خشکی زایی عمل نموده است.

۱ Hercynian

^r Early Kimmerian

³ Middle Kemmerian

³ Middle Kemmerian

⁴ Late Kimmerian

⁵ Bedulian ⁶ Austrian

¹¹⁰³

علاوه بر فازهای کوهزایی و خشکیزایی یادشده و فازهای کوهزایی پیش از نهشتههای الیگوسن پایانی، میوسن (سازند قم)، پلیوسن و کواترنری در ناحیه جام شناساییشده است(گزارش نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام،علوی-نائینی،۱۳۷۶).

فاز کوهزایی پیرینه سبب خروج این ناحیه از آب و نبود رسوب گذاری بین ائوسن و الیگوسن شد. سپس براثر پیشروی در دریای الیگوسن، رسوبات قرمز قارهای تشکیل شد (سازند قرمز زیرین). با پیشروی دریا در الیگوسن میانی، سازند دریایی قم تهنشین شد. در فاز کوهزایی میوسن این سازند دچار چینخورد گی شده، از آب خارج شد و بر روی آن مجدداً رسوبات قرمز قارهای به نام سازند قرمز بالایی تشکیل شد. با تأثیر فاز کوهزایی پلیوسن آغازی، بخش مهمی از ایران مرکزی از آب خارج شد. از فرسایش آنها رسوبات کنگلومرایی که باید آن را معادل و همسن کنگلومرایی که باید آن را معادل و هم سن کنگلومرای بختیاری به حساب آورد تهنشین شد (درویشزاده،۱۳۸۹).

۲-۸- زمینشناسی ساختمانی

با توجه به اینکه منطقه موردبررسی در مرز پهنههای زمینساختی البرز و ایران مرکزی واقعشده است، درنتیجه فعالیتهای تکتونیکی در این منطقه شدید است. چینخوردگی، راندگی و ایجاد گسلهای معکوس با شیب زیاد از پدیدههای ساختاری مهم منطقه موردمطالعه میباشد (شکل۲-۴). در این منطقه واحدهای رسوبی، از قدیم به جدید وجود دارند ولی این واحدهای رسوبی منظم نبوده و پدیدههای زمینساختی باعث برهم زدن یا حذف برخی از واحدهای رسوبی شدهاند. در برخی قسمتها راندگی واحدهای قدیمی تر بر روی واحدهای جوان تر صورت گرفته است. بهعنوان مثال راندگی ماسه سنگها و آهکهای کرتاسه بر روی ولکانیکهای ائوسن را میتوان اشاره کرد.

عملکرد گسلها باعث ایجاد درز و شکافهای متعددی شده است، بنابراین حرکت را برای محلولهای گرمابی حاصل از توده نفوذی آسان نموده و باعث اسکارنی شدن و کانهزایی (پیریت، مگنتیت، باریت و کلسیت و ...) شدهاند. پدیدههای مهم ساختاری منطقه توسط گسلهای طویل عطاری، سمنان و درجزین کنترل شدهاند (نبوی، ۱۳۶۶). گسل عطاری روند شمال شرقی- جنوب غربی دارد و با مؤلفه امتدادلغز چپ گرد است. به اعتقاد نبوی (۱۳۶۶) این گسل در ناحیه چهار گوش سمنان وجود دارد اما چون از زیر

¹ Laramian

آبرفتهای دشت سمنان می گذرد، لذا نمی توان آن را دنبال کرد. در ناحیه جام حضور گسل عطاری بسیار آشکارتر می شود و با برونزدهای قدیمی تر از ائوسن همبری ندارد. بنابراین جابجایی قائم آن چندان زیاد نیست. در مقابل به اعتقاد بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری در امتداد گسل سمنان قرار داشته، از بخشهای جنوبی این گسل شروع شده و به سمت شرق گستر شیافته است.

گسل عطاری از حدود ۲۰ کیلومتری شمال شرق سمنان (جنوب جاده تهران- مشهد) آغاز و به سمت شرق تا حوالی روستای قومشه ادامه دارد. از دیدگاه علوی نائینی (۱۹۷۲)، این گسل دارای روندی شمال شرقی- جنوب غربی با شیب به سمت جنوب شرق است که ضمن بریدن پهنه جام- آبخوری نوعی گسل بنیادی بوده که از زمان کامبرین پسین تا کرتاسه پسین بر حوضههای رسوبی- ساختاری البرز- ایران مرکزی می داند. افتخارنژاد (۱۳۵۹) نیز عقیده دارد که از اردوویسین به بعد گسل عطاری با روند شمال شرقی- جنوب غربی، البرز مرکزی و غربی را از البرز شرقی و ایران مرکزی جدا می کند. بنابراین منطقه موردبررسی در پایین گسل عطاری قرار گرفته و جز ایران مرکزی محسوب می شود. پدیدههای مهم ساختاری و ماگماتیسم منطقه توسط گسلهای طویل عطاری، سمنان و درجزین کنترل می شوند (نبوی، ۱۳۶۶).



شکل۲-۴- نقشه گسلهای منطقه شمال شرق سمنان (براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جام، علوینائینی، ۱۳۷۶).

۹-۲ زمین شناسی اقتصادی

منطقه شمال و شمال شرق سمنان بهواسطه فعالیتهای آتشفشانی و نفوذی نسبتاً وسیع، ازنظر کانهزایی تنوع و زیبایی خاصی دارد. گسترش کانهزایی به صورت کانسارهای سولفید تودهای در شمال شرق گسترش بیشتری داشته و همچنین اسکارنزایی و کانهزاییهای صورت گرفته در شمال سمنان ارتباط تنگاتنگی با یکدیگر دارند.

سیالات غنی از آهن که طی فرایند تفریق از تودههای نفوذی جدا گشتهاند، بهصورت اسکارن و در بعضی موارد بهطور پراکنده فضاهای خالی موجود در سطح گسلها را پرکردهاند مانند کانسارهای آهن شمال سمنان (غیاثوند، ۱۳۸۵). بهطورکلی حرکات تکتونیکی بهعلاوه حرکت و صعود ماگما و سیالات ماگمایی، توانسته باعث شکستگی و برشی شدن گردد. ورود سیالات ماگمایی به درون سنگهای میزبان آتشفشانی، آتشفشانی– رسوبی به دگرسانی آرژیلیکی گستره در آنها منجر شده است.

ازجمله کانسارهای موجود در منطقه می توان به کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد تیپ کورو کو در پشته سمنان (غفاری و همکاران، ۱۳۹۵)، کانسارهای آهن شمال سمنان (غیاثوند و همکاران، ۱۳۸۴)، کانسار آهن همیرد (خانهدار و همکاران، ۱۳۹۵)، کانسار آهن جنوب زرتول، کانهزایی ضعیف آهن در اطراف روستای نوکه و در جاده سمنان- پیغمبران (شهری، ۱۳۹۰)، معادن خاک صنعتی در غرب معدن آهن جنوب زرتول، کانهزایی مگنتیت و باریت در حوالی روستاهای نوکه و علیآباد (شاه حسینی و همکاران، ۱۳۸۹)، طلا و آهن احمدآباد در شمال شرق سمنان (حاجی محمدابراهیم و همکاران، ۱۳۹۵) می توان اشاره کرد.

فصل سوم: زمینشناسی و سنگشناسی محدوده معدنی



۳–۱– مقدمه

هدف از بررسی زمینشناسی یک محدوده معدنی، مطالعه واحدهای سنگی، روابط آنها، زمینساخت و ارتباط هریک از این پدیده ها با کانی سازی می باشد. بررسی این پدیده ها و ویژگی ها، کمک بسیار زیادی به شناخت موقعیت زمانی و مکانی و پی جویی آن در دیگر نقاط مشابه خواهد کرد. از آنجاکه توالی آتشفشانی – رسوبی ائوسن میزبان کانیزایی باریت – فلزات پایه می باشد، لذا سعی گردید تا با استفاده از نقشه های ۲۵۰۰۰۰۰ سمنان، ۲۱۰۰۰۰۰ جام، تصاویر ماهواره ای و عملیات صحرایی (پیمایش های عرضی) صورت گرفته در محدوده معدنی ستون چینه شناسی عمومی منطقه و کانسار (شکل ۳–۲) و نقشه بزرگ مقیاس زمین شناسی و ساختاری از محدوده مور دمطالعه و کانسار ونکان تهیه گردد (شکل ۳–۳). بنابراین با توجه به ستون چینه شناسی عمومی از توالی آتشفشانی – رسوبی، ویژگی سنگ شناسی و پتروگرافی هریک از واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه به ترتیب سن در زیر توضیح داده می شود.

۲-۲- چینه شناسی و سنگ شناسی منطقه

واحدهای سنگی ائوسن در شمال شرق و شرق سمنان برحسب جایگاه چینهشناسی، تغییرات سنگ-شناسی و برحسب تغییرات زمانی از پایین به بالا به سه واحد اصلی قابل تقسیم است (شکل ۳-۱): ۱-واحد اول (1 Unit) سنگهای رسوبی شامل: کنگلومرا و آهک کنگلومرایی، سنگآهک و ماسهسنگ، ۲-واحد غنی از گدازه شامل سنگهایی با ترکیب حد واسط تا اسیدی، آندزیت و تراکی آندزیت به همراه میان لایههایی از شیل و ۳- واحد غنی از توف شامل توفهای داسیتی، توف ریولیتی و توفشیلی، تقسیم,بندی می شود (شکل ۳-۱ و ۳-۲).



شکل ۳- ۱: الف) واحدهای اصلی توالی میزبان در منطقه به همراه تاقدیس و ناودیسهای محلی در تصویر ماهوارهای منطقه، ب) گسترش واحدهای سنگی ائوسن در مقیاس ناحیهای از محدوده موردمطالعه بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ جام (علوینائینی، ۱۳۷۶).



شکل ۳- ۲: الف) ستون چینهشناسی عمومی از واحدهای سنگی ائوسن در منطقه شمال شرق سمنان (براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰جام، علوینائینی، ۱۳۷۶)، ب) ستون چینهشناسی منطقه معدنی ونکان و جایگاه افقهای کانهدار (OH) در آن.

۳-۳- واحد اول (Unit 1)، سنگهای رسوبی ائوسن

این واحد رسوبی براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰ جام دارای سنگهای کنگلومرا، ماسهسنگ و سنگآهک است. رخنمون این واحدهای سنگی بیشتر براساس مقیاس ناحیهای در شرق جام واقعشده است (شکل ۲-۱). ولی در محدوده معدنی ونکان این واحد سنگی رخنمون ندارد.

4-۳- واحد دوم (Unit 2) غنی از گدازه

این واحد سنگی در بخش غربی منطقه با ضخامتی حدود ۱۰۰ متر دیده می شود. این واحد سنگی عمدتاً از گدازههای آتشفشانی تشکیل شده و بالاتر از واحد رسوبی قرار گرفته است. گدازهها بیشتر دارای ترکیبی حد واسط تا اسیدی بوده و شامل سنگهای آندزیت و تراکی آندزیت به همراه مقدار کمی از بازالت است که تودههای نفوذی با ترکیب دیوریت و گابرو به درون این واحدهای سنگی نفوذ کردهاند (شکل 7-۳، 2 Unit). در برخی نقاط در درون این واحد گدازهای، میان لایههایی از شیل نیز وجود دارد. این واحد همچنین بخش کمرپایین کانسار را شامل می شود که دارای رخساره رگه- رگچهای (تغذیه کننده)



شکل ۳-۳: نقشه زمینشناسی بزرگ مقیاس منطقه معدنی ونکان، محور ناودیس محلی به همراه افقهای کانهزایی و موقعیت کانسارهای ونکان ۱ و ۲ در آن.

۳-۴-۲- بازالت

این سنگ در مقیاس ناحیهای در شمال سمنان دارای حجم گستردهای میباشد و در طول گسل عطاری قابل رؤیت میباشد، ولی در منطقه موردمطالعه دارای گسترش بسیار کمی میباشد و دارای ساخت منشوری در افق اول کانهزایی و در سینه کار شمالی کانسار ونکان ۱ دیده میشود. هوازدگی و دگرسانی شدید سلیسی و سریسیتی که ناشی از عملکرد محلولهای گرمابی بوده بهخوبی در آنها مشاهده می شود (شکل۳-۴). خانه دار و همکاران (۱۳۹۵) گدازه های منشوری بازالت را در منطقه آهوان گزارش کرده اند.



شکل ۳- ۴: واحد بازالتی در افق اول کانهزایی، سینه کار شمالی (دید به سمت شمال غربی)، الف) نمایی از منشورهای بازالتی (Basalt) دگرسان شده، ب) نمونه دستی از بازالت منشوری، پ) تصویر میکروسکوپی از بازالت که کانی پلاژیوکلاز (Pl) در آن مشخص است، ت) تصویری از زمینه غنی از کانی کوارتز (Qz).

علاوه بر این در بخش کمرپایین کانسار ونکان ۱ در سینه کار اصلی نیز مقدار کمی سنگ بازالت به رنگ تیره مشاهده شده که عمدتاً دارای کانی های پلاژیو کلاز است و دارای بافت های پورفیری و بادامکی است (شکل ۳–۵). این سنگ عمدتاً دارای بافت های پورفیری و میکرولیتی از نوع بافت های هیالومیکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و تراکیتی (جریانی) غربالی و حفرهای (بادامکی) می باشد (شکل ۳–۵).

کانیهای پلاژیوکلاز و پیروکسن کانیهای اصلی تشکیل دهنده بازالت هستند. پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی موجود در سنگهای بازالتی است و گاهاً به کانیهای رسی تجزیه شده است و به صورتهای شکل دار و بی شکل دار دیده می شود (شکل ۳–۴). در برخی موارد، فنو کریستهای این کانی، دارای شکل اسکلتی و بافت خلیجی از سایر کانیها هستند. تشکیل بافت غربالی و ایجاد خوردگی در بلورها، دارای تفسیرهای سنگ زایی متفاوت از قبیل بروز تغییرات ترکیبی، گرمابی و فشاری در ماگمای در حال تبلور می باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). بافت حفرهای (Cavity textures) نشانگر وجود حفراتی در سنگ هستند که به صورت بخشی یا کامل به وسیله کانیهای ثانویه نظیر زئولیت، کوار تز، کلسدونی و کلریت پر شده باشند به بافت حاصله بادامکی (Amygdaloidal texture) و به هرکدام از حفرات پرشده بادامک می-گویند (همام، ۱۳۹۱) که در منطقه ونکان ۱، سینه کار اصلی این حفرات عمدتاً توسط کلریت پرشدهاند (شکل ۳-۵،پ و ت).

۳–۴–۲– آندزیت

این سنگ در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری روشن میباشد و پلاژیوکلاز، آمفیبول بهصورت درشتبلور درزمینه ریزتر قرارگرفته است. بافت عمده در آندزیتها میکرولیت پورفیریک، حفرهای و گاهی گلومروپورفیریک نیز دیده میشود. بلورهای پلاژیوکلاز در اندازههای مختلف فنوکریستال، درشتبلور و میکرولیت در این سنگها دیده میشوند. بلورهای پلاژیوکلاز بهصورت فنوکریستهای شکلدار تا نیمه شکلدار و دارای ابعاد متوسط ۱/۲ – ۰/۳ میلیمتر دیده میشوند. میکرولیتهای پلاژیوکلاز بهصورت تیغهای در خمیره دیده میشوند. واحد آندزیتی در محدوده ونکان ۱ در بخش کمرپایین کانسار در سینه کار اصلی و بالاتر از واحد بازالتی دیده میشود و عمدتاً دچار دگرسانی کلریتی (به رنگ سبز) شده است. کانیهای ثانویه موجود در این سنگ کلسیت کلریت به همراه کانیهای فرعی اکسید و هیدروکسیدهای آهن است، همچنین در متن سنگ کانیهای اوپک دیده میشود(شکل ۳–۶).



شکل ۳- ۵: واحد بازالتی در کمرپایین افق ۱ کانهزایی، سینه کار اصلی، الف) نمونه دستی از سنگ بازالت حاوی حفره-های بادامکی، ب) فنوکریستهای پلاژیوکلاز (Pl) و زمینه غنی از کانیهای ریز آن، پ) حفرات پر شده از کانی کلریت (Chl) در سنگ بازالتی در نور ppl، ت) تصویر بخش پ در نور Ipl.



شکل ۳- ۶: الف) نمونه دستی از واحد آندزیتی در ونکان ۱، سینه کار اصلی، ب) تصویر میکروسکوپی از کانی پلاژیوکلاز (Pl) و زمینه که کلریتی (Chl) شده است، پ) تصویری از کانیهای اوپک (Opq) موجود در سنگ آندزیتی، ت) حضور کانی ثانویه کلسیت (Cal) در زمینه سنگ.

۳-۴-۳- تراکی آندزیت

تراکیآندزیت بهطورکلی به رنگ خاکستری تیره تا خاکستری روشن دیده میشود. بلورهای پلاژیوکلاز اکثراً در یک خمیره ریزبلور و متراکم غنی از سیلیس دیده میشود. بافت میکرولیتیک پورفیریک و گاهی بافت گلومروپورفیریک به همراه بافت حفرهای که این حفرات عمدتاً از کلسیت پرشدهاند، در این نمونه سنگها دیده میشود (شکل ۳–۷). اندازه بلورها تقریباً بین ۲/۵– ۰/۳ میلیمتر بوده است. کانیهای پتاسیم فلدسپات نیز در این سنگها دیده میشود (شکل ۳–۸، ب). همچنین در خمیره میکرولیتهای پلاژیوکلاز دگرسانی کلریتی- اپیدوتی دیده میشود (شکل ۳–۷ و ۳–۸).

این واحد تراکی آندزیتی در بخش کمرپایین کانسار ونکان ۱، سینه کار اصلی دارای ضخامت کمی می باشد و بین سنگهای آندزیتی و بازالتی دیده می شود. زمینه غنی از کانی های پلاژیو کلاز و کوار تز ریز و درشت به همراه حفرات پرشده از کانی کلسیت است (شکل ۳–۷).

علاوه بر این واحد سنگی نیز در کمرپایین افق دوم کانهزایی (فصل چهارم) نیز مشاهده می شود که سنگ شدیداً دچار دگرسانی سریسیتی شده و دارای ظاهری روشن می باشد (شکل ۳–۸ الف) و زمینه دارای کانی های پلاژیو کلاز به همراه فلدسپات و سیلیس فراوان می باشد (شکل ۳–۸ ب). دارای دو نسل از کانی های پلاژیو کلاز ریز و درشت به همراه مقدار زیادی سیلیس و به میزان کمتر کانی بیوتیت می باشد (شکل ۳–۸، پ). در این نمونه عمدتاً پلاژیکلازها دچار دگرسانی سریسیتی شدهاند و حفرات و رگههای کلسیتی نیز در این سنگها دیده میشود (شکل ۳–۸، ث).



شکل ۳- ۷: الف) تصویر نمونه دستی از واحد تراکی آندزیتی در ونکان ۱، ب) حفرات پرشده از کانی کلسیت، پ) دانه-های درشت پلاژیوکلاز به همراه کانی کوارتز و کلریت در زمینه، ت) زمینه دارای کانی کلریت به رنگ سبز تا زرد.



شکل ۳- ۸: الف) نمونه دستی از واحد تراکی آندزیتی دگرسان شده که به رنگ روشن دیده می شود ، ب) تصویری از کانی های درشت فلدسپات در زمینه غنی از پلاژیو کلاز و سرسیت (Ser)، پ) تصویری از کانی های پلاژیو کلاز، کلریت و بیوتیت (Bt) در متن سنگ، ت) تجمعی از کانی پلاژیو کلاز به همراه رگه- رگچه های کلسیتی.

−۵-۳ واحد سوم (Unit 3) واحد غنى از توف

۳-۵-۱- توف منطقه ونکان ۱

این واحد به سن ائوسن و بالای واحد غنی از گدازه قرارگرفته است که واحد اصلی میزبان کانهزایی کانسار باریت- فلزات پایه ونکان میباشد که کانهزایی در مرز بین این دو واحد رخداده است. این واحد معادل توفهای سازند کرج میباشد. این واحد عمدتاً از توف، توفشیلی و توفهای شدیداً سیلیسی شده تشکیل شده است. سنگ میزبان توفی از بخش کمرپایین کانسار ونکان رخنمون دارد تا بالاترین بخش از کانسار و درنهایت توسط رسوبات کواترنری پوشیده شدهاند.

ابتدا پایین ترین بخش کانسار که شامل سنگ میزبان توفی میباشد موردبررسی قرار میگیرد. واحد توف شیلی موجود در بخش کمرپایین کانسار بسیار دانه ریز و دچار دگرسانی سریسیتی و مقدار کمتر دگرسانی اپیدوتی شده است. و یکی از توف های اصلی میزبان کانهزایی است که حاوی کانی های فراوان باریت به صورت دانه ریز و به مقدار کمتری باریت دانه درشت به همراه کانی سولفیدی پیریت است (شکل ۳–۹). سپس در دیواره کانسار دارای توالی های مختلفی از توف هستیم که به ترتیب به آن ها اشاره میشود (شکل ۳–۱۰). اولین بخش سنگ توفی در نزدیک ترین منطقه به بخش کانهزایی قرار دارد. که حاوی زمینه بسیار دانه ریز به همراه رگه- رگچه های باریتی در آن میباشد (۳–۱۱). دومین سنگ توفی دارای زمینه بسیار دانه ریز در حد سیلت و رس که به آن توف شیلی گفته میشود. و زمینه عمدتاً دارای در سانی سریسیتی است و کانی های سرسیت درزمینه مشاهده میشود (۳–۱۱). دومین سنگ توفی سیلیسی در بالاترین بخش از کانسار که عمدتاً دچار دگرسانی سیلیسی و سنگ تقریباً ظاهری قرمزرنگ پیداکرده است عمدتاً درزمینه بسیار دانه رینه بسیار دانه را را کانسار که عمدتاً دچار دگرسانی سیلیسی و سنگ تقریباً ظاهری قرمزرنگ سیلیس است (شکل ۳–۱۲ پ و ت). در بخش کمربالا کانسار نیز سنگ میزبان توفی به صورت لیتیک سیلیس است (شکل ۳–۱۲ پ و ت). در بخش کمربالا کانسار نیز سنگ میزبان توفی به صورت لیتیک توف شیلی و توف سیلیسی دیده می مود و حاوی کانی زیی باریت میباشد (شکل ۳–۱۱).

واحد توف سبز در افق اول کانهزایی در سینه کار شمالی (به فصل چهارم مراجعه شود) دارای ضخامت کمتری به نسبت توفهای سینه کار اصلی کانهزایی و عمدتاً دارای ترکیبی سیلیسی غنی از کوارتز هستند. در این افقها سنگ میزبان بهطور عمده از واحد توف سبز و گدازههای منشوری بازالتی تشکیل شده است. واحد توف سبز دارای کانهزایی به صورت رگه- رگچهای و دانه پراکنده از کانی پیریت میباشد. این واحد واقع در بخش کمرپایین افق اول و سینه کار شمالی است (شکل ۳-۱۴).



شکل ۳- ۹: الف) نمونه دستی از واحد توف شیلی در پایین ترین بخش از کانسار ونکان ۱، ب) تصویری از سنگ توفی به همراه کانی باریت که دچار دگرسانی سریسیتی شده است. پ) کانی های تیغهای باریت به همراه دگرسانی اپیدوتی، ت) کانی پیریت در واحد سنگی توف شیلی.



شکل ۳- ۱۰: توفهای موجود در دیواره کانسار (دید به سمت شمالغربی)، ۱) اولین واحد توفی لایهای، ۲) دومین واحد توفی دگرسانی سریسیتی، ۳) سومین واحد توفی قرمز رنگ.



شکل ۳- ۱۱: الف) اولین توف میزبان در دیواره کانسار، ب) رگه- رگچههای باریتی موجود در این واحد.



شکل ۳- ۱۲: الف) دومین سنگ توف در دیواره کانسار، ب) تصویر میکروسکوپی از توف شیلی بسیار دانه ریز دارای کانیهای سریسیت، پ) بالاترین توف سیلیسی در دیواره کانسار، ب) حفرات پر شده از باریت (Brt) در زمینه سیلیسی.


شکل ۳- ۱۳: واحدهای توفی موجود در بخش کمربالا کانسار، الف) توفشیلی بالاتر از واحد چرتی، ب) توفشیلی دارای کانهزایی باریت، پ) توف بخش کمربالا، ت) توف سیلیسی زمینه عمدتاً دارای سیلیس فراوان.



شکل ۳- ۱۴: الف) واحد توف سبز در سینه کار شمالی حاوی پیریت به صورت رگه- رگچهای و دانه پراکنده، ب) تصویر میکروسکوپی از واحد توفی غنی از سیلیس، پ) تصویری از پیریت های موجود در توف سبز.

واحد بعدی توف در بخش کمرپایین افق دوم کانهزایی واقع شدهاست و دارای کانهزایی رگه- رگچههای باریتی است و همچنین سنگ دارای نمایی برشی است که نشاندهنده این است که سیال کانهدار در آن نفوذ کرده است ولی درجه کانهزایی آن بسیار ضعیف است (شکل ۳–۱۵ الف، ب و پ).

آخرین واحد توفی در محدوده ونکان که بالاترین بخش است و جوان تر از سایر واحدهای سنگی می باشد که بعد از آن این محدوده توسط رسوبات کواترنری پوشیده شدهاند. این واحد توفی دارای کانیهای پلاژیوکلاز دانهریز است و سنگ شدیداً دچار دگرسانی شده است (شکل۳–۱۵ ت، ث و ج).



شکل ۳- ۱۵: الف) نمونه دستی از توف که نمایی برشی پیدا کرده است، ب) تصویر میکروسکوپی از توف برشی شده، حاوی دانههای ریز سرسیت، پ) رگهی باریتی در توف، ت) نمونه دستی از آخرین واحد توفی در منطقه موردمطالعه، ث) تصویر میکروسکوپی از واحد توفی دارای کانی پلاژیوکلاز در زمینه به همراه کانی کوارتز، ج) تصویر نور عادی از واحد توفی که دچار دگرسانی شده است.

۲–۵–۲ توف منطقه ونکان ۲

در منطقه ونکان ۲ واحدهای توفی نیز میزبان اصلی کانهزایی هستند دارای ضخامت بیشتری میباشند (شکل ۳–۱۶ الف). اولین واحد توفی در این منطقه توفهای سیلیسی موجود در بخش کمرپایین کانسار و در بالا و پایین واحد سیل گابرویی دیده میشود که دچار چینخوردگی شده (شکل ۳–۱۶ ب) و شدیداً سیلیسی نیز هستند. همچنین یک واحد توفی دیگر نیز در این منطقه دیده میشود که دچار دگرسانی کلریتی (شکل ۳–۱۶ الف و ت) شدهاند. اصلیترین واحد توفی در این محدوده توفهای میزبان کانهزایی هستند که عمدتاً در دیواره کانسار دارای کانهزایی میباشد (شکل ۳–۱۶ پ) که در برخی موارد دچار دگرسانی سریسیتی و کلریتی شدهاند. و این واحد توفی میزبان دارای کانهزایی بهصورتهای رگه-رگچههای باریت و سیلیسی به همراه کانههای سولفیدی است (شکل ۳-۱۷).



شکل ۳- ۱۶: توفهای موجود در ونکان ۲، الف) نمایی کلی از واحدهای توفسیلیسی و توف کلریتی (دید به سمت غرب)، ب) نمایی از توفهای سیلیسی چین خورده در دیواره کانسار ونکان۲، پ) تصویری از واحد توفی میزبان کانه-زایی حاوی بخش رگه-رگچههای باریتی، ت) واحدهای توف دگرسان شده سریسیتی و کلریتی.



شکل ۳- ۱۷: توفهای میزبان کانهزایی در ونکان۲، الف) نمونه دستی از توف دارای رگه- رگچههای باریت، ب) کانی باریت در توف میزبان در تصویر میکروسکوپی، پ) توف میزبان رگه- رگچههای باریتی- سیلیسی به همراه کانی سولفیدی، ت) تصویر میکروسکوپی از رگه- رگچههای باریتی- سیلیسی به همراه کانی سولفیدی.

۳-۶- تودههای نفوذی

OH- 1) - ديوريت (OH- 1) - ديوريت

این توده نفوذی در زیر افق اول و در ونکان ۱ در زیر گدازههای آندزیتی و تراکی آندزیتی که در سطح زمین رخنمون دارد. بافت آن بهطورکلی در نمونه دستی و میکروسکوپی دانهدرشت است و کانیهای پلاژیوکلاز به همراه کانی کوارتز و فلدسپات در متن سنگ دیده میشود که این واحد سنگی نیز دچار دگرسانی کلریتی- اپیدوتی شده است (شکل ۳–۱۸).



شکل ۳- ۱۸: الف) تصویر صحرایی از رخنمون دیوریت در منطقه، ب) نمونه دستی از دیوریت، پ) تصویر میکروسکوپی دارای کانیهای پلاژیوکلاز، فلدسپات و کوارتز.

۳-۶-۲- سیل گابرویی

در خانواده گابرو، سنگها فقیر از سیلیس و پتاسیم و غنی از کلسیم، منیزیم و آهن میباشند. گابرو سنگ آذرین درونی دانه درشت با رنگ تیره تا نیمه روشن حاوی کانیهای اصلی اوژیت و پلاژیوکلاز از نوع لابرادوریت و یا کلسیت است. از کانیهای دیگر میتوان ارتوپیروکسن، پیژونیت، الیوین و کوارتز نام برد. گابرو معمولی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اوژیت و مقداری کانی فرعی مثل مگنتیت، ایلمنیت، کرومیت و بیوتیت تشکیل یافته است. توده گابرویی در بالاترین بخش از کانسار ونکان ۱ دیده می شود و دارای ضخامت حدود ۱۰ متر می باشد. و دارای همروند و هم شیب با سنگ میزبان و کانهزایی قرار گرفته است و رنگ آن سبز تیره و دارای بافت تقریباً دانه درشت و دچار فرسایش پوست پیازی شده است (شکل۳–۱۹ الف و پ). به این علت که جنس و رنگ آن با لایه های اطراف تفاوت دارد و جوان تر از لایه های اطراف است می تواند یک توده نفوذی باشد و به علت همروند و هم شیب بودن با لایه های دیگر قرار گرفته است از نوع سیل تشخیص داده شده است. در تصاویر میکروسکوپی دارای بافت دانه درشت و شامل کانی های چون پیروکسن، پلاژیو کلاز، آمفیبول، بیوتیت، زئولیت و رگه– رگچه های سیلیسی است به همراه کانی او پک (شکل ۳–۱۹) در متن سنگ است.



شکل ۳–۱۹: سیل گابرویی در دیواره کانسار ونکان ۱(دید به سمت شمال شرقی)، ب) تصویر میکروسکوپی از کانیهای پلاژیوکلاز (Pl)، زئولیت (Zeo)، پیروکسن (Px) و آمفیبول (Amp)، پ) نمونه دستی از سیل گابرویی، ت) تصویری از کانیهای بیوتیت (Bt) و اوپک (Opq) در متن سنگ.

۳-۶-۳- دایک میکروگابرو

این توده نفوذی در نزدیکی محور ناودیس در محدوده معدنی ونکان قابل مشاهده است که واحدهای سنگی توفی نفوذ کرده است. رنگ آن در مقیاس رخنمون صحرایی تقریباً تیره و قابل تشخیص به نسبت سایر واحدهای سنگی در اطراف می باشد (شکل ۳-۲۰ الف). دارای ساختی مشابه یک دایک است، در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت دانهریز حاوی دو نسل از کانیهای پلاژیوکلاز دانهریز در زمینه و دانهدرشت بهصورت دانه پراکنده در سطح نمونه (شکل ۳-۲۰ ت) به همراه بافت حفره پر کن که حفرات از کانی کلسیت پرشدهاند و زمینه عمدتاً دچار دگرسانی کلریتی و سریسیتی شدهاند (شکل ۳-۲۰). در زمینه سنگ کانیهای اوپک نیز دیده میشود (شکل ۳-۲۰ ث).



شکل ۳- ۲۰: الف) نمایی کلی از رخنمون دایک میکروگابرو (دید به سمت شرق)، ب) نمونه دستی از این واحد سنگی، پ) حفرات پر شده از کلسیت بهصورت دانه پراکنده در متن سنگ، ت) پلاژیوکلازهای دانه درشت در زمینهی سنگ، ث) پلاژیوکلاز دگرسان شده سریسیتی به همراه کانیهای اوپک.

(OH- 3) ديوريت (-8-۳

این واحد سنگی بالاتر از بخش دایک گابرو و در زیر افق سوم کانهزایی واقعشده است. دارای بافت تقریباً دانه درشت در مقیاس نمونه دستی و میکروسکوپی است (شکل ۳–۲۱). عمدتاً از کانی های پلاژیو کلاز به صورت دانه درشت و دانه متوسط تشکیل شده که توسط رگه های کلسیتی قطع شده است (شکل ۳–۲۱ پ و ت). زمینه دارای دگرسانی شدید کلریتی به همراه رگه- رگچه های کلسیتی و حفرات پرشده از کلسیت می باشد (شکل ۳–۲۱ ث).



شکل ۳– ۲۱: الف) رخنمون واحد دیوریتی در نزدیکی محور ناودیس (دید به سمت شمال شرقی)، ب) نمونه دستی از دیوریت، پ) تصویری از پلاژیوکلاز با ماکل مشخص پلیسنتتیک، ت) تصویر پلاژیوکلاز دارای دگرسانی سریسیتی در اطراف، ث) حفرات پر شده از کلسیت.

۳-۶-۵- سیل گابرویی-ونکان۲

این توده نفوذی در محدوده ونکان ۲ در بخش کمربالای کانسار قرارگرفته است. دارای ضخامت حدود ۵ تا ۱۰ متر در بین سنگ میزبان توفی نفوذ کرده است. در نمونه دستی دارای رنگ سبز تیره است و عمدتاً دارای بافت دانه درشت میباشد. در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحد عمدتاً حاوی کانی های پلاژیوکلاز دگرسان شده به همراه پیروکسن، فلدسپات و زئولیت است. این واحد تقریباً مشابه سیل گابرویی در محدوده ونکان ۱ است چه ازلحاظ رخنمون در صحرا و چه ازلحاظ کانی شناسی در مقاطع میکروسکوپی است (شکل ۳–۲۲). این واحد شدیداً دچار دگرسانی شده است و حاوی کانی های اوپک نیز به تعداد زیاد در زمینه به صورت دانه پراکنده میباشد (شکل ۳–۲۲ ت).

-8-8- دياباز

دیاباز نوعی گابرو دانهریز و نیمه عمیق میباشد. در بخش کمر پایین کانسار ونکان ۲ در یال جنوب شرقی ناودیس ما شاهد رخنمونی از واحد سنگی دیاباز به صورت گنبدی شکل هستیم که اطراف آن توسط توفهای سیلیسی و توف کلریتی احاطه شده است (شکل ۳–۲۲). براساس مطالعه مقاطع میکروسکوپی و بررسی کانی ها و بافت سنگ این واحد سنگی بیشترین شباهت را با ترکیب سنگهای

دیابازی دارد. عمدتاً دارای بافت حفره پرکن میباشد که این حفرات توسط کلسیت و کوارتز پرشده است (شکل ۳-۲۴).

-۷-۳ زمین ساخت منطقه موردمطالعه

همان طور که قبلاً ذکر شد ناحیه موردمطالعه ویژگیهایی مربوط به ایران مرکزی و کمربند ماگمایی البرز را دارا میباشد. منطقه موردمطالعه ازلحاظ ساختمانی بخشی از یک ناودیس با روند محوری شمال شرقی- جنوب غربی است (شکل ۳–۲۵). به طور کلی کانی سازی در یال های ناودیس بیشترین گسترش را دارد. این کانسار در واحدهای سنگی میزبان ناودیس ها و تاقدیس های کوچکی دارد. گسل ها و شکستگی های اصلی در منطقه عمدتاً دارای روندی مشابه روند ناودیس دارند یعنی شمال شرقی- جنوب غربی که در فصل گذشته به آن ها اشاره شده است (شکل ۲–۴). اغلب روند گسل های محلی نیز با گسل های اصلی انطباق نشان میدهند.



شکل ۳-۲۲: الف) واحد سیل گابرو در محدوده معدنی ونکان۲(دید به سمت غرب)، ب) مرز بین توف میزبان و توده نفوذی گابرویی، پ) نمونه دستی از سیل گابرویی، ت) تصویر میکروسکوپی که پلاژیوکلاز شدیداً دچار دگرسانی سریسیتی و زمینه دارای دگرسانی کلریتی به همراه کانی اوپک در زمینه.



شکل ۳- ۲۳: الف) واحد دیابازی در بخش کمرپایین کانسار ونکان ۲ در سطح زمین رخنمون دارد (دید به سمت غرب)، ب) نمونه دستی از واحد دیابازی.



شکل ۳- ۲۴: الف) تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز(Pl) که بهصورت بافت گلومروپورفیری دیده میشود، ب) تصویر در نور عادی (ppl) از پلاژیوکلاز تصویر الف، پ) حفرات پرشده از کانی کوارتز (Qz) در متن سنگ دیاباز، ت) تصویری از کوارتز در نور عادی(ppl).



شکل ۳-۲۵: منطقه معدنی ونکان در یک ناودیس با روند محوری شمال شرقی-جنوب غربی قرار دارد، در یال شمال غربی ناودیس، کانسار ونکان ۱ و در یال جنوبشرقی ناودیس نیز کانسار ونکان ۲ واقعشده است.

فصل چهارم: کانهزایی و دگرسانی



۴–۱– مقدمه

محدوده معدنی ونکان در شمالی ترین بخش از پهنه ایران مرکزی رخنمون دارد. در این منطقه به دلیل فعالیتهای گسترده ماگمایی- آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی صورت گرفته در ائوسن و الیگوسن، کانهزاییهای مختلفی از عناصر مس، سرب، روی، منگنز و آهن رخداده است. مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور و همچنین محققین دانشگاهی صورت گرفته است، منجر به شناسایی و بازنگری رخدادهای متنوعی از کانهزاییهای مختلف فلزی در این ناحیه گردیده است. ازجمله این کانیزاییها و اندیسهای شناخته شده می توان به کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد تیپ کوروکو، پشته(غفاری و موسیوند، ۱۳۹۵)، کانسارهای آهن شمال سمنان (غیا و د همکاران، ۱۳۸۴)، کانسار آهن همیرد (حاجی بهرامی، ۱۳۹۰) و اسکارنزایی و متاسوماتیسم (شهری،

دو اصل مهم در هر مطالعه زمینشناسی مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی میباشد و یکی از اصول اولیه در مطالعه چگونگی تشکیل یک کانسار بررسی این دو اصل در کنار هم میباشد. شکل گیری ذخایر و ارتباط آنها با فرآیندهای زمینساختی راهنمای ارزشمندی برای کشف ذخایر جدید و یا ارزیابی مجدد ذخایر میباشد. لذا طی بازدیدهای متعدد در منطقه، پهنههای کانهزایی به همراه گسترهای از دگرسانیها موردمطالعه قرار گرفت. در این فصل به تحلیل کانهزایی و بررسی انواع دگرسانی در کانسار باریت-فلزات پایه ونکان خواهیم پرداخت.

۲-۴- ویژگیهای افقهای کانهزایی در کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان

محدوده موردمطالعه بهصورت یک ناودیس محلی در منطقه دیده می شود که دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی است و دارای سه افق کانهزایی می باشد. افق اول کانهزایی یال اصلی ناودیس می باشد و به طورکلی کانی سازی در یال شرقی ناودیس تشکیل شده و عمده باریت و فلزات پایه از کانسار ونکان ۱ و سینه کار اصلی و جنوبی استخراج می شود، در امتداد این یال به سمت شمال سینه کار شمالی قرار دارد. یال شرقی ناودیس ونکان ۲ که دارای کانهزایی ضعیف تری به نسبت ونکان ۱ می باشد قرار گرفته است (شکل ۴–۱ و ۳–۳).

افق کانهزایی دوم و سوم نیز در محدوده ونکان دیده می شود که کانهزایی خاصی در آنها مشاهده نمی شود. افق های کانه دار در منطقه مور دمطالعه از پایین به بالا شامل ۳ افق کانه دار است که طبق مطالعات صورت گرفته ستون چینه شناسی منطقه ونکان رسم گردیده است (شکل ۴–۲). توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن در کمربند ماگمایی شمال ایران مرکزی شامل دو واحد اصلی غنی از گدازه و غنی از توف که در فصل زمینشناسی محدوده معدنی توضیح دادهشده است. بررسیها نشان میدهد که در ناحیه شمال شرق سمنان، کانسار موردمطالعه در جایگاه چینهشناسی خاصی رخدادهاند.



شکل ۴-۱: محدوده معدنی ونکان که بهصورت ناودیس مشخص است به همراه افقهای کانهزایی.



شکل ۴-۲: توالی چینهشناسی عمومی منطقه موردمطالعه به همراه توالی میزبان افقهای کانهزایی.

۴–۲–۱– شکل هندسی ماده معدنی

براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات انجامشده شکل ماده معدنی به صورت پیکرههای چینه سان همروند با لایه بندی سنگ میزبان بوده که دارای قسمت ناهمخوان زیرین است. یک ذخیره سولفید توده ای آتشفشانزاد معمولی شامل دو نوع اصلی از سنگ معدنی می باشند: سنگهای استراتیفرم و استراتاباند که در آن محتوای سولفید توده ای عموماً بیش از ۵۰ درصد حجم دارد و استو کورک (استرینگر یا سیلیسی) منطقه از کانی های مختلف در سنگهای کمر پایین که به صورت رگه -رگچه ای و دانه پراکنده دیده می شود (Ohmoto, 1996). بر همین اساس، شکل هندسی ماده معدنی در کانسار ونکان به صورت رخساره رگه - رگچه ای، توده ای و لایه ای -نواری می باشد (شکل ۴ – ۳). با توجه به مطالعات انجام شده در ساخت توده ای غنی از گالن، اسفالریت، پیریت است که مقداری کالکوپیریت نیز در آن قابل مشاهده می باشد.



شکل ۴-۳: نمایی کلی از شکل هندسی ماده معدنی در محدوده کانسار ونکان۱.

4-۳-۴ افق کانهزایی اول (OH-1)

افق اول کانهزایی در توالی چینه ای ائوسن، همراه با سنگ میزبان گدازه آندزیتی و توفهای سیلیسی تشکیل شده است، این افق اصلی ترین افق کانهزایی است که شامل سه سینه کار می باشد که شامل: کانسار ونکان ۱ در یال شمال غربی ناودیس و این بخش دارای گسترش بیشتری نسبت به دیگر افقهای کانه زایی در این منطقه است و نشانگر افق اصلی کانهزایی در منطقه معدنی ونکان می باشد و به صورت ونکان ۱ معرفی می گردد، در امتداد این کانهزایی به سمت شمال نیز سینه کار شمالی دارای کانهزایی ضعیف تری می باشد و در یال جنوب شرقی ناودیس محدوده معدنی ونکان ۲ نیز دیده می شود که دارای کانهزایی ضعیف تری می باشد و در یال جنوب شرقی ناودیس محدوده معدنی ونکان ۲ نیز دیده می شود که دارای توف، شیل و توف شیلی می باشد.

۴-۳-۱ کانسار ونکان۱ (سینه کار اصلی)

در کانسار ونکان ۱، در سینه کار اصلی ما شاهد کانهزایی به صورت گسترده ای باضخامتی حدود ۵۰ متر می باشیم که به صورت رخساره های کانه دار و به صورت لایه ای – نواری همروند با سنگ میزبان امتداد دارد، در اطراف دچار دگرسانی های کلریتی و سریسیتی شده است، در ادامه به شرح هر کدام از این رخساره ها می پردازیم.

ماده معدنی کانسار ونکان در سینه کار اصلی و در بخش افق کانهزایی اول دارای ساخت و بافتهای رگه-رگچهای، تودهای، نواری-لایهای، دانه پراکنده، برشی و جانشینی میباشد. کانسار ونکان ۱ در بخش سینه کار اصلی براساس مطالعات انجام شده بر روی بخش های مختلف ازلحاظ ویژگی های مختلف کانی-سازی، ساخت، بافت، کانی شناسی و نوع ارتباط با سنگ میزبان از پایین به بالا دارای پنج رخساره اصلی کانه دار متفاوت میباشد: ۱) رخساره رگه-رگچهای و برشی^۱، ۲) رخساره سولفید تودهای^۲، ۳) رسوبات لایهای-نواری سولفیدی^۳، ۴) رخساره کانسنگ باریتی^۴و ۵) رخساره نواری رسوبی- بروندمی^۵ (شکل ۴-



شکل ۴-۴: الف) نمایی از محدوده معدنی ونکان ۱ دید به سمت جنوب، ب) نمایی دیگر از سینه کار اصلی دید به سمت جنوبشرقی.

۴-۳-۱-۱- رخساره رگه- رگچهای یا تغذیه کننده:

رخساره رگه-رگچهای در کانسار ونکان، دارای گسترش بیشتری بوده در سنگ میزبان گدازه آندزیتی و توفهای سیلیسی واقع گردیده است. این بخش از کانسار در زیر رخساره سولفید تودهای قرارگرفته است که از بخشهای اصلی کانسار و در سنگهای آتشفشانی تشکیل میشود. این بخش به شکل شبکهای از رگه و رگچههای باریتی و سیلیسی دیده میشود که لامیناسیون سنگ میزبان را قطع کرده است (شکل ۴–۵ الف). این رگه- رگچهها نامنظم بوده و بخش عمده آن را کانی باریت تشکیل میدهد (شکل ۴–۵ پ و ث) و بخش خیلی کمتری ممکن است دارای کانیهای سولفیدی به صورت دانه پراکنده

1 Stringer zone

2 Massive sulfide

3 Bedded-Banded ore

4 Barite ore 5 Exhalative

ازجمله پیریت می باشد (شکل ۴–۵ ب و ت). این رگه- رگچههای باریتی سنگهای میزبان را در جهات مختلف قطع کرده و باعث خوردشدگی و قطعهقطعه شدن در سنگ میزبان شدهاند که نمایی برشی ایجاد کردهاند. این رگه-رگچههای سیلیسی سولفیددار در سیستم نشاندهنده ورود سیال با شوری بسیار بالا است (Sanchez Espana et al., 2000; Solomon, 2004). رخسارہ رگہ- رگچہای و برشی در سنگ میزبان توفهای کمرپایین که بهطور عمده دچار دگرسانی کلریتی، سریسیتی و آرژیلیکی ثانویه هستند که توسط فرآیندهای بعدی دچار هوازدگی شده و اکسید-هیدروکسیدهای آهن در آن دیده می شود (شکل ۴-۶). بررسی رگههای موجود در رخسارههای مشابه در کانسارهای سولفید تودهای نظیر ورندان (هاشمی،۱۳۹۴)، پشته (غفاری، ۱۳۹۵)، بوانات و چاه گز (موسیوند و همکاران، ۱۳۸۹) حاکی از عبور سیال کانهساز از این مجاری میباشد که موجب دگرسانی در سنگ دیواره خود نیز گردیدهاند. علاوه بر رخساره رگه- رگچهای اولیه که عمدتاً غنی از باریت است و کم سولفید میباشد، این ساختار رگه- رگچهای نیز در بخشی دیگر از کانسار ونکان ۱ در بخش کمر بالای کانسار نیز دیده می شود. این رخساره در بالای کانسار ونکان ۱ در قسمت دیواره در زیر توده نفوذی با جنس گابرو که در داخل سنگ میزبان شیل سیاه قرار دارد. این رخساره دارای کانی های سولفیدی فراوانی و همچنین کانی باریت در داخل خود میباشد که توسط رگه-رگچههای سیلیسی و باریتی به داخل سنگ میزبان شیلی کمر بالا نفوذ کردهاند و ساختاری رگه- رگچهای، دانه پراکنده و برشی به آن داده است (شکل ۴-۷)، کانیهای اصلی این بخش شامل اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت که دارای همرشدی با یکدیگر هستند (شکل ۴–۸). در این رخساره کانیهای پیریت و اسفالریت بیشتر بهصورت بی شکل و برخلاف آنها کانی گالن شکلدار تبلور پیدا کردهاند و در زمینه شیل بهصورت دانه پراکنده و در داخل رگه-رگچهها قابل مشاهده است.



شکل۴-۵: الف) نمایی کلی از رخساره رگه- رگچهای که سنگ میزبان توفی را قطع کرده، ب) نمونه دستی از رخساره استرینگر در کمرپایین کانسار، پ) سنگ میزبان توفی دارای رگه- رگچههای باریتی، ت) دانههای پراکنده پیریت نسل اول (1 Py) در این رخساره، ث) زمینه غنی از کانی باریت در رخساره رگه- رگچهای.



شکل ۴-۶: الف) نمونه دستی از رگه باریتی در رخساره رگه- رگچهای که دچار دگرسانی شده است، ب) تصویر میکروسکوپی از رگه باریتی (Brt) به همراه کانیهای لیمونیت(Lm) و گوتیت(Gth).



شکل ۴-۲: رخساره رگه-رگچهای، رگههای باریتی (Barite) و کوارتزی (quartz) حاوی کانیهای سولفیدی (Sulfide) در سنگ میزبان شیل (shale)، الف) بافت برشی به همراه بافت رگه-رگچهای، ب) بافت رگه-رگچهای باریتی- سیلیسی به همراه کانیهای فراوان سولفیدی، ج) دانههای پراکنده شامل کانیهای سولفیدی پیریت (Py)، گالن (Gn)، اسفالریت (Sp) در زمینه شیل.



شکل ۴-۸: الف) رگههای سیلیسی و باریتی، ب) کانی باریت در رگههای سیلیسی، پ) همرشدی کانیهای سولفیدی شامل اسفالریت (Sp)، پیریت (Py)، گالن (Gn)، کالکوپیریت (Ccp)، ت) کانی بیشکل پیریت در زمینه شیل، ث) کانی شکلدار گالن در متن شیل.

۴-۳-۲-۱-۲- رخساره سولفید تودهای:

این رخساره که تقریباً در مرکز کانسار است از مهمترین بخشهای کانسار ونکان میباشد که بهصورت رخسارهی تودهای یا عدسی شکل دیده میشود (شکل ۴–۹ الف). رخساره کانسنگ تودهای در مقایسه با دیگر رخسارههای کانسار ونکان، دارای بافت تودهای با ماهیتی ناهمگون و تقریباً چینه کران میباشد و بهصورت توده جانشین کانسنگ باریتی شده است (شکل ۴–۹ پ). میزبان این رخساره توف و شیلهای سیاه میباشد. از ویژگیهای شاخص این رخساره این است که: در این بخش برخلاف کانسار پشته سمنان(غفاری، موسیوند،۱۳۹۵) که دارای کانیزایی غنی از پیریت و کالکوپیریت است. در کانسار ونکان این رخساره دارای کانهزایی سولفیدی غنی از اسفالریت، گالن، باریت، پیریت و کالکوپیریت میباشد (شکل ۴–۹).

عمدتاً این رخساره از کانی باریت در زمینه غنی شده است (شکل۴–۱۰). این پهنه می تواند نشان دهنده تشکیل در عمق بیشتر و محیط احیایی و دمای بالای سیال کانه ساز را برای این افق کانه دار در نظر گرفت. پدیده جانشین شدن یکی دیگر از ویژگی های این رخساره است که در این بخش ساختارهای جانشینی به صورتی است که کانی کوولیت اطراف اسفالریت ها و گالن دیده می شود (شکل ۴–۹ ت). بیشتر مواد معدنی کانسنگ سیاه اسفالریت، گالن، تتراه دریت، باریت و پیریت در طول مرحله قبل از اکسیداسیون فعالیت های گرمابی در دمای ۲۰۰ درجه سانتی گراد ظاهر شده اند اما بیشتر مواد معدنی مس دار (کالکوپیریت و بورنیت) به عنوان محصولات جایگزین در طول مرحله حرارت بیشتر در دمای تقریباً ۲۸۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی گراد تشکیل شده اند (Ohmoto, 1996).

در برخی موارد دیگر اسفالریتها در درون خود دارای کالکوپیریتهایی بهصورت ادخال ^۱میباشند که نشان از فاز اول جایگزینی کالکوپیریت بهجای اسفالریت به نظر میرسد بهعنوان لحظهی ورود کالکوپیریت در طول شکستگیها و در مناطق غنی از آهن اسفالریت است، ابتدا توسط بارتون (۱۹۷۸) در نمونههای رسوبات کوروکو شناسایی و بهعنوان بیماری کالکوپیریت نامگذاری شد، این بیماری کالکوپیریت نشاندهنده کانیسازی مس بعد از کانیسازی روی است که نشان از تبدیل رخساره رگه-رگچهای به رخساره کانسنگ تودهای دارد (et al., 1983, Ohmoto, 1996, Inverno et al., 2008)

۱- Inclusion



شکل ۴-۹: الف) نمایی کلی از رخنمون رخساره سولفید تودهای، ب) نمونه دستی از رخساره سولفید تودهای دارای کانیهای درشت اسفالریت(Sp)، باریت(Brt) و دانه ریزتر گالن(Gn)، پیریت(Py) و کالکوپیریت(Ccp)، پ) نمونهای که نشان دهنده جانشینی کانسنگ تودهای به درون کانسنگ باریت میباشد، ت) تصویر میکروسکوپی از کانی اسفالریت در زمینه به همراه کانیهای گالن، پیریت، کالکوپیریت و کوولیت(Cv)، ت) تصویری از دو نسل از کانی باریت. ث) دو نسل از کانی باریت در رخساره کانسنگ تودهای.



شکل ۴-۱۰: الف) تصویری از رخساره سولفید تودهای که زمینه غنی از باریت (Brt) دارد، ب) کانی سولفیدی گالن

(Gn) و اسفالريت (Sp).



شکل۴–۱۱: الف و ب) نمایی از کالکوپیریتهایی (Ccp) که در درون کانی اسفالریت(Sp) دیده می شود.

۴–۳–۱–۳– رخساره لایهای– نواری سولفیدی این بخش از کانسار ونکان ۱ دارای ضخامت کمتری نسبت به رخساره کانسنگ تودهای بوده و شامل تناوبی از لامینههای متعدد سولفیدی میباشد که توسط لامینههای ترکیبات سنگ میزبان شیلی از هم جدا میشوند. رخساره لایهای– نواری سولفیدی در بالای رخساره سولفید تودهای و در کل نسبت به شکل هندسی منطقه معدنی به طور همروند و هم شیب با لایه بندی (چینه سان) بوده است (شکل ۴–۱۲). این کاهش ضخامت، به دلیل کاهش میزان کانی های گرمابی سولفیدی نسبت به کانی های تشکیل دهنده ی سنگ میزبان کانه زایی می باشد (Monecke et al., 2006; Barrie et al., 2007). کانی های تشکیل دهنده این قسمت شامل اسفالریت، کالکوپیریت، باریت، پیریت و گالن می باشد (شکل ۴–۱۳). سولفیدها غالباً به صورت لامینه ای، نواری، دانه پراکنده و غیره همراه با کانی های سنگ میزبان تشکیل شده اند (شکل ۴–۱۲) چونی).



شکل ۴-۱۲: الف) نمایی از رخساره لایهای نواری سولفیدی به همراه سنگ میزبان دگرسان شده، ب) نمایی دیگر از این رخساره در بین سنگ میزبان شیلی، پ) نوارهای سولفیدی عمدتاً اسفالریت، ت) مقطع میکروسکوپی از نمونه بخش ب نوارهای سولفیدی شامل اسفالریت.

این بافت سیمایی رسوبی به سولفیدهای این رخساره داده است، همچنین در زمینه دارای کانیهای مسکوویت، سرسیت، کوارتز و درنهایت کلسیت و داشتن زمینه بسیار دانهریز شیل میباشد. ویژگیهای عمده این رخساره عبارتاند از: ۱) حالت پچ پچ بودن بخش سولفیدی آن و ادامهدار نبودن لامینهها و نوارهای سولفیدی، ۲) سنگ میزبان عمدتاً دگرسان سریسیتی شده (شکل ۴–۱۲ الف) و ۳) پاراژنز کانیشناسی یکسان آن با قسمت سولفید تودهای. این ویژگیهای میتواند نشاندهنده این باشد که این رخساره در زیر کف دریا در اثر نفوذ سیالات کانه دار به داخل سنگ توف شیلی میزبان تشکیل شده است. به دلیل تحرک بالای عنصر روی، کانی اسفالریت در این بخش بیشتر قابل مشاهده است. چنین لامینههایی در کانسارهای بوانات (موسیوند و همکاران، ۱۳۸۲)، کانسار مس–روی نوده سبزوار (مغفوری، ۱۳۹۱)، کانسار باریت-سرب-مس ورندان کاشان (هاشمی، ۱۳۹۴) و کانسار باریت-کائولن و مس پشته سمنان (غفاری، ۱۳۹۵) نیز گزارششده است.



شکل ۴–۱۳: رخساره لایهای- نواری سولفیدی، الف) نمایی نزدیک از کانی اسفالریت (Sp) در رخساره لایهای- نواری سولفیدی با کانی کالکوپیریت (Ccp)، ب) کانی پیریت (Py) به صورت کلوفورمی در این رخساره، پ) کانی های گالن (Gn) و پیریت (Py) به صورت دانه پراکنده، ت) کانی های باریت (Brt) به صورت لایه ای.

۴-۳-۱-۴- رخساره کانسنگ باریتی

رخساره کانسنگ باریتی بر روی رخساره سولفید تودهای واقعشده است(شکل ۴–۱۴ الف). این رخساره بهطور عمده از باریت تشکیل شده که در قسمت های بالایی دارای ساخت های برشی تا متخلخل می باشد (شکل ۴–۱۴ ب و پ). علاوه بر این در قسمت بالایی رخساره کانسنگ باریت ما شاهد تداوم تدریجی بین این رخساره و رخساره رسوبی- بروندمی چرت آهن دار هستیم به دلیل وجود لایه هایی غنی از کانی باریت در رخساره رسوبات بروندمی نواری هستیم (شکل ۴–۱۶ ج). در این بخش در مرز بین رخساره کانسنگ باریت و رخساره سولفید توده ای نیز شاهد کانه زایی ضعیفی از منگنز و مالاکیت است که احتمال می رود در اثر فازهای سوپرژن بعدی تشکیل شده باشد (شکل ۴–۱۵).



شکل ۴–۱۴: رخساره کانسنگ باریت، الف) نمایی از این رخساره در بالای رخساره سولفید تودهای، ب) نمونه دستی از کانی درشت بلور باریت (Brt) در این رخساره، پ) نمایی از ساختارهای درهم ریخته باریت در بالاترین بخش از رخساره کانسنگ باریتی، ت) نمونه دستی از مرز بین رخساره کانسنگ باریتی و رخساره سولفید تودهای.



شکل ۴-۱۵: الف) نمونه دستی از کانیزایی منگنز (Mgs) در مرز بین رخساره کانسنگ باریتی و رخساره سولفید توده-ای، ب) نمایی از کانهزایی مالاکیت (Mlc) در مرز بین این دو رخساره، پ) تصویر میکروسکوپی از کانهزایی مالاکیت (Mlc) در بین باریت (Brt)، تصویر مالاکیت (Mlc) در نور عبوری عادی.

۴-۳-۱-۵- رخساره نواری رسوبی- بروندمی

این واحد در بالاترین بخش از کانسار قرار دارد و سنگ میزبان این نوارها توف و شیل میباشد. این رخساره نشاندهنده آرام شدن و اکسیدانتر شدن محیط تشکیل کانسار میباشد. این رخساره دارای تناوبی از لایههای سنگ میزبان و لامینههای سولفیدی هوازده شده به همراه چرتهای حاوی اکسید و هیدروکسیدهای آهن و باریت که در بالاترین بخش از کانسار قرارگرفته است و نشاندهنده تشکیل میدروکسیدهای آمن و باریت که در بالاترین بخش از کانسار قرارگرفته است و نشاندهنده تشکیل مرکز میرکز میرکز میرکز میروکسیدهای آمن و باریت که در بالاترین بخش از کانسار قرارگرفته است و نشاندهنده تشکیل سیستم از میزان کانسنگ باریتی که میشود و رخساره نواری رسوبی- بروندمی مستقیماً بر روی رخساره سیستم از میزان کانسنگ باریتی کم میشود و رخساره نواری رسوبی- بروندمی مستقیماً بر روی رخساره حوار سولفید تودهای قرار دارد (شکل ۴–30 پی میافت این المینهها در این رخساره با دور شدن از کانسنگ سیستم از میزان کانسنگ باریتی کم میشود و رخساره نواری رسوبی- بروندمی مستقیماً بر روی رخساره دور خساره نواری رسوبی- بروندمی مستقیماً بر روی رخساره سیستم از میزان کانسنگ باریتی کم میشود و رخساره نواری رسوبی- بروندمی مستقیماً بر روی رخساره سیدهای سیستم از میزان کانسنگ باریتی کم میشود و رخساره نواری رسوبی- بروندمی مستقیماً بر روی رخساره دور سولفید تودهای، کاهش می یابد. سیمای چینه سان و همروند با لایه بندی تشکیل میشود. این رخساره دچار جانشینی توسط فاز سولفیدی (کانسنگ سولفید تودهای) و نفوذ باریت نیز قرارگرفته است (شکل۴-1).



شکل۴–۱۶: رخساره نواری رسوبی- بروندمی، الف) نمایی لایهای شکل در بالای رخساره سولفید تودهای، ب) نمونه دستی از رخساره نواری رسوبی- بروندمی به همراه کانهزایی سولفیدی، پ) نمایی چین خورده از این رخساره، ت) حضور کانی باریت در رخساه نواری رسوبی- بروندمی.

۴-۳-۲ سینه کار شمالی

سینه کار شمالی در امتداد سینه کار اصلی و در امتداد یال شمال غربی ناودیس به سمت شمال واقع گردیده است. در این محدوده معدنی سنگ میزبان عمدتاً شامل توفهای سیلیسی و توف سبز به همراه گدازه منشورهای بازالتی هستیم. در این محدوده فقط شاهد حضور رخساره رگه- رگچهای و برشی در سنگ میزبان توف سبز هستیم که کانهزایی به صورت رگه- رگچهای و دانه پراکنده حاوی کانیهای سولفیدی پیریت و باریت به همراه کانی کوولیت در بخش کمرپایین میباشد (شکل ۴–۱۷) و ۴–۱۸). منشورهای بازالتی مستقیماً بر روی رخساره رگه- رگچهای در این منطقه قرار گرفته است (شکل ۴–۱۹) و نشان دهنده این است که این رخداد کانهزایی در زیر سطح دریا اتفاق افتاده است. این افق به طور عمده دچار دگرسانی سریسیتی شدهاند و بر خلاف سینه کار اصلی، ونکان ۱ که عمدتاً کانهزایی شدیدی رخداده است و قابل معدن کاری میباشد این محدوده دارای کانهزایی ضعیفتری میباشد.



شکل ۴-۱۷: کانهزایی در سینه کار شمالی، الف) کانهزایی باریت در کمرپایین محدوده، ب) کانهزایی پیریت به صورت دانه پراکنده و رگه- رگچهای در سنگ میزبان توف سبز، پ) تصویر میکروسکوپی از رگچه پیریت، ت) نمایی از کانی-های پیریت در سنگ توف سبز.



شکل ۴–۱۸: الف) توف دارای کانهزایی بهصورت رگه- رگچهای و دانه پراکنده، ب) تصویری از پیریت بهصورت دانه پراکنده، پ) نمایی از کانی حاصل از جانشینی کوولیت.



شکل ۴–۱۹: نمایی از منشورهای بازالتی در سینهکار شمالی که شدیداً دچار دگرسانی شدهاند و رخساره رگه- رگچهای در زیر آن قرارگرفته است.

۴-۳-۳- کانسار ونکان۲

محدوده معدنی ونکان ۲ در یال جنوب شرقی ناودیس و در سنگ میزبان توف سیلیسی و گدازه آندزیتی قرار دارد و دارای ۲ رخساره کانه دار به ترتیب از پایین به بالا شامل: رخساره رگه-رگچه ای و برشی، ۲) رخساره رسوبات نواری بروندمی است (شکل۴-۲۰) . به دلیل حجم کم کانه زایی در کانسار ونکان ۲ این احتمال وجود دارد که این بخش در عمق کمتری در دریا ته نشست کرده باشد.



شکل ۴-۲۰: الف) نمایی کلی از منطقه ونکان۲، ب) رخساره رگه- رگچهای در کانسار ونکان۲، پ) کانهزایی بهصورت سولفیدی در ونکان۲، ت) رخساره نواری رسوبی- بروندمی.

۴-۳-۲-۱- رخساره رگه-رگچهای و برشی

این رخساره در بخش کمرپایین کانسار ونکان ۲ است، این رخساره نسبت به رخساره رگه-رگچهای در کانسار ونکان۱ گسترش کمتری دارد و عیار باریت آن کمتر میباشد و قابلبرداشت نیست. ساخت و بافت رگه- رگچهای و برشی نیز در این رخساره قابلمشاهده است (شکل۴-۲۱). بیشترین نوع کانیها در این رخساره کانیهای باریت و گالن به همراه کانی ثانویه حاصل از جانشینی کوولیت است (شکل۴-۲۲)، که بهصورت رگه- رگچهای و دانه پراکنده در داخل سنگ میزبان جای گرفته است که عمدتاً این رگه-رگچهها، باریتی و سیلیسی سنگهای میزبان را در جهات مختلف قطع کرده و باعث خورد شدگی و قطعهقطعه شدن در سنگ میزبان توفی شدهاند که نمایی برشی ایجاد کردهاند (شکل۴-۲۱ ب و پ). عمده دگرسانی موجود در این رخساره دگرسانی سریسیتی-آرژیلیکی و کربناته است. درواقع این پهنه دارای کانهزایی رگه-رگچهای و دانه پراکنده و در قسمت کمرپایین کانسار همان بخش تغذیه کننده است که از بخشهای کلیدی و مهم ذخایر سولفید تودهای است (میتا و مان بخش تغذیه کننده است که از بخشهای کلیدی و مهم ذخایر سولفید تودهای است (رایت (میتا کانیار همان بخش تغذیه کننده است که از بخشهای کلیدی و مهم ذخایر سولفید تودهای است (رایتا

۲-۳-۴ رخساره نواری رسوبی- بروندمی

این رخساره در منطقه دارای گسترش بسیار زیادی است و دارای تناوبی از چرتهای حاوی اکسید و هیدروکسیدهای فراوان آهن به همراه سنگ میزبان توفی میباشد (شکل ۴–۲۳)، که حاوی کانی اولیه هماتیت است که در امتداد لایهها قرار دارند که نشاندهنده آرام شدن محیط و تهنشست آرام رسوبات است. این رخساره به صورت مستقیم بر روی رخساره رگه-رگچهای در منطقه ونکان ۲ قرار دارد. نهشته-های چرتی آهندار در توالی کانسار همان رسوبات بروندمی و گرمابی دگر گون شده است (مامل اکسید و های چرتی آهندار در توالی کانسار همان رسوبات بروندمی و گرمابی دگر گون شده است (مامل اکسید و هیدروکسیدهای آهن از جمله هماتیت اولیه به همراه باریت است (شکل ۴–۲۳).



شکل ۴–۲۱: الف) نمایی از رخنمون رخساره رگه- رگچهای در ونکان۲، ب) تصویری از رگه- رگچههای باریتی-سیلیسی و سولفیدی (Silica+ Barite+ Sulfide) در سنگ میزبان توفی، پ) نمایی از کانهزایی سولفیدی در رخساره رگه- رگچهای، ت) نمایی از سنگ میربان توفی که دچار ساختار برشی شده است.



شکل ۴-۲۲: الف) نمونه دستی از رخساره رگه- رگچهای همراه با گالن (Gn) و باریت (Brt)، ب) تصویر میکروسکوپی از رگههای سیلیسی کوارتز (Qz) و باریت (Brt) به همراه گالن (Gn)، پ) نمایی از رگه- رگچههای سیلیسی و باریت که سنگ میزبان توفی را قطع کردهاند، ت) نمایی نزدیک از کانی گالن به همراه کوولیت (Cv).



شکل ۴–۲۳: الف) نمایی کلی از ساختار لایهای در رخساره نواری رسوبی- بروندمی، ب) تصویری از چرت حاوی کانیهای اکسید آهن لیمونیت (Lm)، گوتیت (Gth) به همراه کانی باریت (Brt)،) نمایی از کانی هماتیت (Hem) اولیه.

4-4 افق کانهزایی دوم (OH-2)

افق دوم کانهزایی در شمال غرب منطقه موردمطالعه قرار گرفته (شکل ۴–۱) که سنگ میزبان آن شامل: توف سیلیسی و واحد تراکی آندزیتی که سنگ میزبان تراکی آندزیتی دچار دگرسانی شدید سریسیتی و دچار تغیر رنگ در نمونه سنگیشده است (شکل ۳–۹ الف و ب). در این محدوده کانهزایی خاصی به چشم نمیخورد و سیال کانهدار دارای دمای کمی بوده و سنگ میزبان توفی را دچار ساختار برشی کرده و مقدار بسیار کمی از کانی باریت در درون رگه-رگچهها قابل مشاهده است (شکل ۴–۲).

6-4- افق کانهزایی سوم (OH-3)

افق کانهزایی سوم در شمال منطقه در نزدیکی محور ناودیس در محدوده ونکان دارای ضخامت بسیار کمی است و در حد ۵ متر در سطح زمین رخنمون دارد. سنگ میزبان آن عمدتاً توف است و در نزدیکی محور ناودیس قرار گرفته است. این رخساره عمدتاً شامل دگرسانی سیلیسی بوده و غنی شدگی از سرب و نقره نشان میدهد (فصل ششم).



شکل ۴-۲۴: الف) نمایی از رخنمون سطحی از افق دوم (OH- 2) کانهزایی، ب) نمونه دستی از توف که سیال کانهدار نمایی برشی به آن داده است، پ) ساختار رگه- رگچهای و برشی توف (Tuff) در تصویر میکروسکوپی، ت) حضور کانی باریت در ساختار این رگه- رگچهای.



شکل ۴–۲۵: نمایی از رخنمون سطحی از افق کانهزایی سوم (OH- 3).

۴-۶- پهنه هوازده و سوپرژن

پهنه هوازده و سوپرژن در کانسار ونکان، در بالاترین بخش از کانسار ونکان ۱ و بر روی رخساره نواری-رسوبی بروندمی و در برخی مواقع بر روی رخساره کانسنگ باریت قرارگرفته است (شکل ۴-۲۶ الف و ب). در ابتدا اولین پهنه اکسیدان شامل کانیهایی با مقادیر بالایی لیمونیت، گوتیت و پیریتهای هوازده میباشد (شکل ۴-۲۶ ث و ج). این بخش بر روی رخسارههای رگه- رگچهای و رخساره نواری- رسوبی بروندمی در سمت شرق کانسار ونکان دیده میشود و دارای ضخامت زیادی است.

پیریت در شرایط اکسیدان و در مجاورت سیالات جوی تخریب و موجب ایجاد محیط اسیدی می گردد آبهای اسیدی و اکسیدان حاصل، موجب انحلال فلزات پایه (به خصوص مس) گردیده و آنها را از طریق منافذ و شکستگیها انتقال داده و به صورت کانی های مالاکیت، آزوریت، کوولیت، کالکوسیت ته نشست می دهند. این بخش کانه دار به صورت مالاکیت در بالاترین بخش از کانسار ونکان دیده می شود و شامل ساخت و بافتهای مختلفی از جمله لایه ای – نواری و برشی می باشد (شکل ۴ – ۲۶ پ و ت).

همچنین بخش سوپرژن در مرز بین رخساره سولفید تودهای و رخساره کانسنگ باریت دیده می شود که به صورت کانهزایی به صورت منگنز و مالاکیت می باشد. آهن حاصل از تخریب پیریت نیز، به صورت اکسید (هماتیت و گوتیت) موجب تشکیل بخش آهن دار در بالای رخساره نواری- رسوبی بروندمی می گردد. علاوه بر این کانی های کربنات روی و سرب، اسمیت زونیت و سروزیت نیز در بخش سوپرژن قابل مشاهده هستند.



شکل ۴-۲۶: نمایی کلی از پهنه هوازده در کانسار ونکان ۱ سینه کار اصلی، ب) تصویری از منطقه هوازه دارای کانی مالاکیت (Mlc) و اکسید- هیدروکسیدهای آهن (Fe Oxide- hydroxides)، پ) ساختار لایهای- نواری در مالاکیت، ت) نمایی برشی از مالکیت در بین سنگ میزبان توفی، ث) نمایی از لیمونیت (Lm) که در اثر سوپرژن تشکیل شده است، ج) نمایی از گوتیت (Gth) و کمتر لیمونیت در پهنه سوپرژن.

۴-۷- دگرسانی

دگرسانی بهطور شاخص یک فرآیند شستشوی پایه (Base leaching) میباشد که توسط نسبت کانیهای فلزی به یون هیدروژن در محلول دگرسان کننده کنترل می شود. اگر نسبت فلزهای قلیایی به یون هیدروژن در محلول پایین باشد، فلدسیاتها و سایر سیلیکاتها ناپایدار شده و فرآیند هیدرولیز روی میدهد که منجر به خروج کاتیونها شده و سیستم گرمابی به سوی تعادل پیش میرود. مؤثر ترین کنترل واکنشهای دگرسانی، فشار، فراوانی، ترکیب و رفتار دینامیکی سیال و میزان واکنشیذیری سنگ درونگیر میباشد(Mcmillan, Panteleyev, 1990). شناخت محصولات و فرآیندهای دگرسانی که می تواند همراه با کانیزایی رخ دهد، یکی از بنیانهای شناسایی فرآیندهای مربوط به نحوه تشکیل کانسار است که در اکتشاف کانسارها نیز مورد بهرهبرداری قرار می گیرد(Lentz, 1998). دگرسانیهای سنگ دیواره در توالی منطقه موردمطالعه بسیار کم و بهطور عمده شامل دگرسانی کلریتی و سریسیتی و مقدار کمتر دگرسانی آرژیلیکی، کربناته، سیلیسی و اپیدوتی است. نوع دگرسانیهای سنگ دیواره و میزبان بر حسب نوع سنگ و شرایط فیزیک و شیمیایی و ترکیب سیال و محیط متفاوت است (Franklin et al, 2005). ميزان دگرساني برحسب مقدار فاصله با افق معدني متفاوت است(Peter et al, 2007). بیشترین دگرسانی در افق معدنی بوده و به سمت کمریایین و کمربالا از میزان آن کاسته میشود. حضور سنگهای آتشفشانی و آذرآواری به همراه میان لایههایی از واحدهای رسوبی، حاکی از رخداد ولکانیسم در محیط زیردریایی میباشد. در این قسمت دگرسانیهای موجود در منطقه بهاختصار توضیح داده خواهد شد.

۴-۷-۱- دگرسانی کلریتی

دگرسانی کلریتی در سطح زمین معمولاً به رنگ خاکستری- آبی تا سبز است ولی در اثر هوازدگی در نمونههای هوازده هماتیت، قرمز، صورتی یا قهوهای تشکیل می دهد.الگوی بافتی(تودهای، منقطع و برشی) و نسبت کلریت به کوارتز، متأثر از سنگ مادر و ترکیب آن می باشد. در نواحی تغییر شکل یافته، دگرسانی کلریت به طورکلی کلیواژ و شیستوزیته ی شدیدی را نشان می دهد. در کانسارهای سولفیدی تودهای آتشفشانزاد، کلریت، یک کانی قابل تشخیص است که به طور معمول در مناطق فرودیوارهای، که میزبان رگههای باریک پیریت و کالکوپیریت هستند تجمع می یابد. در صورت وجود کلریت و کلریت- کوارتز معمولاً در بیرونی ترین منطقه ی دگرسانی کانسارها جای می گیرد و به طرف درون به دگرسانی سریسیت تبدیل می شوند. دگرسانی کلریتی یکی از دگرسانی ها در کانسار باریت- روی- سرب مس ونکان بوده و بیشتر در بخش غنی از گدازه یا کمرپایین کانسار و در سنگ میزبان های آندزیت، توف و هم در
تودههای نفوذی (سیل و دایک) در مناطق کانهزایی دیده می شود (شکل۴-۲۷ و ۴-۲۸). سنگهای کمرپایین و میزبان ماده معدنی به شدت دچار دگرسانی کلریتی شده اند. از این نمونه سنگ دگرسان شده نیز جهت آنالیز XRD استفاده شده است که در شکل ۴-۲۹ نمودارهای آن مشخص شده است. بنا به نظر (Galley, 2007) کلریتی شدن یکی از مهم ترین پدیدههایی است که در اثر محلول های گرمابی غنی از Fe و Mg ایجاد می شود و در اثر این فرآیند، سنگ ظاهری سبزرنگ پیدا می کند.



شکل ۴-۲۷: نمایی کلی از دگرسانی کلریتی در کمرپایین کانسار ونکان۱، ب) نمونه دستی از سنگ توف که دچار دگرسانی کلریتی شده است، پ) نمونه دستی از سیل گابرویی که دچار دگرسانی کلریتی شده.



شکل۴–۲۸: الف) تصویری از دگرسانی کلریتی (Chl) در سنگ میزبان آندزیتی، ب) بهصورت کانی کلریت (Chl) در نور عادی، پ) تصویری از سیل گابرویی دارای دگرسانی کلریتی، ت) کانی کلریت که کاملاً به رنگ سبز مشاهده شده است، ث) سنگ میزبان توفی که شدیداً دچار دگرسانی کلریتی شده است، ج) تصویر دگرسانی (ث) در نور عبوری (ppl).

Graphics: (Bookmark1)



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displaceme nt [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	98-002- 8038	86	Barite	0.039	0.492	Bal O4 S1
*	01-086- 2334	41	Calcium Carbonate	0.065	0.113	<u>Ca</u> (CO3)

Plot of Identified Phases: (Bookmark 3)



شکل ۴-۲۹: نمونه ارسال شده از دگرسانی کلریتی بخش کمرپایین.

۴-۷-۴- دگرسانی سریسیتی

دگرسانی سریسیتی با انحلال کامل و خارج شدن کاتیونهای Mg ،Cu و Na و Na و Na و Na و Na دگرسانی سریسیتی با انحلال کامل و خارج شدن کاتیونهای Franklin در سیستم تشکیل می شود و بیشتر در کانسارهای VMS بایمودال فلسیک معمول می باشد (et al, 2005) et al, 2005). مجموعه کاتیونی اصلی مربوط به این دگرسانی، سرسیت، کوارتز و پیریت می باشد که کانی های دیکیت، پیروفیلیت، کائولینیت و آندالوزیت نیز گاه گاه و کم وبیش آنها را همراهی

می کنند(Kearney et al., 2003). در طی دگرسانی سریسیتی، فلدسپاتهای اولیه موجود در سنگ به کانی سریسیت تبدیل شده که باعث تشکیل بلورهای ریزدانه و پراکنده سریسیت بر روی بلورهای درشت فلدسپات می شود.

این دگرسانی معمولاً با توجه به بافت اولیهی سنگ قبل از دگرسانی بهصورت بافتهای تودهای، یکنواخت، نواری و برشی پدید میآید. این دگرسانی عمدتاً در فرودیوارهی کانسار و بیشتر در بخش استرینگر قابلمشاهده است و کموبیش در بخش رخساره لایهای-نواری سولفیدی، واحدهای کمرپایین، کمربالا و میزبان ماده معدنی مشاهده میشود (شکل ۴–۳۰). براساس مطالعه مقاطع نازک، مقدار جزئی از کانیها به سرسیت تبدیلشدهاند و بهصورت دانهریز پراکنده در متن کانیهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و همچنین در داخل شکستگیهای پلاژیوکلاز متمرکزشده است (شکل۴–۳۰). نمونههایی از سنگهای موجود در بخشهای کمرپایین و کمربالای کانسار که دچار دگرسانی سریسیتی شده بودند جهت آنالیز TRD به آزمایشگاه آریا شیمی شریف ارسال گردیده است. در نمونه آنالیز XRD سنگ دگرسان شده از بخش دگرسانی کمرپایین کانسار مقدار بالایی از کانی آناتاس (اکسید تیتانیوم)، محصول دانهریز دگرسانی از کانیهای تیتانیومدار مثل بیوتیت، تیتانیت و ایلمنیت، شکل میگیرد و بهصول دانهریز دگرسانی از کانیهای تیتانیومدار مثل بیوتیت، تیتانیوم از میان می میگیرد و رو در آن تشخیص داده شده است (شکل ۴–۳۲). هنگام دگرسانی گرمابی، روتیل یا آناتاس بهصورت یک محصول دانهریز دگرسانی از کانیهای تیتانیومدار مثل بیوتیت، تیتانیت و ایلمنیت، شکل میگرد و رو در آن تشخیص داده شده است (شکل ۴–۳۲). هنگام دگرسانی گرمابی، روتیل یا آناتاس بهصورت یک محصول دانهریز دگرسانی از کانیهای تیتانیومدار مثل بیوتیت، تیتانیت و ایلمنیت، شکل میگیرد و رو در آن تشخیص داده شده است (شکل ۴–۳۲). هنگام دگرسانی گرمابی، روتیل یا آناتاس بهصورت یک معصول دانهریز دگرسانی از کانیهای تیتانیومدار مثل بیوتیت، تیتانیت و ایلمنیت، شکل میگیرد و میشود که حاصل آن، تشکیل روتیل یا آناتاس است (Autit مود کانی آیای مودار، معمولاً تیتانیوم آزاد میشود که حاصل آن، تشکیل روتیل یا آناتاس است (Autit مودار بال بران در معودار، معمولاً میتانیوم آزاد میشود که حاصل آن، تشکیل روتیل یا آناتاس است (Autit مودار مودار، مودار، مودار میتانی (Autit of 200).

در نمونه سنگ دگرسان شده سیلیسی از بخش کمربالا کانسار در محل برخورد شیل با توده سیل گابرو برداشت شده است نیز مقدار سیلیس و باریت بالایی تشخیص داده شده است (شکل ۴–۳۳).



شکل ۴-۳۰: الف) نمایی کلی از شدت دگرسانی سریسیتی (Sericite Alteration) در منطقه ونکان، ب) نمونه دستی از دگرسانی سریسیتی که به رنگ سفید دیده می شود.



شکل ۴–۳۱: الف) نمونه دستی از سنگ میزبان که دچار دگرسانی سریسیتی شده است، ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سریسیتی به همراه رگه باریتی، پ) تصویری میکروسکوپی از فلدسپار (Fsp) که در ساختار خود دچار دگرسانی سریسیتی شده است، ت) نمایی از کانیهای ریز سریسیت (Ser) در رخساره لایهای- نواری سولفیدی.



Graphics: (Bookmark1)

Identified Patterns List: (Bookmark2)

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displaceme nt [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	98-010- 6856	74	Anatase. nanocrystall me	0.111	0.520	O2 Ti1
*	00-003- 0195	63	Magnesium Iron Silicate	0.077	0.648	Mg Fe Si O4
*	98-011- 1931	52	Orthoclase	0.077	1.002	Al1 K1 O8 Si3

شکل ۴–۳۲: نمونه ارسال شده از دگرسانی سریسیتی بخش کمرپایین.

Graphics: (Bookmark1)



Identified Patterns List: (Bookmark2)

Visible	Ref. Code	Score	Compound	Displaceme	Scale Factor	Chemical
			Name	nt [°2Th.]		Formula
*	98-009-	87	Quartz low	0.161	0.820	O2 Si1
	0879					
*	98-001-	60	Barite	0.040	0.264	Ba1 O4 S1
	7024					
*	01-072-	49	Barium	-0.434	0.203	Ba Pb O3
	0553		Lead Oxide			

شکل ۴–۳۳: نمونه ارسال شده از دگرسانی سریسیتی بخش کمربالا.

۴-۷-۳- دگرسانی کربناته

کانیهای کربناته در مناطق دگرسانی فرودیوارهی کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد بهطور محلی دارای اهمیت هستند. کربنات ممکن است بسیار پراکنده شده یا در رگهها یا مناطق مشخص ایجاد شود و ممکن است ازلحاظ ترکیب متنوع باشد. کربناتها یکی از کانیهای مهم محیطهای دگرسانی در کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد هستند. کربنات ممکن است در بخش عمیق تر فرودیواره نیز گسترش یابد. نوع کربنات از سریسیت تا دولومیت متغیر است، که این امر احتمالاً منعکس کننده ترکیب سنگهای میزبان دگرسانی، نزدیک به مناطق تغذیه کننده ی غنی از آهن و واکنش با آب دریا میباشد. کانیهای کربناته معمولاً پرکننده فضای باز هستند، اما ممکن است مناطق تودهای یا نواری با منها بروندمی یا جانشینی تشکیل دهند. تشکیل کلسیت در محدوده دمایی وسیع صورت میگیرد و پایداری آن عمدتاً تحت تأثیر غلظت گازکربنیک معمول میباشد. در سنگهایی با تخلخل و نفوذپذیری کم کلسیت در حضور سیالات غنی از 2O2 جانشین کانیهای کلسیمدار (پلاژیوکلاز کلسیمدار، زئولیت و اییدوت) و شیشههای آتشفشانی میشود. در منطقه موردمطالعه در کانسارهای ونکان یک و دو، در درون رخسارههای رگه- رگچه ای بیشترین دگرسانی کربناته را داریم که در منطقه فرودیواره قرار دارد و بیشتر در سنگ میزبان توفی قابل مشاهده است (شکل۴–۳۳).



شکل ۴–۳۴: الف) نمایی از دگرسانی کربناته بهصورت رگهای، ب) دگرسانی کربناتی در توفهای میزبان بهصورت رخداد کانی کلسیت (Cal).

۴-۷-۴- دگرسانی آرژیلیکی

این دگرسانی بیشتر در اطراف پهنه استرینگر و کمتر در پهنه تودهای میباشد که بهصورت ثانویه تشکیل شده است (شکل۴–۳۵). این دگرسانی به دلیل تبدیل و دگرسانی کانیهای مختلف از جمله فلدسپاتهای پتاسیک و پلاژیوکلازها به کانیهای رسی ایجاد میشود. اکسیداسیون سولفیدها در بالای سطح ایستابی سبب تشدید دگرسانی آرژیلیک میشود و در این دگرسانی، به احتمال زیاد هوازدگی سنگهای غنی از پیریت و اکسیدشدن سولفیدها موجب ایجاد اسید سولفوریک شده و سبب گسترش دگرسانی آرژیلیک میشود و در این در سانی، به احتمال زیاد هوازدگی سنگهای غنی از پیریت و اکسیدشدن سولفیدها موجب ایجاد اسید سولفوریک شده و سبب گسترش دگرسانی آرژیلیک میشود و در این در سرانی، به احتمال زیاد هوازدگی سنگهای غنی از پیریت و اکسیدشدن سولفیدها موجب ایجاد اسید سولفوریک شده و سبب گسترش دگرسانی آرژیلیک میشده است. در دگرسانی آرژیلیکی سیلیکاتهای آلومینیوم در محیط اسیدی هیدرولیز شده و کانیهای رسی ازجمله کائولینیت را تشکیل میدهند (1981, 1981). این نوع دگرسانی در شرایط اسیدی و با حضور آب فراوان در محیط تشکیل میشود (1981, 1981). در منطقه موردمطالعه بیشتر در ونکان۲، دگرسانی آرژیلیکی در بخش استرینگر قابل مشاهده است.



شکل ۴–۳۵: نمایی کلی از دگرسانی آرژیلیکی در کانسار ونکان۲، نمایی از سنگ توفی میزبان باریت که دچار دگرسانی آرژیلیکی شدهاند.

۴-۷-۵- دگرسانی اپیدوتی

این دگرسانی در محدوده معدنی نیز دیده میشود و بیشتر در بخش کمرپایین کانسار میباشد. بهطور کلی میتوان گفت این کانی محصول دگرسانی گرمابی کانیهای مافیک در امتداد درزهها و شکستگیها است (شکل۴–۳۶). این کانی عمدتاً جانشین پلاژیوکلازهای کلسیمدار و یا کانیهای فرومنیزین میشود. پهنه با شدت دگرسانی ضعیف(Lower semiconformable alteration) که شامل کانیهای اپیدوت و کوارتز میباشد تا حدود چندین صد متر در زیر و اطراف کانسارهای سولفید تودهای بخصوص کانسارهای سولفید تودهای مس-روی، با گسترش جانبی تشکیل میگردد(2005) این ایفری و آتشفشانی با ترکیب اپیدوت- کوارتز در محیطهای سولفیدی تودهای آتشفشانزاد در سنگهای نفوذی و آتشفشانی با ترکیب مافیک معمول است، اما در سنگهای آذرین فلسیک کمیاب است. دگرسانی کوارتز-اپیدوت یک نوع دگرسانی همزمان با فعالیت آتشفشانزاد (VMS) است.

۴-۷-۴ دگرسانی سیلیسی

سیلیسی شدن یکی از متداول ترین انواع دگرسانی های گرمابی است که در اثر افزایش کوارتز و سایر اشکال سیلیس (چرت، اوپال و کلسدونی) در سنگ همراه میباشد(Pirajno, 2009). مناطق دارای دگرسانی سیلیسی در بسیاری از سیستمهای گرمابی، که در آنها تهنشست سیلیس ناشی از کاهش درجه حرارت سیالات است، معمول میباشد. این دگرسانی به طور عمده در پهنه استرینگر^۱ همراه با رگه و رگچههای باریتی- سولفیدی و یا فضاهای خالی نظیر حفرهها و شکستگیهای بین قطعات یک سنگ را پر می کند و یا به طور کامل جانشین یک سنگ شده است (شکل۴-۳۷).

۱- Stringer zone



شکل ۴–۳۶: الف) دگرسانی اپیدوتی سنگ میزبان توف، ب) نمایی از کانیهای اپیدوت (Ep) در بین کانی باریت، پ) نمونه دستی دیگری از دگرسانی اپیدوتی، ت) تصویری از دگرسانی اپیدوتی (Ep) بهصورت رگهای و پراکنده.



شکل ۴-۳۷: الف) دگرسانی سیلیسی در کمرپایین کانسار، ب) نمایی از گسترش کانی کوارتز در اطراف رگه استرینگر.

۴-۸- پهنهبندی دگرسانی

مناطق دگرسانی در کانسار ونکان به صورت قابل توجهی در منطقه قابل مشاهده است که از اهمیت زیادی در اکتشاف خواهد داشت. بخش کمرپایین کانسار رایج ترین شکل دگرسانی در سنگ میزبان را نشان می دهد و کلریتی شدن و سریسیتی و به مقدار کمتر دگرسانی های کربناتی و اپیدوتی بارزترین شکل دگرسانی در این بخش است (شکل ۴–۳۸). پهنه رگه-رگچهای عمدتاً دارای دگرسانی سریسیتی، آرژیلیکی و اپیدوتی می باشد. دگرسانی سریسیتی کموبیش در بخش رخساره لایه ای-نواری سولفیدی، واحدهای کمرپایین، کمربالا، میزبان ماده معدنی و توده نفوذی در کانسار ونکان مشاهده می شود. دگرسانی کلریتی در پایین ترین بخش از کانسار و همچنین در سیل گابرویی در بخش کمربالا نیز مشهود است. دگرسانی کلریتی در پایین ترین بخش از کانسار و همچنین در سیل گابرویی در بخش کمربالا نیز مشهود پراکنده شده یا در رگه ها یا مناطق مشخص ایجاد شود. دگرسانی اپیدوتی نیز در محدوده معدی ونکان پراکنده شده یا در رگوها یا مناطق مشخص ایجاد شود. دگرسانی اپیدوتی نیز در محدوده معدی ونکان برای انواع دگرسانی ها در کانسار ونکان قابل تشخیص است (شکل ۴–۳۸). به طورکلی از حاشیه سیستم دگرسانی در کانسار ونکان قابل تشخیص است (شکل ۴–۳۸). به طورکلی از حاشیه سیستم دگرسانی در کانسار ونکان قابل تشخیص است (شکل ۴–۳۸). در ایندا دگرسانی کلریتی و سیستم در مسانی در کانسار ونکان قابل تشخیص است (شکل ۴–۳۸). به طورکلی از حاشیه



شکل ۴–۳۸: الف) نمایی کلی از دگرسانی کلریتی و سریسیتی در کانسار ونکان۱ (دید به سمت غرب)، ب) نمایی از پهنهبندی دگرسانی در توده سیل گابرویی شامل دگرسانی سریسیتی (Ser) در وسط و دگرسانی کلریتی (Chl) در حواشی (دید به سمت شرق).



شکل۴–۳۹: مدل شماتیک از پهنهبندی دگرسانی و رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان۱.

فصل پنجم: کانی شناسی، ساخت، بافت و پاراژنز کانی ها



بررسی دقیق ویژگیهای کانی شناسی، ساختی و بافتی در تعیین توالی کانی شناسی، اکتشاف، نوع کانیسازی و الگوی کانهزایی و تشخیص فرآیندهای اعمال شده بر روی کانسار در طول زمان (تکوین کانسار) از اهمیت ویژهای برخوردار است. همچنین بررسی ویژگیهای ساختی و بافتی موجود در کانسار می تواند در شناخت ویژگی های محیط تشکیل و شرایط حاکم به هنگام تشکیل یک کانسار مفید باشد که این اطلاعات در تعیین ارزش اقتصادی کانسار و تعیین روش فرآوری ماده معدنی بسیار کاربردی میباشد. هدف از این مطالعات بررسی شرایط و چگونگی تشکیل کانسار، تغییر پاراژنز در مراحل تبلور و تشخیص تعداد مراحل کانی سازی هر منطقه است. همچنین آگاهی از بافتهای ماده معدنی و اندازه ذرات به بحث کانهآرایی ماده معدنی کمک میکند. همروند بودن یا نبودن ماده معدنی با سنگ میزبان و لایهبندی آنها در فهم و درک زایشی کانسارهای سین ژنتیک و اپیژنتیک بسیار مؤثر است و حتی در تصمیم گیری و طراحی شیوه استخراج نقش اساسی دارد. مطالعات ساخت و بافت ماده معدنی و تعیین پاراژنز و توالی پاراژنتیکی کانیها از مهمترین اصول بررسی ژنز کانسارهای مختلف، بهخصوص کانسارهای رسوبی به شمار میرود. در این بخش بهمنظور تعیین کانیشناسی، ساخت و بافت، تعدادی نمونه از بخشهای مختلف کانسار برای تهیه مقاطع صیقلی و نازک صیقلی برداشت گردید. در این فصل ابتدا به کانیهای تشکیلدهنده سنگ درونگیر، کانیشناسی سولفیدها، سولفات و کانیهای غیر سولفیدی (اکسیدها و باطله) و سپس به انواع ساخت و بافتهای ماده معدنی اشاره و در ادامه به بررسی پاراژنز و توالی پاراژنتیک کانیها و کانهها پرداخته می شود.

۵–۲– کانی شناسی در رخساره های کانه دار در کانسار ونکان

بررسی کانیشناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز کانیهای تشکیل دهنده ماده معدنی و روابط پاراژنتیکی و بافتی میان کانیها و کانهها، از مبانی اساسی در مطالعه چگونگی تشکیل معدنی و روابط پاراژنتیکی و بافتی میان کانیها و کانهها، از مبانی اساسی در مطالعه چگونگی تشکیل یک کانسار می باشد. درواقع مطالعه دقیق رفتار کانیهای تشکیل دهنده یک کانسار، می تواند اطلاعات سودمندی درباره ویژگیهای محیط تشکیل آن ارائه نماید. برای دستیابی به این اهداف در یک مطالعه تحقیقی، بررسیهای میکروسکوپی اهمیت بیشتری دارد. در این پژوهش تعداد ۲۴ عدد مقطع نازک، تحقیقی، بررسیهای میکروسکوپی اهمیت بیشتری دارد. در این پژوهش تعداد ۲۲ عدد مقطع نازک، ما عدد مقطع نازک، شامل رخنمونهای سطحی تهیه و موردمطالعه قرار گرفت. در این فصل ابتدا به کانیشناسی و سپس مطالعات ساخت، بافت و توالی پاراژنزی کانیها پرداخته می شود. کانهزایی در کانسار ونکان در رخساره-

های مختلفی دیده می شود. کانی شناسی این کانسار به نسبت ساده بوده که براساس مطالعات کانی-شناسی، کانی های اولیه و اصلی تشکیل دهنده کانسار شامل باریت، اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، مار کاسیت و هماتیت بوده و کانی های ثانویه آن مالاکیت، کریزو کولا، کوولیت، کالکوسیت و اکسید-هیدرو کسیدهای آهن می باشند.

۵-۲-۱ کانی های اولیه و اصلی

۵−۲−۱–۱ باریت (BaSO₄)

باریت مهمترین و فراوان ترین کانی اقتصادی موجود در کانسار ونکان بهویژه در افق اول کانهزایی میباشد. کانی باریت در بیشتر رخسارههای کانهدار ما قابلمشاهده است ازجمله در رخساره رگه- رگچهای یا استرینگر که بیشترین کانی در این بخش باریت است به صورت رگه- رگچهای در سنگ میزبان توفی است (شکل ۵–۱). در رخساره کانسنگ سولفید تودهای کانی باریت به دو صورت نسل یک و دو قابل تشخیص است، ابتدا نسل اول کانی باریت که درزمینه کانسنگ بهوفور بهصورت دانهریز دیده می شود و در برخی مواقع توسط فرآیندهای بعدی دچار دیاژنز شده و دچار رشد مجدد شده است (شکل ۵–۲ الف و ب). نسل دوم کانی باریت در اثر فاز بعدی سیال کانهدار وارد رخساره کانسنگ تودهای شده که به صورت رگه- رگچهای و گاهی دانه درشت و ریز دانه پراکنده، همراه با کانی های سولفیدی دیگر از جمله اسفالریت، مارکاسیت، پیریت و کالکوپیریت همراه است (شکل ۵-۲ پ و ت). در رخساره لایهای نواری سولفیدی ما نیز شاهد حضور کانی باریت در بین لامینههای سولفیدی و سنگ میزبان هستیم (شکل ۴–۱۳ ت). علاوه بر این در رخساره نواری رسوبی- بروندمی کانی باریت نیز قابل مشاهده است (شکل ۴– ۱۶ ج). همچنین در رخساره کانسنگ باریت نیز ما شاهد حضور فراوان کانی باریت هم در مرز بین ر خساره کانسنگ تودهای و کانسنگ باریتی هستیم و در خود کانسنگ باریتی نیز به صورت دانهریز و دانهدرشت دیده می شود (شکل ۴–۱۴). باریت در درون شیل های میزبان در بالاترین بخش از رخسار ههای کانهدار نیز به صورت رگه- رگچههای باریتی و سیلیسی دیده می شود (شکل ۴-۷). علاوه بر این کانی باریت در ادامه افق اول کانهزایی در سینه کار شمالی و محدوده معدنی ونکان ۲ نیز قابل مشاهده است (شکل ۴–۱۷ الف و ۴–۲۲).



شکل ۵-۱: الف) نمونه دستی از رخساره رگه- رگچهای حاوی کانی باریت (Brt) در کانسار ونکان ۱، ب) تصویر میکروسکوپی از باریتهای دگرسان شده در این رخساره، پ) رگههای باریتی و سیلیسی در رخساره رگه- رگچهای، ت) نمونهای از رگه باریت در سنگ میزبان دگرسان شده، ث) تصویر میکروسکوپی از کانی باریت در رگه باریتی.



شکل ۵-۲: نمونه دستی از رخساره سولفید تودهای کانی باریت (Brt) درزمینه و بهصورت دانهدرشت در متن سنگ، ب) تصویر میکروسکوپی از باریت نسل ۱ دانهریز (Brt 1) و باریت نسل ۱ که در اثر دیاژنز دانهدرشت شده ، پ) تصویر نمونه دستی از باریت فاز بعدی بسیار دانهدرشت بهصورت رگه- رگچهای در رخساره سولفید تودهای، ت) تصویری از کانیهای درشت باریت.

ZnS) –۲–۱–۲– اسفالریت (ZnS)

اسفالریت نیز از کانیهای فراوان در کانسار ونکان ۱ میباشد. اسفالریت بهطور عمده در دو رخساره سولفید تودهای و رخساره لایهای- نواری سولفیدی (شکل ۵–۳ و ۵–۴) و همچنین در سنگ میزبان شیلی واقع در کمربالا کانسار ونکان ۱ وجود دارد (شکل ۴–۸ پ). ابتدا در رخساره سولفید تودهای اسفالریت نسل اول که بهصورت دانههای درشت برنزی رنگ در متن سنگ با چشم غیر مسلح قابل مشاهده است و همچنین به فراوانی در متن سنگ قابل مشاهده است (شکل ۵–۳ الف) و با کانیهای ممراه با رگهی باریتی فاز گرمابی تأخیری همراه است (شکل ۵–۳ و ث). اسفالریت بهصورت نسل دوم عمدتاً رخساره لایهای- نواری سولفیدی عمدتاً دارای ساختار لایهای میباشد که در بالاترین بخش از کانسار ونکان قرار دارد و بیشترین کانی سولفیدی این رخساره را شامل میشود و این نشان از تحرک بالای کانی اسفالریت میباشد (شکل ۵–۳).



شکل ۵–۳: الف) نمونه دستی از رخساره کانسنگ سولفید تودهای و دانههای درشت اسفالریت (Sp) در آن، ب) تصویر میکروسکوپی از تجمع کانی اسفالریت در رخساره سولفید تودهای، پ)تصویری دیگر از همرشدی کانی اسفالریت به همراه پیریت (Py). ت) نسل دوم کانی اسفالریت (Sp 2) همراه با رگه باریتی در نمونه دستی، ث) تصویر میکروسکوپی از نسل دوم کانی اسفالریت به همراه مارکاسیت.



شکل ۵-۴: تصویری از لامینههای غنی از کانی اسفالریت در رخساره لایهای- نواری سولفیدی در کانسار ونکان۱. **۲-۵-۱-۲-۵ گالن (PbS)**

گالن یکی دیگر از کانیهای موجود در کانسار ونکان میباشد. این کانی نیز بهطور عمده در درون رخساره سولفید توده ای قابل مشاهده است (شکل ۵–۵ الف و ب). این کانی به صورت گالن نسل اول در زمینه کانسنگ سولفید توده ای دارای همرشدی با کانی اسفالریت است (شکل ۵–۵ الف). گالن همچنین در رخساره کانسنگ لایه ای - نواری سولفیدی نیز به صورت دانه پراکنده و گاهی دارای اشکال کروی شکل در این رخساره کانسنگ لایه ای - نواری سولفیدی نیز به صورت دانه پراکنده و گاهی دارای اشکال کروی شکل در این رخساره کانسنگ لایه ای - نواری سولفیدی نیز به صورت دانه پراکنده و گاهی دارای اشکال کروی شکل در این رخساره کانسنگ لایه ای - نواری سولفیدی نیز به صورت دانه پراکنده و گاهی دارای اشکال کروی شکل در این رخساره قابل مشاهده است (شکل ۵–۵ ثالی میزبان بالایی به صورت نسل نور این رخساره نور کانی گالن بی شکل و گالن شکل دار که فرصت بیشتری برای تبلور داشته، دیده می شوند که در اثر نفوذ فاز تأخیری باریت - سیلیسی غنی از سولفید ایجاد شده است (شکل ۵–۵ پ و ت). کانی گالن در کانساز و نوکان ۲ نیز در رخساره داشته، دیده می شوند که در اثر نوو فاز تأخیری باریت - سیلیسی غنی از سولفید ایجاد شده است (شکل ۵–۵ پ و ت). کانی گالن در کانساز و نکان ۲ نیز در رخساره رگه - رگه می در شکل ۵–۵ و چه ی خانی گالن در نوو نور داشته، دیده می شوند که در اثر نووذ فاز تأخیری باریت - سیلیسی غنی از سولفید ایجاد شده است (شکل ۵–۵ چ و چ).



شکل ۵-۵: الف) حضور کانی گالن نسل اول (Gn 1) به همراه کانی اسفالریت (Sp) در رخساره سولفید تودهای، ب) حضور کانی گالن با همرشدی اسفالریت، پ)همرشدی کانی گالن نسل دوم (Gn 2) با دیگر کانیهای سولفیدی در سنگ میزبان توف شیلی در کمربالا کانسار ونکان ۱، ت) کانی شکلدار گالن (Gn 2) در شیل میزبان، ث) کانی شکلدار در رخساره لایهای- نواری سولفیدی، ج) نمونه دستی از کانهزایی سولفیدی گالن در رخساره رگه- رگچهای ونکان ۲، چ) تصویر میکروسکوپی از کانه گالن در ونکان ۲.

(FeS₂) پيريت (FeS₂

کانی پیریت نیز در بیشتر رخسارههای کانهدار وجود دارد. ابتدا کانی پیریت نسل اول در رخساره رگه-رگچهای بهصورت دانه پراکنده در بخش کمرپایین کانسار ونکان ۱، درون سنگ میزبان توفی دیده میشود (شکل ۴–۵ ت). سپس در رخساره کانسنگ تودهای در متن سنگ ابتدا بهصورت بافت دانهریز کلوفرمی بهصورت پیریت نسل دوم با دیگر کانیها مثل اسفالریت و گالن همرشدی دارد (شکل ۵–۶ ب) در بیشتر موارد دارای بافت کلوفرمی میباشد (شکل ۵–۶ الف). کانی پیریت همچنین در رخساره لایهای نواری سولفیدی در لایههای سولفیدی و هم بهصورت دانه پراکنده در درون سنگ میزبان آن قابل مشاهده است (شکل ۵–۶ پ). پیریت نیز در سنگ میزبان شیل بالایی بهصورت پیریت نسل سوم قابل مشاهده است، نسل سوم پیریت همراه با رگه- رگچههای سیلیسی- باریتی که در درون کانسنگ سولفید تودهای و سنگ میزبان شیل کمربالا دیده می شود (شکل ۵-۷ الف و ب). نسل چهارم کانی پیریت در اثر فرآیندهای دیاژنز در کانسنگ سولفید تودهای به صورت رشد مجدد در اطراف پیریت نسل اول دیده می شود (شکل ۵-۷ پ وت). کانی پیریت همچنین در سینه کار شمالی به صورت دانه پراکنده و رگه- رگچه ای قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۷ و ۵-۸ الف).



شکل ۵-۶: الف) کانی نسل دوم پیریت (Py 2) بهصورت بافت کلوفرمی در رخساره سولفید تودهای، ب) بافتهای کلوفرمی از کانی پیریت نسل دوم در کانسنگ سولفید تودهای، پ) نمونه دستی از حضور کانی پیریت در رخساره لایه-ای- نواری سولفیدی.



شکل ۵-۷: الف) نسل سوم از کانی پیریت (Py 3) در شیلهای کمر بالا، ب) پیریت نسل سوم بیشکل در متن سنگ شیل بهصورت دانه پراکنده، پ) پیریت نسل چهارم (Py 4) در کانسنگ سولفید تودهای در اطراف پیریت نسل دوم به-صورت رشد مجدد، ت) نسل چهارم پیریت اطراف پیریت کلوفرمی نسل دوم.

درمجموع کانی پیریت به صورت بافت های مختلفی در کانسار ونکان قابل مشاهده است که عبارت اند از:

۱– بافت کاتاکلاستیک

در اکثر مواقع پیریتهای دانهدرشت تحت تأثیر دگرشکلی شکننده و خردشده و باعث ایجاد بافت کاتاکلاستیک شده است، که در پیریتهای دانهدرشت و همچنین در پیریتهای که در اثر تبلور مجدد رشد کردهاند، مشاهده می شود (شکل ۵–۸ الف و ب). شدت خردشدگی دانههای پیریتی بسته به میزان تنش اعمال شده در بخشهای مختلف متغیر می باشد. این بافت یکی از رایج ترین بافتهای پیریت موجود در کانسارهای سولفیدی دگر شکل شده است (Craig et al., 1998).

۲-بافت کلوفرمی

این بافت بیشتر در کانی پیریت و در افق کانهزایی اول و در رخساره کانسنگ تودهای و رخساره رگه-رگچهای موجود در شیلهای کمربالا مشاهده میشود. این بافت نشان دهنده مخلوط شدن محلولهای گرمابی با آبها سرد دریا است. پیریت غالباً کانی است که بعد از کانیهای دیگر تهنشست میشود و پهنه بیرونی را در برمی گیرد و در بیشتر مورفولوژیها ظاهر میشود (شکل ۵-۶ الف و ب). بافت کلوفرمی پیریت معمولاً در سولفید تودهای در مراحل اولیه کانیسازی دیده میشود (2008)

٣-بافت فرامبوئيدال

این بافت شامل تجمع پیریتهای ریز می باشد که به حالت خوشه ای و تمشک مانند در کنار هم قرار گرفته اند و تبلور مجدد پیداکرده اند. این بافت جزء بافتهای اولیه است که از دگر شکلی در امان مانده است و تنها در بخش کانسنگ سولفید توده ای دیده می شود (شکل۵–۸ پ).

۴-بافت اسفروئيدال

یکی دیگر از بافتهای موجود در کانی پیریت، بافت اسفروئیدال میباشد. این بافت بهطور معمول در رخساره کانسنگ تودهای در کانی سولفیدی پیریت دیده میشود. حالت کروی و متحدالمرکز در اغلب کانیهای پیریت دیده میشود (شکل ۵–۸ ت، ث، ج، چ).

۵-بافت چشم پرندهای

این بافت در پیریتهای موجود در رخساره کانسنگ تودهای دیده می شود و پیریت به صورت دانهای توخالی دیده می شود (شکل ۵–۸ ح).

CuFeS₂) کالکوپیریت (CuFeS₂)

کالکوپیریت ازلحاظ فراوانی در کانسار ونکان میزان بسیار کمی دارد و عمدتاً در رخساره کانسنگ تودهای و رخساره لایهای- نواری سولفیدی بهصورت نسل اول دیده میشود (شکل ۵–۹ الف و ب). دلیل این امر را میتوان ناشی از شار حرارتی توده ساب ولکانیک عنوان کرد. همچنین در سنگ میزبان شیل بالایی در اثر نفوذ فاز تأخیری باریتی نیز بهصورت دانه پراکنده با دیگر کانیهای سولفیدی بهصورت نسل دوم کالکوپیریت دیده میشود (شکل ۵–۹ الف و ب). دلیل این امر ای میتوان ناشی از شار حرارتی توده ساب ولکانیک عنوان کرد. همچنین در سنگ میزبان شیل بالایی در اثر نفوذ فاز تأخیری باریتی نیز بهصورت دانه پراکنده با دیگر کانیهای سولفیدی بهصورت نسل دوم کالکوپیریت دیده میشود (شکل ۵–۹ الن نشاندهنده دمای بالای تشکیل کانسار در رخساره کانسنگ تودهای و همچنین سیال نفوذ کرده در درون شیل است (Galley et al., 2007).

(FeS₂) مارکاسیت (-۶-۱-۲-۵

مارکاسیت در کانسار ونکان ۱ در فاز آخر کانهزایی که دارای باریت با سولفید فراوان است دیده می شود. دارای سیستم تبلور متفاوت نسبت به پیریت بوده و به صورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار در این بخش قرار گرفته است (شکل ۵–۱۰). عمدتاً مارکاسیت در حضور سولفور کافی در بین ۱۵۰ تا ۴۰۰ درجه سریعاً به پیریت تبدیل می شود (Kullerud, 1967).



شکل ۵-۸: الف) کانی پیریت (Py) موجود در سینه کار شمالی در افق اول کانهزایی نشان دهنده بافت کاتاکلاستیک، ب) پیریت نسل اول در رخساره رگه- رگچهای، پ) بافت فرامبوئیدال یا دانه تمشکی، ت، ث، ج و چ) بافت بوتروئیدال در پیریت، ح) بافت چشم پرندهای.

(Fe₂O₃) هماتیت (Fe₂O₃)

براساس (Haynes et al, 1995) برای تشکیل هماتیت در قسمت فوقانی کانسار حضور اکسیژن ضروری است. برای این امر یک منبع خارجی لازم است تا اکسیژن موردنیاز را فراهم کند و متحمل ترین منبع اکسیژن آبهای جوی است که در اثر چرخش در قسمت بالای کانسار باعث اکسیده شدن قسمت فوقانی کانسار می شود. کانی هماتیت به طور اولیه فقط در رخساره نواری رسوبی- برندمی در کانسار ونکان ۲ دیده می شود (شکل ۵-۱۴ت).



شکل ۵-۹: الف) حضور کانی کالکوپیریت (Ccp) در متن اسفالریت در رخساره کانسنگ تودهای، ب) کانی کالکوپیریت در رخساره کانسنگ لایهای- نواری سولفیدی.



شکل ۵-۱۰: الف) تصویری از کانی مارکاسیت (Mrc)، ب) کانی مارکاسیت به صورت آنیزوتروپ و حالت ماکل تیغهای، پ) حضور کانی هماتیت (Hem) در رخساره رسوبی- نواری غنی از آهن در ونکان۲.

۵-۲-۲- کانی های ثانویه

کانیهای ثانویه در کانسار ونکان عمدتاً در اثر فرآیندهای بعدی هوازدگی و سوپرژن تشکیل شدهاند، که در ادامه به توضیح آنها پرداختهایم.

Cu2CO3(OH)2) و کریزوکولا (Cu2CO3(OH)2)

کربنات مس ازجمله مالاکیت به عنوان یک کانی غیر سولفیدی به مقدار فراوان در نواحی اکسیدان در قسمت غرب کانسار ونکان ۱ دیده میشود (شکل ۵–۱۱). بیشترین حجم حضور کانی مالاکیت در بالاترین بخش از کانسار قابل مشاهده است که به صورت شکافه پر کن، لایه ای – نواری و برشی دیده می شود. پیدایش مالاکیت احتمالاً ناشی از نفوذ سیالات جوی و اکسید شدن مس های طبیعی می تواند باشد (طاشی و همکاران، ۱۳۹۴).

کریزوکولا به رنگ آبی تا سبز – آبی مشخص است که در کانسار ونکان ۱ دارای مقدار بسیار کمی میباشد و همراه با مالاکیتها دیده میشود (شکل ۵–۱۱ پ).

(Cu₉S₅) و دیژنیت (CuS) و دیژنیت (Cu₉S₅)

کوولیت و دیژنیت در طی مراحل سوپرژن و در اثر جانشینی در سولفیدهای اولیه ایجاد میشود. کوولیت و دیژنیت در منطقه ونکان معمولاً در رخساره کانسنگ تودهای مناطقی که دچار فرایندهای سوپرژن است دیده میشود (شکل ۵–۱۲). کوولیت با فرمول CuS و ۶/۴ درصد مس، غالباً پس از تشکیل کانیهای سولفیدی و در شرایط سوپرژن و در اثر جانشینی در سولفیدهای اولیه بهصورت بافت جانشینی در حاشیه و امتداد شکستگی کانیهای کالکوپیریت ایجاد میشود (Rwadi Basori et al., 2018) و ۲۶/۴ درصد مس، غالباً پس از تشکیل در حاشیه و امتداد شکستگی کانیهای کالکوپیریت ایجاد میشود (Rwadi Basori et al., 2018). موولیت با فرمول Iswadi Basori et al., 2018) میشود (Rowadi Basori et al., 2018). موولیت در حاشیه و امتداد شکستگی کانیهای کالکوپیریت ایجاد میشود (Rowadi Basori et al., 2018). موولیت در در حاشیه و امتداد شکستگی کانیهای کالکوپیریت و اسفالریت همراه است. در کانسار ونکان کوولیت در مولولیت در مقاطع کی میشود (Rowadi Basori et al., 2018). در حاشیه و امتداد شکستگی کانیهای کالکوپیریت ایجاد میشود (Rowadi Basori et al., 2018). موولیت در مولولیت در در حاشیه و امتداد شکستگی کانیهای کالکوپیریت و اسفالریت همراه است. در کانسار ونکان کوولیت در مدر اطراف کالکوپیریت، اسفالریت و گالن ایجادشده است (شکل ۵–۱۲ الف). کوولیت در مقاطع صیقلی دارای رنگ آبی، طیفی از آبی تیره و آبی نیلی تا سفید متمایل به آبی، چندرنگی قوی و آنیزوتروپی بالا دارد. دیژنیت در مقاطع صیقلی دارای رنگ مایل به آبی کمرنگ و در منطقه موردمطالعه بسیار کم و مدرد. در بعضی نمونهها همراه با کوولیت دیده میباشد (شکل ۵–۱۲ و ت).



شکل ۵-۱۱: الف) نمونه دستی از کانی مالاکیت (Mlc) در کمر پایین کانسار ونکان ۱، ب) تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت، پ) نمونه دستی از کانی کریزوکولا (Ccl) با رنگ آب روشن.



شکل ۵–۱۲: الف) کانی کوولیت (Cv) به رنگ آبی در رخساره سولفید تودهای، ب) کانی گالن که از اطراف توسط کوولیت دچار جانشینی شده است، پ) کانی دیژنیت (Dg) در مرز بین رخساره کانسنگ تودهای و کانسنگ باریت، ث) نمونه دیگری از کانی دیژنیت.

(S₂Cu) كالكوسيت – ۳–۲–۲–۵

این کانه در نمونه دستی و سطح تازه به صورت سیاه تا نقره ای رنگ مشاهده می شود. کالکوسیت در منطقه ونکان دارای مقدار بسیار کمی است و فقط در مرز بین رخساره سولفید توده ای و کانسنگ باریتی دیده می شود و در اطراف کانی سولفیدی اسفالریت به صورت جانشینی قابل مشاهده است (شکل ۵–۱۳).



شکل ۵-۱۳: الف) کانی اسفالریت که از اطراف توسط کانی کالکوسیت (Cct) جانشین شده است.

(FeOOH.nH₂O) ليمونيت (-4-7-4

لیمونیت کانی اکسید آهن آبدار و غالباً به رنگ نارنجی تا زرد مایل به قهوهای میباشد که بیشتر در قسمتهای اکسیدان و در بخشهای بالایی کانسار ونکان دیده میشود (شکل ۵–۱۴ الف و ب). درواقع لیمونیت محصول نهایی دگرسانی و هوازدگی اکسیدها و سولفیدهای آهن مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت است.

(FeOOH) گوتيت (FeOOH)

این اکسید و هیدروکسیدهای آهن بهعنوان کانی ثانویه فلزی در منطقه موردمطالعه است. کانی گوتیت هم در کانسار ونکان ۱ و هم در کانسار ونکان۲، در رخساره نواری رسوبی- بروندمی قابل مشاهده است (شکل ۵–۱۴پ). گوتیت براثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانیهای سولفیدی در قسمت سطحی کانسار دچار انحلال شده و یون گوگرد آنها از محیط خارج و هیدرو اکسیدهای آهن برجای مانده است. حضور گوتیت نشانگر نسبت اندک پیریت به کالکوپیریت، اسیدیته کم و میزان سولفید کل پایین است (Sillitoe and Perello, 2005).

(ZnCo₃) اسمیتزونیت (-۷-۲-۲-۵

اسمیتزونیت یا کربنات روی، کانی غیر سولفیدی روی به فرمول شیمیایی ZnCO₃ به رنگهای مختلف بی رنگ، خاکستری، زرد و نارنجی وجود دارد. اسمیتزونیت حاصل هوازدگی، جانشینی و سوپرژن است. ساختمان داخلی آن مانند کلسیت است. سولفات روی بر روی کلسیت اثر کرده و اسمیتزونیت را به وجود می آورد. این کانی بسیار کم و فقط در مقطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. در منطقه مور دمطالعه در کانسار ونکان ۱ در مرز بین رخساره کانسنگ توده ای و کانسنگ باریتی دیده می شود (شکل ۵–۱۵).

(PbCo₃) سروزیت (-۸-۲-۲-۵

سروزیت یا کربنات سرب با فرمول شیمیایی PbCO₃ از مجموعه کانی غیر سولفیدی سرب میباشد. سروزیت دارای شکل ظاهری بلوری فیبری بارنگهای بیرنگ، زرد تا خاکستری دیده میشود. در محدوده موردمطالعه در کانسار ونکان ۱ این کانی در مرز بین رخساره کانسنگ تودهای و کانسنگ باریتی به مقدار کم دیده میشود. همچنین این کانی به صورت بلوری در بخشهایی که کانهزایی منگنز در اثر فرآیندهای سوپرژن ایجادشده دیده میشود (شکل ۵–۱۵الف و پ). نمونه کانی به رنگ نارنجی که برای شناسایی کانی برای انجام آنالیز XRD ارسال گردید و وجود کانی سروزیت در آن اثبات گردید (شکل ۵–۱۵ ت و شکل ۵–۱۶).



شکل ۵-۱۴: الف) نمونه دستی سنگ میزبان که لیمونیتی (Lim) شده است، ب) تصویر میکروسکوپی از کانی لیمونیت (Lim) در رخساره رگه- رگچهای، پ) تصویری از کانی گوتیت (Gth).

۵-۲-۳- کانی های باطله

۵-۲-۳-۱- سرسیت

کانی سرسیت که بیشتر در اثر دگرسانی کانیهای دیگر و سنگ میزبان تشکیل میشود. دارای فراوانی زیادی در محدوده ونکان ۱ در بخش کمرپایین کانسار و هم در بخش رگه- رگچهای میباشد (شکل ۵-۱۷ الف). این کانی همچنین از تجزیه پلاژیوکلازها تحت تأثیر دگرسانی حاصل میشود.

(CaCO₃) کلسیت (CaCO₃)

کلسیت یا کربنات کلسیم با فرمول CaCO₃ در نمونههای نزدیک به سطح زمین بهصورت رگچههای تأخیری (شکستگیهای بعد کانهزایی) و حفره پرکن قابل مشاهده است. کلسیت بهعنوان یک کانی باطله دارای فراوانی نسبتاً کمی است و بالاترین بخش از کانسار در مرحله سوپرژن تشکیل شده است (شکل م-۱۷ ب).

۲−۳−۳−۲-۵ ژيپس (CaSO₄·2H₂O)

ژیپس یک کانی بسیار نرم و شکننده که از فشرده شدن سولفات کلسیم درست می شود. کانی سطحی و ثانویه که حاصل فرآیند سوپرژن و هوازدگی می باشد. این کانی در بالاترین بخش از کانسار هم در ونکان ۱ و هم در ونکان ۲ قابل مشاهده است (شکل ۵–۱۷پ).



شکل ۵-۱۵: الف) نمونه از کانی سروزیت (Cer) به صورت بلوری، ب) کانی اسمیتزونیت (Smi) به صورت تیغهای، پ) تصویر میکروسکوپی از کانی سروزیت، ث) تصویری از کانی نارنجی رنگ سروزیت.

Graphics: (Bookmark1)



Identified Patterns List: (Bookmark2)

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displaceme nt [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	00-033-	73	Silicon	0.000	0.891	Si O2
	1161		Oxide			
*	00-029-	81	Iron	0.000	0.787	(Mg , Fe)6
	0701		Magnesium			(Si, Al)4
			Aluminum			O10 (O H
			Silicate)8
			Hydroxide			
*	00-005-	26	Lead	0.000	0.234	<u>Pb</u> C O3
	0417		Carbonate			

Plot of Identified Phases: (Bookmark 3)



شکل۵-۱۶: نمونه ارسال شده از کانی نارنجی رنگ سروزیت.



شکل ۵-۱۷: الف) نمونه دستی از کانیهای سرسیت، ب) تصویر نمونه دستی از کانی کلسیت در بالاترین بخش از کانسار ونکان، پ) نمونه دستی از کانی حاصل از سوپرژن ژیپس.

۵-۳- ساخت و بافت کانی ها

کانهزایی در منطقه معدنی موردمطالعه، بهصورت چینه کران در رخساره تودهای و رگه- رگچهای، و به شکل صفحهای چینهسان، همروند با لایهبندی سنگ میزبان در رخساره کانسنگ لایهای رخداده است. ماده معدنی در رخسارههای متفاوت کانسار، بافتهای گوناگونی را نشان میدهند. این بافتها عموماً شکل اولیه خود را حفظ کرده و شرایط محیط کانهزایی را منعکس میکنند. در ادامه به بررسی بافت و ساخت کانیهای سولفیدی پرداخته میشود.

۵-۳-۱ ساخت و بافت رگه- رگچهای

این بافت عمدتاً در رخساره رگه- رگچهای در توفهای کمرپایین دیده می شود که در آن رگه- رگچههای باریتی با مقدار سولفید کم سنگ میزبان را در جهات مختلف قطع کرده است (شکل ۵–۱۸ الف و ب). که در کمرپایین کانسار ونکان ۱ این رگه- رگچهها غنی از باریت و در کمربالا کانسار در درون شیلهای میزبان این رگه- رگچههای باریتی- سیلیسی غنی از سولفید ساختی رگه- رگچهای به آنها داده است (شکل ۵–۱۹). در سینه کار شمالی نیز رگه- رگچههایی غنی از پیریت در درون توفهای سبز به چشم میخورد (شکل ۵–۱۸ پ). همچنین در کانسار ونکان۲ ساختار عمده این رگه- رگچهها سیلیسی-باریتی همراه با کانی سولفیدی گالن میباشد (شکل ۵–۱۸ ب).



شکل ۵–۱۸: تصاویری از ساخت و بافت رگه- رگچهای، الف) نمونه دستی از پهنه استرینگر به همراه رگههای باریتی که سنگ میزبان توفی را قطع کردهاند در کانسار ونکان ۱، ب) رگه- رگچههای باریتی- سیلیسی در سنگ میزبان توف در کانسار ونکان۲، پ) رگههای پیریتی در سنگ میزبان توف سبز در سینه کار شمالی در افق اول کانهزایی.

۵-۳-۲ ساخت و بافت برشی

این ساخت و بافت در کانسار ونکان ۱ در بالاترین بخش از رخساره رگه- رگچهای دیده می شود که سنگ میزبان شیل و توف شیلی و ماده معدنی از جمله پیریت به صورت قطعه قطعه و اشکال زاویه دار درآمدهاند (شکل ۵–۱۹). در افق اول در کانسار ونکان ۲ سیال کانه دار نیز وارد سنگ میزبان توفی شده و نمایی برشی به آن داده است (شکل ۵–۱۹ ت).



شکل ۵–۱۹: ساخت برشی در رخساره رگه- رگچهای کمربالا دارای قطعات خرد شده از جنس شیل که توسط سیمان باریتی و سیلیسی احاطهشده است، ب) تصویر میکروسکوپی از کانی پیریت که دچار خردشدگی شده است، پ)تصویر میکروسکوپی از رگههای سیلیسی- باریتی که شیل را قطع کردهاند، ت) ساخت برشی در سنگ توف در کانسار ونکان۲.

۵-۳-۳- ساخت و بافت تودهای

ساخت تودهای خاص رخساره کانسنگ تودهای است. این ساخت بهطور عمده در رخساره کانسنگ سولفید تودهای و کانسنگ باریتی دیده می شود و بخش مهمی را در کانسار ونکان تشکیل می دهد (شکل ۵-۲۰ الف).کانی های این رخساره شامل باریت، اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت می باشد. اغلب سولفیدها دانه درشت است و قرار گیری آن ها در کنار یکدیگر به صورت توده ای دیده می شود. کانی ها سولفیدی عمدتاً دارای همرشدی هستند (شکل ۵-۲۰ ب و پ).



شکل ۵-۲۰: نمایی از ساخت و بافت تودهای، الف) نمایی کلی از بخش تودهای در کانسار ونکان ۱، ب) نمونه دستی از ساخت تودهای غنی از سولفید، پ) تصویر میکروسکوپی از تجمع کانیهای سولفیدی در رخساره سولفید تودهای.

۵-۳-۴- ساخت و بافت نواری و لامینهای

ساخت نواری و لامینه یه به طور عمده در رخساره های لایه ای - نواری سولفیدی و رخساره نواری رسوبی -بروندمی دیده می شود که در بالاترین بخش از کانسار ونکان ۱ و ونکان ۲ قابل مشاهده است (شکل ۵-۲۱). ساخت و بافت نواری در رخساره لایه ای - نواری سولفیدی یکی از ویژگی های بارز رخساره لایه ای در کانسارهای سولفیدی توده ای می باشد که ناشی از ته نشینی هم زمان کانی های سولفیدی با ذرات تشکیل دهنده سنگ میزبان در کف دریا است. در رخساره لایه ای - نواری سولفیدی عمده لامینه های سولفیدی، از کانی اسفالریت و مقدار کمتر پیریت، کالکوپیریت، گالن و باریت تشکیل شده اند. شاخص ترین ویژگی بافتی در کانسار ونکان ۱ در رخساره لایه ای - نواری سولفیدی، وجود لامینه های نوارهای سولفیدی موازی با لایه بندی سنگ میزبان است که سیمایی رسوبی به این رخساره می دهد نوارهای سولفیدی موازی با لایه بندی سنگ میزبان است که سیمایی رسوبی به این رخساره می دهد کانسار ونکان ۱ و ونکان ۲ دیده می شود (شکل ۵-۲۲ الف و پ). در کانسار ونکان ۱ این لامینه ها دارای تاوبی از چرت و مقدار کمتر کانی های اکسید – هیدروکسید آهن و سولفید می باشد. در کانسار ونکان ۲ تاوبی از پرت و مقدار کمتر کانی های اکسید – هیدروکسید آهن و سولفید می باشد. در کانسار ونکان ۲ این لامینه ها عمدتاً از کانی های اکسید – هیدروکسید آهن و سولفید می باشد. در کانسار ونکان ۲ این لامینه ها عمدتاً از کانی های اکسید – هیدروکسیده آهن مانند لیمونیت، گوتیت و هماتیت به همراه چرت تشکیل شده اند علاوه بر آن در باریت های موجود در ونکان ۲ نیز این ساخت و بافت نواری دیده می شود (شکل ۵-۲۲ ب). علاوه بر این ساختار لایه ای – نواری همچنین در مالاکیت های موجود در بخش کمر پایین کانسار ونکان دیده می شود (شکل ۵-۲۲ ت).

۵-۳-۵ بافت دانه پراکنده

این ساخت بهطور عمده در رخساره مختلف کانهزایی قابلمشاهده است. ابتدا در رخسارههای رگه-رگچهای بهصورت دانههای پراکنده پیریت در درون رگههای باریتی وجود دارد (شکل ۵–۲۳). همچنین در شیلهای موجود در کمربالا کانسار ونکان ۱ بهصورت دانههای پراکنده از کانیهای سولفیدی پیریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت در متن سنگ دیده میشود (شکل ۴–۷ پ، شکل ۵–۵ و شکل ۵–۷ الف). همچنین در اثر فرآیندهای بعدی حاصل از دیاژنز دانههای پراکنده از کانیهای باریت و اسفالریت نیز در رخساره کانسنگ تودهای بهصورت دانهدرشت در متن سنگ وجود دارد (شکل ۴–۹ پ).

در ادامه در سینه کار شمالی نیز در سنگ میزبان توف سبز و توف سیلیسی دانههای پراکنده در متن سنگ به فراوانی دیده می شود (شکل ۵–۲۳ ب). این بافت نشان دهنده، نهشت اولیه ماده معدنی در حین تشکیل سنگ دربر گیرنده و همراه با سایر ذرات تشکیل دهنده آن است.

۵-۳-۶- ساخت و بافت حلقوی

این ساخت در رخساره رگه- رگچهای دیده میشود (شکل ۵-۲۴). این ساخت نشانگر این است که سیال غنی از سولفید وارد کانسنگ باریتی شده و ساختاری حلقوی ایجاد کرده است. این ساختار در برخی مناطق دارای شعاعهای مختلفی است که در مرز بین این رخسارهها قابلمشاهده میباشد و نشاندهنده محل عبور سیال کانهدار است. این ساخت حلقوی همچنین در کانسار باریت- فلزات پایه پشته سمنان نیز گزارش شده است (غفاری و همکاران، ۱۳۹۶).

۵-۲-۱- بافت جانشینی

بافت جانشینی ازجمله بافتهای شاخص در رخساره کانسنگ تودهای و مرز بین رخساره کانسنگ تودهای و کانسنگ باریت در کانسار ونکان میباشد (شکل ۵–۲۵ الف و ب). علاوه بر این در مقیاس میکروسکوپی این نوع بافت به بافت جانشینی ثانویه هم معروف است. جانشینی یک کانه یا کانی دیگر، ازجمله فرآیندهایی است که در طی هوازدگی بسیاری از کانسنگها رخ میدهد. جانشینی اسفالریت و گالن توسط کوولیت و دیژنیت در امتداد شکستگیها و حواشی آنها عمومیت دارد (شکل ۵–۲۵ ث).
ولی در برخی موارد جانشینی کانی کالکوسیت نیز در اطراف اسفالریتها در مرز بین رخساره کانسنگ تودهای و کانسنگ باریتی قابلمشاهد.ه است (شکل ۵-۲۵ پ و ت).



شکل ۵-۲۱: تصاویری از ساخت و بافت لامینهای در رخساره لایهای- نواری سولفیدی، الف) رخنمون سطحی از این رخساره در کانسار ونکان۱، ب) نمونه دستی از تناوب لایههای سولفیدی با لامینههای سنگ میزبان که نشان از ته-نشینی همزمان ذرات سولفیدی و ذرات تشکیل دهنده سنگ میزبان میباشد.



شکل ۵-۲۲: ساخت لایهای- نواری در دیگر بخشهای منطقه، الف) رخساره نواری رسوبی- بروندمی دارای نوارهای سولفیدی به همراه چرت، ب) ساخت نواری باریت در کانسار ونکان۲، پ) ساخت نواری در رخساره نواری رسوبی-بروندمی در کانسار ونکان۲، ت) ساخت نواری در نمونه دارای کانی مالاکیت در بالاترین بخش از کانسار ونکان۱.



شکل ۵-۲۳: نمایی از ساخت و بافت دانه پراکنده الف) دانه های پیریت در سنگ میزبان توفی در کانسار ونکان ۱، ب) ساخت دانه پراکنده در پیریت واقع در سنگ میزبان توف سبز در سینه کار شمالی.



شکل ۵-۲۴: ساخت حلقوی در کانسار ونکان ۱، حلقههایی از جنس پیریت نشان دهنده محل عبور سیال در رخساره رگه- رگچهای.



شکل ۵-۲۵: ساخت و بافت جانشینی، الف) نمونه دستی از جانشینی کانسنگ سولفید تودهای در کانسنگ باریتی، ب) نمایی دیگر از ساخت جانشینی از مرز دو رخساره کانسنگ سولفید تودهای و کانسنگ باریتی، پ) تصویر میکروسکوپی از کانی اسفالریت که توسط کالکوسیت جانشین شده، ت) تصویر میکروسکوپی توسط نور عبور از کانی اسفالریت که دچار جانشینی شده است، ث) تصویری از جانشینی کانی کوولیت در اطراف گالن در رخساره کانسنگ سولفید تودهای.

۵-۲-۲- بافت کلوفرمی و تیغهای

این بافت بهطورکلی در پیریتهای موجود در رخسارههای کانسنگ تودهای و رخساره لایهای- نواری سولفیدی دیده میشود (شکل ۵–۲۶ الف و ب). بافت کلوفرمی نشاندهنده مخلوط شدن محلول گرمابی با آبهای سرد است. بافت تیغهای عمدتاً در کانی باریت هم در ونکان ۱ در تمام کانیهای باریت و همچنین در سینه کار شمالی و محدوده معدنی ونکان ۲ نیز دیده میشوند (شکل ۵–۲۶ پ و ت). بافت کلوفرمی پیریت و گالن در سولفید تودهای در مراحل اولیه کانیسازی دیده میشود (میشود (م

۵-۲-۳- بافت اسکلتی

این بافت در مرز بین رخساره کانسنگ باریتی و کانسنگ تودهای دیده می شود. و عمدتاً در کانیهای اسفالریت به صورت بافت اسکلتی دیده می شود که از حاشیه توسط کالکوسیت و کوولیت دچار جانشینی شدهاند (شکل ۵–۲۷).



شکل ۵-۲۶: الف) نمایی از بافت کلوفرمی در کانی پیریت، ب) تصویر میکروسکوپی از پیریت دارای بافت کلوفرمی، پ) نمایی از نمونه دستی کانی باریت بهصورت تیغهای در ونکان۲، ت) تصویر میکروسکوپی از باریتهای تیغهای در

ونكان ١.



شکل ۵-۲۷: نمایی از بافت اسکلتی در کانی اسفالریت واقع در مرز بین رخساره کانسنگ سولفید تودهای و کانسنگ باریتی.

۵-۳- مراحل تشکیل، تکوین و توالی پاراژنتیک کانهها و کانیها

به مجموعهای از کانیها، کانهها و باطلههای همراه که با یکدیگر و در حال تعادل نسبت به همدیگر تشکیل میشوند، پاراژنز مینامند و ترتیب زمانی و مکانی در تشکیل کانهها را توالی پاراژنتیکی مینامند. توالی پاراژنتیک معرف ترتیب یا تقدم و تا نهشته شدن کانیها به صورت فازهای جدا یا مجموعه کانیها در یک کانسار است (Bates and Jackson, 1980).

در منطقه معدنی موردمطالعه و در کانسار ونکان، سولفیدها در رخسارههای کانسنگ تودهای و رخساره لایهای- نواری سولفیدی بهخوبی بافتهای اولیه خود را حفظ کردهاند، لذا بررسی توالی پاراژنتیک کانهها بامطالعه بافتهای موجود بهخوبی قابل انجام میباشد.

براساس مطالعات بافتی و کانی شناسی، تشکیل کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان ۱ شامل سه مرحله عمده بروندمی- آتشفشانی، دیاژنز و سوپرژن- هوازدگی است (شکل ۵- ۲۸). همچنین در شکل ۵-۲۹ جدولی از مشخصات ونکان ۲ نیز ارائه شده است.

۵-۳-۱ مرحله بروندمی - آتشفشانی

مرحله بروندمی – آتشفشانی را با توجه به انواع رخسارههای کانهدار در هر زیر افق می توان به پنج قسمت مجزا تقسیم کرد این مراحل شامل مرحله مربوط به تشکیل رخساره رگه – رگچهای، مرحله تشکیل کانسنگ باریت لایهای، رخساره نواری رسوبی – بروندمی، رخساره کانسنگ تودهای، رخساره لایهای – نواری سولفیدی و رگه – رگچههای باریتی ثانویه است. ۱- تشکیل رخساره رگه- رگچهای (چینه کران): در مرحله تشکیل رخساره رگه- رگچهای براساس پاراژنز کانیایی نیز به دو رخساره مختلف تقسیم می شود.

رخساره رگه- رگچهای اولیه مربوط به سیالات با دما کم و عمق نفوذ پایین که عمدتاً غنی از باریت و کم سولفید میباشد. با pH تقریباً بالا که قادر به انحلال سیلیس میباشد. از طریق گسلهای همزمان با ولکانیسم بالاآمده و در اثر مخلوط شدگی با آب دریا، سردشدگی، و تغییر در Eh و pH، موجب کانیسازی در رخساره رگه- رگچهای شده است.در این رخساره پاراژنز کانیایی عمدتاً شامل باریت، سیلیس و مقدار کمتری پیریت میباشد.

رخساره رگه- رگچهای دوم (Vein- breccia barite) مربوط به سیال با دمای بیشتر از رخساره اول که دارای سیال غنی از باریت به همراه کانیهای فراوان سولفیدی ازجمله اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت میباشد که به درون رخساره سولفید تودهای نیز نفوذ کرده است.

- ۲- تشکیل رخساره کانسنگ باریتی (چینهسان): مرحله تشکیل رخساره کانسنگ باریتی همانند
 رخساره رگه- رگچهای اول تحت تأثیر سیال اولیه غنی از باریت قرار گرفته و حالت تودهای در
 بالای رخساره رگه رگچهای دیده می شود. عمدتاً کانی تشکیل دهنده این رخساره باریت می باشد.
- ۳- تشکیل رخساره نواری رسوبی- بروندمی: تشکیل رخساره همزمان با رسوب گذاری و در بالای کانسنگ باریت میباشد که عمدتاً دارای چرت میباشد به همراه مقدار کمی از نفوذ کانیهای سولفیدی و باریت در درون آن دیده میشود.
- ⁺ تشکیل رخساره سولفید تودهای: مرحله تشکیل این رخساره دارای دمای بالاتری نسبت به سایر سیالها میباشد که دارای عمق نفوذ زیاد است سیال شرایط احیایی تری دارد و غنی از ⁻Hs و Hs⁻ سیالها میباشد که دارای عمق نفوذ زیاد است سیال شرایط احیایی تری دارد و غنی از -Hs را⁻ Cl⁻ برای حمل کانههای فلزی ازجمله روی، سرب و به ویژه مس است. این مرحله در درون رخساره کانسنگ باریتی نفوذ کرده و تشکیل کانسنگ تودهای غنی از سولفید را داده است. کانیهای موجود در این رخساره شام بالاریت، اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت میباشد.
- ۵- تشکیل رخساره لایهای- نواری سولفیدی (چینهسان): مرحله تشکیل رخساره لایهای نواری سولفیدی همزمان با تشکیل رخساره کانسنگ تودهای بوده در برخی موارد سیال کانهدار در درون فازهای بالایی مانند چرت و شیلهای میزبان بالایی نفوذ کرده و حالت نواری به آن داده است. در این رخساره سولفیدها به صورت لامینه ای نواری و دانه پراکنده درزمینه ته نشین شده- اند. این سولفیدها شامل اسفالریت، پیریت، گالن و کالکوپیریت به همراه مقداری باریت است.

۵-۳-۲- مرحله دیاژنز

در این مرحله برخی از کانیها دچار تدفین شده و دچار رشد مجدد شدهاند. این بخش در رخساره کانسنگ تودهای دیده میشود که بهطور عمده کانیهای باریت و پیریت در اثر دیاژنز تحت تأثیر قرارگرفتهاند و تشکیل دانههای درشتی از این کانی در متن سنگ شده است.

				Volca	anic- Exha	lative			
	Mineral		Stage-1		Sta	ge-2	Stage-3		Supergene/ Weathering
		Stringer zone	Layered Barite	Exhalite	Massive sulfide	Bedded- Banded ore	Vein- breccia barite	Diagenesis	
Minerals	Barite1 Barite2 Sphalerite 1 Sphalerite 2 Galena 1 Galena 2 Chalcopyrite1 Chalcopyrite2 Pyrite 1 Pyrite 2 Pyrite 3 Pyrite 4 Marcasite Hematite Covellite Digenite Chalcocite Malachite Chrysocolla Smithsonite Cerussite Limonite Goethite								
Alteration	Sericite Chlorite Quartz Clay mineral								
Textures and structures	Vein- veinlets Brecciated Massive Bedded and laminated Disseminated Colloform Replacement Ring structures								

شکل ۵-۲۸: مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانیها و ساخت و بافت مربوط به آنها در کانسار ونکان ۱.

۵-۳-۳- مرحله سوپرژن و هوازدگی

مرحله سوپرژن و هوازدگی شامل تأثیر فرآیندهای تکتونیکی و بالاآمدگی و فرایند سوپرژن است. مرحله سوپرژن و هوازدگی شامل تأثیر فرآیندهای تکتونیکی و بالاآمدگی و رخداد فرایند سوپرژن است. مرحله بالاآمدگی با فرآیند گسل خوردگی و چینخوردگی باعث نفوذ آبهای جوی، هوازدگی و شستشوی مواد معدنی و تهنشست کانیهای ثانویه در شکستگیها شده و پهنه اکسیدان و سوپرژن گسترش یافته است. در مرحله سوپرژن در کانسار ونکان، برخورد آبهای جوی با کانیهای سولفیدی موجب ایجاد سولفیدهای ثانویه سوپرژن سولفیدی گردیده و در نزدیک سطح موجب ایجاد اکسید– هیدروکسیدهای آهن شده است. کانیها تشکل شده در اثر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی شامل کوولیت، کالکوسیت دیژنیت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، اسمیتزونیت، سروزیت، هماتیت، لیمونیت و گوتیت میباشد مراحل مختلف تشکیل کانسار در رخسارههای مختلف به همراه بافت، کانیها تشکیل دهنده و دگرسانی-مراحل مختلف تشکیل کانسار در رخسارههای مختلف به همراه بافت، کانیها تشکیل دهنده و دگرسانی-کانسار ونکان ارائه گردیده است.

	Mineral	Volcanic-	Exhalative Exhalite	Supergene/Weathering
Mineral	Barite Galena Hematite Covellite Limonite Goethite			
Alteration	Sericite Chlorite Quartz Clay mineral			
Textures and structures	Vein- veinlets Brecciated Bedded and laminated Disseminated Replacement			

شکل ۵-۲۹: مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانیها و ساخت و بافت مربوط به آنها در کانسار ونکان ۲.

فصل ششم: مطالعات ژئوشیمیایی

```
R Console (32-bit)
File Edit Misc Packages Windows Help GCDkit Data handling Plot settings Calculations Plots Plot editing Plugins
Patching.... please wait
Windows version: Windows 10 x64 (build 15063)
R version: i386-w64-mingw323.5.0
Geochemical Data Toolkit (GCDkit) 4.1,
built R 3.2.1; ; 2016-02-10 19:31:26 UTC; windows
Please support our efforts and cite the package 'GCDkit' in publications
using the reference below. Type 'citation("GCDkit")' for BibTex version.
Vojtech Janousek, Colin M. Farrow and Vojtech Erban (2006).
Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry:
introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit).
Journal of Petrology 47(6): 1255-1259.
doi: 10.1093/petrology/eg1013
Ready 2 Go - Enjoy!
Attaching package: 'GCDkit'
The following object is masked from 'package:graphics':
    plot.default
Warning messages:
1: package 'RODBC' was built under R version 3.5.2
2: package 'R2HTML' was built under R version 3.5.3
3: package 'sp' was built under R version 3.5.3
GCDkit->loadData()
Excel file...loading...
```

مطالعات ژئوشیمیایی ازجمله مهمترین بخشهای موردمطالعه یک کانسار است. سنگ بهعنوان یک سیستم ژئوشیمیایی، تحت تأثیر عوامل مختلفی است که تعادل آن را برهم زده و باعث ایجاد شرایط جدیدی می شود. به طور کلی وظایف اصلی ژئوشیمی می تواند شامل این موارد باشد: ۱- تعیین فراوانی نسبی و مطلق عناصر و انواع اتمها (ایزوتوپها) در زمین، ۲- مطالعه توزیع و مهاجرت هر یک از عناصر در بخشهای مختلف زمین (اتمسفر، هیدروسفر، پوسته و غیره) و ۳- مطالعه توزیع و مهاجرت هریک از عناصر در کانیها و سنگها به منظور کشف اصول اداره کننده این توزیع و مهاجرت.

چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در محیطهای سنگی هر منطقه و تشخیص ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر از مهمترین جنبههایی است که در مطالعات ژئوشیمیایی مدنظر قرار میگیرد و با استفاده از این دادهها میتوان ویژگیهای محیط تشکیل و فرایندهای مؤثر در تشکیل یک ذخیره معدنی پی برد. از طرف دیگر مطالعات ژئوشیمیایی در کانسارهای مختلف، علاوه بر آن که راهنمای بسیار خوبی در فهم تشکیل یک کانسار است. بهعنوان یک ابزار قدرتمند، در اکتشاف ذخایر مشابه کارآمد خواهد بود.

ازاینرو بررسی فراوانی و توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در ذخایر سولفیدی، بهمنظور درک بهتر رفتار سولفیدها و ارتباط آنها با دیگر عناصر، در ارائه الگوها و روشهای مناسب جهت اکتشاف ذخایر مشابه سودمند میباشد (Piercey, 2010).

بیشینه مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه گردنه آهوان سمنان ، مطالعه بر روی سنگهای آذرین منطقه توسط غفاری و همکاران اشاره کرد، که عمده جنس سنگهای منطقه را به روش (Pearce, (1996) مامل: بازالت، بازالت- آندزیت، تراکیت و آلکالی ریولیت معرفی کردهاند. حاجی بهرامی و همکاران نیز تودههای نفوذی منطقه را طبق نمودار اشتریکایزن و لومتر (Streckeisen and lemaitre, 1979) از نوع مونزودیوریت، مونزوگابرو و گابرو بیان داشته است.

هدف از مطالعه حاضر دستهبندی سنگشناسی توالی آتشفشانی جهت تعیین محیط تکتونیکی کانسار موردمطالعه در منطقه ونکان و بررسی ژئوشیمیایی رخسارههای کانهدار اصلی در ونکان ۱ و ونکان ۲ که براساس عملیات صحرایی شامل نمونهبرداری سیستماتیک از رخسارههای مختلف و افقهای کانهدار میباشد. مقدار عیار متوسط در این کانسار در رخسارههای کانهدار افقهای معدنی دارای تغییراتی میباشد که در این فصل به آن پرداخته میشود.

۲-۶ نمونهبرداری و آنالیز نمونهها

به این منظور، پس از بررسیهای صحرائی و انجام مطالعات میکروسکوپی بر روی واحدهای سنگی و توالی سنگهای میزبان و رخسارههای کانهدار، جهت بررسی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، ۱۳ نمونه از رخسارههای کانهدار ونکان ۱، ۳ نمونه از رخسارههای کانهدار ونکان ۲ و ۵ نمونه از سنگهای میزبان منطقه به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت آریا شیمی شریف و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) (جدول ۶–۱، ۶–۲ و ۶–۳) مورد تجزیه قرارگرفتهاند. جدول ۶–۴ مربوط به نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS میباشد که غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی و عناصر اصلی را به صورت عنصری در نمونههای برداشت شده نمونههای کانسنگ از کانسار ونکان نشان میدهد. جدول ۶–۵ نمونههای مربوط به نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS میباشد که غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی و عناصر اصلی را به صورت عنصری در نمونههای برداشت شده نمونههای کانسنگ از کانسار ونکان نشان میدهد. جدول ۶–۵ نمونههای مربوط به نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS میباشد که غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی و عناصر اصلی را به صورت عنصری در نمونههای برداشت شده نمونههای کانسنگ از کانسار ونکان نشان میدهد. جدول ۶–۵ نمونههای مربوط به نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS میباشد که غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی و عناصر اصلی را به صورت عنصری در نمونههای برداشت شده

نوع آناليز	محل برداشت	نوع نمونه	شماره نمونه
ICP-MS		1. # .# 1 .	SV- 1
	ر که- ر کچههای باریتی- سولفیدی	رخساره ر که- ر کچهای	5 4 - 1
ICP-MS	رگە- رگچەھاى باريتى	رخسارہ رگہ- رگچہای	SV- 2
ICP-MS	بخش پایینی کانسنگ سولفیدی	رخساره كانسنگ سولفيد تودهاي	SV-3
ICP-MS	بخش مرکزی کانسنگ سولفیدی	رخساره کانسنگ سولفید تودهای	SV-4
	بخش مرکزی کانسنگ سولفیدی	رخساره کانسنگ سولفید تودهای	SV-4-2
ICP-MS	مرز رخساره سولفید تودهای با رخساره	رخساره كانسنگ سولفيد تودهاي	SV-16
	كانسنگ باريتى		
ICP-MS	بخش بالای سولفید تودهای	رخساره کانسنگ سولفید تودهای	SV-17
ICP-MS	نفوذ لایهها و نوارها در سنگ شیلی	رخساره لايهاي- نواري سولفيدي	SV-6
	دگرسان شده		
ICP-MS	نفوذ لایهها و نوارها در سنگ شیلی	رخساره لایهای- نواری سولفیدی	SV-30
ICP-MS	بخش حفرهدار و بالایی کانسنگ باریتی	رخساره کانسنگ باریتی	SV-10
ICP-MS	بخش دارای کانی باریت	رخسارہ کانسنگ باریتی	SV-11
ICP-MS	رخساره نواری رسوبی- بروندمی دارای	رخسارہ نواری رسوبی- بروندمی	SV-8
	نفوذ بخش کانسنگ تودهای		
ICP-MS	رخسارہ نواری رسوبی- بروندمی	رخسارہ نواری رسوبی- بروندمی	SV-8-2

۱.	ونكان	كانسار	كانەدار	ِ رخسارہھای	ICP-MS از	، آنالیز شده	نمونههای	۱۰: مشخصات	مدول ۶-
----	-------	--------	---------	-------------	-----------	--------------	----------	------------	---------

نوع آناليز	محل برداشت	نوع نمونه	شماره نمونه
ICP-MS	رخساره رگه- رگچهای باریتی- سیلیسی	رخساره رگه- رگچهای	SV-12
ICP-MS	رخساره رگه- رگچهای باریتی- سولفیدی	رخساره رگه- رگچهای	SV-13
ICP-MS	لایهها و نوارهای چرتی غنی از اکسید و	رخساره نواری رسوبی- بروندمی	SV-14
	هيدروكسيدهاي آهن		

جدول ۶-۲: مشخصات نمونههای آنالیز شده ICP-MS از رخسارههای کانهدار کانسار ونکان ۲.

جدول ۶–۳: مشخصات نمونههای آنالیز شده ICP-MS از سنگهای میزبان کانسار ونکان.

نوع آناليز	محل برداشت	نوع نمونه	شماره نمونه
ICP-MS	تراكى آندزيت افق اول	تراکی آندزیت	VP 3-73
ICP-MS	توده نفوذی کمربالا ونکان ۱	سیل گابرویی	VP 1-4
ICP-MS	توده نفوذی کمرپایین ونکان ۱	ديوريت	VP 3-24
ICP-MS	بخش كمرپايين ونكان ۱	آندزيت	VP 3-12
ICP-MS	بخش كمرپايين ونكان ۲	دياباز	VP 2-10

۶–۳– طبقهبندی سنگهای آذرین منطقه و تعیین محیط تکتونیکی

تقسیم بندی سنگهای منطقه با استفاده از داده های ژئوشیمیایی و نمودارهای مرتبط با کمک نرمافزار GCDkit انجام شده است. سنگهای آذرین به دلیل متنوع بودن عوامل و شرایط متفاوت در تشکیل آنها گوناگون می باشد. سنگهای آذرین در منطقه ونکان به صورت گدازه های آتشفشانی یا آذرآواری به همراه سنگهای رسوبی رخنمون دارند. توالی میزبان کانه زایی در منطقه شامل سه واحد سنگی است که در فصل ۳ به آن اشاره شد. سنگهای آتشفشانی عمدتاً دارای ترکیبی حد واسط تا اسیدی می باشند. لذا مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سنگها اطلاعات مهمی را در رابطه با منشأ و ترکیب سنگهای منطقه در اختیار قرار خواهد داد.

	Stri-1	Stri-2	Mass- 1	Mass- 2	Mass- 3	Mass- 4	Mass- 5	Brt-1	Brt-2	Bed-1	Bed-1	Exh-1	Exh-2
Ag	17.3	37.7	47.6	50.5	79.8	50.5	54.6	23.2	40.1	62.8	233.4	113.8	42.7
Al	6115	1331	1428	1263	0.13	1263	77	70	303	7847	0.16	1819	0.47
As	60	15	159	102	118.8	102	37	72	16	14	51.6	156	71.79
Ba	7316	8736	2339	1976	2021	1976	2691	7505	4606	2579	559.01	2003	999.23
Be	1.19	0.07	0.11	0.20	0.07	0.20	0.07	0.07	0.11	0.43	0.1	0.21	0.36
Bi	0.75	4.19	3.53	5.75	4.29	5.75	6.28	3.98	15.27	61.84	40.27	30.89	55.33
Ca	741	552	713	997	0.76	997	387	398	1264	1065	0.25	23995	0.45
Cd	3.5	4.8	170.7	360.3	311.6	360.3	43.7	2.3	2.6	841.3	4822	2816	15.54
Ce	4.30	2.39	2.73	6.20	0.75	6.20	1.98	2.24	2.94	6.47	0.75	14.82	15.34
Со	8.2	3.7	5.9	5.7	2.68	5.7	3.6	4.5	5.2	6.7	3.6	8.8	3.72
Cr	286.9	9.1	32.7	14.1	14	14.1	12.0	7.4	45.8	158.3	40.51	31.9	48.85
Cs	0.75	0.75	0.75	0.75	4.74	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	7.1	0.75	5.4
Cu	168	33	1020	1210	3454	1210	2126	238	285	3881	4618	300	374.4
Dy	0.26	0.10	0.10	0.10	0.75	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30	0.75	0.51	0.75
Er	0.15	0.10	0.10	0.10	0.75	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.75	0.21	0.75
Eu	0.66	0.55	0.12	0.22	0.75	0.22	0.19	0.48	0.28	0.27	0.75	0.50	0.75
Fe	14136	872	36393	21813	2.1	21813	8270	4464	1006	15028	1.2	18249	0.87
Ga	0.98	0.21	1.28	2.83	33.37	2.83	5.12	0.32	0.42	4.86	17.02	5.35	152
Gd	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	1.11	0.75	1.76
Hf	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
Hg	13.57	28.32	13.49	13.39	3.56	13.39	34.16	11.72	17.00	4.26	9.69	28.27	1.85
К	2319	164	159	203	0.1	203	64	131	87	2794	0.1	411	0.1
La	0.75	1.04	0.97	3.45	0.75	3.45	0.84	1.53	1.45	2.70	0.75	9.11	11.32
Li	30.75	1.37	7.54	4.12	2.45	4.12	0.60	0.43	4.20	30.56	11.21	16.53	21.85
Lu	0.10	0.10	0.10	0.10	0.75	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.75	0.10	0.75
Mg	194	111	169	104	0.1	104	69	47	106	253	0.1	327	0.1
Mn	49.5	6.3	62.8	42.9	49.61	42.9	43.7	4.5	12.3	108.8	96.61	48.8	48
Мо	4.07	3.14	12.89	14.35	16.72	14.35	43.51	9.61	8.94	4.07	18.95	9.86	53.12
Na	1121	951	1191	690	0.14	690	591	203	794	829	0.19	612	0.17

جدول ۶-۴: مقادیر غلظت عناصر اصلی، عناصر کمیاب و نادرخاکی (ppm) از رخسارههای کانهدار کانسار ونکان.

Nb	2.81	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	1.63	1.14	6.14	2.97
Nd	0.97	0.28	0.19	0.69	1.13	0.69	0.22	0.18	0.53	2.55	1.52	5.91	13.97
Ni	619.5	13.1	72.6	35.5	10.6	35.5	15.4	12.5	108.0	376.4	16.62	44.3	7.07
Р	215.1	12.2	19.6	20.2	0.01	20.2	225.8	11.3	35.2	378.8	0.01	92.3	0.01
Pb	1829	19424	5393	14045	9731	14045	33865	7079	25657	3947	15541	7179	6903
Rb	9.16	1.22	1.44	1.42	11.09	1.42	0.21	0.33	0.46	4.91	15.18	2.83	18.83
s	5029	619	9055	10229	10.2	10229	1218	466	3732	12190	20.52	4614	0.63
Sb	13.9	15.1	60.4	67.7	52.63	67.7	64.9	23.9	23.3	52.5	56.89	67.6	140.9
Sc	3.3	0.5	0.5	0.4	0.75	0.4	0.4	0.4	0.4	1.5	0.75	0.9	1.89
Se	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	15.0	0.75
Sm	0.39	0.12	0.10	0.21	0.75	0.21	0.10	0.10	0.13	0.62	1.02	1.23	1.5
Sn	0.75	0.75	0.75	0.75	1.39	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	1.39	0.75	4.85
Sr	387.2	528.1	249.2	174.2	55.79	174.2	848.6	590.5	578.4	255.4	33.02	154.3	368.1
Tb	1.00	1.00	1.00	1.00	0.75	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.75	1.00	0.75
Te	0.75	0.75	0.75	0.75	6.11	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	19.02	0.75	10.19
Th	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	1.27
Ti	285	10	39	25	0.01	25	3	16	18	198	0.02	776	0.08
Tl	0.75	0.75	0.75	0.75	25.41	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	7.92	0.75	1.3
U	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	1.05	2.06
V	30.2	0.8	11.0	7.2	5.21	7.2	1.2	1.4	4.5	42.8	3.92	15.3	9.95
Y	1.07	0.30	0.27	0.44	0.75	0.44	0.09	0.11	0.20	0.95		2.00	1.66
Zn	657	130	34577	10028 0	58982 .59	10028 0	12668 0	570	462	21339 0	13358 6.2	88405	18151 .15
Zr	6.3	1.8	3.8	2.9	3.54	2.9	1.0	1.4	1.0	7.3	8.96	26.5	28.13

	Ag (ppm)	,	Al (%)	A (pp	.s m)	Ba (ppm)		Be (ppm)	Bi (ppm)	Ca (%)	Cd (ppm)	Ce (ppm)	Co (ppm)	С (рр	r m)	Cs (ppm)	Cu (ppm)	Dy (ppm)
VP 3-73	3.05		7.79	9.	.7	1140.3	6	2.21	<1	4.35	2.85	54.7	7	37.22	123	5.58	7.21	53.77	2.85
VP 1-4	1.03		6.29	9.:	58	690.9	3	1.06	<1	3.24	13.46	22.34	4	49.95	161	.86	7.57	83.5	2.11
VP 3-24	1.88		7.64	10.	.27	1836.3	8	1.8	<1	3.84	2.01	39.94	4	54.37	131	.99	8.12	79.51	2.82
VP 3-12	3.46		6.7	10.	.02	2486.0	6	2.01	<1	0.41	7.74	30.8	7	30.41	125	5.72	6.68	91.9	1.54
VP 2-10	1.25		5.76	11.	.18	745.4	9	2.12	<1	3.17	6.63	12.3	1	34.12	233	3.52	5.21	53.92	1.43
OH-2	5.37		1.23	55.	.74	770.8	1	1.22	<1	1.68	10.28	10.92	2	3.39	274	1.28	6.11	285.5	<1
OH-3	4.29		0.54	58.	.02	814.4	5	0.34	4.98	0.53	29.19	6.44		1.75	19	4.2	4.98	452.46	<1
	Er (ppm)) (Eu ppm)	F (%	e 6)	Ga (ppm)	T	Gd (ppm)	Hf (ppm)	Hg (ppm)	Ho (ppm)	In (ppm)	K (%)	L (pp	a m)	Li (ppm)	Lu (ppm)	Mg (%)
VP 3-73	1.66		<1	3.4	44	100.1	5	3.41	3.99	<1	<1	<1		1.42	10).9	13.29	<1	0.76
VP 1-4	1.17		<1	4.	.8	61.63		2.53	1.58	<1	<1	<1		0.4	3.	61	25.02	<1	3.12
VP 3-24	1.67		<1	3.:	55	174.9	9	3.08	2.9	<1	<1	<1		1.77	7.	73	15.01	<1	1.26
VP 3-12	<1		<1	4.8	82	223.0	8	2.23	1.25	<1	<1	<1		1.71	6.:	55	15.92	<1	2.99
VP 2-10	<1		<1	3	3	66.58		1.3	<1	<1	<1	<1		0.51	2.	14	22.8	<1	0.84
OH-2	<1		<1	2.2	29	92.17		1.28	<1	1.2	<1	<1		0.44	4.'	72	17.09	<1	0.12
ОН-3	<1		<1	2.9	92	101.5	3	<1	<1	<1	<1	<1		<0.1	3.:	55	11.57	<1	<0.1
	Mn (ppm)		Mo opm)	N: (%	a >)	Nb (ppm)	T	Nd (ppm)	Ni (ppm)	P (%)	Рь (ррт)	Pr (ppm)	Rb (ррш)	(9	s %)	Sb (ppm)	Sc (ppm)	Sm (ppm)
VP 3-73	2795.6	5 1	.63	1.9	9	21.81		16.36	37.54	0.11	427.2	15.2	9	45.24	0.	27	2.9	14.36	2.56
VP 1-4	978.35	5	<1	1.3	4	8.95		8.28	95.95	0.18	131.32	6.71		17.37	0.	31	3.69	12.47	1.59
VP 3-24	995.54	+ 1	.12	2.3	5	14.96		14.64	55.46	0.12	140.41	13.3	4	57.65	0.	36	1.26	18.01	2.95
VP 3-12	2180.5	6	<1	0.8	33	13.54		11.28	43.8	0.09	360.63	10.4	9	55.75	0	.1	1.12	10.22	2.19
VP 2-10	1123.7	9	<1	1.3	32	3.24		4.39	30.77	0.07	355.73	4.58	3	19.99	0.	28	3.96	13.75	1.45
OH-2	133.50	5 4	1.61	0.1	.3	<1		8.38	8.77	0.06	92.62	7.45	;	31.52	1.	05	4.84	2.43	1.24
он-з	43.51	9	0.49	0.1	.3	<1		3.85	5.07	0.03	1382.64	3.41		7.73	0	.9	9.97	1.4	<1
	Sn (ppm)	Sr (ppm	ı) (Ta ppm)	ТЬ (ррп	n) (p	Ге рт)	Th (ppm)	Ti (%)	Т1 (ррт)	Tm (ppm)	U (ppm)	0	V ppm)	W (ppm)	Y (ppm)	Уb) (ррш	Zn (ppm)	Zr (ppm)
VP 3-73	3.2	204.6	57	<1	<1	14	.26	4.96	0.61	<1	<1	<1	12	29.81	<1	5.05	<1	1849	241.02
VP 1-4	2.38	199.5	52	<1	<1	1	9.7	1.37	0.67	<1	<1	<1	1:	50.16	<1	3.56	<1	3878.19	104.9
VP 3-24	3.14	430.1	19	<1	<1	1	2.9	3.51	0.65	<1	<1	<1	1:	23.32	<1	4.57	<1	455.96	190.01
VP 3-12	2.79	161.4	17	<1	<1	12	.22	1.8	0.45	<1	<1	<1	1	14.84	2.71	2.56	<1	10202.7	187.79
VP 2-10	1.52	316.7	79	<1	<1	8	.15	<1	0.49	<1	<1	<1	1:	52.05	2.74	2.39	<1	4117.04	46.44
OH-2	1.01	221.1	13	<1	<1	8	.83	1.2	0.04	8.84	<1	<1	5	50.24	<1	1.06	<1	848.97	9.21
ОН-3	1.11	163.9	95	<1	<1	4	.75	<1	0.02	<1	<1	<1	1	6.06	<1	<1	<1	1006.71	9.3

جدول ۶-۵: مقادیر غلظت عناصر اصلی، عناصر کمیاب و نادرخاکی (ppm) در سنگ میزبان کانسار ونکان.

Modified by pearce, 1996 و Winchester and Floyd, 1977 و Nodified by pearce, 1996 و نمودار در منطقه موردمطالعه تودههای نفوذی سیل و دایک وجود دارد که برای نام گذاری ترکیب آن از نمودار Nb/Y- Zr/TiO₂ استفاده شده که در آن از نسبتهای Nb/Y- Zr/TiO₂ استفاده شده که طبق نمودار سنگها در محدوده ترکیب آلکالی بازالت تا تراکی آندزیت قرار گرفته است (شکل ۶–۱–الف). برای

تعیین ترکیب و ماهیت سنگهای موردنظر، از نمودارهای مربوطه براساس عناصر کمیاب کم تحرک و دارای قدرت میدانی بالا شامل ۲۲، Nb، ۲ و Zr استفاده می شود. برای طبقه بندی سنگهای آتشفشانی براساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Modified by Pearce, 1996)، بیشتر نمونه های ما در محدوده آندزیت و تراکی آندزیت قرار می گیرند (شکل ۶–۱–ب).

Co- Th براساس نسبت Hastie et al. 2007 -۲-۳-۶

این طبقهبندیها برای تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین براساس نسبت توریم به کبالت بنانهاده شده است. در نمودار نماد B نشاندهنده بازالت^۱، BA/A بیانگر آندزیت بازالت و آندزیت^۲ و درنهایت D/R نمایانگر سنگهای داسیتی و ریولیتی^۳ میباشد. سری ماگمایی تودههای نفوذی در محدوده کالکآلکالن قرار گرفتهاند. (شکل ۶–۳۱–پ).



شکل ۶-۱: الف) محدوده سنگهای منطقه کانسار ونکان در نمودار، (Winchester and Floyd, 1977)، ب) موقعیت سنگهای آتشفشانی منطقه در نمودار (Modified by pearce, 1996.) و پ) تعیین سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی و تودههای نفوذی با استفاده از نمودار ارائهشده (Hastie et al, 2007).

۱– Basalt

r- Basalt andesite and andesite

[&]quot;- Dacite and rhyolite

۶–۳–۳ موقعیت تکتونیکی کانسار باریت – فلزات پایه ونکان

تلفیق مجموعه بررسیهای صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی، این امکان را فراهم میآورد که بتوانیم در مورد ماگماتیسم منطقه و تحولات ماگمایی و ارتباط آن با ویژگیهای زمینشناسی منطقه، صحبت نماییم. به اعتقاد ویلسون (Wilson, 1989) امروزه معلوم شده است که هر سنگ آذرین را میتوان به محیط زمینشناختی خاصی نسبت داد که شرایط خاص گرمایی و الگوی تکتونوماگمایی دارد. هر یک از محیطهای زمینشناختی، مجموعه سنگهای خاص خود را دارند و توزیع سنگها با جایگاه زمینشناختی تغییر میکند. این توزیع نشاندهنده رابطه علت و معلول بین زمینساخت ورقهای و تشکیل ماگماست. بنابراین یکی از اصلی پتروژنز را میتوان تعیین جایگاه تکتونیکی سنگها دانست.

با توجه به اینکه ارتباط خاصی بین شیمی عناصر اصلی و نادر با محیط تکتونیکی ماگمایی سنگها وجود دارد، از نمودارهای ژئوشیمیایی مختلفی برای تعیین محیط تکتونیکی سنگها استفاده میشود. با توجه اطلاعات بهدستآمده قبلی جنس بیشتر سنگهای منطقه در محدوده آندزیت و تراکیآندزیت قرار میگیرند.

√ در نمودار Meschede, 1986 که براساس نسبتهای Zr/4- 2Nb-Y میباشد. که چند بخش مختلف تقسیمبندی می شود که شامل موقعیت تکتونیکی سنگها در محدوده (C) که مربوط به بازالتهای محیط کمان آتشفشانی میباشد قرار گرفته است (شکل ۶-۲).

Zr/4-2Nb-Y (Meschede 1986)



AI-II: within-plate Alkaline Basalts AII-C: within-plate Tholeiites

B: P-type mid-ocean Ridge Basalts D: A-type mid-ocean Ridge Basalts

C-D: volcanic Arc Basalts

۴-۶ ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

به عقیده رولینسون (۱۹۹۳) عناصر کمیاب شامل آن دسته از عناصری هستند که غلظت آنها در سنگ کمتر از ۰/۱ درصد بوده و بهصورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می شوند. بررسی ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REE) در سنگهای منطقه، برای تکمیل نتایج تکتونیکی و مطالعه ژنز کانسار و پتروژنز نهشتهها کاربرد زیادی دارد. عناصر نادر خاکی که در جدول تناوبی دارای عدد اتمی ۷۱–۵۷ بوده عنصر ایتریوم ۷ با عدد اتمی ۳۹ نیز دراینبین قرار می گیرد. این عناصر نقش مهمی در مطالعه سنگشناسی آذرین، دگرگونی و رسوبی ایفا می کند و در تحلیل فرآیندهای آذرین و تکامل پوسته قارهای راهنمای بسیار مفیدی هستند (Lottermoser, 1992). عناصر نادر خاکی را بهطور عمده به دو گروه تقسیم می شوند که شامل عناصر نادر خاکی سبک شامل عناصر: Sm, Nd, Pr, Ce, La, Eu و عناصر نادر خاکی سنگین را عناصر: Sm, Nd, Pr, Ce, La, Eu تشکیل میدهند. بهواسطه تشابه یونی در کانیهای حامل، عناصر نادر خاکی میتوانند جانشین یون یا کاتیونهای اصلی در این کانیها شده و حمل گردند. کانیهایی مانند زیرکن، گارنت و آیاتیت به علت داشتن موقعیتهای کاتیونی با شعاع بزرگ، بهآسانی مقدار فراوانی از یونهای نادر خاکی را در خود جای میدهند. تفکیک عناصر نادر خاکی بین کانی و سیال همزیست خود، علاوه بر شعاع یونی و بار الکتریکی به عوامل دیگری چون درجه حرارت، فشار و ترکیب شیمیایی سیستم نیز بستگی دارد (Henderson, 1994). تحرک عناصر جزئی توسط تغییرات کانی شناختی زمان دگرسانی و ماهیت سیال کنترل می شود. بر این اساس عناصر ناسازگار وابسته به گروه LTLE (Sr, Cs, Eu, Pb, Ba, Rb, K) متحركاند، در حالي كه عناصر گروه (Pearce, 1983) نا متحر کاند (Th, Zr, Hf, U, Ce, Pb, Ti, Nb, Ta) HFSE

۶-۴-۴ الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگهای آذرین و آذرآواری توالی میزبان

نمودارهای چند عنصری نسبت به نمودارهای REE دارای مخلوط ناهمگنی از انواع عناصر کمیاب هستند. لذا تعداد پستی و بلندیهای بیشتری در آنها دیده می شود که نشانگر رفتار متفاوت گروههای مختلف عناصر کمیاب است. برخی عناصر تحرک دارند مانند: , Th, Nb, La, Hf و عناصر کم تحرک شامل: Ba, K, Ce, Zr رفتارهای متفاوتی دارند (شکل ۶–۳). کاهش Ti و Nb از ویژگیهای سنگهای کمان آتشفشانی می باشند (Peter et al., 1999). میزان بالای Ba نشاندهنده آلودگی پوسته قارهای است که در کمان آتشفشانی حاشیه قاره رایج است.



شکل ۶-۳: نمودار عناصر فرعی و کمیاب در سنگهای آتشفشانی نفوذی توالی میزبان در منطقه ونکان که نسبت گوشته اولیه نرمالیزه شدهاند. (McDonough and Sun, 1995)

۶–۴–۲ الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در ماده معدنی کانسار ونکان ۱ و ۲

الگوی عناصر کمیاب و کمیابخاکی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و ژنز کانسارها کاربرد زیادی دارد (Lottermoser, 1992). بررسی الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر روی ۱۳ نمونه از رخسارههای مختلف کانسار ونکان۱ و تعداد ۳ نمونه از کانسار ونکان۲ انجام گرفته است. رخساره رگه- رگچهای، رخساره سولفید تودهای، رخساره لایهای- نواری سولفیدی، رخساره کانسنگ باریتی و رخساره نواری رسوبی- بروندمی.

الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در کانسار ونکان ۱، در همه نمونههای کانسنگ تا حدودی شبیه یکدیگر هستند که نشانه نشاءت گرفته شدن آنها از سیال یکسان و مشابه میباشد (شکل ۶–۴). همچنین الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در ونکان ۱ با الگوی کانسار ونکان ۲ دارای شباهتهای زیادی است که نشان دهنده این امر است که نشاءت گرفتن فلزات و عناصر کانه ساز از سنگهای آتشفشانی مشابه است (شکل ۶–۵ و ۶– ۹). تهی شدگی شدید Ti می تواند منعکس کننده حضور کانی های حاوی Ti در منشأ باشد، که این تهی شدگی نشان دهنده ماگماهای کالک آلکالن مر تبط با تشکیل سنگهای آتشفشانی مذکور در کمان حاشیه قاره می باشد (Peter et al., 1999) (شکل ۶–۶). تهی شدگی عنصر K, Rb نیز براساس عناصر LTLE عنصر با تحرک بالا



شکل ۶-۴: نمودار عناصر کمیابخاکی سبک در نمونه های کانسنگ کانسار ونکان ۱ که به کندریت نرمالیزه شدهاند.



شکل ۶-۵: نمودار عناصر نادر خاکی سبک در نمونههای کانسنگ کانسار ونکان ۲ که به کندریت نرمالیزه شدهاند.

۶–۵– ژئوشیمی رخسارههای کانهدار در کانسارهای ونکان ۱ و ۲

۶-۵-۱ ویژگیهای ژئوشیمیایی رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۱

برای مطالعات ژئوشیمیایی رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۱ تعداد ۱۳ نمونه به صورت سیستماتیک از داخل ترانشه، کمرپایین و کمربالا و رخسارههای کانهدار مختلف کانسار جهت اندازه گیری عناصر اصلی برداشت شده و به روش ICP-MS توسط شرکت آریا شیمی شریف مورد آنالیز قرار گرفت. بررسی ژئوشیمیایی افقهای کانهدار در کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد موردتوجه بسیاری از پژوهشگران مانند شیکازونو و همکاران و رابرت و همکاران (Shikazono et al., 2008; Robert et al., 2008) بوده است. برای تغییرات میزان عناصر اصلی در کانسار ونکان ۱ چهار عنصر اصلی Ba ،Zn ،Pb ،Cu موجود در رخسارههای مختلف کانهدار به همراه عناصر Cd و Cd، شامل دو نمونه از رخساره رگه- رگچهای، پنج نمونه از رخساره سولفید تودهای، دو نمونه از رخسارههای کانسنگ باریتی، دو نمونه از رخساره لایهای – نواری سولفیدی و دو نمونه از رخساره نواری رسوبی- بروندمی موردبررسی قرار گرفتند.

ابتدا میزان عیار متوسط باریم را در پنج رخساره کانهدار اصلی بررسی می گردد، باریم نوعی کاتیون نقرهای-سفید است و در سنگهای معدنی که شامل ترکیبی از عناصر شیمیایی مانند سولفور، کربن و اکسیژن هستند، وجود داشته و به سرعت در هوا اکسید می شود (Stwertka, 2002).

ابتدا میزان عیار متوسط باریم را در پنج رخساره کانهدار اصلی را بررسی می کنیم، میزان متوسط عیار باریم به ترتیب از پایین به بالا در رخساره رگه- رگچهای دارای مقادیر ۷۳۶۰ تا ۹۳۶۸ مربر رخساره سولفید تودهای ۱۹۷۶، ۲۶۹۱، ۲۶۹۱ و ۹۹۸ه مرخساره رخساره کانسنگ باریتی ۵۰۵۷ و ۴۶۰۶، رخساره لایهای- نواری سولفیدی ۱۹۹۹، ۵۵۹ و در رخساره نواری رسوبی- بروندمی ۲۰۰۳ و ۹۹۹/۲۳ میباشد. بیشترین مقدار کانی باریت در رخساره رگه- رگچهای و کانسنگ باریتی نشان داده شده است.

عیار متوسط روی در رخساره رگه- رگچهای دارای مقادیر ۶۵۷ و ۱۳۰ ppm، در رخساره سولفید تودهای متوسط روی در رخساره رگه- رگچهای دارای مقادیر ۶۵۷ و ۱۳۰ ppm، در رخساره ۲۳۵۷۷ و ۹۶۲ میاریتی ۵۷۰ و ۹۲۲ ۱۸۱۵/۱۸ ۱۸۱۵ الیهای- نواری رسوبی- بروندمی ۸۸۴۰۵، ۸۱۵۱/۱۵ الیهای- نواری رسوبی- بروندمی کاهش پیدا ppm میباشد. روی دارای روندی افزایشی است و درنهایت در رخساره نواری رسوبی- بروندمی کاهش پیدا میکند. بیشترین مقدار روی در رخساره لایهای- نواری سولفیدی است که نشاندهنده تحرک بالای عنصر روی میکند. است.

مقدار متوسط عیار عنصر سرب از پایین به بالا ابتدا در رخساره رگه- رگچهای مقادیر ۱۸۲۹ تا ۱۹۴۲۴ ppm، در رخساره کانسنگ باریتی ۲۰۷۹ تا در رخساره سولفید تودهای ۵۳۹۳، ۵۳۹۴، ۲۷۸۶۶ و ۳۳۸۶۹، ۲۷۸۶۶ ppm، در رخساره کانسنگ باریتی ۲۰۷۹ تا ppm ۲۵۶۵۷ و ppm ۲۵۶۵۷ و در رخساره نواری رسوبی- بروندمی ۹۹۲۹، ۱۵۵۴۱/۷۱ و در رخساره رگه- رگچهای بروندمی ۹۰۱۷، ۲۱۷۹، ۲۱۷۹ و در رخساره رگه- رگچهای و در رخساره سولفید تودهای مقدار کانی سرب در بالاترین بخش از رخساره رگه- رگچهای مقادیر ۹۰۵۰ تا به م

میزان عیار مس در کانسار ونکان ۱ از پایین به بالا در رخساره رگه- رگچهای ۳۳۳ ppm، رخساره سولفید تودهای ۱۰۲۰، ۱۲۱۰، ۱۹۹۰ و ۹۸۰۸ ppm، رخساره کانسنگ باریتی ۲۳۸ تا ۲۵۸ رخساره لایهای-نواری سولفیدی ۳۸۸۱ و ۴۶۱۸ و ppm ۴۶۱۸ و در رخساره نواری رسوبی- بروندمی ۲۰۵۳ و ۳۷۴/۴۴ ppm میباشد. دلیل افزایش مس در رخساره لایهای- نواری سولفیدی نسبت به قسمت رخساره رگه- رگچهای به دلیل وجود سیال اکسیدان است و بنابراین مس در سیال بهصورت محلول باقیمانده است و هنگامی به قسمت دارای شیل که دارای محیط احیاییتری است میرسد تهنشست میشود.

میزان عیار متوسط نقره از پایین به بالا در رخساره رگه- رگچهای ۱۷/۳ تا ۳۷/۷ م ، در رخساره سولفید تودهای ۴۷/۶، ۵۰/۵، ۵۴/۶ و ۴۴/۶ و ppm ۴۴/۶، در رخساره کانسنگ باریتی ۲۳/۲ و 1/ ۴۰ ppm ، رخساره لایهای-نواری سولفیدی ۶۲/۸، ۶۲/۳۶، ۳۳/۳۶ و در رخساره نواری رسوبی- بروندمی ۱۱۳/۸، ۴۲/۷۳ می باشد.

مقدار عنصر کادمیم به ترتیب از پایین به بالا نیز در رخساره رگه- رگچهای ۳/۵ تا ۴/۸ تا ppm، در رخساره سولفید تودهای ۱۷۰/۷، ۳۶۰/۳، ۴۳/۷ و ۹۶۴ ppm، رخساره کانسنگ باریتی ۲/۳ تا ۲/۶ ppm، رخساره لایهای-نواری سولفیدی ۸۴۱/۳، ۴۸۲۲/۲۹ و ppm و در رخساره نواری رسوبی- بروندمی ۲۸۱۶/۳، ۸۵/۵۴ ppm می باشد. بیشترین مقدار عنصر نقره و کادمیم در رخساره نواری رسوبی- بروندمی است. تمام تغییرات عناصر بیان شده به صورت نمودار ستونی در شکل ۶-۶ نشان داده شده است.

۶–۵–۲ ویژگیهای ژئوشیمیایی رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۲

میزان عناصر اصلی Cu، Pb، Cu، Ba به همراه Ag و Cd در رخسارههای رگه- رگچهای و رخساره نواری رسوبی- بروندمی نیز روند آنها موردبررسی قرارگرفته است (شکل۶-۷). عنصر باریت از پایین به بالا عیار آن به ترتیب ۲۰۲۱، ۲۷۲۱ و ۲۳۶۶ ppm بوده است. میزان عیار عنصر روی نیز به صورت ۸۴۴، ۲۰۶۷ و ۱۲۴۵ ppm میباشد، بیشترین مقدار روی در رخساره رگه- رگچهای است. سرب نیز دارای بیشترین مقدار در رخساره رگه- رگچهای میباشد روند آن به صورت ۲۴۶۷۴، ۲۶۵۷۹ و ۲۹۰۳ ppm در رخسارهها دیده میشود. اما روند عیار عنصر مس در ونکان دو رو به افزایش است، ۱۲۷۰، ۴۱۹ و ۴۷۹ ppm را نشان میدهد که این بالا بودن مس در قسمت رخساره نواری رسوبی- بروندمی همان اکسیدان بودن سیال کانه از است که توسط جذب سطحی اکسید- هیدروکسیدهای آهن موجود در ژل سیلیسی تهنشست شده است. روند عیار نقره همانند کانسار ونکان ۱ افزایشی است به ترتیب ۱۱/۱، ۱۱/۸، ۳/۶۹ و ۱۲۹۰ میدان بودن سیال کانه از است که توسط روندی میل در رخساره نواری رسوبی- بروندمی همان اکسیدان بودن سیال کانه داز است که توسط بودن مین در افزایشی است به ترتیب ۱۱/۱، ۲/۸، ۳/۶۱ و ۱۲۸۰ میدا در رخساره نواری رسوبی-را بروندمی قرار دارد. میزان عنصر کادمیم در ابتدا در رخساره رگه- رگچهای افزایش پیدا می کند سپس در روندمی قرار دارد. میزان عنصر کادمیم در ابتدا در رخساره رگه- رگچهای افزایش پیدا می کند سپس در



شکل ۶-۶: میزان تغییرات عناصر باریم، روی، سرب، مس، نقره و کادمیم در پنج رخساره اصلی کانهزایی در کانسار ونکان۱.



شکل ۶-۷: میزان تغییرات عناصر باریم، روی، سرب، مس، نقره و کادمیم در دو رخساره استرینگر و اگزالاتیو در کانسار ونکان۲.

۶-۶- ستون لیتوژئوشیمیایی و ضریب همبستگی عناصر

8-8-1- ستون ليتوژئوشيميايي

برای بررسی بیشتر چگونگی توزیع ژئوشیمیایی عناصر مختلف در توالی سنگ میزبان و ماده معدنی موجود در کانسار ونکان، اقدام به تهیه مقطع لیتوژئوشیمیایی از کانسار مذکور شد. این مقطع عمود بر روند عمومی افقهای کانهدار و نمونههای مربوط به رخسارههای کانهدار در افق اصلی کانهزایی و تا حد امکان بهدوراز آلودگیهای معدنی انتخاب شدهاند. جهت بررسی ضریب همبستگی عناصر از دادههای مربوط به آنالیز -ICP MS برای عناصر باریم، نقره، مس، روی، سرب، اسکاندیم، وانادیم، آنتیموان، کبالت، استرانسیوم و روبیدیوم مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۶–۸).

نمونهبرداری از بخش کمرپایین کانسار ونکان ۱ به سمت افق سوم کانهزایی و هرکدام از رخسارههای قابل تشخیص داده شده و سنگ میزبان تهیه گردیده است. با توجه به روش فوق یک مقطع از محدوده معدنی و ۱۳ نمونه از سنگ میزبان، کانسنگ و رخسارههای مختلف برداشته شد. نتایج آنالیز برای مطالعه تغییرات عناصر در سنگها، کانسنگ و میزان همبستگی این عناصر نسبت به یکدیگر مورد استفاده قرار گرفت (جدول ۶-۴). براساس ستون لیتوژئوشیمیایی رسم شده از محدوده معدنی ونکان میزان تغییرات عناصر مورد بررسی قرار گرفت که در ادامه به توضیح هر کدام از عناصر پرداختهایم.

اگرچه افق اول کانهزایی در بیشتر عناصر غنیشدگی نشان میدهد ولی در افق دوم غنی شدگی از نقره و در افق سوم غنیشدگی از سرب و نقره دیده میشود.

- ✓ باریم (Ba): باریم بهصورت سولفات باریم (باریت) اصلی ترین و مهم ترین عنصر در کانسار ونکان است که بیشترین مقدار این عنصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگچهای و دارای مقدار این عنصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگچهای و دارای مقدار این عنصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگچهای و در مقطع در رگه- رگچهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگچهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگچهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگه- رگچهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگه- رگچهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش رخساره رگه- رگه- رگهای و بیشترین مقدار این عنصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش در مساره رگه- رگه- رگهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش در مساره رگه- رگهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش در مساره رگه- رگه- رگهای و در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به افق اول و بخش در مساره رگه- رگه- رگهای و در مهم میزان باریم ۲۵۰۵ میاره در معاره کانسند (شکل ۶- در ای مقدار ۱۹۵۰ می در موسیس در رخساره کانسنگ باریتی میزان باریم ۲۵۰۵ میانه (شکل ۶- دارای مقدار ۲۵۰ می دانه در می در می در می در در می در می در می در می در می در می در در می در می
- ✓ نقره (Ag): بیشترین مقدار نقره در مقطع لیتوژئوشیمیایی مربوط به رخساره کانسنگ سولفید تودهای با
 مقدار تقریباً ۸۰ ppm است و سپس در رخساره لایهای- نواری سولفیدی با مقدار ۶۰ ppm میباشد.
- ✓ روی (Zn): دومین عنصر فراوان در کانسار ونکان، روی میباشد. بیشترین مقدار روی در رخساره لایهای نواری سولفیدی قرار گرفته و دارای ۲۱۳۳۹۰ ppm
- √ سرب (Pb): سرب نیز در مقطع لیتوژئوشیمیایی دارای بیشترین مقدار ۳۵۶۲ ppm در رخساره کانسنگ سولفید تودهای و همچنین در رخساره لایهای- نواری سولفیدی با مقدار ۲۲۱۹ ppm قابل مشاهده است.
- ✓ مس (Cu): بیشترین مقدار مس نیز براساس مقطع لیتوژئوشیمیایی در رخساره کانسنگ سولفید تودهای و
 ۷ در رخساره لایهای- نواری سولفیدی با مقادیر ۳۴۵۴ ppm و ۳۸۸۱ ppm قرار گرفتهاست.
- ✓ اسکاندیم (Sc): عنصر اسکاندیم براساس مقطع لیتوژئوشیمیایی بیشترین مقدار را در تودههای نفوذی منطقه دارد. ابتدا در کمرپایین کانسار ونکان در توده دیوریتی دارای مقدار Mppm، سپس در توده سیل
 گابرو مقدار PT/۵ ppm ۱۲/۵ و در نهایت در توده دیوریتی افق سوم مقدار mpm ۱۸/۷۵ را نشان میدهد. همچنین
 در سنگهای آتشفشانی آندزیت و تراکیآندزیت نیز وجود دارد.
- ✓ وانادیم (۷): عنصر وانادیم نیز براساس مقطع لیتوژئوشیمیایی بیشترین مقدارها را در تودههای نفوذی و سنگهای آتشفشانی میزبان از خود نشان میدهد. بیشترین مقدار در توده نفوذی دیوریت در افق سوم ۱۵۲ ppm
- √ آنتیموان (Sb): عنصر آنتیموان در کل در نمونههای مورد بررسی دارای مقدار کمی است که براساس مقطع لیتوژئوشیمیایی بیشترین مقدار آن در توف میزبان افق سوم کانهزایی ppm ۱۰۰است.
- ✓ کبالت (Co)، استرانسیوم (Sr) و روبیدیوم (Rb): سه عنصر کبالت، استرانسیوم و روبیدیوم براساس مقطع لیتوژئوشیمیایی تهیه شده دارای روندی مشابه یکدیگر هستند. این عناصر بیشتر در سنگهای آتشفشانی و تودههای نفوذی واقعشدهاند و در رخسارههای کانهدار دارای مقدار بسیار ناچیزی هستند.

۶–۷– ضریب همبستگی عناصر

وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل موجود بین عناصر با یکدیگر در تفسیر صحیح یافتههای ژئوشیمیایی و شناخت دقیق تر تغییرات موجود در محیطهای ژئوشیمیایی مختلف به کار گرفته شود (Barnes, 1997). برای اینکه مشخص شود ارتباط معناداری بین تغییرات متغیرهای آماری وجود دارد یا نه، ضرایب همبستگی بین آنها محاسبه میشود. ضریب همبستگی پیرسون یا ضریب همبستگی حاصل ضرب گشتاور پیرسون، میزان همبستگی خطی بین از روش های را می سنجد. مقدار این ضریب بین ۱ – تا ۱ تغییر می کند که ۱ به معنی همبستگی مثاصر یکی کامل، صغر به معنی نبود همبستگی و عدد ۱ – به معنی همبستگی منفی است. روش همبستگی عناصر یکی از روشهای آماری جهت شناخت روابط بین عناصر است (حسنیپاک و شریفالدین، ۱۳۹۱). وجود همبستگی مثبت بیشتر از ۵/۰۰ نشاندهنده خروج یا ورود همزمان دو عنصر از یک محیط و همچنین معرق منشأ یکسان مغر نشان از همبستگیهای ضعیف و عدم همزمان دو عنصر از یک محیط و همچنین معرق منشأ یکسان معنی که ورود یک عنصر به محیط، همزمان با خروج دیگری انجام میگیرد. اعداد ۵/۰۰ بتا صفر و ۵/۰- تا مفر نشان از همبستگیهای ضعیف و عدم همبستگی بین عناصر دارد. در جدول ضرایب همبستگی پیرسون معنی که ورود یک عنصر به محیط، همزمان با خروج دیگری انجام میگیرد. اعداد ۵/۰۰ بتا صفر و ۵/۰- تا موفر نشان از همبستگیهای ضعیف و عدم همبستگی بین عناصر دارد. در جدول ضرایب همبستگی پیرسون منبر این ۱۳ نمونه از کانسنگ و بر روی عناصر باریت، روی، سرب، مس، آهن، منیزیم، منگنز، نقره، کلسیم، آنتیموان، استرانسیوم، تیتانیم، وانادیم، آلومینیوم، فسفر و لیتیم محاسبه و نتایج به صورت ماتریس همبستگی نشان داده شده است (جدول ۶–۵).



شکل ۶-۸: نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار ونکان، براساس دادههای ICP-MS از سنگ میزبان و افقهای اول، دوم و سوم کانهزایی.



								Correl	ations								
		Ba (ppm)	Zn(ppm)	Pb(ppm)	Cu (ppm)	Fe (ppm)	Mg (ppm	Mn(ppm)	Ag (ppm)	Ca (ppm)	Sb (ppm)	Sr (ppm)	Ti(ppm)	V(ppm)	Al (ppm)	P(ppm)	Li (ppm)
Ba (ppm)	Pearson Correlation	1															
Zn (ppm)	Pearson Correlation	599*	1														
Pb (ppm)	Pearson Correlation	001	.063	1													
Cu (ppm)	Pearson Correlation	552	.759***	.042	1												
Fe (ppm)	Pearson Correlation	209	.212	330	147	1											
Mg (ppm	Pearson Correlation	.111	.232	335	228	$.580^{*}$	1										
Mn(ppm)	Pearson Correlation	637*	.777***	333	.777***	.248	.203	1									
Ag (ppm)	Pearson Correlation	544	.475	.069	.674*	195	136	.574*	1								
Ca (ppm)	Pearson Correlation	153	.101	174	239	.224	.676*	.007	.229	1							
Sb (ppm)	Pearson Correlation	760**	.252	105	.112	.070	216	.322	.160	.095	1						
Sr (ppm)	Pearson Correlation	.548	321	.561*	442	258	094	561*	544	221	251	1					
Ti(ppm)	Pearson Correlation	032	.136	371	209	.284	.820**	.154	.136	.925**	025	229	1				
V(ppm)	Pearson Correlation	025	.405	599*	.187	.322	.652*	.607*	117	.132	038	234	.453	1			
Al (ppm)	Pearson Correlation	.197	.354	499	.118	.329	.673*	.481	206	.050	263	118	.389	.954**	1		
P(ppm)	Pearson Correlation	.060	.557*	073	.265	.166	.552	.477	153	.055	150	.240	.321	.786**	.811**	1	
Li (ppm)	Pearson Correlation	093	.234	622*	.096	.118	.485	.589*	.027	.171	.180	247	.472	.890**	.786**	.608*	1
*. Correl	ation is sigr	nificant at th	he 0.05 leve	el (2-tailed)).												

جدول ۶-۵: ضریب همبستگی بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در کانسار ونکان.

**. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

فصل هفتم: مطالعات سيالات درگير



مطالعه میانبارهای سیال در چندین سال اخیر بیش از سایر روشهای موجود در تعیین دمای تهنشینی کانهها موردتوجه بوده و صحت این گونه نتایج نیز به اثبات رسیده است. شرایط فیزوکوشیمیایی سیالات کانهدار در تیپهای مختلف کانسارها، متفاوت است. در شرایط متفاوتی از PH، PH، فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد، عمق و فشار پاراژنز کانیایی خاصی به وجود میآید که همین امر سبب اختلاف در نوع و ترکیب کانیشناسی و درنهایت به وجود آمدن دگرسانیها و پهنه بندیهای کانیایی گوناگون در کانسارهای مختلف می گردد (Peter عمق و فشار پاراژنز کانیایی خاصی به وجود میآید که همین امر سبب اختلاف در نوع و ترکیب کانیشناسی و درنهایت به وجود آمدن دگرسانیها و پهنه بندیهای کانیایی گوناگون در کانسارهای مختلف می گردد (Peter و درنهایت به وجود آمدن دگرسانیها و پهنه بندیهای مطالعه منشأ و دمای کانهزایی در کانسارها می آمد و میاشد (Sorby, 1858). منشأ سیالات کانهدار میتواند ماگمایی، اقیانوسی، جوی و غیره باشد. این منشأ میتواند توسط مطالعه و بررسی سیالات درگیر و روشهای مختلف آنالیز آنها مشخص شود.

سیالات در گیر در امتداد نواحی رشد و یا در هر نقص بلوری که طی رشد ایجادشده باشند و یا درون یک بلور یا طی رشد و همزمان با رشد بلور در ترکها و شکستگیهای دیرزاد کانی به دام میافتند که به آنها میانبارهای سیال اولیه، ثانویه کاذب و ثانویه گفته میشود (Kerkhof and Hein, 2001). بنابراین میتوان گفت که این میانبارهای سیال ترکیب سیال و شرایط تشکیل کانی را نشان میدهند (Simmons and Browne, 2000). مطالعات میانبارهای سیال بهویژه درزمینه ژنز کانسنگ از اهمیت بخصوصی برخوردارند و نقش با ارزشی در درک فعلی ما از تشکیل کانسنگها داشتهاند (Roedder, 1979; Spooner, 1981). همزمان با پیشرفت تکنیکهای تجزیهای، هرساله حجم زیادی از یافتهها و تحقیقات نوین علمی در رابطه با نحوه مطالعات و تجزیه سیالات در گیر در کانسارهای مختلف ارائه میشود. مطالب بیانگر این است که سیالات درگیر را بهعنوان ابزار اکتشافی مناسب و سودمند دارای اهمیت فراوانی نشان میدهد. با توجه به اینکه سیالات درگیر، درواقع باقی-مانده و فسیل سیالات گرمابی کانهدار هستند، میتوانند اطلاعات مفیدی را درباره شیمی سیال و فرآیندهای تهنشست سیالات کرامی کانهدار فراهم نمایند. سیالات به دام افتاده اغلب در انواع باطلهها و کانسنگها وجود دارند. در کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان مطالعات بر روی سیالات موجود در باریت انجامشده است.

۲-۷- روش انجام مطالعات

تهیه مقاطع دوبرصیقل در کارگاه تهیه مقاطع میکروسکوپی دانشگاه دامغان صورت گرفته، همچنین مطالعات پتروگرافی و مطالعات دماسنجی در آزمایشگاه تحقیقاتی زمینشناسی اقتصادی دانشگاه صنعتی شاهرود با استفاده از دستگاه Linkam مدل MDSG600 ساخت کارخانه Linkam انگلستان صورت گرفته است. حد اندازه گیری تغییرات دمایی آن از ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی گراد و دقت آن ۰/۱ درجه سانتی گراد است. این دستگاه نوع و پیشرفته موتوری (Motorized) سایر دستگاههای سیالات درگیر بوده و قابلیت اسکن میانبارها در یک نمونه و ثبت مختصات آنها (برحسب X و Y) بوده و بنابراین میتوان درصورت استفاده از نرمافزار Linksys-32X-DV میانبار مورد نظر را دوباره پیدا و اندازه گیری کرد. برای مطالعه سیالات درگیر از فازهای مختلف کانهزایی در کانسار ونکان ۱ نمونهبرداری شده است و از آنها ۲ مقطع دوبرصیقل تهیهشده است. مطالعات ترمومتری به کمک استیج گرمکننده و سردکننده صورت پذیرفته است. میزان شوری به صورت درصد وزنی نمک طعام (Wt NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ است. میزان شوری به صورت درصد وزنی نمک طعام (Wt NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ به طور کلی روش انجام کار، مطالعات و بررسی میانبارهای سیال در کانسار ونکان میتواند به صورت زیر باشد: ۱- تعیین و تفکیک انواع سیالات در گیر ازنظر اولیه، ثانویه کاذب و طبقهبندی سیالات در گیر براساس تعداد فازهای موجود در نمونه. ۲- تعیین شکل، اندازه، ابعاد فازهای موجود در هر سیال. ۳- سیالهای موجود در کانسار ونکان ۱ عمدتاً اولیه و تکی فازی، دوفازی از نوع غنی از مایع و گاز هستند.

۷-۳- مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر

پتروگرافی میانبارهای سیال متفاوت از پتروگرافی سنگهای معمولی است زیرا که مطالعه مقاطع ناز ک در دو بعد است ولی مطالعه مقاطع دوبرصیقل در سه بعد میباشد. مطالعه پتروگرافی میانبارهای سیال توسط میکروسکوپ نوری معمولی و بزرگنمایی بالا انجام میشود که شامل بررسی شکل، فراوانی، محتوای فازی میانبارهای سیال و پدیدههای ثانویه مثل نابود شدن (Neeking down) و نشت (Leakage) است. تشخیص این پدیدهها در هر مطالعه اهمیت فوقالعاده دارد، در غیر این صورت گزارشهای مربوط به مطالعات میانبارهای سیال اعتبار لازم را نخواهد داشت. پدیده نابود شدن و نشت برخی از میانبارها به دلیل رسیدن عدم تعادل میانبارها با کانی میزبان و ناپایداری انرژی درونی به وقوع میپیوندد. مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر دارای اهمیت خاصی میباشد زیرا که در این مرحله علاوه بر تعیین انواع و مشخصات هر یک از آنها، سیالات درگیر مناسب ازنظر اندازه و نوع (اولیه یا ثانویه کاذب) برای مرحله بعدی انتخاب میشوند. بامطالعه دقیق در این مرحله میتوان اطلاعات مهمی در رابطه با ویژگیهای سیال کانهدار، سیر تکاملی آنها و نیز فرآیندهای رئوشیمیایی مؤثر در نهشت سیالات درگیر ماند پدیدههای جوشش اختلاط و جدایش فازی را تا حدودی شناسایی نمود (Zorde et al. 2007). در مطالعات پتروگرافی، موارد زیر مورد ریل و در این

−۳−۷ نمونه باریت (Brt-1) فاز اول کانهزایی

نمونه کانی باریت تهیهشده از بخش کانسنگ باریتی میباشد. که فاز اولیه کانهزایی در محدوده کانسار ونکان ۱ را نشان میدهد (شکل ۲–۱، الف). نمونه کانی باریت با سولفید کم تشکیلشده است. عمده میانبارهای سیال در این نمونه فراوان است ولی مقدار اندازه آنها از ۱ تا ۴ میکرون متغیر میباشد. بلورهای باریت اغلب کدر هستند و شناسایی میانبارهای سیال فقط در بخشهایی که دارایی شفافیت بیشتری است، امکانپذیر میباشد (شکل ۷-۱، پ).

انواع سیالهای درگیر در این نمونه بهصورتهای تک فازی غنی از مایع و دو فازی مایع و گاز میباشد (شکل ۲-۲). میانبارهای تک فازی معمولاً دارای ۲ تا ۷ میکرون متغیر است. این میانبارها اغلب بیضوی شکل و اشکی شکل دارند و با فاز گازی به رنگ تیره و روشن دیده میشوند. میانبارهای دوفازی غنی از مایع که از یک فاز مایع به همراه یک فاز گازی تشکیل شدهاند (شکل ۷–۲). در این نمونه دارای تعداد زیادی میباشد که اندازه آن بین ۲ تا ۴ میکرون تغییر می کند ولی غالب آنها حدود ۳ میکرون است.



شکل ۲-۱: الف) نمونه دستی از رخساره کانسنگ باریتی، ب) تصویر میکروسکوپی از کانی باریت در این رخساره.



شکل ۲-۲: سیالات درگیر دو فازی و تک فازی غنی از مایع در کانی باریت، ب) سیال دو فازی و تک فازی غنی از گاز.

۲-۳-۷ نمونه اسفالریت (Sp) در کانسنگ سولفید تودهای

نمونه کانی اسفالریت از دانههای درشت اسفالریت موجود در رخساره کانسنگ سولفید تودهای استفاده شده است (شکل ۷–۳). این نمونه دارای میانبارهای سیال فراوانی به اندازههای کوچک و درشت است. در نمونه تهیه شده از اطراف کانی اسفالریت میتوان حاشیه دارای رشد را مشاهده کرد (شکل ۷–۴). میانبارهای سیال در این نمونه دارای انواع اولیه و ثانویه است. میانبارهای اولیه به دو صورت تک فازی غنی از مایع و دو فازی مایع و گازی در متن قابلمشاهده است. سیالات دو فازی مایع و گازی عمدتاً دارای اندازه ۲ میکرون دارند. میانبارهای سیال در این نمونه به صورت تجمعی و منفرد دیده میشوند که جهت مطالعات میکروترمومتری قابل استفاده هستند.



شکل ۷-۳: نمونه دستی از کانسنگ سولفید تودهای به همراه کانی درشت اسفالریت، ب) تصویر از مقطع دوبرصیقل تهیه شده از کانی اسفالریت.



شکل ۲-۴: الف) نمونهای از میانبارهای سیال دوفازی(L+V) که در امتداد خطوط رشد دیده می شوند، ب) تصویری از سیالات در گیر اولیه در نمونه اسفالریت.

۳-۳-۷ نمونه باریت (Brt- 2) فاز آخر کانهزایی

نمونه تهیه شده برای مطالعه سیال درگیر از فاز آخر کانهزایی، شامل رگه- رگچههای باریتی دانه درشت غنی از سولفید میباشد (شکل ۷–۵، الف و ب). کانیهای سولفیدی موجود در این بخش شامل اسفالریت، مارکاسیت، پیریت و کالکوپیریت میباشد (شکل ۷–۵، پ). کانیهای سولفیدی عمدتاً با یکدیگر دارای همرشدی هستند. این نمونه به نسبت فاز اولیه دارای میانبارهای سیال درشت تر و فراوانی در داخل باریت است (شکل ۷–۶، الف). در این نمونه همچنین از کانی اسفالریت نیز میتوان در بررسی سیالات درگیر استفاده کرد به دلیل اینکه یک کانی روشن است و براساس مطالعات انجام گرفته میانبارهای سیال در کانی اسفالریت بسیار دانهریز بوده و قابل اندازه گیری نمیباشد (شکل ۷–۶، ب).

میانبارهای سیال در این نمونه دارای انواع اولیه و ثانویه با فراوانی زیاد میباشد. میانبارهای اولیه به دو صورت تک فازی غنی از مایع و دو فازی مایع و گازی در متن قابلمشاهده است (شکل ۷–۷). سیالات دو فازی مایع و گازی عمدتاً دارای اندازه ۳ تا ۱۰ میکرون دارند. و نسبت گاز به مایع تقریباً دارای ۳۰ درصد از حباب هستند. میانبارهای سیال در این نمونه به صورت تجمعی و منفرد دیده می شوند که جهت مطالعات میکروتر مومتری قابل استفاده هستند (شکل ۷–۷).

۷-۳-۴ شکل ظاهری و اندازه سیالات درگیر

براساس مطالعات انجام گرفته بر روی میانبارهای سیال ازلحاظ شکل ظاهری سیالات درگیر در نمونهها را می توان براساس فراوانی به سیالات در گیر با اشکال کشیده، چندوجهی نامنظم و شکل منفی^۱ تقسیم بندی نمود شکل منفی بلور یا پدیده باریک شدگی^۲، در نمونههای مطالعه شده قابل مشاهده است.

سیالات درگیر معمولاً کوچکتر از ۱۰۰ میکرون هستند، اندازه سیالات درگیر برای مطالعه میکروسکوپی، بین ۲ تا ۲۰ میکرون میباشد، بهطورکلی سیالات درگیر در کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد، دارای اندازه کوچک (کمتر از ۲۰ میکرون) هستند. ازنظر اندازه، سیالات درگیر مطالعه شده در کانسار ونکان ۱ ، غالباً بسیار ریز بوده و در محدوده حدود ۲ تا ۱۰ میکرون دیده میشود.

Y- Negative crystal

۲ - Necking down



شکل ۲-۵: نمونه دستی از رگه باریتی فاز آخر که در کانسنگ سولفید تودهای نفوذ کرده است، ب) تصویر میکروسکوپی از کانی تیغهای باریت، پ) تصویری از حضور کانیهای سولفید اسفالریت، کالکوپیریت و مارکاسیت.



شکل ۲-۶: نمونه دوبرصیقل تهیه شده از رگه باریت فاز آخر دارای کانی اسفالریت که سیالهای بسیار ریز تک فازی هستند، ب) نمونه دوبرصیقل از کانی شفاف باریت دارای میانبار سیال دو فازی.



شکل ۷-۷: الف) تصویری از سیالات در گیر ثانویه در نمونه باریت فاز آخر به همراه میانبارهای سیال اولیه، ب) نمونهای از میانبارهای سیال دوفازی(L+V) و تک فازی مایع (L) و گاز (V)، پ) تصویری از میانبار سیال در کانی باریت.

۷-۴– طبقهبندی ژنتیکی میانبارهای سیال

هر میانبار سیال حاصل به دام افتادن حجم کوچکی از سیال درون بلور است. این سیال یا در امتداد نواحی رشد یا در هر نقص بلوری که طی رشد درون یک بلور ایجاد میگردد به دام میافتد. به این گونه میانبارها، میانبارهای اولیه (Primary) گفته میشود. زمانی که یک کانی طی رشد، ترک میخورد تر کهای ریز همزمان با رشد بلور مسدود میشوند و چنانچه در این زمان سیال رشد دهنده کانی در داخل این گونه تر کها به دام افتد میانبارهای ثانویه کاذب (Pseudosecondary) مینامند. چنانچه پس از تشکیل بلور، تنشی بر روی آن اعمال شود و در کانی تر کها و شکستگیهای دیرزاد ایجاد شود چنانچه در این تر کها سیالهای بعدی به دام افتد به این گونه میانبارها، میانبارهای ثانویه (Secondary) کفته میشود. براساس (2009) , مانبارهای افتد به این گونه میانبارها، میانبارهای ثانویه (Secondary) گفته میشود. براساس (2009) , مانبارهای سیال ثانویه مرزهای خارجی بلور را قطع میکند درحالی که میانبارهای سیال ثانویه کاذب در داخل بلور گسترش یافته و مرزهای خارجی بلور را قطع میکند. سیالت درگیر اولیه در حین رشد بلور میزبان تشکیل شده و معمولاً بهصورت سیالات منفرد یا گروههای سهبعدی، موازی با سطوح رشد بلوری و یا بهصورت تصادفی در داخل کانی میزبان مشاهده میشوند. از اینرو مطالعه این گونه میانبارهای سیال میتواند ترکیب سیال و شرایط و شکیل کانی را نشان دهد. بااینوجود مطالعه میانبارهای سیال ثانویه میتواند زمان فرآیندهای زمین شاختی پس از تشکیل کانی را نشان دهد. باین وجود مطالعه میانبارهای سیال ثانویه میتواند زمان فرآیندهای زمین شاختی
و نیز نوع آنها بر مبنای محتوای سیال و یا به عبارتی ترکیب فازهای مشاهدهشده در دمای اتاق، از روش شفرد و همکاران (۱۹۸۵) استفادهشده است. سیالات درگیر براساس ترکیب سیال و تعداد فازهای موجود در دمای اتاق تقسیمبندی میشوند (شکل ۲–۸). براساس مطالعات پتروگرافی، دو نوع سیال درگیر در نمونههای مطالعه شده محدوده کانسار ونکان شناسایی شده است.

نوع سیال درگیر	تعداد فازها	نوع فازها	شکل ظاهری	
Type I	monophase	Liquid (L)	L	
Туре II	two-phase	Liquid >50% (L) + vapour <50% (V)	LV	
Type III	two-phase	vapour >50% (V) + liquid <50% (L)	ĨV	
Type IV	monophase	Vapour only (V)	V	
Type V	multiphase	Liquid ± vapour + solids (S) < 50%		
Type VI	immiscible liquid	Immiscible Liquids $L_1 + L_2 \pm$ Vapour (V)		

۷-۵- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر

پس از اتمام عملیات پتروگرافی میانبارها و ثبت اطلاعات بهدستآمده، حرارت سنجی مهمترین مرحله از مطالعات را تشکیل میدهد. حرارت سنجی به منظور شناخت درجه حرارت همگن شدن میانبارهای، چگالی و تعیین ترکیب شیمیایی به ویژه شوری سیالها صورت می گیرد (Shepherd, 1985). به منظور انجام این مطالعه تعداد ۲ نمونه مقطع دوبر صیقل آماده گردید و بر روی ۲۵ میانبار نمونه باریت مورد آزمایش های گرمایشی (Heating) و سرمایش (Freezing) قرار گرفت. در اصل، مبنای کار دماسنجی بر سرمایش و گرمایش میانبارهای سیال استوار است. مطالعات میکروتر مومتری براساس مشاهده دقیق و تشخیص تغییرات فازی سیال در گیر، طی مراحل سرمایش و گرمایش بناشده است، نتایج این مطالعات در جدول (۷–۱) ارائه گردیده است (نمونه های قرمز رنگ فاز باریت اولیه است و نمونه های آبی رنگ بیانگر باریت فاز سه است.

Sample- Point		Size(µm)	Origin	V/L	Phases	Te (°C)	Tm(ice)(°C)	Th(°C)	Salinity(wt% NaCl equiv)
Det 1									
Dit- I	FIA	2	Drimory	1/4	$\mathbf{I} + \mathbf{V}$	51	10	178	14.27
2	TIA	2	Primary	1/4	L+V	-31	-10	1/0	17.20
2		3	Primary	1/4	L+V	-47	-13	195	16.33
	FΙΔ	3	Primary	1/3	L+V L+V	-30	-12	186	14.27
	1111		Primary	1/4		47	10	180	14.27
5		4	Primary	1/3	L+V	-47	-10	181	16.33
7		3	Primary	1/4	L+V	-40	-12	175	14.27
, 8		2	Primary	1/3	L+V L+V	-40	-10	179	13.16
0		3	Drimory	1/4		40	10	173	14.27
9		3	Primary	1/5		-49	-10	175	14.27
Sp.		4	T TITITAI y	1/5	L+V	-32	-0	180	11.12
1	FIA	3	Primary	1/3	I +V	-25	-2	144	3 65
2	1111	3	Primary	1/3	L+V L+V	-25	-2	144	5.05
3		4	Primary	1/3	L+V L+V	-33	-4	140	6.71
4		3	Primary	1/5	L+V L+V	-35	-3	170	5.22
5	FIA	2	Primary	1/3	L+V	-30	-6	175	9.48
6		2	Primary	1/3	L+V	-36	-7	168	10.77
Brt- 3		L							
1		10	Primary	1/10	L+V	-59	-14	115	18.20
2	FIA	5	Primary	1/5	L+V	-59	-16	141	19.91
3		5	Primary	1/5	L+V	-57	-14	140	18.20
4		3	Primary	1/8	L+V	-56	-14	110	18.20
5		3	Primary	1/5	L+V	-49	-13	127	17.29
6	FIA	3	Primary	1/3	L+V	-53	-18	147	21.49
7		4	Primary	1/10	L+V	-48	-7	135	10.77
8		5	Primary	1/8	L+V	-56	-10	130	14.27
9	FIA	2	Primary	1/5	L+V	-57	-10	143	14.27
10		7	Primary	1/15	L+V	-63	-10	145	14.27
11		4	Primary	1/8	L+V	-57	-10	128	14.27
12		5	Primary	1/5	L+V	-52	-16	136	19.91
13		3	Primary	1/5	L+V	-50	-12	142	16.33
14		5	Primary	1/5	L+V	-56	-12	132	16.33
15		4	Primary	1/7	L+v	-55	-11	139	15.32

جدول ۲-۱: نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در سیالات در گیر نمونههای کانسار ونکان ۱.

۷–۵–۱– سرمایش

هدف از سرد کردن و منجمد کردن میانبارهای سیال پی بردن به میزان املاح یا اصطلاحاً درجه شوری محلول میباشد. اصطلاح سرد کردن (Freezing) به عملیاتی اطلاق میشود که در آن یک سیال درگیر سرد میشود تا تغییر فاز مایع به جامد مشاهده شود. جهت انجام عملیات انجماد، ابتدا سیال درگیر را تا دمای منفی بالا میبریم تا سیال کامل یخ زده و به رنگ سیاه دیده شود، در این موقع سیال به طور کامل دچار انجماد شده است. سپس با یک روند آهسته حرارت نمونه را افزایش میدهیم و سیال درگیر منجمد شده را زیر نظر میگیریم. پس از مدتی، سیال از حالت جامد خارجشده و یخ شروع به ذوب شدن مینماید. اولین قطره مایعی که ظاهر می شود یا به عبارت دیگر، اولین دمای ذوبی که در آن یخ به آب تبدیل می شود، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک ها و کاتیون های موجود در مایع دارد. این دما نیز باید یادداشت شود و برای تعیین نوع سیستم سیال کاربرد دارد به صورت زیر:

Te کمتر از ۲۰-: سیستم NaCl

Te بین ۲۳- تا ۲۶- : سیستم KCl

Te بیشتر از ۵۰ : سیستم CaCl₂+CO₂

به سیستمهای حاوی CO₂ کلاتریت^۱ می گویند.

با ادامه روند گرم کردن ذوب بلورهای یخ ادامه مییابد تا جایی که آخرین بلور یخ از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب میشود، دمای ذوب نهایی یخ (Tm) نامیده شده و نشان دهنده میزان شوری سیال است. در این پروژه میزان شوری به صورت در صد وزنی نمک طعام (Wt% NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ با استفاده از معادله زیر محاسبه شده است.

Salinity (wt%NaCl) =1.76958 Tm- 4.2384*10-2 Tm 2+5.3*10-4 Tm 3+0.28

نتایج بهدست آمده از فرآیند سرمایش زیاد است، اساساً شامل تعیین ترکیب و چگالی سیال، برای سیستمهای آبگین آب و نمک، مطالعات سرمایش بهترین روش برای تعیین شوری سیالات درگیر است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطهای مستقیم با نمک موجود در محلول است. در سیالات درگیر موردمطالعه به علت نبود بلور نمک به صورت فاز جامد نمی توان از دمای انحلال فاز جامد به منظور تعیین شوری استفاده نمود، لذا از معادله ذکر شده برای تعیین شوری استفاده می شود.

۷-۵-۲- گرمایش

اساس آزمایش گرم کردن (Heating) حرارت دادن به میانبارهای سیال و تبدیلشدن کلیه فازهای موجود به یک فاز اصلی است. در پی گرما دادن به میانبارهای سیال با چگالیهای مختلف، حبابهای مربوط در میانبارهای سیال بالاخره ناپدید میشوند. این دمای ناپدید شدن را (Th) دمای همگن شدن مینامند و بیانگر حداقل دمای به تله افتادن سیال است. دمای همگن شدن برای میانبارهای دارای کانی نوزاد هالیت، میتواند دمای انحلال هالیت باشد. در فرآیند گرمایش دمای یک سیال درگیر تا جایی بالا میرود تا اینکه همه فازها به یک فاز اصلی برگردند این دما را دمای همگن شدن میگویند (Th). یعنی دمایی که در آن سیال درگیر به

[\] Clathrate

یک سیستم تک فازی تبدیل می شود. این دما پایین ترین دمای به دام افتادن سیالات کانه ساز در کانی ها را نشان می دهد (Shepherd et al., 1985).

۷-۵-۳- چگالی، فشار و عمق میانبارهای سیال

زمانی که اطلاعات بهدستآمده در مورد دماهای همگنشدن میانبارهای سیال با اطلاعات دادههای شوری ترکیب میشوند، میتوانند چگالی سیال و تکامل تغییرات ویژه در چگالی سیال، بخصوص در سیستمهایی که میتوانند وقفههایی در فرآیند جریان سیال ایجاد کنند، مهم است.

مقدار درجه حرارت همگن شدگی میانبارهای سیال در نمونههای مورد اندازه گیری در باریت فاز اول مقدار دمای بین ۱۷۳ تا ۱۹۵ درجه سانتی گراد را نشان می دهد که بیشترین دما است و باریت فاز اول دمای بین ۱۱۰ تا ۱۴۷ درجه سانتی گراد و در نمونه اسفالریت مقدار ۱۴۰ تا ۱۷۵ درجه سانتی گراد را نشان می دهد که میانگین دمای اندازه گیری شده ۱۶۰ درجه سانتی گراد می باشد (شکل ۷–۹).

با توجه به فرمول ارائهشده سیالات موجود در نمونههای فاز اولیه باریت (I -Brt) مقدار شوری بین ۱۱/۱۲ تا ۱۷/۲۹ درصد وزنی معادل نمک طعام را نشان میدهد. مقدار شوری محاسبهشده در نمونه باریت فاز آخر (Brt-2) شوری بین ۱۰/۷۷ تا ۲۱/۴۹ درصد وزنی معادل نمک طعام و میزان شوری در نمونه اسفالریت بین ۳/۶۵ تا ۱۰/۷۷ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (جدول ۲–۱). در کانسار ونکان ۱ بیشترین فراوانی درجه شوری بین ۱۴ تا ۱۶ درصد وزنی نمک طعام است و میانگین شوری ۱۲/۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام میباشد (شکل ۲–۱۰).

به دلیل تغییرات زیاد در دما و شوری در فازهای مختلف را میتوان مرتبط به شرایط احیایی و اکسیدان محیط مرتبط دانست، بر این اساس که فاز اولیه تشکیل باریت با دمای تقریبا بالا و شوری بالا، داشتن شرایط اکسیدان Eh بالا میزان ⁻So4 بالا بوده و برطبق این اطلاعات میزان شوری بالا رفته است. در مرحله دوم نمونههای اندازه گیری شده اسفالریت مقدار دما پایین با شوری بسیار کمتری است، که مرتبط به شرایط احیایی Eh پایین میزان⁻So4 پایین بوده و ایجاد یک محیط احیایی دارای باکتریایی است که مقدار شوری در این بخش کمتر شده است. در نهایت در مرحله سوم مقدار دما متوسط و میزان شوری بالا رفته، نشان دهنده این است که محیط دارای شرایط اکسیدان شده و میزان Eh بالا میزان ⁻So4 بالا رفته و شوری نیز افزایش پیدا کرده است.

در ادامه نیز نمودار نسبت دما به شوری نیز موردبررسی قرار گرفت که بیشترین نمونههای موردمطالعه در محدوده دمایی ۱۴۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی گراد در شوری بین ۱۱ تا ۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار گرفتهاند (شکل ۷–۱۱– الف).

زمانی که اطلاعات بهدست آمده در مورد دماهای همگن شدن میانبارهای سیال با اطلاعات دادههای شوری ترکیب می شوند، می توانند چگالی سیال را بدون توجه به شرایط به تله افتادن آن معین کرد. تغییرات چگالی بهویژه با توجه به مکانیسمهای جریان سیال و تکامل تغییرات ویژه در چگالی سیال، بخصوص در سیستمهایی که میتوانند وقفههایی در فرآیند جریان سیال ایجاد کنند، مهم است.

براساس نمودارهای ارائهشده بر پایه شوری و دمای همگن شدن، چگالی سیالات مؤثر در سیستمهای کانهزایی را میتوان تعیین نمود (Bodnar, 1983)، چگالی سیالات درگیر نمونههای بررسی شده در رخساره کانسنگ باریتی فاز اول باریت ازلحاظ دما و شوری در محدوده چگالی ۱ گرم بر سانتی متر مربع و میزان چگالی در فاز آخر باریتی مقدار بین ۱ تا ۱/۱ گرم بر سانتی متر مربع و مقدار چگالی در نمونه اسفالریت اندازه گیری شده بین ۹/۰ تا ۱ گرم بر سانتی متر را نشان می دهند (شکل ۷–۱۱– ب).

با استفاده از نمودار درجه حرارت همگن شدن سیالات درگیر و میزان شوری میتوان فشار را محاسبه نمود و میزان فشار نیز برای سیالات درگیر کانسار ونکان کمتر از ۵۰ اتمسفر است (Ramdohr, 1980) (شکل ۷–۱۲). براساس نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن میتوان به فرآیندهای متفاوت تأثیرگذار در تشکیل سیال نیز پی برد که براساس این نمودار دادههای اندازه گیری شده در کانسار ونکان نشان دهنده تأثیر فرآیند Isothermal mixing و به مقدار کمتری جوشش (Boiling) نشان میدهند (شکل ۷–۱۳).

با استفاده از نمودار درجه حرارت جوشش و منحنیهای فشار در برابر دمای همگن شدن میتوان عمق آب را محاسبه نمود، بنابراین با توجه به نمودار ارائه شده توسط (Peter and Scott, (1993) که براساس درجه شوری آب دریا که ۳/۲ درصد وزنی نمک طعام و میزان دما حداکثر تا ۳۶۰ به همراه درجه شوری بین ۱۰ تا ۱۵ درصد وزنی نمک طعام بیان شده است. عمق بهدستآمده در کانسار ونکان را میتوان تقریباً ۲۰۰ متر برآورد نمود (Peter and Scott, 1993) (شکل ۷–۱۴).





۷–۱۰: نمودار هیستو گرام میزان معادل شوری میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آنها، آلف) باریت قاز اول (Brt-1)، ب اسفالریت (Sp)، پ) باریت فاز سوم (Brt-2).



شکل ۲-۱۱: الف) نمودار درجه شوری در برابر دمای همگنشدن میانبارهای سیال در کانسار ونکان ۱، ب) نمودار تعیین چگالی سیالات درگیر برحسب دمای همگنشدن و شوری در کانسار ونکان، براساس نمودار تعیین چگالی (Bodnar, 1983).



شکل ۲-۱۲: تعیین فشار بخار براساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Ramdohr, 1980).



Salinity (Wt %NaCl eq.)

Wilkinson,) شکل ۷–۱۳: نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن که فرآیندهای متفاوت ایجاد سیال را نشان میدهد (2001).



شکل ۷-۱۴: نمودار تعیین عمق برحسب دمای همگن شدن در کانسار ونکان، براساس نمودار ارائهشده برای سیالات در گیر (Peter and Scott, 1993).

با توجه به پارامترهای شوری و دمای همگن شدن که از طریق میانبارهای سیال جمع آوری شد، می توان ار تباط بین سیالات درگیر و کانهزایی را به دست آورد که در فصل نتیجه گیری جهت تعیین تیپ کانهزایی به آن پرداخته می شود.

فصل هشتم: بحث، نتیجه گیری و الگوی تشکیل



یکی از نکات مهم در مطالعه هر کانساری، توجه به عوامل کنترل کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی آن کانسار میباشد، بنابراین بررسی و تحلیل فاکتورهایی که در تشکیل و تمرکز ماده معدنی نقش داشتهاند، جهت شناسایی فرآیندهای مؤثر در کانهزایی، دارای اهمیت فراوانی میباشد.

در این فصل بر مبنای تمامی نتایج حاصل از بررسیهای صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی (پتروگرافی و کانیشناسی) و دادههای حاصل از مطالعات سیالات درگیر و ژئوشیمیایی و ...، ابتدا با ارائه الگو و مدل تشکیل برای این نوع کانهزایی و مقایسه آن با تیپهای کانهزایی مشابه در جهان و ایران پرداخته میشود و سپس پیشنهاداتی جهت کارهای اکتشافی و تحقیقاتی تکمیلی بعدی ارائه می گردد. اما قبل از آن اشاره مختصری به شواهد زمینشناسی، سنگشناسی میزبان، محیط تکتونیکی، شکل ماده معدنی، دگرسانی، عیار و تناژ و ... داشته و در نهایت تقسیم بندی کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد و تیپهای مختلف کانساری آن آورده میشود و جایگاه کانهزایی کانسار باریت- روی- سرب- مس سولفید تودهای ونکان را در این تقسیم بندی

۸–۲– شواهد ژنتیکی حاصل از مطالعات انجام شده بر روی کانسار ونکان

براساس مطالعات انجام گرفته ویژگیهای کانهزایی مانند: سنگ میزبان و همراه، شکل هندسی ماده معدنی، رخسارههای کانهدار، کانیشناسی، ساخت و بافت و منطقهبندی کانیایی، دگرسانی همراه، نتایج ژئوشیمیایی، سیالات درگیر و محیط تکتونیکی مورد بررسی در فصول قبلی قرار گرفت که این ویژگیها بیشترین شباهتها را با کانسارهای سولفید تودهای دارد لذا در ادامه بهصورت مفصل به مقایسه ویژگیهای کانسار ونکان با کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد و ارائه شواهد ژنتیکی مربوطه پرداخته میشود.

۸-۲-۱ سنگ میزبان و همراه

سنگهای میزبان در ذخایر سولفید تودهای ما بین رسوبات (شیل و ماسهسنگ) و سنگهای آتشفشانی (توف، توف برشی و گدازه) می باشد. زمانی که نسبت سنگهای میزبان آتشفشانی به سنگهای رسوبی افزایش پیدا کند، نشانگر یک تمایز کلی بین کانسارهای VMS با کانسارهایی با میزبان رسوبی و کربناتی می باشند (Ohmoto, 1996). سنگهای میزبان در کانسارهای VMS در بخش کمرپایین از اولترامافیک تا فلسیک تغییر می کند (Ohmoto, 2013). سنگهای میزبان و کانسارهای در کانسار ونکان سنگهای میزبان دارای ترکیبی از حدواسط تا فلسیک هستند. سنگهای میزبان و همراه در کانسار موردمطالعه واحدهای آتشفشانی – رسوبی ائوسن می باشند که از پایین به بالا از سه واحد تشکیل شده اند: واحد اول (1 Unit) واحد غنی از سنگهای رسوبی: کنگلومرا، سنگآهک و ماسهسنگ که از آغاز تریاس بالایی، در منطقه جام تغییر اساسی رسوبگذاری دیده میشود و رسوبهای کربناتی تریاس زیرین و میانی که دارای رخساره شیمیایی و دریایی هستند جای خود را به ماسهسنگ و شیل تریاس بالایی با رخساره آوار میدهد. این تغییر کلی در رسوبگذاری را میتوان وابسته به حرکات تکتونیکی دانست. نبود لایههای آهکی، کمبود فسیلهای جانوری و وجود لایههای زغالسنگی همراه با فسیلهای گیاهی در واحدهای لیاسزیرین و میانی (متشکل از سنگهای شیلی و ماسهای) ثابت میکند که این رسوبها از گونه رسوبهای حوضههای کرانه ایست که در کنارههای هموار و خیلی کمعمق قارهای رسوبکردهاند.

واحد دوم (2 Unit) واحد غنی از گدازه: دارای ضخامتی تقریباً حدود ۱۰۰ متر میباشد که بهطور همشیب نسبت به یکدیگر قرارگرفتهاند. این واحد در بخش غربی منطقه دیده میشود. این واحد سنگی عمدتاً از گدازههای آتشفشانی تشکیل شده است و بالاتر از واحد رسوبی قرارگرفته است، گدازهها بیشتر دارای ترکیبی حد واسط تا اسیدی میباشد شامل سنگهای: آندزیت و تراکی آندزیت به همراه مقدار کمی از سنگ بازالت که تودههای نفوذی با ترکیب دیوریت و گابرو به درون این واحدهای سنگی نفوذ کردهاند.

واحد سوم (3 Unit) غنی از توف: این واحد به سن ائوسن و بالای واحد غنی از گدازه قرار گرفته است که واحد اصلی میزبان کانهزایی کانسار باریت- فلزات پایه ونکان میباشد که کانهزایی در مرز بین این دو واحد رخداده است.واحد توفی معادل توفهای سازند کرج میباشد. این واحد عمدتاً از توف، توفشیلی و توفهای شدیداً سیلیسی شده تشکیل شده است.

۸-۲-۲- شکل هندسی ماده معدنی

شکل ماده معدنی بهصورت پیکرههای چینهسان همروند با لایهبندی سنگ میزبان بوده که دارای قسمت ناهمخوان زیرین است. یک ذخیره سولفید تودهای آتشفشانزاد معمولی شامل دو نوع اصلی از سنگ معدنی میباشند: سنگهای استراتیفرم و استراتاباند که در آن محتوای سولفید تودهای عموماً بیش از ۵۰ درصد حجم دارد و استوکورک (استرینگر یا سیلیسی) منطقه از کانیهای مختلف در سنگهای کمرپایین که بهصورت رگه-رگچهای و دانه پراکنده دیده میشود (Ohmoto, 1996). بر همین اساس، شکل هندسی ماده معدنی در کانسار ونکان بهصورت رگه- رگچهای، تودهای و لایهای-نواری میباشد (شکل ۸-۱). با توجه به مطالعات انجامشده در ساخت تودهای غنی از گالن، اسفالریت، پیریت است که مقداری کالکوپیریت نیز در آن قابل مشاهده میباشد. بهطورمعمول بیش از ۹۰ درصد از فلزات سنگین در ذخایر سنگ معدن تودهای و کمتر از ۱۰ در صد در منطقه رگه-رگچهای یافت میشود. سنگ معدن سولفید تودهای معمولاً کروی با ابعاد معمولی شکل که در ارتفاع تقریباً ۲۰ متر و عرض ۳۰۰ متر است (Ohmoto, 1996). بهطورکلی ذخایر سولفید تودهای با سنگهای ارتفاع تقریباً ۲۰ متر و عرض ۳۰۰ متر است (Phito). بهطورکلی ذخایر سولفید تودهای با سنگهای که در al., 2005; Herrington et al., 2005; Galley et al., 2007; Hannington, 2014; Shanks and Thurston, .(2012; Akbulut et al., 2016



شکل ۸-۱: نمایی کلی از شکل هندسی ماده معدنی (دید به سمت جنوب شرقی).

۸–۲–۳– رخسارههای کانهدار

کل منطقه معدنی ونکان در یک ناودیس با روند محوری شمال شرقی-جنوب غربی قرار دارد. در یال شمال غربی ناودیس، کانسار ونکان ۱ و در یال جنوب شرقی ناودیس نیز کانسار ونکان ۲ واقع شده است. موقعیت نمونه های سنگی مربوط به کانسار ونکان ۱ در یک سامانه سولفید توده ای آتشفشانزاد در شکل ۸-۲ نمایش داده شده است. کانسارهای ونکان ۱ و ونکان ۲ براساس ویژگی های کانی شناسی، ساخت و بافت در رخساره های کانسنگ تا حدودی دارای تفاوت هایی هستند که در ونکان ۱ عبارت اند از:

۱) رخساره رگه-رگچهای و برشی که سیمای اصلی این رخساره را رگه-رگچههای باریتی-سیلیسی تشکیل می دهد. مقدار فلز زایی و درجه کانهزایی در رخساره رگه-رگچهای کانسارهای VMS که به دنبال آتشفشانها شکل می گیرد وابسته به محیط زمینشناسی آن، سنگ میزبان و ورودی ماگما دارد (Barrie and می می گیرد وابسته به محیط زمینشناسی آن، سنگ میزبان و ورودی ماگما دارد (Hannington, 1999; de Rond et al., 2005; Piercey, 2011; J.Yeats et al., 2017 پهنه دارای کانهزایی رگه-رگچهای و دانه پراکنده در کمرپایین کانسنگ تودهای کانسار ونکان همان پهنه پهنه دارای کانهزایی رگه-رگچهای و دانه پراکنده در کمرپایین کانسنگ تودهای کانسار ونکان همان پهنه پهنه دارای کانهزایی رگه-رگچهای و دانه پراکنده در کمرپایین کانسنگ تودهای کانسار ونکان همان پهنه کانهزایی سولفید تودهای است که از بخشهای کلیدی و مهم ذخایر سولفید تودهای است که همراه با کانهزایی سولفید تودهای نهشته شدهاند (Franklin, 2005; Romsival et al., 2005; Risera and slack, 2005; می در زیردریا است که اغلب به صورت پهنههای رگه-رگچهای و دانه پراکنده سولفیدی در زیردریا است که اغلب به صورت پهنههای رگه-رگچهای و دانه پراکنده و مهم ذخایر سولفید تودهای است که همراه با رکانهزایی سولفید تودهای نهشته شدهاند (Franklin, 2005; Riserad et al., 2005).

۲) رخساره سولفید تودهای که از کانی های اسفالریت، گالن، باریت، کالکوپیریت و پیریت تشکیل شده است. ذخایر سولفید تودهای در کوروکو ژاپن به معنای واقعی کلمه به معنی سنگ سیاه است که عمدتاً گالن و اسفالریت میباشد (Ohmoto, 1996)، مواد معدنی اصلی شناسایی شده در سنگ سیاه عبارتاند از اسفالریت، باریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت با مقادیر جزئی کوولیت، کالکوسیت، بورنیت و تتراهدریت است (Akbulut et al., 2016)، مواد معدنی اصلی شناسایی شده در سنگ سیاه عبارتاند از اسفالریت، باریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت با مقادیر جزئی کوولیت، کالکوسیت، بورنیت و تتراهدریت است (Franklin, 2005; Solomon et al., 2008; Glasby et al., 2008; Akbulut et al., 2016). این بخش در اغلب کانسارهای سولفید تودهای (Franklin, 2005; Solomon et al., 2008)، ملاحظه می گردد (Kassive sulfide deposit). تصور میشود که در طول مرحله اول فعالیتهای گرمابی، زمانی که درجه حرارت در حدود ۲۰۰ درجه سانتی گراد بوده مواد معدنی سیاه و سفید شامل: اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و تتراهدریت تشکیل شده است Eldridge et al., 1983; Ohmoto, 1996; Halbach et al., 2003; Shikazono, 2003; Glasby et al., 2008; Cloutier et al., 2017). بهطورمعمول بیش از ۹۰ درصد از فلزات پایه در ذخایر کانسنگ تودهای یافت میشود (Ohmoto, 1996).

۳) رخساره لایهای – نواری سولفیدی که دارای لامینه و نوارهای سولفیدی به صورت همروند با لایه بندی سنگ میزبان (چینه سان) می باشد. رخساره لایه ای – نواری سولفیدی در بالای رخساره سولفید توده ای و در کل نسبت به شکل هندسی منطقه معدنی به طور همروند و هم شیب با لایه بندی (چینه سان) بوده است. این کاهش ضخامت، به دلیل کاهش میزان کانی های گرمابی سولفیدی نسبت به کانی های تشکیل دهنده ی سنگ میزبان کانه زایی می باشد (Monecke et al., 2006; Barrie et al., 2007).

۴) رخساره کانسنگ باریتی که غنی از باریت به همراه یک بخش بالایی با ساخت متخلخل تا برشی است. رخساره تودهای کانسنگ باریتی همچنین در کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد نوع کوروکو در کانادا دارای ضخامت ۲ تا ۲۵ متر که جایگزین سنگهای فلسیک کمرپایین شده دیده می شود (;Gill and piercey, 2014).

۵) رخساره رسوبی- بروندمی که دارای تناوب نوارهایی از چرت، سنگ میزبان و باریت است. این رخساره به محورت لایه ای نواری عظیم با ضخامتهای مختلف از چند سانتی متر تا چند متر همخوان با سنگ میزبان و دارای مواد معدنی شامل مگنتیت و هماتیت در داخل چرت و کانی پسیلوملان در بخشهای منگنز دار است (Wang et al., 2018).

همچنین رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان۲ عبارتاند از: ۱) رخساره رگه- رگچهای و برشی که بهصورت رگه-رگچههای باریتی- سیلیسی همراه با کانی گالن دیده می شود و ۲) رخساره رسوبی- بروندمی که عمدتاً از تناوب نوارهای چرتی و نواری غنی از اکسیدآهن مثل هماتیت تشکیل شده است.



شکل ۸-۲: مدل ارائه شده برای کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد تیپ کوروکو (Piercey et al., 2015)، ب) انواع رخسارههای کانهدار در کانسار ونکان ۱.

۸-۲-۴– کانیشناسی

کانی های معدنی اولیه و اصلی در کانسار ونکان بیشتر شامل اسفالریت، گالن، باریت، پیریت و کالکوپیریت و کانی های ثانویه به طور عمده شامل مارکاسیت، کوولیت، کالکوسیت، دیژنیت، اسمیتزونیت، سروزیت، مالاکیت، کریزوکولا و اکسید- هیدروکسیدهای آهن هستند. کانی های باطله عمدتاً شامل سریسیت، کوارتز، کلریت، فلدسپار و کلسیت است. رخساره رگه-رگچه ای عمدتاً حاوی باریت و کانی های سولفیدی است همچنین کانی-های موجود در رخساره سولفید توده ای و رخساره لایه ای-نواری سولفیدی عبارتاند از: اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و باریت می باشد. در کانسار سولفید توده ای آتشفشانزاد نوع کوروکو لمارچنت^۱ در کانادا کانی زایی

[\] Lemarchant

مشابه کانسار ونکان در سنگ میزبان بایمودال فلسیک، سنگ آتشفشانی آندزیت به همراه داسیت و دارای کانهزایی روی- سرب- مس با مقدار کمتری نقره و طلا است (Cloutier et al., 2017). این کانسار دارای رخسارههای تودهای باریت، تودهای و نیمه تودهای سولفیدی و نواری رسوبی- بروندمی میباشد (al., 2017).

واحد چرتی آهندار در توالی معدنی نیز عمدتاً دارای اکسید و هیدروکسیدهای آهن مثل مگنتیت، لیمونیت و هماتیت به همراه باریت است. تعداد زیادی از این کانیها در کانسارهای تیپ کوروکو توسط محققینی ازجمله (Glasby et al., 2008; Robert et al., 2008) معرفی گردیدهاند. مواد معدنی اصلی شناسایی شده در کانسنگ سولفید تودهای عبارتاند از اسفالریت، باریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت با مقادیر جزئی کوولیت، کالکوسیت، Shikazono, 2003; Glasby et al., 2008; Revan et al., 2017, Iswadi Basori کوولیت، کالکوسیت، بورنیت و تتراهدریت است (et al., 2008; Revan et al., 2017, Iswadi Basori). نصور می شود که در طول مرحله اول فعالیتهای گرمابی، زمانی که درجه حرارت در حدود درجه سانتی گراد بوده مواد معدنی سیاه و سفید شامل: اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و تتراهدریت Eldridge et al., 1983; Ohmoto, 1996; Halbach et al., 2003; Shikazono, 2003; (Glasby et al., 2008).

۸-۲-۵ ساخت و بافت و منطقه بندی

کانهزایی در منطقه معدنی موردمطالعه، بهصورت چینه کران در رخساره تودهای و رگه- رگچهای، و به شکل صفحهای چینهسان، همروند با لایهبندی سنگ میزبان در رخساره کانسنگ لایهای رخداده است. بافت رگه- رگچهای عمدتاً در رخساره رگه- رگچهای (Stringer) در توفهای کمرپایین دیده میشود که در آن رگه- رگچههای باریتی با سولفید کم سنگ میزبان را در جهات مختلف قطع کرده است. در کمرپایین کانسار ونکان ۱ این رگه- رگچهها غنی از باریت و در کمربالا کانسار در درون شیلهای میزبان این رگه-رگچههای باریتی- سیلیسی غنی از سولفید ساخت رگه- رگچهای به آنها داده است. ساخت تودهای خاص رگچههای باریتی- سیلیسی غنی از سولفید ساخت رگه- رگچهای به آنها داده است. ساخت تودهای خاص دنساره کانسنگ تودهای است. این ساخت بهطور عمده در رخساره کانسنگ سولفید تودهای و کانسنگ باریتی دیده میشود و بخش مهمی را در کانسار ونکان تشکیل میدهد. ساخت و بافت لایهای نواری که رخسارههای نواری رسوبی- بروندمی و رخساره لایهای- نواری سولفیدی در بخش بالایی کانسار قابل مشاهده است.

نواری رسوبی بروننامی و رحسارا نیای یای خواری سولفینای تار بخش بانیی تانساز تابل مسامله است. ساخت جانشینی که نشانگر این است سیال غنی از سولفید جانشین کانسنگ باریتی شده و در برخی نقاط ساختاری حلقوی ایجاد کرده است. ماده معدنی در رخسارههای متفاوت کانسار، بافتهای گوناگونی را نشان میدهند. این بافتها عموماً شکل اولیه خود را حفظ کرده و شرایط محیط کانهزایی را منعکس میکنند. بهطورکلی عمومی ترین ساخت و بافتها در کانسارهای VMS، تودهای، نواری، لامینهای، دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی (Large, 1992; Gibson and Kerr, 1998; Franklin et al., 1998; Taylor et al., 1992) که در کانسار ونکان نیز این ساخت و بافتها مشاهده شده است. کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد در شبه جزیره مالزی در سنگهای آتشفشانی- رسوبی در یک محیط تکتونیکی قوس آتشفشانی به صورت استرینگر و سولفید تودهای در بخش کمرپایین به صورت کانه سازی باریت و لایه های اگزالاتیو (آهن و منگنز) تشکیل شده است (Iswadi Basori et al., 2018).

۸-۲-۶- دگرسانی همراه

گسترش دگرسانی در کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد به خصوصیات سیال مهاجم، ترکیب، نفوذپذیری و تخلخل رسوبات کمرپایین بستگی دارد. دگرسانی گرمابی مؤثر بر سنگ میزبان در ذخیرههای سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS) بهطور گستردهای موردمطالعه قرارگرفته است. نمونههای عالی ازجمله این کانسارها در كانادا با ميزباني آتشفشاني (Goodfellow, 1993; Bailes et al., 2000; Nelson et al., 2002; Gaboury et al., 2008)، كانسارهاي استراليا (Vearncombe et al, 1995; Brauhart et al., 1998; Large et al., 2001)، كانسارهاي استراليا كانسارهاى حوضه هوكوروكو در ژاپن (Bryndzia et al., 1983; Pisutha Arnold and Ohmoto, 1983;) Urabe et al., 1983; Ohmoto, 1996)، كانسارهاى كمربند پيريتى ايبرين (Sánchez-España, et al 2000)، كانسارهاى کانسارهای پرتغال (Relvas et al., 2006) و دیگر مطالعات جدید شامل سیستمهای گرمایی در کف دریای امروزى توسط (Seyfried et al., 1988; Goodfellow and Peter, 1994; Doyle et al., 2003) مے،باشد. بهطور کلی براساس نتایج به دست آمده از مطالعات انجام گرفته، دگرسانی گرمابی که سنگ کمرپایین را احاطه کرده است در زیر کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد قرار دارد و نتیجه تعامل شدید بین آب داغ و سنگ دیواره میباشد. این فرایند همزمان با شکل گیری VMS در کف دریا رخ میدهد. این پهنهبندیها معمولاً به شکل هاله گسترده و محصور در اطراف بخش استرینگر در زیر بخش ماده معدنی تودهای قرارگرفته است بهترين مثال ريوتينتو⁽ (GarcõÂa Palomero, 1980; Leistel et al., 1994) و لازارا^۲ (, Toscano et al., 1993) می باشد. این مطالعات انجام گرفته شده تغییرات کانی شناسی و تحریک پذیری عناصر اصلی و کمیاب در سنگهای دگرسان شده در کانسارهای VMS شرح میدهند که بر این اساس در واقع، کلیترین ویژگی پدیدارشدن پهنه غنی از Fe-Mg و کاهش سدیم Na-K، در نزدیکی ماده معدنی رخ میدهد. دگرسانی عمده در سنگهای درونگیر این کانهزایی، دگرسانی سریسیتی و کلریتی بودهاست، که بهصورت توفهای سیلیسی سریسیتی شده با رگه- رگچههای باریتی دیده میشود. دگرسانی کلریتی نیز در سنگهای درونگیر کمرپایین اثر کرده است و در اطراف ماده معدنی وجود دارد. علاوه بر این دگرسانیهای آرژیلیکی، سیلیسی، کربناتی و اپیدوتی نیز به مقدار کمتر در سنگ میزبآنها دیده می شود. به طور کلی در کانسارهای

۰- Rio Tinto

۲**-** La Zara

سولفید تودهای بخش مرکزی کانهزایی دارای دگرسانی کلریتی غنی از Fe و دگرسانی سیلیسی می باشد در حالی که بخش حاشیه ای دارای کلریت های غنی از Mg و سریسیت می باشند (Franklin et al, 2005).

۸-۲-۷- نتایج ژئوشیمی

براساس مطالعات ژئوشیمیایی در فصل ششم به این نتیجه رسیدیم که سنگهای آتشفشانی منطقه دارای ترکیب حدواسط تا اسیدی شامل سنگهای آندزیت، تراکی آندزیت، توفهای داسیتی و ریولیتی میباشد.

براساس مطالعات ژئوشیمی کانسنگ، بیشترین مقدار باریت با مقدار ۲۷۳۶ و کالکوپیریت بیشتر در کانسنگ کانسنگ باریتی دیده می شود و عناصر سولفیدی اصلی اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت بیشتر در کانسنگ سولفید تودهای و همچنین در رخسارهای لایهای- نوارس سولفیدی قرار گرفتهاند. بیشترین مقدار عنصر روی در رخساره لایهای نواری سولفیدی دیده می شود که دارای مقدار ۲۱۳۳۹ می باشد که به دلیل تحرک بالای عنصر روی می باشد. بیشترین مقدار کانی سرب ۲۷۸۶۶ ppm در بالاترین بخش از رخساره رگه- رگچهای و در رخساره سولفید تودهای را از خود نشان می دهد. میزان نقره از رخساره رگه- رگچهای به سمت بالا رخساره نواری رسوبی- بروندمی روندی افزایشی نشان می دهد که این ویژگی با کانسارهای آتشفشانی- رسوبی کف دریا مشابهت دارد.

۸-۲-۸ منشأ سیال کانهساز و فلزات

با استفاده از نمودار پیراجنو (Pirajno, 2009) که براساس دمای همگن شدن و درصد وزنی نمک طعام در میانبارهای سیال ارائه شده است میتوان به کمپلکس مؤثر در حمل فلزات کانسار ونکان پی برد. همانطور که در شکل (۸–۳) مشاهده میشود میانبارهای سیال موردمطالعه، در محدوده مربوط به کمپلکسهای سولفیدی قرار میگیرد. تهنشست کانسنگها از کمپلکسهای سولفیدی، توسط اکسیداسیون، کاهش PH (یا اسیدی شدن محلول) و کاهش تمرکز سولفید در سیال کنترل میشود (2005, 2005).

در کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد مطالعه بر روی سیالات درگیر بسیار محدود است، از مطالعات جدید در این زمینه بخصوص در کانسارهای تیپ کوروکو میتوان بهعنوان مثال (Luders and Niedermann., 2010) را نام برد. در نمونههای بررسی شده طبق نمودار تعیین تیپ کانهزایی براساس شوری و دمای همگن شدن توسط (Sanchez-Espana et al, 2000)، نمونههای اندازه گیری شده در کانسار ونکان ازلحاظ دمایی و شوری در محدوده کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد قرار می گیرند (شکل ۸-۴).

به طور کلی دو منشأ عمده برای فلزات نهشته های VMS پیشنهاد شده است: ۱) منشأ از توالی کمرپایین (تا عمق بیشتر از ۱کیلومتر)، این منشأ فلز ناشی از واکنش آب دریای تغییر یافته با توالی کمر پایین می باشد. ۲) منشأ فلز و گوگرد از مواد فرار ماگمایی باشد (Franklin et al., 2005). در کانسارهای دارای باریت فراوان و فلزات پایه سیالات گرمابی حاصل از نفوذ آب دریا از طریق شکافها و گسلهای موجود در کف دریا، در حین دگرسانی سنگهای دیواره مسیر خود را میتوانند فلزاتی نظیر Sr ،Fe ،Cu ،Pb ،Zn ،Ba را از ساختمان کانی تشکیل دهنده سنگ میزبان شسته و با خود حمل کند و در بستر حوضه رسوبی و برخورد با محیط دارای SO4²⁻² آب دریا به صورت کانی سولفاتی و سولفیدی رسوب کنند (Raruno, 1998; Maruno, 1998; Franklin et al., 2005 میتواند از سنگهای ولکانیکی منطقه شامل: توف، توف سیلیسی، آندزیت و تراکیآندزیت باشد.

در نهایت براساس نموداری که انواع سیستمهای کانهزایی را از هم تفکیک نموده است (Wilkinson, 2001)، نمونههای موردمطالعه در کانسار ونکان ازلحاظ دمایی و شوری نیز در محدوده کانسارهای (VMS) تیپ کوروکو قرار می گیرند (شکل ۸–۵).



شکل ۸-۳: نمودار دمای همگنشدگی- شوری سیالات به منظور تعیین کمپلکس مؤثر در حمل عناصر کانهساز.



شکل ۸-۴: نمودار تعیین تیپ کانهزایی براساس شوری و دمای همگن شدن. در کانسار ونکان نمونهها در محدوده کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد قرار می گیرند.



شکل ۸-۵: نمودار تعیین تیپ کانهزایی براساس شوری و دمای همگن شدن. نمونههای موردمطالعه ازلحاظ شوری و دمایی در محدوده کانسارهای VMS تیپ کوروکو قرار می گیرند.

۸-۲-۹- محیط تکتونیکی

مهمترین شاخص همه کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد قرارگیری آنها در خاستگاههای تکتونیکی کششی یعنی در دو محیط کف اقیانوسی و ریفتهای درون کمانی میباشد (Franklin et al., 1998). براساس جدیدترین بررسیهای انجام گرفته توسط (Galley et al, (2007)، Franklin, (2005) و Shanks and Thurston, (2010) محیط اصلی زمینساختی برای تشکیل ذخایر VMS معرفی گردیده است که شامل: ریفتهای ناقص اولیه، پشتههای اقیانوسی، جزایر کمانی نوظهور، جزایر ریفتی و حوضه پشتکمانی، پشتکمانی توسعه یافته و پشت کمان قارهای میباشد (شکل ۸–۶).

کانسارهای با میزبان بایمودال فلسیک معمولاً در نزدیکی فوران آتشفشآنهای ریولیتی به صورت تودهای دیده می شوند (e.g., Ohmoto, 1996; Mcnicoll et al., 2010; Piercey et al., 2014). از لحاظ محیط تکتونیکی تهنشست کانسارهای تیپ کوروکو عمدتاً در ریفتهای حاشیه قارهای کمانی و پشت کمانی تشکیل می شوند (Koski & Mosier, 2012; Shanks & Koski, 2012; Galley et al., 2007) در یک محیط حاشیه قارهای کمانی و پشت کمانی قرار گرفته مطالعات انجام گرفته در فصل ششم (شکلهای ۶–۴ و ۶–۵) در یک محیط حاشیه قارهای کمانی و پشت کمانی قرار گرفته (گرفته مطالعات انجام گرفته در فصل ششم (شکلهای ۶–۴ و ۶–۵) در یک محیط حاشیه قارهای کمانی قرار گرفته (۲۹۵ یا تخلیل می می مرتبط با تشکیل آنها ماهیت کالک آلکالن دارد (یک محیط حاشیه و نکان از نوع کالک آلکالن مشخص شده است.

براساس مطالعات ژئوشیمیایی توالی آتشفشانی محیط تکتونیکی کانسار باریت- فلزات پایه ونکان در داخل یک حوضه کششی درون کمانی حاشیه قارهای در حال فرونشست، به صورت کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS) تشکیل شده است. ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای گدازههای در توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن از نوع سنگهای با ترکیب اسیدی تا حد واسط که در منطقه ونکان ترکیب سنگها شامل آندزیت و تراکیآندزیت میباشد.

براساس مطالعات انجام شده توسط رضایی کهخائی و قاسمی (۱۳۹۴) سنگهای آتشفشانی ائوسن در منطقه عباس آباد- داورزن در شرق شاهرود را نیز یک محیط کمان آتشفشانی معرفی کردهاند. که ادامه آن به سمت غرب، کمربند ماگمایی ترود- چاهشیرین و گردنه آهوان در محدوده منطقه پشته و ونکان را نیز در برمی گیرد و در واقع جزو کمان ماگمایی شمال ایران مرکزی میباشد.



شکل ۸-۶: محیطهای تکتونیکی تشکیل شدن کانسارهای سولفید تودهای توسط (Shanks and Thurston, (2010).

۸–۳– الگوی تشکیل و مدل ژنتیکی کانسار باریت– فلزات پایه ونکان

ذخایر سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS) که هم اکنون در کف دریاهای امروزی در یک محیط کششی، بهصورت رسوبات غنی از فلز در حال تشکیل هستند، در یک سامانه گرمابی زیردریایی کم عمق نهشته میشوند و یک توافق عمومی بین پژوهشگران وجود دارد که فرآیندهای زیردریایی کف دریاهای امروزی، شباهت بسیار زیادی با فرآیندهایی دارد که ذخایر VMS قدیمی را به وجود آوردهاند (Hanington et al., 1999). تشکیل این نوع کانسارها رابطه مستقیمی با نحوه زایش و صعود سیالات کانهساز به درون حوضه رسوبی، نحوه رفتار سیالات گرمابی در کف دریا و منبع تأمین سولفور جهت تهنشین سولفیدها دارد. با توجه به ویژگیهای کانهزایی در منطقه ونکان شامل رخداد کانهزایی بهصورت چینهسان (همخوان با لایه-بندی سنگ میزبان) و چینهکران (بهصورت رگه- رگچهای و قطع کننده سنگ میزبان توف و آندزیت، وجود بافتهای رگه- رگچهای، تودهای، لایهای، نواری، دانهیراکنده، جانشینی و حلقوی در ماده معدنی و سایر ویژگی-

ها ازجمله یهنهبندی دگرسانی و رخسارههای مختلف کانهدار، کانهزایی ونکان با کانسارهای سولفید تودهای

آتشفشانزاد (VMS) شباهت زیادی را نشان میدهد. وجود رخسارههای کانهدار و نسلهای مختلف کانیها در کانسار ونکان نشان از رخداد کانسنگ در چند مرحله میباشد. بهطور کلی به سه فاز اصلی تقسیمبندی میشود که در ادامه به توضیح هر کدام پرداختهایم.

۸-۳-۱ مرحله آتشفشانی- بروندمی: فاز اول

مرحله آتشفشانی بروندمی در فاز اول بهصورت سه مرحله به شرح زیر رخداده است (شکل۸-۷ الف):

- ۱- تشکیل رخساره رگه- رگچهای (چینه کران): رخساره رگه- رگچهای اولیه مربوط به سیالات با دما کم و عمق نفوذ پایین که عمدتاً غنی از باریت و کم سولفید می باشد. با pH تقریباً بالا که قادر به انحلال سیلیس می باشد. از طریق گسلهای همزمان با ولکانیسم بالاآمده و در اثر مخلوط شدگی با آب دریا، سردشدگی، و تغییر در hH و pH و pH موجب کانیسازی در رخساره رگه- رگچهای شده است.در این رخساره پاراژنز کانیایی عمدتاً شامل باریت و مقدار کمتری پیریت می باشد. حرکت گسلهای همزمان با رسوبگذاری در زمان مال می باشد. از طریق را با موجب کانیسازی در رخساره رگه- رگچهای شده است.در این رخساره پاراژنز و تغییر در مال و pH و pH موجب کانیسازی در رخساره رگه- رگچهای شده است.در این رخساره پاراژنز کانیایی عمدتاً شامل باریت و مقدار کمتری پیریت می باشد. حرکت گسلهای همزمان با رسوبگذاری در زمان های مختلف باعث ورود سیال و ایجاد بافت رگه- رگچهای و برشی می شود (شکل ۸-۷، ب).
- ۲- تشکیل رخساره کانسنگ باریتی (چینهسان): مرحله تشکیل رخساره کانسنگ باریتی همانند رخساره رگه-رگچهای اول تحت تأثیر سیال اولیه غنی از باریت قرار گرفته و حالت تودهای در بالای رخساره رگه رگچهای دیده میشود. عمدتاً کانی تشکیل دهنده این رخساره باریت میباشد (شکل ۸-۷، پ).
- ۳- تشکیل رخساره نواری رسوبی- بروندمی: تشکیل رخساره همزمان با رسوب گذاری و در بالای کانسنگ باریت میباشد که عمدتاً دارای چرت میباشد به همراه مقدار کمی از نفوذ کانیهای سولفیدی و باریت در درون آن دیده میشود (شکل ۸-۷،ت).

۸-۳-۲ فاز دوم

این مرحله در ادامه فاز اول تشکیل شده دارای سیالی با دمای و فشار بالاتر عمق نفوذ بالاتر که توانایی حمل فلزات بیشتر و سیال احیاییتر غنی از – Hs و - Cl و غنی از کانیهای سولفیدی که بهصورت تودهای و لایهای-نواری در زیر رخساره کانسنگ باریتی جانشین شدهاست (شکل ۸-۸ الف).

۱- تشکیل رخساره سولفید تودهای: مرحله تشکیل این رخساره دارای دمای بالاتری نسبت به سایر سیالها میباشد که دارای عمق نفوذ زیاد است سیال شرایط احیایی تری دارد و غنی از -Hs و Cl برای حمل کانههای فلزی ازجمله روی، سرب و به ویژه مس است. این مرحله در درون رخساره کانسنگ باریتی نفوذ کرده و تشکیل کانسنگ تودهای غنی از سولفید را داده است (شکل ۸-۸ ب). کانیهای موجود در این رخساره شامل باریت، اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت میباشد.

۲- تشکیل رخساره لایهای- نواری سولفیدی (چینهسان): مرحله تشکیل رخساره لایهای نواری سولفیدی همزمان با تشکیل رخساره کانسنگ تودهای بوده در برخی موارد سیال کانهدار در درون فازهای بالایی مانند چرت و شیلهای میزبان بالایی نفوذ کرده و حالت نواری به آن داده است. در این رخساره سولفیدها به صورت لامینه ای - نواری و دانه پراکنده درزمینه تهنشین شدهاند. این سولفیدها شامل اسفالریت، پیریت، گالن و کالکوپیریت به همراه مقداری باریت است (شکل ۸-۸ پ).



شکل ۸-۷: الف) مدل شماتیک از مرحله اول کانهزایی در کانسار ونکان ۱، ب) تشکیل رخساره رگه- رگچهای در اولین مرحله کانهزایی، پ) رخساره نواری رسوبی- بروندمی بهصورت لایه و لامینههای حاوی چرت در کف دریا، ت) تشکیل رخساره کانسنگ باریتی در زیر رخساره نواری رسوبی- بروندمی غنی از کانی باربت.



شکل ۸-۸: الف) مدل شماتیک از تشکیل فاز دوم کانهزایی در کانسار ونکان۱۰، ب) جانشینی کانسنگ سولفید تودهای در زیر کانسنگ باریت، پ) نفوذ کانسنگ سولفید تودهای بهصورت رخساره لایهای- نواری سولفیدی در امتداد کانسنگ باریتی و رخساره نواری رسوبی- بروندمی و سنگ شیل بالایی.

۸–۳–۳– فاز سوم

آخرین فاز سیال کانهدار که به درون منطقه نفوذ کرده عمدتاً دارای دمای پایین (سامانه گرمابی روبه افول میرود) محیط اکسیدان تر دارای Eh و PH بالاتر نسبت به فاز دوم که دارای قابلیت انحلال و شستشوی باریت بیشتر و فلزات پایه است (شکل ۸–۹ الف).

این فاز از باریتهای دانه درشت غنی از کانیهای سولفیدی است. این فاز دارای کانی فراوان از باریت به صورت دانه درشت و ایجاد رگههای باریتی تأخیری قطع کننده در درون کانسنگ توده ای به صورت رگه- رگچه ای نفوذ کرده و در زمینه خود نیز کانیهای سولفیدی اسفالریت، گالن، پیریت، کالکو پیریت و مارکاسیت می باشد (شکل ۸-۹ ب). همچنین این رگههای باریتی و سیلیسی در شیلهای کمر بالا نیز نفوذ کرده اند (شکل ۸-۹ پ).

در ادامه فازهای مختلف کانهزایی شامل فاز اول، فاز دوم و فاز سوم را در نمونههای مختلف برداشت شده از منطقه مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۸–۱۰ و ۸–۱۱).

۸–۳–۴– مرحله دیاژنز

در این مرحله برخی از کانیها دچار تدفین شده و دچار رشد مجدد شدهاند. این بخش در رخساره کانسنگ تودهای دیده میشود که بهطور عمده کانیهای باریت و اسفالریت در اثر دیاژنز تحت تأثیر قرارگرفتهاند و تشکیل دانههای درشتی از این کانی در متن سنگ شده است.

۸-۳-۵ مرحله سوپرژن و هوازدگی

مرحله سوپرژن و هوازدگی شامل تأثیر فرآیندهای تکتونیکی و بالاآمدگی و فرایند سوپرژن است. مرحله بالاآمدگی با فرآیند گسل خوردگی و چینخوردگی باعث تحرک و کانهزایی مجدد در شکستگیها شده است و همینطور مجموعه کانیهای معدنی و سنگساز، تحت تأثیر فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن قرارگرفته و پهنه اکسیدان و سوپرژن گسترشیافته است. مرحله سوپرژن در کانسار ونکان برخورد سیالات جوی با کانیهای سولفیدی موجب ایجاد سولفیدهای ثانویه سوپرژن همچون کوولیت و کالکوسیت میگردد و همچنین در سوپرژن اکسیدی، تحت تأثیر آبهای جوی اکسیدان بر روی کانیهای سولفیدی اولیه نزدیک سطح موجب ایجاد اکسید- هیدروکسیدهای آهن شده است. کانیها تشکل شده در اثر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی شامل کوولیت، دیژنیت، مالاکیت، کریزوکلا، اسمیتزونیت، سروزیت، هماتیت، لیمونیت و گوتیت میباشد.



شکل ۸-۹: الف) مدل شماتیک از مرحله سوم کانهزایی در کانسار ونکان۱، ب) نفوذ رگه- رگچههای باریتی غنی از سولفید فاز آخر در درون کانسنگ سولفید تودهای، پ) نفوذ رگه- رگچههای باریت- سیلیسی به درون سنگ میزبان شیلی.



شکل۸-۰۰: نمونه دستی که سه مرحله کانهزایی در آن مشخص است.



شکل ۸-۱۱: نمونه دستی که تمام سه مرحله کانهزایی در آن مشخص است.

۸–۳–۶– مدلهای تهنشست کانسار

Sato (1972) اظهار کرده است که سیالات زیر دریایی، کم و بیش چگالتر از آب دریا خواهند بود که تابع دما، درجه شوری و درجه آمیزش با آب سرد دریا میباشد. شکل ۸–۱۲ (نوع ۱) وضعیتی را نشان میدهد که در آن محلول کانهدار بهمراتب چگالتر از آب دریا است، منجر به تهنشست فلزی تمرکز یافتهای میشود که در مجاورت محل دهانه خروج سیالات اتفاق افتاده است. این فرآیند میتواند تشکیل کانسارهای VMS صفحهای شکل عیار بالا را توضیح دهد. اگر محلول کانهدار و آب دریا چگالی مشابهی داشته باشند، خروج سیال رخ خواهد داد، اما در این صورت فلزات در نزدیکی محل خروج یا تقریباً در گودی-های توپوگرافی تهنشست خواهند شد (شکل ۸–۱۲ نوع ۲). یک محصول متفاوت نتیجه خواهد شد، اگر سیالات دودکشهای سیاه نسبت به آب دریا چگالی کمتری داشته باشند (شکل ۸–۱۲ نوع ۳) که در این صورت منجر به تنورههای شناور غنی از فلز می شوند که فلزات را به فاصله دورتری از مجرا در رسوبات دریایی می برد. اگرچه این پدیده احتمالاً نمی تواند فرآیند مؤثر ویژهای باشد، اما فرآیند ممکنی برای توضیح ذخایر غیر همجوار، عیار پایین همراه با نمی تواند فرآیند مؤثر ویژهای باشد، اما فرآیند ممکنی برای توضیح ذخایر غیر همجوار، عیار پایین همراه با نمی تواند فرآیند مؤثر ویژهای باشد، اما فرآیند ممکنی برای توضیح ذخایر غیر همجوار، عیار پایین همراه با دادههای اندازه گیری شده در نمودار چگالی در برابر درجه حرارت برای سیالات سه گانه گرمابی محدوده ونکان در نوع دوم قرار می گیرد که ابتدا سیال دارای دمای بالا با چگالی کم بوده سپس با پایین آمدن دما میزان توری و چگالی بالا رفته و در نزدیکی محل خروج سیال ته نشست شده است. کانسار مشابه، کانسار سولفید وزنی معادل نمک طعام اندازه گیری شده و دمای همگان ته در این کانسار دارای شوری بالا از ۲/۲ تا ۲۰ درصد ویژگیهای ذکر شده در کانسار مکزیک که سیال در گیر در این کانسار دارای شوری بالا از ۲/۲ تا ۲۰ درصد ویژگیهای ذکر شده در کانسار مکزیک برای سیالات با منبع ماگمایی یا دریایی و جذب آبهای سرد و اکسید کننده که در یک محیط کم عمق زیر دریایی تشکیل شده است (۲0 دا دا می در این کانسار داری می در دید کانسار می در ساند

الف- مدل دودکش سیاه یا پلومهای شناور

در این مدل ورود سیالات داغ کانهساز از طریق پهنه استرینگر به داخل حوضه با تشکیل و رشد دودکشهای سولفاتی همراه میباشد. در واقع مخلوط شدن سیالات داغ شناور بروندمی با آب دریا موجب تشکیل دودکشهای سولفاتی همراه میباشد. در واقع مخلوط شدن سیالات داغ شناور بروندمی با آب دریا موجب تشکیل دودکشهای سولفاتی و سولفیدی - سولفاتی شده که نهایتاً در اثر انحالل و فروریزش آنها انباشتههای پشته یا تپهای از Goodfellow and Peter, 1999; Goodfellow, امیشود (, 2003; Goodfellow and Peter, 1999; Soodfellow, مواد سولفاتی و سولفیدی در کف دریا تشکیل میشود (, Solomon, 2008 مواد سولفاتی نیز برای نهشتههای تیپ کوروکو ارائه شده است و امروزه در کف دریاها در حال تشکیل است (, 1983; Scott et al. تیپ کوروکو ارائه شده است و امروزه در کف دریاها در حال تشکیل است (, 1993; Soott et al. ایجاد نهشتههای تیپ کوروکو را از دورژگیهای این مدل تشکیل مقادیر زیاد باریت در اثر رشد و تشکیل دودکشها، ایجاد نهشتههای تیپ کوروکو تپهای شده است و امروزه در کف دریاها در حال تشکیل است (, 1983; Scott et al. ایجاد نهشتههای تیپ کوروکو در از دورژگیهای این مدل تشکیل مقادیر زیاد باریت در اثر رشد و تشکیل دودکشها، ایجاد نهشتههای تیپ کوروکو تپهای شده است و امروزه در کف دریاها در حال تشکیل است (, 200 خودکشها، ایجاد نهشتههای در از در شهای این مدل به مول به عرض پایین و گسترش پالایش پهنهای در آنها میباشد (, 200).

ب- مدل استخر شورابهای

در این مدل در اثر ورود سیالات داغ احیایی یا اکسیدان با شوری و چگالی بالا به داخل حوضه و مخلوط شدن آنها با آب دریا، سیالات دچار شناوری معکوس شده و به سمت کف دریا متمایل میشوند و گسترش آنها بهطور جانبی در کف دریا موجب ایجاد یک استخر شورابهای میشود (Sato, 1972; Solomon et al.,2004). به اعتقاد (2016) به معالی السیدان، ۲) استخر شورابه ای، ۳) تپه ها و سولفیده ای چینه سان در محیط -دود کش های سیاه در محیط های اکسیدان، ۲) استخر شورابه ای، ۳) تپه ها و سولفیده ای چینه سان در محیط -های احیایی ناحیه ای، ۴) جانشینی زیر کف دریا. هر کدام از این سبک کانه زایی ها تحت شرایط خاص تشکیل شده اند و این شرایط در واقع فرآینده ای کانه ساز و شکل هندسی و سبک کانسارها را کنترل می کنند (شکل ۸–۱۳). این عوامل کنترل کننده کانه ساز شامل ماهیت فیزیکو - شیمیایی سنگ میزبان، دما و ترکیب سیالات و محیط ته نشست اکسید اسیون – احیا می باشند. بنابراین بر اساس مطالعات انجام شده در کانسار ونکان، ابتدا بر اساس شکل سیالات کانه ساز به صورت نوع ۲ بوده (شکل ۸–۱۲) ابتدا در کف دریا به صورت لایه ای از چرت و توده ای باریت تشکیل شده و سپس در اثر فاز جانشینی در زیر کف دریا جانشینی طبقات سولفیدی به طور نفوذپذیری و یا واکنش پذیری مثل سنگ های آذرآواری برای توسعه کانسارهای جانشینی بزرگ مقیاس مناسب نفوذپذیری و یا واکنش پذیری مثل سنگ های آذرآواری برای توسعه کانساره ای با ساس بخش غنی از سولفید در کانسار ونکان در اثر جانشینی در زیر کف دریا ترام مناس با می سال می اس می بان میه می ای می که ای ای ای به در کانسار ونکان در اثر جانشینی در زیر کف دریا ترا می گیرند. که بر این اساس بخش غنی از سولفید در ۲۰ ۸–۸ و ۸–۹ در ای جانشینی در زیر کف دریا تشکیل شده است که بر این اساس مدل ارائه شده در شکل های ۸– کانسار ونکان در اثر جانشینی در زیر کف دریا تشکیل شده است که بر اساس مدل ارائه شده در شکل های ۸– رسوبی به صورت زیر دریایی رخ داده است. ذخایر VMS مزوزوئیک در مکزیک نیز در توالی آتشفشانی –



Sato, شکل ۸-۱۲: الف) نمودار چگالی در برابر درجه حرارت برای سیالات سه گانه گرمابی (Robb, 2005 با تغییرات از Sato, 1972)، ب) نمودار دما- چگالی برای اختلاط سیالات گرمابی بروندمنده عمده با شوریهای گوناگون آب دریا در فشار ۲۰۰ Tornos et)، بار، معادل سامانه تشکیل شده در عمق ۲۰۰۰ متری که عمق معمول نهشته شدن کانسارهای VMS میباشد (al. 2016).



شکل ۸–۱۳: شکل شماتیک که نشان دهنده ویژگیهای اصلی سبکهای مختلف کانهزایی VMS: ۱) تپهها و دودکشهای سیاه در محیطهای اکسیدان، ۲) استخرهای شورابهای، ۳) تپهها و سولفیدهای چینهسان در محیطهای احیایی ناحیهای، ۴) جانشینی زیرکف دریا (Tornos et al. 2016).

۷MS تقسیم بندی نهشته های ۷MS

تاکنون تقسیم بندی و رده بندی مختلفی برای نهشته های سولفید توده ای براساس فاکتورهای مختلف از جمله براساس محتوای فلزی (Poulsen and Hannington, 1996)، جایگاه تکتونیکی (;Franklin et al, 1981; Barrie and Hannington, براساس محتوای میزبان و محیط تکتونیکی ((Sawkins, 1976)، سنگ میزبان و محیط تکتونیکی ((Barrie and Hannington, 1999)، سنگ میزبان (Poulsen, 1999)، لیتولوژی سنگ میزبان (Barrie and Hannington, 1999)، لیتولوژی سنگ میزبان (Savkin و نسبت سنگهای ولکانیکی و رسوبی (Seal et al, 2001)، لیتواستراتیگرافی و لیتوتکتونیکی توالی میزبان (Shanks et al, 2009; Mosier et al, 2009) ارائه گردیده است.

۸-۴-۴ - تقسیمبندی کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد

سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS) یک اصطلاح مورد استفاده برای توصیف انواع مختلفی از ذخایر معدنی میباشد، این ذخایر در درجه اول برای فلز زایی مانند Cu-Zn با اهمیت هستند و در درجات بعدی برای عناصر Pb و Au یکی از مهمترین ذخایر اقتصادی به شمار میآیند. در میان ذخایر فلزی غیر آهنی، ذخایر VMS ازلحاظ اهمیت اقتصادی بعد از کانسارهای مس پورفیری، رتبه دوم را به خود اختصاص دادهاند (, Ohmoto 1996). در سراسر جهان کانسارهای VMS یک منبع اصلی برای عناصر Ag، Cu، Pb و Aa و همچنین یک منبع قابل توجه برای عناصر Ga، Ga، Sn، Se، Mn، Cd، In، Bi، Te، Ga و Sn، نخایر همچنین حاوی مقدار قابل توجهی As ،Sb و Hg هستند (Galley et al., 2007). بیش از ۸۰۰ ذخیره VMS). بیش از ۸۰۰ ذخیره Hg ممچنین حاوی مقدار تا ۳۰۰ میلیون تن در سراسر دنیا شناخته شدهاند با مقادیر مختلفی از عیار. اما بهطور متوسط ذخایر VMS دارای تقریباً ۱/۵٪ مس، ۳ ٪ روی، ۱ ٪ سرب و برای نقره و طلا بهترتیب ۵۰ و ۰/۵ گرم برتن می باشد (Ohmoto, 1996).

تاکنون طبقهبندی کانسارهای VMS توسط چندین محقق براساس فاکتورهای مختلف انجام گرفته است که از قدیم به جدید شامل:

۱-براساس جایگاه تکتونیکی، (Franklin et al., 1976)، ۲- براساس جایگاه تکتونیکی، (Sawkins, 1981)، ۳- براساس سنگ میزبان و محیط
۳- براساس سنگ میزبان و محیط تکتونیکی، (Franklin, 1998)، ۴- براساس سنگ میزبان و محیط
تکتونیکی و لیتولوژی سنگ میزبان، (Hannington et al., 1999)، ۵- براساس نوع سنگهای آتشفشانی
همراه و نسبت سنگهای آتشفشانی رسوبی، (Seal et al., 2001)، ۶- براساس لیتواستراتیگرافی و
Galley)، ۶- براساس سنگ میزبان، (Franklin, 2005)، ۶- براساس نوع سنگهای (Mosier et al., 2009; Shanks et al., 2009)

براساس طبقهبندی (2007) Galley et al., (2007) این کانسارها به ۶ تیپ دسته بندی شدهاند (شکل ۸–۱۴): ۱-مافیک الترامافیک (قبرسی)، ۲- بایمودال- مافیک (نوراندا)، ۳- نوع سیلیسیکلاستیک- مافیک (بشی یا ایسکانابا)، ۴- نوع سیلیسیکلاستیک- فلسیک (بثورست)، ۵- نوع بایمدال- فلسیک (کوروکو) و ۶- نوع بایمودال- فلسیک با سولفیداسیون بالا که در ادامه این تیپها همراه با اطلاعات بیشتر از دیگر محققین (Franklin, 2005) (شکل ۸–۱۵) و مثالهای از آنها در جهان ارائه میگردد:

۸-۴-۱-۱- نوع مافیک- الترامافیک یا قبرس:

این کانسارها دارای فلزات Cu+Zn هستند و در کمپلکسهای افیولیتی در محیط تکتونیکی گسترشی کف اقیانوس و در محیط پشتکمانی بالغ درون اقیانوسی یا برخی از گسلهای ترانسفورم و جلو کمان رخ میدهند (Galley et al., 2007; Koski and Mosier, 2012). توالی این کانسارها بهطور عمده متشکل از بازالتهای بالشی و تودهای و مقادیر ناچیزی از سنگهای فلسیک و رسوبی است (شکل). از این نهشتهها میتوان به نهشتههای Troodos در قبرس، Smail در عمان را نام برد (, Franklin et al., 2010; Franklin et al., 2015) در مواندانیز نمونههای دیگری از این نوع هستند.

عوامل زمینساختی برای توالی میزبان این کانسارها در ریفتهای نوظهور کمانهای آتشفشانی بایمودال در بالای پهنههای فرورانشی درون اقیانوس تشکیل میشوند (Galley et al., 2007; Piercey, 2009; Koski and Mosier, 2012; Shanks and Koski, 2012) و بهطور عمده متشکل از سنگهای بازالت بالشی و تودهای بوده با این حال میزان سنگهای فلسیک تا ۲۵ درصد میرسد (Franklin, 2005). بهعنوان مثال از این نوع ذخیره کیدکریک در کانادا را میتوان نام برد. کانسارهای کمربند نوراندا در کانادا، کانسارهای منطقه FlinFlon کانادا



شکل ۸-۱۴: انواع ذخایر VMS براساس سنگهای میزبان از (Galley et al., 2007). این شکل مثالهای عالی همراه با عیار و تناژ متوسط از انواع ذخایر مختلف را نشان میدهد، که بهعنوان یک الگوی مشخص برای فلزات در ارتباط با انواع ذخایر سودمند هستند.



شکل ۸–۱۵: ستون چینهشناسی تیپهای مختلف کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد برمبنای Franklin.,2005 و با بازنگری Piercey, 2011.

۸-۴-۲- نوع سیلیسیکلاستیک- مافیک (بشی):

ذخایر نوع بشی در توالی چینهشناسی رسوبات آواری (آرژیلیت، سیلتستون، وکستون و ماسهسنگ) و سنگهای آذرین مافیک (سیلها، گدازهها و مواد آذرآواری مافیک تا الترامافیک) هر دو بهصورت مساوی رخ میدهند (Franklin et al., 2005) و سنگ فلسیک بهعنوان یک جزء کوچک ممکن است وجود داشته باشند. این نوع ذخایر در حاشیههای ریفت قارهای، رسوبگذاری در پشتههای اقیانوسی یا پشت کمان و ریفت درون قارهای یافت میشوند کانسار بشی ژاپن یک نمونه تیپیک از این نوع کانسارها است. همچنین ذخایر نوع در کانادا و Ducktown در آمریکا (Sundblad et al., 2006) از این نوع هستند. استفاده از واژه ذخایر نوع ایسکانابا، بهعنوان یک نام کلی برای ذخایر آواری مافیک توسط (Ohmoto, 1996; Sundblad et al., 2006) معرفی گردیده است.

۸-۴-۱-۴- نوع سیلیسیکلاستیک- فلسیک (بثورست):

توالی میزبان در محیطهای پشت کمانی قارهای بالغ نهشته شده و حاوی عمدتاً سنگهای تخریبی (حدود ۸۰ درصد)، سنگهای فلسیک آذرآواری و کمی گدازه، سیل و گنبد فلسیک میباشد و معادلهای درونی آنها بقیه توالی را (حدود ۲۵ درصد) تشکیل میدهد. ازجمله این نهشتهها میتوان کانسارهای مناطق Rio در کانادا، کانسار Rudny Altai در قزاقستان، کانسارهای کمربند پیریتی Iberian، ذخایر قارهای مانند Rio Galley et al., 2007; Piercey, 2009; Koski and Mosier, 2012; در سوئد (Stekenjokk و ذخیره Stekenjokk) و کانسار Stekenjok در استرالیا را نام برد (Franklin et al, 2005). Shanks and Koski, 2012 در استرالیا را نام برد (Franklin et al, 2005). A-۹-۱-۴-۸ نوع بایمودال- فلسیک (کوروکو):

کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد نوع کورو کو دارای مجموع فلزات Pb+ Ba+ Zn+Cu می باشند و توسط آتشفشآنهای قوسهای اقیانوسی شکل می گیرند. به طور کلی سنگهای میزبان آنها در کمر پایین فلسیک می باشند. افزایش میزان حضور سرب در کانهزایی میزبانی سنگهای فلسیک را در مقایسه با مجموعه مافیک نشان می دهد. میزان رسوبات در آنها جزئی است. در کل اصطلاح کورو کو به معنی کانسنگ سیاه در ژاپن برای توصیف ذخایر عظیم سولفید توده ای آتشفشانزاد غنی از گالن و اسفالریت مورد استفاده قرار گرفت سپس برای توصیف ذخایر عظیم سولفید توده ای آتشفشانزاد غنی از گالن و اسفالریت مورد استفاده قرار گرفت سپس بعنوان یک نام برای همه کانسارهای VMS ژاپن با سن میوسن استفاده شد و در سطح بینالمللی به عنوان یک نوع ذخیره خاص VMS با میزبانی سنگهای آتشفشانی بایمودال - فلسیک با توجه به اینکه بیشتر از انواع دیگر این کانسارها موردمطالعه قرار گرفته است برای اولین بار به عنوان منشأ بروندمیهای زیردریایی به رسمیت شناخته شده است (ماورد مطالعه قرار گرفته است برای اولین بار به عنوان منشأ بروندمیهای زیردریایی به رسمیت شناخته شده است (Schlatter, 2007; Montelius, 2005)، برخی کانسارهای کمربند آتشفشانی Skellefte سوئد به سن میوسن (Schlatter, 2007; Montelius, 2005)، منطقه او کینواوا ژاپن شمال شرق Honsho ژاپن، یک نوع کلیدی از ذخایر اصلی سولفید توده ای آتشفشانزاد برای مطالع، دوساین ای می میور و در Diumida رود و در ساسر جهان هستند (Glasby et al., 2008). منطقه او کینوا ژاپن

۸-۴-۲-۱-۶- نوع بایمدال- فلسیک با سولفیداسیون بالا:

کانسارهای نوع کوروکو که در آنها میزان سولفیداسیون بالا باشد دگرسانی آرژیلیکی دارای گستردگی زیادی در کمرپایین ماده معدنی است به این دلیل از کانسارهای نوع کوروکو ازلحاظ دگرسانی متفاوت میباشند. همچنین یک مدل ژنتیکی ارائه شده برای تشکیل کانسارهای VMS قبل از (Franklin et al., 2005) در شکل و محیطهای اصلی تشکیل این کانسارها از (Galley et al., 2007) ارائه گردیده است.

۸-۵- نحوه تشکیل و مدل ژنتیکی کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد

واژه آتشفشانزاد یا آتشفشانزاد- بروندمی (سولفیدهای ولکانوژنیک) بر کانسارهای چینه کران و چینهسانی دلالت می کند که در اثر فرآیندهای همزمان آتشفشان و فعالیت عادی چشمههای حرارتی بر بستر محیطهای آبی موجب انباشتهای سولفید تودهای محدود در کف دریا میشوند، یا اینکه تا افقهای مختلفی در دریا بالا آمدهاند و پیش از آنکه کانیهای خود را رسوب دهند، آنها را در دریا پراکنده می کنند. این نظریه که بعضی از کانسارها ممکن است توسط چشمههای آتشفشانی و حرارتی نهشته شوند و بر بستر دریاها می ریزند، تازگی ندارد و از دیرباز مطرح بوده است. از این نظریه به طور خاص برای توصیف نهشتههای لایه ای منگنز و سازندهای آهن نواری استفاده شده است (Gilmour, 1971). کشف نهشتههای فلزی که امروزه توسط شورابههای داغ در دریای سرخ تشکیل می شوند، و همین طور شناخت سیالهای گرمابی فلزداری که در خیز غرب اقیانوس آرام در دور دست سواحل بریتیش کلمبیا، مکزیک و اکوادور با دمای ۳۸۰ درجه از طریق شکافها به بستر دریا می ریزند نظریه آتشفشانزاد بودن سولفید توده ای را تأیید کرده است (Miller, 1964). در شکل (۸–۱۶) به-تر تیب مراحل گسترش سیستمهای گرمابی در کف دریاها نشان داده شده است (Miller, 1964). در شکل (۸–۱۶) به-

- ۱-مرحله اول نفوذ یک منبع گرما، تودههای نفوذی ساب ولکانیکی (بهطور معمول عمق حدود ۱۰۳ کیلومتر) میباشد که بهعنوان منشأ گرمایی برای فعال شدن سیستم گرمابی کانهساز لازم و ضروری است. در پوسته اقیانوسی یا پوسته قارهای زیر دریایی که اکثر کانیهای سولفید و سولفات در طول مرحله فعالیتهای گرمابی رخ میدهد (شکل ۸-۱۶، الف).
- ۲- مرحله دوم، با ایجاد گسلهای همزمان با ولکانیسم موجب پایین رفتن آبهای سرد دریایی با درجه حرارت پایین (کمتر از ۱۵۰ درجه سانتی گراد) از طریق این گسلها شده است و برخورد این سیالات با تودههای ساب ولکانیکی موجب ایجاد سیالات با درجه حرارت بالا شده است، که در ادامه این سیالات داغ باعث ایجاد پهنه واکنشی از سیلیس و منیزیم میشود (شکل ۸–۱۶، ب).
- ۳- مرحله سوم که مربوط به تشکیل سیالاتی با درجه حرارت بالا حدود ۳۸۰ درجه سانتی گراد و غنی از فلز است که حاصل شستشوی سنگهای مسیر خود و یا براثر اختلاط سیالات ماگمایی غنی از فلزات میباشد، است (شکل ۸–۱۶).
- ۴-واکنش بین سیالات کانهساز و سنگ سرد در پهنه دگرسانی و تغییرات PH و کانسنگهای دیواره و بارگیری برخی از مواد معدنی کانسنگ می شود.
- ۵- مخلوط کردن سیالات کانسنگساز با آب دریا محلی در رسوبات موجب تهنشست سنگهای ابتدایی با کانی شناسی شامل اسفالریت، گالن، پیریت، باریت و انیدریت می شود.
- ۶- مرحله آخر واکنش بین سنگ اولیه با سیالات گرمابی گرم شده که باعث ایجاد تغییرات سنگهای اولیه شده و به تبدیل به سنگ بالغ غنی از پیریت و کالکوپیریت می شود. این تغییرات موجب ایجاد رخسارههای مختلف با کانهزایی متفاوت شده است (شکل ۸-۱۶).



شکل ۸-۱۶: مدل ژنتیکی برای تشکیل کانسارهای VMS: مراحل مختلف تشکیل کانسارهای سولفید تودهای در دریاها (Galley et al, 2005).

۸-۶- شباهتها و تفاوتهای کانهزاییهای منطقه با انواع تیپهای کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS)

در ادامه برای مقایسه توالی چینهشناسی کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان با انواع ذخایر VMS در دنیا براساس سنگ میزبان از گالی و همکاران (۲۰۰۷)، توالی سنگهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن در برگیرنده کانهزایی منطقه را مورد بررسی قرار میدهیم. همانطور که در فصل چهارم در شکل ۴-۲ ملاحظه می گردد توالی میزبان منطقه موردمطالعه بهطور عمده از سنگهای آذرین با ماهیت بایمدال بهطور عمده از نوع سنگ-های آتشفشانی توف سیلیسی، توف و توف شیلی، گدازهها و سنگهای آندزیت، تراکیآندزیت و بازالتی همراهی می شوند. از طرف دیگر با استفاده از طبقهبندی (2005) ،Franklin. (2007) و با استفاده از مهم ترین شاخصها جهت تفکیک کانسارهای VMS یعنی نوع توالی چینه ای در محدوده معدنی و نوع ماده معدنی در کانسار، کانسارهای VMS را می توان به دو گروه شامل ۱) کانسارهای تیپ قبرسی، نوراندا، و تیپ بشی که دارای توالی مافیک و ماده معدنی اصلی مس و روی بوده و ۲) کانسارهای تیپ کوروکو و بثورست که دارای توالی فلسیک و کانهزایی باریت، روی و سرب می باشد، تقسیم بندی نمود. برمبنای طبقهبندی فرانکلین و همکاران (۲۰۰۵)، گالی و همکاران (۲۰۰۷) و با توجه به توالی فلسیک، کانیزایی باریت- روی- سرب- مس در کانسار ونکان این کانسار جزء کانسارهای تیپ نوراندا و بشی قرار نگرفته و از سوی دیگر به علت قرار نداشتن این کانسار در کمپلکس افیولیتی، کانسار ونکان در رده کانسارهای تیپ قبرسی نیز قرار نمی گیرد. بنایراین در مقایسه توالی ستون استراتیگرافی کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان با لیتواستراتیگرافی انواع این کانسار در کمپلکس افیولیتی، کانسار ونکان در رده کانسارهای تیپ قبرسی نیز قرار نمی گیرد. سولفید تودهای (2007) با می و استراتیگرافی کانسار باریت- روی- سرب- مس ونکان با لیتواستراتیگرافی انواع سولفید تودهای (2007) بایه و مهمار ونکان در رده کانسارهای تیپ قبرسی نیز قرار نمی گیرد. در تولی در مقایسه توالی ستون استراتیگرافی کانسار باریت- روی- سرب مس ونکان با لیتواستراتیگرافی انواع سولفید تودهای (2007) بایه در ورد ۸-۲).

۸-۶-۱ مقایسه کانسار ونکان با تیپ بایمدال فلسیک (تیپ کوروکو)

Hoy, استگ درون گیر ماده معدنی در نوع کورو کو، غالباً متاولکانیک فلسیک (شامل ریولیت و داسیت) است (Hoy, ا (1995) که در کانسار ونکان سنگهای فلسیک مانند آندزیت، تراکی آندزیت، توفهای سیلیسی و توف، میزبان ماده معدنی است. نوع ماده معدنی در کانسارهای کورو کو اغلب اسفالریت و گالن (روی و سرب) که مرتبط با سنگهای میزبان کانهزایی آنها (فلسیک) است (Taylor et al., 1995). ماده معدنی اصلی نیز در منطقه ونکان نیز عمدتاً شامل باریت، اسفالریت و گالن و به مقادیر کمتر پیریت و کالکوپیریت است. درنتیجه آخرین مطالعات و تحقیقات انجامشده از ذخایر VMS از دهه ۱۹۲۰ تا ۱۹۸۰ بیان شده است که ذخایر سولفید توده ای آتشفشانزاد تیپ کورو کو به ترتیب از پایین به بالا از ژیپس، سیلیس، کانسنگ زرد، کانسنگ سیاه، کانسنگ باریتی، و سنگ معدن آهن چرتدار تشکیل شدهاند (Shikazono, 2003). طبق نظریه آلاره با با باریت ولی بیشتر از پیریت و گالن)، کانسنگ راد غنی از روی – سرب (اسفالریت تقریباً برابر اسفالریت) میباشد (آباریت بیشتر از سولفید)، کانسنگ سیاه غنی از روی – سرب (اسفالریت تقریباً برابر اسفالریت) میباشد (آباریت بیشتر از شولفید)، کانسنگ سیاه غنی از روی – سرب (اسفالریت تقریباً برابر اسفالریت) میباشد (آباریت بین به بالا به ترتیب از ژیپس، سیلیس، کانسنگ زرد، کانسنگ سیاه، با باریت ولی بیشتر از پیریت و گالن)، کانسنگ سیاه غنی از روی – سرب (اسفالریت تقریباً برابر اسفالریت) میباشد (Ohmoto, 1996). عمده ذخایر سولفید توده ای نوع کورو کو در جهان دارای رخسارههای مختلفی است که از پایین به بالا به ترتیب از ژیپس، سیلیس، باریت، کانسنگ زرد، کانسنگ سیاه، کانسنگ

در کانسار ونکان از پایین به بالا باریت- سیلیس رگهای، کانسنگ سولفید تودهای سیاه، کانسنگ لایهای- نواری سولفیدی، کانسنگ باریتی و رسوبات نواری- بروندمی غنی از چرت تشکیل شدهاست. مواد معدنی اصلی
شناسایی شده در سنگ سیاه کانسارهای کورو کو عبارتاند از اسفالریت، باریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت با مقادیر جزئی کوولیت، کالکوسیت و تتراهدریت است (Shikazono, 2003; Glasby et al., 2008). تصور می شود که در طول مرحله اول فعالیت های گرمابی، زمانی که درجه حرارت در حدود ۲۰۰ درجه سانتی گراد بوده مواد معدنی سیاه و سفید شامل: اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و تتراهدریت تشکیل شده است (Ohmoto, 1996; Halbach et al., 2003; Shikazono, 2003; Glasby et al., 2008). به طور کلی شده است (NMS مرتبط با سنگهای آتشفشانی به صورت چینه سان و همروند با توالی سنگ میزبان هستند Franklin et al., 2005; Herrington et al., 2005; Galley et al., 2007; Shanks and Thurston, 2012;).

در کانسار ونکان نیز براساس مشاهدات، ماده معدنی به صورت پیکره های عدسی شکل، لایه ای – نواری و به صورت همخوان و همروند با لایه بندی سنگ های درونگیر رخ داده است. این پیکره ها دارای ضخامت متغیر از ۱/۵ تا ۵ متر و طول تا ۵۰ تا ۱۰۰ متر هستند. در نوع کورو کو مقدار زیادی کانی های سولفاتی باریت و ژیپس دیده می شود (Singer, 1986) که در منطقه ونکان نیز همین طور است و شاهد حضور فراوان باریت هستیم. به طور کلی کانسار ونکان بیشترین شباهت را با نوع کورو کو دارد.

۸-۶-۱-۱- شواهد ژئوشیمیایی و دستهبندی کانسار ونکان ازلحاظ نوع کانسنگ تیپ کوروکو

مطالعه ژئوشیمیایی افقهای کانهدار در کانسارهای سولفید تودهای آتشفانزاد مورد توجه بسیاری از محققین مانند (Robert et al., 2008; Shikazono et al., 2008) بوده است. در این کانسارها سیالات گرمابی حاصل از نفوذ آب دریا از طریق شکافها و گسلهای موجود در کف دریا، در حین دگرسانی سنگهای دیواره فلزاتی مانند Ba, Pb, Zn, Cu, Fe, Sr را از داخل ساختمان کانیهای اصلی بهویژه فلدسپاتها و کانیهای آهن و منیزیم دار را شسته و با خود حمل می کند و در محل چشمههای آب داغ زیردریایی در بستر حوضه رسوبی و سولفیدی منیزیم دار را شسته و با خود حمل می کند و در محل چشمههای آب داغ زیردریایی در بستر حوضه رسوبی و برخورد با محیط غنی از SO4² آب دریا محتوای کاتیونی خود را بهصورت کانیهای سولفاتی و سولفیدی رسوب دهند (Marumo, 1989). در کانسار ونکان کانی سولفاته اصلی سولفات باریم است.

کانسارهای کوروکو براساس نوع کانسنگ و نسبت Cu/Zn به سه تیپ تقسیم بندی می شود (& Horikoshi کانسنگ (Shikazono, 1978): ۱- تیپ کانسنگ سیاه که نسبت Cu/Zn کمتر از حدود ۲/۰ است، ۲- تیپ کانسنگ ترکیبی، که از کانسنگ زرد و سیاه با پهنه بندی خوب و نسبت Cu/Zn حدود ۳/۰ تا ۲/۰ تشکیل شده است و ۳- تیپ کانسنگ زرد که به واسطه یک کانسنگ پیریتی خوب توسعه یافته و نسبت Cu/Zn بیشتر از ۲/۰ از در ک. از کانسنگ درد که به واسطه یک کانسنگ پیریتی خوب توسعه یافته و نسبت Cu/Zn بیشتر از ۲/۰ از ۲/۰ ایت ۲۰ تیپ کانسنگ درد که به واسطه یک کانسنگ پیریتی خوب توسعه یافته و نسبت Cu/Zn بیشتر از ۲/۰ از دیگر تیپ ها متمایز است (شکل ۸-۱۷). در کانسار ونکان نسبت مقدار Zu/Zn برای بیشتر رخسارهها کمتر از ۲/۰ از ۲/۰ است و فقط در بخش کانسنگ باریتی این نسبت بین ۲/۰ تا ۲/۰ را نشان می دهد (جدول ۸-۱) و در کل کانسار ونکان در محدوده تیپ کانسنگ باریتی این نسبت بین ۲/۰ تا ۲/۰ را نشان می دهد (جدول ۸-۱) و در کل

می باشد که در محدوده کانسنگ سیاه قرار می گیرد، که نشان می دهد دمای سیالات کانه ساز پایین و حدود ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه بوده است و از منشأ حرارتی خروج سیالات فاصله دارد (Tajaldin et al., 2011). همچنین در کانسار دره کاشان فقط کانسنگ سیاه تشکیل شده است و به عنوان تیپ کانسنگ سیاه معرفی شده است (نظری، ۱۳۷۴) و احتمالاً دارای دمایی مشابه باریکا دارد.



شکل ۸-۱۷: کانسارهای کوروکو براساس نوع کانسنگ و نسبت Cu/Zn به سه تیپ دستهبندی شدهاند برگرفته از

	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cu/Zn	
stringer 1	168	657	0.26	
stringer 2	33	130	0.26	
massive 1	ive 1 1020 34577		0.03	
massive 2	1210	100280	0.01	
massive 3	3454.23	58982.59	0.06	
massive 4	1210	100280	0.01	
massive 5	2126	126680	0.02	
barite ore 1	238	570	0.42	
barite ore 2	285	462	0.62	
bedded ore 1	3881	213390	0.02	
bedded ore 2	4618	133586.2	0.03	
Exalative	300	88405	0.00	
Exalative 2	Exalative 2 374.44		0.02	

Horikoshi & Shikazono, 1978). جدول ۸-۱: نسبت Cu/Zn برای رخسارههای مختلف در کانسار ونکان ۱.

۸-۶-۲- مقایسه کانهزایی در منطقه با کانسارهای مشابه در جهان و ایران:

کانسار ونکان ۱ با توجه به ویژگیهایی ازجمله نوع سنگ درونگیر، رخسارههای کانهدار، محیط تکتونیکی، سن کانهزایی، شکل هندسی پیکرههای معدنی، ساخت و بافت، کانیهای معدنی، کانیهای باطله، پهنهبندی فلزی، پالایش پهنهای و دگرسانی، نسبت سنگهای آتشفشانی به سنگهای رسوبی، پاراژنز کانیها، دگرسانی، دگرسانی و ژئوشیمی با کانسارهای حوضه هوکوروکو ژاپن و کانسار رزبری در استرالیا و همچنین در ایران با کانسار پشته سمنان، ورندان قمصر کاشان، کانسار درّه کاشان و باریکا سردشت شباهتهایی دارد که در جدول (۸-۳) ارائه شده است. کانسار ونکان از لحاظ محیط تکتونیکی مشابه کانسارهای ورندان، تپهسرخ، درّه و باریکا میباشد. براساس سنگ میزبان، دارای ترکیب حدواسط تا اسیدی است که مشابه بیشتر کانسارهای تیپ کوروکو است. براساس سن کانهزایی مشابه کانسارهای تیپ کوروکو در ایران پشته، ورندان، تپهسرخ، درّه و باریکا با سن ائوسن است. شکل هندسی بیشتر کانسارهای سولفید تودهای تیپ کوروکو بهصورت رگه- رگچهای، لایهای- نواری و تودهای عدسی شکل است که کانسار ونکان نیز مانند آنها میباشد. از لحاظ کانیهای معدنی، کانیهای باطله و کانیهای فلزی و همچنین دگرسانیها نیز مشابه دیگر کانسارهای سولفید تودهای تیپ کوروکو میباشد.

تیپ مافیک –	تيپ پلتيک	تيپ بايمودال	تيپ بايمودال	تيپ سيليسى	كانسار ونكان	ویژگیهای
التراماقيك	مافيک	مافيک	فلسيک	كلاستيك فلسيك		شاخص
(Cyprus)	(Besshi)	(Noranda)	(Kuroko)	(Bathurst)		
پشتەھاي ميان	پشت کمائی	كمانهاى	کمان و پشت	کمان و پشت کمائی	درون كمان	محيط
اقيائوسى،	ريفتهاى	نوظهور	كمانى			تكتونيكي
پشت کمائی	قارماى	اقيانوسى				• • •
بازالتهای	گدازەھاي	بازالت، آندزیت و	ريوليت و	داسیت، ریولیت و	توف، توف	سنگهای
۔ بالشی و سنگ-	۔ بازالتے،	۔ آڈر آواری	داسیت و	شیل سیاہ	۔ شیلے ، توف	مىزىان
، بی را های الترامافیک	آندزیت– بازالت،		سنگهای	- 0-	سیلیسے ،	0.72-
	شيل		آڌ, آواري		آندزیت و تراکی	
	سىلتستەن.		فلسبک		ند; يت	
	۔ سیاہ، ماسہ		-		~	
یہ بت،	یہ بت	یہ بت،	اسفالہ یت، گالن،	اسفالہ بت، گالن،	اسفالريت، گالن،	کانے ہای
پېږي. کالکوبېرېټ	،۔ کالکوبیہ بت،	،بیری. کالکویب بت،	چ ن سنت	د. ن	- ت سىت	معدنات
	رودیہ اسفالہ بت،	رب-ر. اسفالہ بت،	،۔۔۔ کلکویں بت،	آ. سنوب بت، بر وتبت،	،ر. کالکویں بت	
	~ مگنتیتہ	ت. تتاهد. بت	تت اهد. بت	تت اهد. بت		
		55				
کولیڈن کا بیت	کاردت کولت	کا بنتہ کولیت	داريت فراوان	کیدارتہ کوارتن	يايت.	کائدام
تورتر، عريد	-بربت، بوربر. اساست»	کریات، توریز. کردات	بریت ترون. کیلی:	مرددت موردر	ف اول: بن بن بن ^ت رب	لامل ماماله
	ايدوت	24,5	יינינ	سرسيت باريت	ىربون،سرسيت،	وتعده
Cu	Cu- Zn	Cu. 7n	$Dh_{-}7n$	7n-Dh-Cu	Zn-Ph-Cu	مثله الأثم
- 16	- 16	- 16	-	211-10-04	211-10-04	عناصر فنرى
ىلريىي،	ىلريىي، ا	تلريني و	سرسينى،	سرسینی، سیلیسی،	ىلريىي،	دترسانی
سىلىسى،	سىلىسى،	سرسينى	سىلىسى،	كلريتى، كلسيتى	سرسیتی، آ را م	
سرسينى	سرسينى،		كلرينى		ارژیلیکی	
	اپيدوتى مار ارار	مرار العر	مرابعا مرا	.81 1.10		
دانسارهای شیخ است.	كانسار بوانات	کانسار سرکڑ	گانسار باریگا	کانسار چاہکز	تحقيق حاضر	مثال از تیپ-
عالی (منظمی و مالی (منظمی و	(موسيوند و	(بدرژاده و	(تاجالدين و	(موسيوند و راستاد،		های مشابه در
راستاد، ۱۳۷۷)	راستاد، ۱۳۸۲،	سېزەئى و	همکاران،	(1774		ايران
قزل داش	كانسار نوده	راستاد، ۱۳۸۸)	۱۳۸۹)، کانسار			
(امامعلى پور،	مغفورى،		ورندان (هاشمی			
(1778	(1890		و همکاران،			
			(1898			

جدول ۸-۲: مقایسه کانسار ونکان با ویژگیهای انواع کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد (VMS).

خصوصيات كائەزايى	محيط تكتونيكى	سنگ میزبان و همراه	سن کانەزايى	شكل هندسى	ساخت و بافت	کائی های معدئی	کائی های باطله	عناصر فلزى	دگرسانی	مراجع
كائسار ونكان	درون کمان	توق، توق س <u>یا</u> یسی، توق شیلی، آندزیت و تراکی[ندزیت	ائوسن	رگە- رگچەاى، عدسى، لايەاى- نوارى	رگه -رگوههای، توده- ای، نواری، دانه- یراکنده، حلقوی	اسفالریت، گالن، یمریت و کالکویمریت	یاریت قراوان، کلریت، سرسیت، کوارتز	Cu-Pb-Zn-Ba	سرس <u>ت</u> ی، آر <u>ڈیل</u> یکی، کلریتی	تحقيق حاضر
كائسار يشته	حوضه کششی درون کمانی	واحدهای توقی، توق شیلی، آندزیت و داسیت	الوسن	عدسی، رگد- رگچه- ای، لایدای، نواری	تودهای، نواری، لامیندای، رگد- رگچدای	یمریت، کالکوییریت، اسفالریت، کالن، مارکاسیت، آرژانتیت	یاریت قراوان، سرسیت، کلریت	Cu-Pb-Zn-Ag- Ba	کوارنز، آدولاریا، کلریتی، سرسیتی - آرزیلیکی	غفاری و همکاران، ۲۳۹۵
كائسار ورئدان	درون کمانی	توق سيليسى، توق- يرش، آذرآ وارى قلسيک، آندزيت	ائوسن ميانى	صفحدای شکل	تودەاى، ئوارى، دانە يراكندە	گالن، اسغالریت، یعریت، کالکوییریت، تتراهدریت	یاریت قراوان، کرینات، کوارتز، سرسیت	Pb-Cu-Zn	کلریتی، سرسیتی، سیلیسی	ھاشمی و ھمکاران، ۱۳۹۴
کائسار تپه سرخ	درون کمانی	نوق سیلیسی، کریستال لیتیک توق	ائوسن ميانى - يالايى	صفحهای شکل و عدسی	تودەاى، نوارى، دانە يراكندە	اسفالريت، کالن، يعريت، كالكوييريت، تراهدريت	یاریت قراوان سلستیت، کرینات، کوارتز	Fe	سرسيتي، سيليسي، كلريتي	خلج معمومی و همکاران، ۲۸۹۱
كائسار دره كاشان	درون کمانی	گدازه آندزیت - یازالت، ریولیت آذرآواری	ائوسن يالايى	عدسى شكل	تودهای نواری، دانه یراکنده	اسفالریت، گالن یوریت کالکوییریت تتراهدریت	یاریت قراوان کرینات، کوارتز	Pb	سريسيتى، سيليسى، كلريتى	نظری و یعقوب یور، ۱۳۷۰ -
كائسار باريكاى سردشت	كمان قارەاى	واحد اسيدى ريوليتى - نوق ريوليتى	کرتاسه میانی	عدسی همروند یا یرگوارگی پهنه یرشی	تودەاى، نوارى، دائە- يراكندە، رگەاى	يدريت، اسفاالريت، گالن، استيبنيت، كالكويبريت	یاریت قراوان، کوارتز	Au-Ag-Zn-Pb- Cu	سرسيتى، سيليسى، يتريتى، كلريتى، كلسيتى	یارمحمدی و ممکاران، ۵۸۳۱ تاجالدین و ممکاران، ۱۳۸۹ ۲
کائسار کروک و در ژاپن	یشت کمانی	ريوليت، داسيت	ميؤسن	عدسى شكل	تودەاى، نوارى، دانەيراكىدە، رگە- اى	اسفالریت، گالن، یمریت، کالگویمریت تتراهدریت	یاریت قراوان، کوارتز	Cu-Zn-Pb-Ba	سرسيتى، يبريتى، سيليسى، كلريتى	Ohmoto and Skinner, 1983; Hoy,1995; Huston, 2000
کائسار رز <i>بر</i> ی در تاسمانیا، استرالیا	یشت کمانی یا درون کمانی	ريوليت، داسيت	كاميرين	صفحداى شكل وعدسى	تودهای، نواری، دانه- یراکنده، رگهای	ییریت، اسفالریت، گالن، کالگوییریت، آرسنوییریت، تتراهدریت	كوارتز، سرسيت، كلريت، ياريت	Cu-Au-Zn-Pb-Ba	سرىسىتى، يەرىتى، سىلىسى، كلرىتى، كلسىتى، آلىيتى	Large, 1992; Large et al, 2001

جدول ۸-۳: مقایسه کانسار ونکان با کانسارهای مشابه در جهان و ایران.

۸-۷- نتیجهگیری کلی

با توجه به مطالعات انجام شده و بررسی ویژگیهای مختلف در کانسار ونکان ازجمله:

- دارا بودن سنگهای میزبان و همراه آتشفشانی- رسوبی شامل توف سیلیسی، توف، توف شیلی، آندزیت و تراکیآندزیت مربوط به سن ائوسن هستند.
- وجود رخسارههای مختلف کانهزایی ۱- رخساره رگه- رگچهای، ۲- رخساره کانسنگ سولفید تودهای،۳ رخساره کانسنگ باریتی ، ۴- رخساره لایهای- نواری سولفیدی و ۵- رخساره نواری رسوبی- بروندمی.
- ساخت و بافتهای غالب در منطقه به صورت رگه- رگچهای، تودهای عدسی شکل، نواری و لامینهای که به صورت چینه سان همروند با لایه بندی دیده می شود.
- شکل هندسی تودهای و چینهسان در کانسار باریت روی سرب مس در منطقه ونکان و رخداد آن در
 افقهای چینهای خاص و وجود فرایندهای مختلف گرمابی در تشکیل کانسار به همراه چینخوردگی و
 گسلخوردگی افقهای کانهدار به همراه سایر واحدهای توالی میزبان.
- طبق مطالعات ژئوشیمیایی انجام گرفته از تمام رخسارههای کانهدار ونکان، دارای غنی شدگی بالایی از
 کانی های اصلی و عیار بالا از خود نشان می دهد.
- براساس مطالعات ترمومتری سیالات در گیر فراوانی دمای همگن شدن در کانسار ونکان ۱۱۰ تا ۱۹۰ درجه سانتی گراد میباشد. نتایج آنالیزهای دماسنجی، تعیین شوری در سیالات در گیر نمونههای منطقه معدنی ونکان بیشترین فراوانی ۱۴ تا ۱۵ درصد وزنی نمک طعام میباشد، چگالی سیالات حدود ۱، فشار کمتر از ۵۰ اتمسفر و عمق آب به دلیل جوشش عمق کمتر از ۲۰۰–۳۰۰ متر میباشد.
- وجود پاراژنز قوی از کانیهای باریت، اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت که در منطقه بهطور فراوان
 قابل مشاهده است و همچنین دگرسانیهای عمده کلریتی، سریسیتی و آرژیلیکی که همه این ویژگیها
 در اغلب کانسارهای سولفید تودهای قابل مشاهده است.

در نهایت براساس شباهتهایی ازلحاظ بافت و ساخت بین کانسار پشته، ورندان و کانسارهای تپهسرخ و باریکای سردشت، کانسارهای حوضه هوکوروکو ژاپن و کانسار رزبری استرالیا وجود دارد. اینطور به نظر میرسد که کانهزایی باریت- فلزات پایه ونکان در زمان ائوسن به دلیل فعالیتهای آتشفشانی بروندمی در داخل یک کمان آتشفشانی و به صورت همزمان با نهشته شدن سنگهای میزبان رخداده است. سپس به همراه سنگهای درونگیر توسط حرکات کوهزایی جوان دچار چین خوردگی شده است. براساس شواهدات موجود تیپ کانهزایی کانسار ونکان بیشترین شباهت را با تیپ بایمدال فلسیک یا تیپ کوروکو را دارا می باشد.

۸-۸ پیشنهادات اکتشافی

- ✓ با توجه به اینکه کانسار ونکان به همراه کانسار پشته از اولین کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد در
 این ناحیه هستند. احتمال میرود در توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن در کمربند ماگمایی شمال ایران
 مرکزی پیجویی و اکتشاف کانسارهای مشابه در این توالی پیشنهاد میشود.
- ✓ انجام مطالعات ایزوتوپی گوگرد (جهت تشخیص منشأ گوگرد) در کانسار ونکان و پیبردن به منشأ عناصر کانهساز (نمونهها آمادهسازی شده و آماده ارسال به آزمایشگاه میباشد).
 - ✓ با توجه به گسترش دگرسانیهای سریسیتی، آرژیلیکی و کلریتی، استفاده از دورسنجی جهت اکتشاف
 ذخایر جدید در منطقه میتواند مفید باشد.
- ✓ انجام اکتشاف ژئوفیزیکی به روش های ترکیبی پتانسیل القایی (IP) و مقاومت سنجی (RS) و نیز استفاده
 از روش های الکترومغناطیس (EM) مخصوصاً به صورت هوابرد برای یافتن کانیزایی پنهان در مناطق
 پوشیده شده مفید است.
- ✓ انجام عملیات حفاری (مغزه گیری) در کانسار ونکان ۱ جهت پیگیری افقهای کانهدار و نیز بررسی دقیق ساختار درونی پیکره معدنی.
 - ✓ در داخل واحد ۳ و بیشتر در مرز بین واحدهای ۲ و ۳ افقهای مناسبی برای اکتشاف کانسار سولفید تودهای در منطقه گردنه آهوان است.

منابع فارسی

- امامعلی پور، ع.، مسعودی، ج.، (۱۳۷۶) " اولین مورد از کانهزائی سولفید تودهای تیپ قبرس در منطقه قزلداش خوی " ، اولین همایش زمین شناسی ایران، تهران، ایران.
- آقانباتی س ع و حامدی ا، ۱۳۷۳، " نقشه زمینشناسی سمنان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ "، انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشاف معدنی کشور.
 - آقانباتی س، ع، (۱۳۸۳)، " زمینشناسی ایران" انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۴۵۵ ص.
- بدر زاده ز، سبزهئی م، راستاد آ، امامی م و خیمنو د، (۱۳۸۹)"مراحل مختلف کانهزایی سولفیدی در کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد سرگز، شمال باختر جیرفت، سنندج- سیرجان. جنوبی"، فصلنامه علومزمین، شماره ۷۶.
- تاج الدین ح. راستاد ا. یعقوب پور ع. محجل م.، (۱۳۹۴)، سنگزایی، ژئوشیمی و نقش دگرشکلی در کنترل الگوی پراکندگی عناصر کانهساز در کانسار سولفید تودهای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، سنندج- سیرجان شمالی، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۱۳ ، صفحه ۱۴۱ تا ۱۵۶.
- جزی م ع، شهاب پور ج، (۱۳۸۹)، بررسی خصوصیات کانی شناسی، ساختی بافتی و ژئوشیمیایی معدن سرب نخلک، اصفهان، مجله زمین شناسی اقتصادی، دوره ۲، شماره۲، صفحه ۱۳۱ تا ۱۵۱.
- حاجیبهرامی م، تقیپور ن، قربانی ق، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پتروگرافی، ژئوشیمی و ژنز کانسارهای آهن همیرد، شمال شرق سمنان، دانشکده زمینشناسی، دانشگاه دامغان.

حسنی پاک ع ا، شرف الدین م، (۱۳۹۱)، " تحلیل دادههای ژئوشیمیایی"، انتشارات دانشگاه تهران.

- خانهدار م، رضایی م، قاسمی ح و رضایی م، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد، شیمی کانی سنگهای نفوذی و کاربرد سنجش از دور در شناسایی سنگهای موجود در گردنه آهوان، شمال شرق سمنان، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. خانهدار م، رضایی م، قاسمی ح، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد، شیمی کانی سنگهای نفوذی و کاربرد سنجش از دور در شناسایی سنگهای موجود در گردنه آهوان، شمال شرق سمنان، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خراسانی ا، امیدی پ، طاهری ع، (**۱۳۹۳**)، پایان نامه کارشناسی ارشد، بررسی دگرریختی واحدهای سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک در شمال خاوری سمنان (شمال گردنه آهوان)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

خلج معصومی، م.، لطفی، م.، و نظری، م.، (۱۳۸۸)، "تعیین مدل کانی سازی معدن تپه سرخ بیجگان دلیجان- استان مرکزی"فصلنامه تخصصی زمین و منابع، سال اول، پیش شماره دوم، بهار ۸۸.

خوشجو ا، (۱۳۷۸)، کانسارهای باریت ایران، سازمان زمینشناسی و اکتشاف معدنی کشور، شماره ۶۹. دین پناه م، هاشمی ن، اسلامی س، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، هندسه، سازوکار و جنبشهای جوان گسلهای شمال

سمنان و عطاری، جنوب خاوری ناحیهی البرز مرکزی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

- رجبی ع، راستاد ا، رشیدنژاد ن، محمدینیائی ر، (۱۳۹۰)، کانسار روی- سرب چاهمیر، نمونهای از کانسارهای رسوبی- بروندمی نوع Selwyn، حوضه بافق، ایران مرکزی، فصلنامه علومزمین، شماره ۲۹، صفحه ۱۴۳ تا ۱۵۶.
- شاه حسینی الف، (۱۳۸۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانهزایی سنگهای آذرین شمال و شمال شرق سمنان، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۵ص.
- شهری م، صادقیان م، قاسمی ح، فردوست ف، (**۱۳۹۰**)، پایان نامه کارشناسی ارشد، بررسی اسکارنزایی، متاسوماتیسم و کانهزایی مرتبط با آن در منطقه زرتول شمال شرق سمنان، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود.

صمدی م، معینوزیری ح، امینی ص، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگهای آذرین شمال تا شمال سمنان، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۲۸ص.

علوی نایینی، (۱۳۷۶)، نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام، سازمان زمینشناسی و اکتشاف معدنی کشور.

علوی نائینی م، (۱۹۷۲)، بررسی زمینشناسی ناحیه جام، انتشارات سازمان زمینشناسی کشور، ۲۹۰ص.

- علوی نائینی، م.، حمیدی آ ر، (۱۹۹۷)." نقشه زمین شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ ". سازمان زمین شناسی کشور.
- غفاری گ، موسیوند ف، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد، کانیشناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار باریت، کائولن و مس پشته، شرق سمنان.
- غیاثوند ع، قادری م، رشیدنژاد ن، (**۱۳۸۴**)، پایان نامه کارشناسی ارشد، کانیشناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۹ص.
- قاسمی م، مومنزاده م، یعقوب پور ع، میرشکاری ا، (۱۳۸۷)، بررسی بافتی و کانی شناسی کانسار سرب- روی مهدی آباد یزد-ایرانمرکزی، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دوره ۱۶، شماره۳، صفحه ۳۸۹ تا ۴۰۴.
- قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع.، صادقیان، م.، (۱۳۹۲). "موقعیت چینه شناسی و تحلیل بافتی سنگهای آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود". پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی، ۲۹، ۲۵-۴۴.
 - قربانی م، (۱۳۸۱)، دیباچهای بر زمینشناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور. کریمپور م، سعادت س، (۱۳۸۱)، زمینشناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد، ۵۳۵ ص.
- محسنی س، امینی ص، رضوی م ح، مسعودی ف، (۱۳۸۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد، پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین شمال شرق سمنان.
- مغفوری م، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمینشناسی، کانیشناسی، ژئوشیمی و ژنز کانهزایی مس در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار با تأکید بر کانسار نوده"، دانشگاه تربیت مدرس.
- منظمی میر علیپور ع، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمینشناسی، کانیشناسی و ژنز کانسار سولفید تودهای مس شیخ عالی (جنوب شرق دولتآباد)"، دانشگاه تربیت مدرس.
- موسیوند ف، راستاد آ و امامی م.ه، (۱۳۸۲)، مس بوانات: کانهزایی سولفید تودهای آتشفشانزاد تیپ بشی در ایران". بیست و دومین گردهمایی علوم زمین. ۱۴تا۱۶ بهمن ماه. سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- موسیوند ف، راستاد آ، پیتر ج و سولومون م، (۱۳۸۸)، "کانسار چاهگز: کانهزایی سولفید تودهای در ایران، مجموعه روی- سرب-مس تیپ Bathurst"، مقالات بیست و هفتمین گردهمایی علومزمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - نبوی م ح، (۱۳۶۶)، نقشه زمینشناسی سمنان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، سازمان زمینشناسی کشور.
 - نبوی م ح، (۱۳۶۶)، نقشه زمینشناسی سمنان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمینشناسی کشور.
- نظری م. یعقوب پور ع. مدنی ح.(۱۳۷۰)، "کانسار باریت درین کاشان"، دانشگاه تربیت معلم، چهارمین سمپوزیوم معدنکاری ایران. ص. ۱۰۶–۱۲۵.
- همام، س.م.، (۱۳۹۱)." سنگشناسی آذرین".تألیف، چاپ سوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد: شماره ۵۴۳. ص ۱۸۲. یارمحمدی ع.، (۱۳۸۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانیشناسی، ژئوشیمی و ژنز کانهزایی طلای باریکا، شمال شرق سردشت"، دانشگاه تربیت مدرس.

Reference

- Akbulut M. Oyman T. Cicek M. Selby D. Ozgenc I. Tokcaer M. (2016) "Petrography, mineral chemistry, fluid inclusion microthermometry and Re–Os geochronology of the Küre volcanogenic massive sulfide deposit (Central Pontides, Northern Turkey)". Ore Geology Reviews, 76. 1-18.
- Bailes A. H. and Galley A. G. (2000) "Evolution of the Paleoproterozoic Snow Lake arc assemblage and geodynamic setting for associated volcanic-hosted massive sulphide deposits, Flin Flon Belt, Manitoba, Canada". Canadian Journal of Earth Sciences, 36, 1789-1805.
- Baker E.T. Massoth G. J. Lupton J.E. Walker S.L. Greene R.R. Soong C.W.R. Ishibashi J. Lebon G.T. Bray C.J. Resing J.A. (2005) "Evolution of a submarine magmatic-hydrothermal system: Brothers volcano, southern Kermadec arc, New Zealand". Economic Geology 100, 1097–1133.
- Barnes H.L. (**1997**). "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". John Wiley & Sons, New York, 972 p.
- Barrie C.T. Nielsen F W. Aussant C. H. (2007) "The Bisha Volcanic Associated Massive Sulfide Deposit, Western Nakfa Terrane, Eritrea". Economic Geology, v. 102, pp. 717–738.
- Barrie C.T. and Hannington M.D. (1999) "Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition, in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings". Reviews in Economic Geology, v. 8, p. 2-10.
- Barton, P. B. Jr. and Bethke P. M. (1987) "Chalcopyrite disease in sphalerite; pathology and epidemiology". American Mineralogist, v. 72, p. 451-467.
- Bates R.L Jackson. J. A. (**1980**) "Glossary of geology. American Geological Institute". Falls church, Virginia, 751p.
- Beane R. E. Titly S. R. (1981) "Prophyry copper deposits; part II: Hydrothermal alteration and mineralization". Econ. Geol. 75 Th Anniv. vol., pp. 214-269.
- Berberian M. King G.G.P. (**1981**) "Toward the paleogoegraphy and tectonic evolation of Iran report". No. 52, 626p.
- Bodnar, R. J., & Vityk, M. O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H2O-NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals: methods and applications, 117-130.
- Brauhart C. W. Groves D. I. & Morant P. (1998) "Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulfide mineralization at Panorama, Pilbara, Western Australia". Economic Geology, 93, 292-302.
- Camprubí A. Gonzalez-Partida E. Torro L. Alfonso P. Canet C. Miranda-Gasca M. Martinni M. Gonzalez-Sanchez F. (2017) "Mesozoic volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits inMexico". Ore Geology Reviews 81, 1066–1083.
- Cloutier J. Piercey S.J. Lode S. Guchte M.V. Copeland D.A. (2017) "Lithostratigraphic and structural reconstruction of the Zn-Pb-Cu-Ag-Au Lemarchant volcanogenic massive sulphide (VMS) deposit, Tally Pond group, central Newfoundland, Canada". Ore Geology Reviews 84, 154–173.
- Craig J.R. Vokes, F.M. Solberg T.N. (**1998**). "Pyrite: physical and chemical textures". Mineral. Depos. 34, 82–101.
- Cuaig T.C. Kerrich R. (**1998**) "P-T-t- deformation fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematic". Ore Geol. Rev., v. 12, pp. 381-453.
- De Ronde C. E. J. Hannington M. D. Stoffers P. Wright I. C. Ditchburn R. G. Reyes A. G. Baker E. T. Massoth G. J. Lupton J. E. Walker S. L. Greene R. R. Soong C. W. R. Ishibashi J. Lebon G. T. Bray C. J. and Resing J. A. (2005) "Evolution of a submarine magmatic-hydrothermal system:

Brothers Volcano, southern Kermadec Arc, New Zealand". Economic Geology, v. 100, p. 1097-1133.

- De Ronde C.E.J. Stoffers P. Garbe-Schönberg D. Christenson B.W. Jones B. Marconi R. Browne P.R.L. Hissmann K. Botz R. Davy B.W. Schmitt M. Battershill C.N. (2002) "Discovery of hydrothermal venting in Lake Taupo, New Zealand". Journal of Volcanology and Geothermal Research 115, 257–275.
- Dergatchev A. Eremin N I. Sergeeva N E. (2010) "Volcanic-Associated Besshi-Type Copper Sulfide Deposits". Moscow University Geology Bulletin. 2011, Vol. 66, No. 4, pp. 274-281. Allerton Press, Inc.
- Doyle M. G. Allen R. L. (**2003**) "Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits". Ore Geology Reviews, 23, 183-222.
- Eldridge C.S. Barton Jr P.B. and Ohmoto H. (**1983**) "Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies". Journal of Economic Geology Monograph, 5, 241-281.
- Evans A.M. (**1987**). "An Introduction ti ore geology". Oxford, London, Edinburgh, Blackwell scientific publication, 390p.
- Farhoudi G. (1978). "A Comparison of zaros geology to Island arc" .Jour.Geol. 86, 323-334p.
- Foster H. (**1972**). "Contintal drift in Iran in relation to the afer structures.in: pilger A., and Rosler E (eds) afar between contintal and oceanic rifting". Schweiz. Verlags. Sfutt.2, 182-190p.
- Franklin J.M. Haninngton M.D. Jonasson I.R. Barrie C.T. (1998) "Volcanogenic massive sulfide deposits". Can. Geol. Surv. 33, 175-192.
- Franklin J. M. Gibson H. L. Galley A. G. & Jonasson I. R. (2005) "Volcanogenic Massive Sulfide Deposits". In: Hedenquist J. W. Thompson J. F. H. Goldfarb R. J. & Richards, J. P. (eds.) Economic Geology 100th Anniversary Volume, Littleton, CO, Society of Economic Geologists, 523-560.
- Galley A.G. Hannington M.D. Jonasson I.R. (2007). "Volcanogenic massive sulfide deposits, in: Goodfellow W.D. (Ed.) Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit- Types, District Metallogeny". The Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geolog. Assoc. Can., Miner. Depos.Division, Spec. Publ. No. 5, pp. 141-161.
- Garcoaa Palomero F. (**1980**) "Caraa cteres geoloa gicos y relaciones morfolo gicas y geneÂticas de las mineralizaciones Del Anticlinal de Riotinto". Inst. Estud. Onubenses Padre Marchena", Excma. Diput. Prov. de Huelva.
- Gibson H.L. Allen R.L. Riverin G. Lane T.E. (2007) The VMS Model: Advances and Application to Exploration Targeting Ore Deposits and Exploration Technology Paper 49 In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, 2007, 713-730.
- Gibson, H. L. Kerr, D. J. (1998) Giant VMS deposits: with emphasis on Archean deposits. In: 5th annual short course of magmatism, volcanism and Metallogeny. Uni. de Bretagne occidental-Brest, France. 33, p: 3–5.
- Gill S.B. Piercey S.J. (2014). "Preliminary mineralogy of barite-associated sulphide mineralization in the Ordovician Zn-Pb-Cu-Ag-Au Lemarchant volcanogenic massive sulphide deposit, Newfoundland and Labrador". Current Research-Geological Survey of Canada, p. 15. 2013–17.
- Gill S.B. Piercey S.J. Layton-Mattews D. Layne G.D. Piercey G. (2015) "Mineralogical, sulphur, and lead isotopic study of the Lemarchant Zn-Pb-Cu- Ag-Au-VMS deposit: implications for preciousmetal enrichment processes in the VMS environment. In: Peter, J.M., Mercier Langevin, P. (Eds.), Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Volcanogenic Massive Sulphide Deposit Genesis and Exploration Methods Development; Geological Survey of Canada, Open File 7853, pp. 183–195.
- Gilmour P. (1971) "Stratabound massive pyritic sulfide deposit"- a reviw, Econ. Geol 66: 1239-1244.

- Glasby G.P. Iizasa K. Hannington M. Kubota H. Notsu K. (2008) "Mineralogy and composition of Kuroko deposits from northeastern Honshu and their possible modern analogues from the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc southof Japan: Implications for mode of formation, Ore Geology Reviews, 34: 547-560. Hoy, T., 1995. Noranda/kuroko Massive Sulfide Cu-Zn deposits. In: D.V. Lefebure and G.E.
- Goodfellow W. D. (2003) Geology and genesis of the Caribou deposit, BathurstMining Camp, northern New Brunswick, in Goodfellow, W. D. McCutcheon S. R. and Peter J. M. eds. Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine, Economic Geology Monograph 11, Society of Economic Geologists, 327-360.
- Goodfellow W. D. and Peter J. M. (**1996**) "Sulphur isotope composition of the Brunswick No. 12 massive sulphide deposit, Bathurst Mining Camp, N.B.: Iimplications for ambient environment, sulphur source and ore genesis". Canadian Journal of Earth Sciences, 33, 231-251.
- Goodfellow W.D. and Franklin J.M. (**1993**) "Geology, mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, middle valley, northern Juan de Fuca Ridge". Econ. Geol., 88: 2037-2068.
- Goodfellow W.D. (2004) Geology, genesis and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn basin, Canada. In: M. Deb and W.D. Goodfellow (Editors), Sediment-hosted lead-zinc sulfide deposits: Attributes and models of somemajor deposits of India, Australia and Canada. Narosa publishing house, Delhi, India, pp. 24-99.
- Grenne T. Slack J. F. (2005) "Geochemistry of Jasper Beds from the Ordovician Lokken Ophiolite, Norway: Origin of Proximal and Distal Siliceous Exhalites". Economic Geology, 100(8): 151 -1527.
- Gustafson L.B. and Hunt J.P. (**1975**) "the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile". Economic Geology, v. 70, p, 857-912.
- Halbach P.E. Fouquet Y. Herzig P. (2003) "Mineralization and compositional patterns in eep-sea hydrothermal systems". In: Halbach, P.E., Tunnicliffe, V., Hein, J.R. (Eds.), Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal Systems. Dahlem University Press, Berlin, pp. 85–122.
- Hall D. L. Sterner S. M. and Bodnar R. J. (**1988**) Freezing point depression of NaCl-KCl-H2O solutions. London. Economic Geology, 83, 197-202.
- Hannington M.D. (2014). Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Treatise on Geochemistry.
- Hastie A. R. Kerr A. C. Pearce J. A. & Mitchell S. F. (2007). "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements": development of the ThCo discrimination diagram. Journal of Petrology. 48 pp, 2341-2357.
- Haynes D.W. Cross K.C. Bills R.T. Reed M.H. (1995) "Olympic Dam ore genesis; a fluid-mixing model". Economic Geology, 90(2), pp.281-307.
- Henderson P. (**1994**) "the rare earth elements". Introduction and review, In: Jones, A.P., Editor, 1996, Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits, Chapman & Hall, p. 1–17.
- Herrington R. Maslennikov V. Zaykov V. Seravkin I. Kosarev A. Buschmann B. Orgeval J.-J.Holland N. Tessalina S. Nimis P. Armstrong R. (2005). Classification of VMS deposits: lessons from the South Uralides. Ore Geol. Rev. 27, 203–237.
- Horikoshi and Shikazono (**1978**) "Subtypes and their characteristics of Kuroko- type deposits". Mining Geology, 28, 267-276.
- Hoy, T. (**1995**) Noranda/kuroko Massive Sulphide Cu-Zn. Selected British Columbia mineral deposit profiles, 1, 1995-20.
- Hutchinson R.W. (1980). "Massive base metal sulfide deposits as guides to tectonic evolution, in Strangeway". D. W. (ed.), the continental crust and its mineral deposits, 659-684, Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 20.

- Inverno C. Solomon M. Barton M. Foden j. (2008) "The Cu Stockwork and Massive Sulfide Ore of the Feitais Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Aljustrel, Iberian Pyrite Belt, Portugal: A Mineralogical, Fluid Inclusion, and Isotopic Investigation". Economic Geology, v. 103, pp. 241– 267.
- Ioannou S. E SPOONER S (2007) "Fluid Temperature and Salinity Characteristics of the Matagami Volcanogenic Massive Sulfide District, Quebec". Economic Geology, v. 102, pp. 691–715
- Iswadi Basori M.B. Gilbert S. Large R.R. Zaw K. (2018) "Textures and trace element composition of pyrite from the Bukit Botol volcanic-hosted massive sulphide deposit, Peninsular Malaysia". Journal of Asian Earth Sciences 158, 173–185.
- Kearney M. (2003) "Volcanic- associated Massive sulfide deposits". Billiken Management Services, 18p.
- Koski R.A. Mosier D. L. (2012) "Deposit types and associated commodities In: Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model". (eds.) SHANKS III, P. W. C. & THURSTON, R, pp. 10-21, USGS Scientific Investigations Report 2010-5070-C.
- Kullerud G. (**1967**) "Sulfide studies. In researches in geochemistry" (P.H., Adleson, ed.), Wiley, New York, pp. 286-321.
- Large R. R. (1992) "Australian Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits". Features, Styles, and Genetic Models, Economic Geology, 87: 471- 510.
- Large R. Mc Phie J. Gemmell J.B. & Davidson G. (2001) "The Spectrum of Ore Deposits Types, Volcanic environment, alteration halos, and Related Exploration Vectors in Submarine Volcanic Succession". Some Example from Australia, Economic Geology, 96: 913-938.
- Leistel J.M. Bonijoly D. Braux C. Freyssinet Ph Kosakevitch A. Leca X. Lescuyer J.L. Marcoux E. Mile si J.P. Piantone P. Sobol F. Tegyey M. ThieÂblemont D. Viallefond L. (1994) "The massive sulphide deposits of the South Iberian Pyrite Province, geological setting and exploration criteria". Editions BRGM 234.
- Lentz D. (1998) "Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics". Ore Geology Reviews 12, 289–327.
- Lentz, D.R. and McAllister, A.L., (**1990**), the petrogenesis of tin-and sulfide-lode mineralization at True Hill, southwestern New Brunswick: Atlantic Geology, v26, p. 139-155.
- Lottermoser B.G. (**1992**) "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes" Ore Geology Reviews, 7(1), pp.25-41.
- Luders V. Pracejus B. Halbach P. (2001) "Fluid inclusion and sulfur isotope studies in probable modern.
- M Dekov V. D.Kamenov G. D.Abrasheva M. Capaccioni B. Munnik F. (**2013**) "Mineralogical and geochemical investigation of seafloor massive sulfides from Panarea Platform (Aeolian Arc, Tyrrhenian Sea)". Chemical Geology 335, 136–148.
- Marumo K. (1989) "Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan: Implications for the origins of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data". Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 2915-2924
- McMillan W. J. Panteleyev A. (**1990**) "Porphyry copper deposits, in: reports, R. G., and sheahan, P. A., ed.: ore deposit models": Geological Association of Canada, P. 45-59.
- McNicoll V. Squires G. Kerr A. Moore P. (2010) "The Duck Pond and Boundary Cu- Zn deposits, Newfoundland: new insights into the ages of host rocks and the timing of VHMS mineralization". Can. J. Earth Sci. 47, 1481–1506.
- Meschede M. (**1986**) "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol. 56, 207–218.
- Miller A. R. (1964) "High salinity in sea water". Nature 203: 590-594.

- Monecke T. Gemmeli J. Herzig P. (2006) "Geology and Volcanic Facies Architecture of the Lower Ordovician Waterloo Massive Sufide Deposit, Australia" Economic Geology, v. 101, pp. 179– 197.
- Montelius C. (2005) "The Genetic Relationship between Rhyolitic Volcanism and Zn-Cu-Au Deposits in the Maurliden Volcanic Centre, Skellefte district, Sweden: Volcanic facies, Lithogeochemistry and Geochronology". Ph.D. thesis, Lulea University of Technology, Sweden. 135 p.
- Mosier D. L. Berger V. I. Singer D. A. (2009) "Volcanogenic massive sulfide deposit of the world". database and grade and tonnage models: U. S. Geological survey open file report 2009- 1034, 50p.
- Mousivand F. Rastad E. Meffre S. Peter J. M. Solomon M. & Khin Zaw (**2011**). U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulfide deposit, South of Iran. International Geology Review, 53 (10): 1239-1262. (In Persian with English abstract).
- Nelson J. Paradis S. Christensen J. & Gabites J. (2002) "Canadian Cordilleran Mississippi Valley-type deposits: A case for Devonian-Mississippian back-arc hydrothermal origin". Economic Geology, 97, 1013-1036.
- Ohmoto H. and Skinner B.L. (Eds.). (1983) "The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits". Economic Geology Pub. Co., 604 pp.
- Ohmoto H. (**1996**) "Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective". Journal of Ore geology reviews, 10, 135-177.
- Pearce J.A. and Parkinson I.J. (1996) "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis". In: Prichard, H.M., Albaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds.), Magmatic Processes in Plate Tectonics, 76, Geological Society of London Special Publication, 373-403.
- Pearce J.A. Baker P.E. Harvey P.K. and Luff I.W. (1995) "Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich arc". Journal of Petrology, 36, pp. 1073–1109.
- Pearce J.A. (1984) "Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins". In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, pp. 230–249.
- Pearec J.A. Harris N.B.W. Tindle A.G. (**1984**) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". Journal of petrology, 25, pp. 956-983.
- Peter. J.M. (2007) "Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world largest Besshi- type deposit in Barrie, Society of Economic Geologists, V.8.
- Peter. J.M. Scott S.D. (**1999**) "Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world largest Besshitype deposit in Barrie". Society of Economic Geologists, V.8.
- Piercey S. (2011) "The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits" Miner Deposita, 46:449–471.
- Piercey S. J. (2009) Lithogeochemistry of volcanic rocks associated with volcanogenic sulphide deposits and applications to exploration, Submarine Volcanism and Mineralization: Modern through Ancient, (eds.) B. COUSENS & S. J. PIERCEY, Geological Association of Canada, Short Course 29-30 May 2008, Quebec City, Canada, pp. 15-40.
- Piercey S. (**2011**) "the setting, style, and role of magmatism in the formation ore Volcanogenic massive sulfide deposits". Miner Deposita, 46:449–471.
- Piercey S.J. Squires G.C. Brace T.D. (2014) "Lithostratisgraphic, hydrothermal and tectonic setting of the Boundary volcanogenic massive sulphide deposit, Newfoundland Appalachians, Canada: Formation by subseafloor replacement in a Cambrian rifted arc". Econ. Geol. 109, 661–687.
- Pirajno F. (2009) "Hydrothermal Mineral Deposits, Principle and Fundamental Concept for the Exploration Geologist»", Springer pp.706.
- Pirajno F. (2009) "Hydrothermal Processes and Mineral Systems". Springer, Berlin, Germany, 1250.

- Poulsen H. and Hannington M. (1996) "Volcanic-associated massive sulphide gold, in Eckstrand, O.R. Sinclair W.D. Thorpe, R.I. eds. Geology of Canadian mineral deposit types, Geological Survey of Canada, 8, 183-196.
- Ramdohr P. (1980) "The ore minerals and their intergrowths, 2nd edn" International Series in Earth Sciences 35.Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J.W., Ma C.Q., Parada M.A., Barra F., Mittermayr F. (2013). "Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study" Geochimica et Cosmochimica Acta, 104, pp.42-62.
- Relvas J. M. Barriga F. J. Ferreira A. Noiva P. C. Pacheco N. & Barriga G. (2006) "hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. I. Geology, mineralogy, and geochemistry". Economic Geology, 101, 753-790.
- Revan M.K. Genç Y. Maslennikov V.V. Maslennikov S.P. Large R.R. Danyushevsky L.V., (2014) "Mineralogy and trace-element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from the Upper-Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey)". Ore Geology Reviews 63, 129-149.
- Revan M.K. Hisatani K. Miyamoto H. Delibas O. Hanilçi N. Aysal N. Özkan M. Çolak T. Karslı S. Peytcheva I. (2017) "Geology U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Tunca semi-massive sulfide mineralization, Black Sea region, NE Turkey: Implications for ore genesis". Ore Geology Reviews 89, 369–389.
- Robb L. (2005) Introduction to Ore-Forming Processes, Blackwell Publishing.
- Robert R. Seal I.I. and Jane M. (2008) "Environmental geochemistry of a Kuroko-type massive sulfide deposit at the abandoned Valzinco mine, Virginia, USA". Applied Geochemistry, 23(2): 320-342.
- Roedder E. (**1984**) "Fluid inclusions. Mineralogical Society of America". Reviews in Mineralogy, 12, 646 pp.
- Roedder E. (1976) "Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and Volcanic rocks, in Wolf, K.H., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v.2, Geochemical studies: Amsterdam, Elsevier". Publishing Co., NewYork, Chap.4, p.67-110.
- Sánchez-España J. Velasco F. & Yusta I. (2000) "Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain)". Applied Geochemistry, 15, 1265-1290.
- Sánchez-España J. Velasco F. Yusta I. (2000) "Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulfide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain)". Appl. Geochem. 15, 1265–1290.
- Sangster D.F. (**1976**) "Carbonate-hosted lead-zinc deposits, in Wolf, K. H. (ed.) Handbook of Stratabound and Stratiform Deposits". v. 6, p. 447-456. Elsevier, Amsterdam.
- Sato T. (**1977**) Kuroko deposits: their geology, geochemsitry and origin. Journal of Geological Society, London, Special Publications, 7, 153-161.
- Sawkins F. J. (1976), Massive sulfide deposits in relation to geotectonic, in: Strong, D. F. (Eds), Metallogeny and plate tectonics. Geol. ASSOC. Can. Spect. Publ. v. 14, p. 221-240.
- Schlatter D. M., (2007), Volcanic stratigraphy and hydrothermal alteration of the Petiknas South Zn-Pb- Cu- Au- Ag volcanic hosted massive sulfide deposit, Sweden, Doctoral thesis Lulea University of Technology, Sweden. 208 p.
- Scott S.D. (**1997**). Submarine hydrothermal systems and deposits. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd edition Wiley and Sons, New York, pp. 797–875.
- Seal R. R. Hammarstorm J.M. Foly N.K., Alpers, C. N., (2001), Geoenvironmental models for seafloar massive sulfide deposits, V. S., Geol. Survey open file report, p. 196-212.
- Second (Ed.), Elsevier Ltd., pp. 462-486.

- Seyfried Jr W.E. Berndt M.E. Seewald J.S. (**1988**) Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot springuids and composition of the ocean crust. Can. Min. 26, 787-804.
- Shanks III W. C. P. Koski, R. A. (2012) Introduction. In: Volcanogenic Massive 100 Sulfide Occurrence Model, (eds.) Shanks III, W. C. P. and Thurston, R, pp. 4-8, USGS Scientific Investigations Report 2010-5070-C.
- Shanks III W.C. (**2012**). Hydrothermal alteration in volcanogenic massive sulfide occurrence model. In: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070, p. 12. Chapter 11.
- Shanks III W.C. Dusel- Bacon C. Koski, R. Morgan L.A. Mosier D. Piatak N M. Ridely I. Seal II R.R. Schulz K.J. Slack J.F. Thurston R. (2009), A new 288 occurrence model for national assessment of undiscovered volcanogenic massive sulfide deposits. U.S. Geology survey open file report, 1235, 31P.
- Shephard T.J. Ranbin A.H. and Alderton, D.H.M., (**1985**), A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie, Glasgow, 223pp.
- Shikazono N. (2003). Geochemical and Tectonic Evolution of Arc-Backarc Hydrothermal Systems Implication for the Origin of Kuroko and Epithermal Vein-type Mineralizations and the Global Geochemical Cycle. Elsevier, Amsterdam. 466 pp.
- Shikazono N. Ogawa Y. and Utada M. (**2008**). Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocks of the Kuroko mining area, Japan. Journal of Geochemical Exploration, 98, 65-79.
- Siemens H. (2003) Texture, microstructure and strength of hematite ore, experimentally deformed in the temperature range (600. 1100 c) and at strain rate between 10-4 -10-6 s-1 : journal of Structural Geology, v.25, p. 1371-1391.
- Sillitoe R.H. Perelló J. (2005) "Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery" Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp.845-890.
- Simmons S. F. & Browne P. R. (**2000**) "Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments". Economic Geology, 95, 971-999.
- Singer D.A. (**1986**) "Descriptive model of kuroko Massive Sulfide, in Cox , D.p., and Singer, D.A., eds. Mineral deposit Models", U.S. Geolgical Survey bulletin, 1693 p.189-187.
- Solomon M. (**2008**) "Brine pool deposition for the Zn–Pb–Cu massive sulphide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada. I. Comparisons with the Iberian pyrite belt". Ore Geology Reviews, 33, 329–351.
- Solomon M. Tornos F. Large R. R. Badham J. N. P Both R. A. & Khin Zaw (2004) "Zn-Pb- Cu volcanic hosted massive sulfide deposits: criteria for distinguishing brine pool-Type from black smoker type sulfide deposition". Ore Geology Reviews, 25: 259-283.
- Sorby H.C. (**1858**), on the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. Quart. J. Geol. Soc. London 14, 453–500.
- Spooner E.T.C. (1981) "Fluid inclusions studies of Hydrothermal Ore Deposits". In L.S. Hollister and M.L. Crawford (eds) short Course in fluid Inclusions". Applications to Petrology, vol. 6, Mineralogical Association of Canada, 209-240.
- Spry P. G. Peter J. M. & Slack J. F. (2000). Meta-exhalites as exploration guides to ores: Reviews in Economic Geology, 11:168-201. Tornos, F., 2006- Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt; Ore Geology Reviews, 28: 259-307.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran", a review. American Association of Petroleum GeologistsBulletin 52, 1229-1258.

- Stocklin, J., Ruttner, A., Nabavi, M.H. (1964). "New data on the lower Paleozoic and pre-camberian of north Iran". G.S Iran., Rep.no.1, p29.
- Stoffregen R. (**1987**) "Genesis of acide-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Clorado". Econimic Geology, v.82, p.1575-1591.
- Strauss C.K. Roger G. LeÂcolle M. Lopera E. (**1981**) Geochemical and geological study of the volcanosedimentary orebody of La Zarza, Huelva Province, Spain. Econ. Geol. 76, 1975-2000.
- Stwertka a. (2002) A guide to the elements. Oxford University Press US. 144 p.
- Sundblad K. Andersen T. Beckholmen M. & Nilsen O. (**2006**) Ordovician Escanaba type VMS deposits in the Scandinavian Caledonides, Geological Society of Finland. Bulletin. Special Issue 1, pp. 109-109.
- Tajaldin H. Rastad A. Yaghobpor A. and Mahjal M. (2011) "Petrogenesis Geochimestry and role of diformation on ore element Distribution of Barika Gold-rich Massive sulfide deposit, East of sardasht, Northwest sanandaj-sirjan zone". Journal of Geoscinces, 21, 141-156.
- Taylor C.D. Zierenberg R.A. Goldforb R.J. Kilburn J.E. Seal R.R.II. And Kleinkopf, M.D., (1995). Volcanic-associated massive sulfide deposits. United States Geological Survey, America, Open-File Report 95-831, 8 pp.
- Thompson R. N. (**1982**). "Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology", 18(1), pp. 49-107.
- Tornos F. (**2006**)." Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt". Ore Geology Reviews, 28: 259-307.
- Tornos. F. Peter.J.M. Allen R. Conde.C. (2016) "Carmen Conde Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits". Ore Geology Reviews, Accepted Manuscript. S0169-1368.
- Toscano M. Almodoa var G.R. Saaez R. Pascual E. (1993) "Hydrothermal alteration related to the Masa Valverde" massive sulphide deposit, Iberian Pyrite Belt, Spain. In: Fenoll Hach-Ali P, Torres-Ruiz J, Gervilla F. (Eds.), Current research in geology applied to ore deposits, University of Granada, Spain, pp. 389-392.
- Urabeh T. and Marumor K. (**1991**) A new model for kuroko-Type deposits of Japan. Journal of Episodes, 14, 246-251.
- Van den Kerkhof A. M. Hein U. F. (2001) "Fluid inclusion petrography". Lithos, 55, 27-47.
- Vearncombe S. Barley M. E. Groves D. I. McNaughton N. J. Mikucki E. J. and Vearncombe J. R. (1995) 3.26 Ga black smoker-type mineralization in the Strelley belt, Pilbara craton, Western Australia. Journal of the Geological Society, 152, 587-590.
- Wang J. Gu X. Zhang Y. Zhou C., He, G., Liu, R., (2018) The Sanfengshan copper deposit and early Carboniferous volcanogenic massive sulfide mineralization in the Beishan orogenic belt, Northwestern China. Journal of Asian Earth Sciences, 153 379–394.
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. Lithos, 55, 229-272.
- Wilson M. (1989) "Igneous Petrogenesis". UnwinHyman, London, 461p.
- Winchester J. A. & Floyd P. A. (**1977**) "Geochemical discrimination of different magma Series and their differentiation products using immobile elements", Chemical geology, 20, pp .249-284.
- Wood D.A. (**1980**) "The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province". Earth and planetary science letters, 50(1), pp.11-30.
- Yeats. C.J. Hollis. S.P. Halfpenny. A. Corona. J. Laflamme. C. Southam. G. Fiorentini. M. Herrington. R. J. Spratt. J. (2017) "Actively forming Kuroko-type volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) mineralization at Iheya North, Okinawa Trough, Japan". Ore Geology Reviews 84. P: 20-41.

Abstract

The Vanakan (Sokan) barite-zinc-lead-copper deposit is located in 23 km northeast of Semnan, in the North Central Iran magmatic belt, and occurred within the Eocene volcanic-sedimentary sequence. The host sequence in the Vanakan deposit involves three rock units, from bottom to top: Unit1: conglomerate, limestone, sandstone; Unit2: andesitic to dacitic lava-rich, and unit3: acidic tuff-rich. Mineralization occurred as Vanakan 1 and 2 deposits at top of the unit 2 and within the unit 3. The entire of the Vanakan area involves a local syncline with northeastsouthwest axial trend, in which the vanakan 1 and Vanakan 2 deposits located in the northern and southern limbs of the syncline, respectively. Ore host rocks are tuff, shaly tuff, and andesitic and trachyandesitic lava. Mineralization in the Vankan deposit occurred as three ore horizons, which include: first horizon (OH-1): involving the Vankan 1 and 2 deposits hosted by tuff, shaly tuff and andesite, the second horizon (OH-2): observed in the northwest of the area hosted by siliceous tuff, and third horizon (OH-3): located at near the axis of the syncline within tuff. Based on structural, textural and mineralogical studies, five different ore facieses were distinguished in Vanakan 1, from bottom to: 1) vein-veinlet and breccia: involving baritepyrite-quartz vein-veinlets, 2) massive sulfide: composed of massive sphalerite, galena, barite, chalcopyrite and pyrite, 3) layered-banded sulfide ore: involving alternations of ore and sericite altered tuff-rich bands, 4) baritic ore: comprising of mainly barite and little sulfides, and 5) banded-exhalative cherty sediments. The ore facieses in the Vanakan 2 from bottom to top are 1) barite - (galena)-rich vein-veinlets and 2) banded cherty iron oxide-hydroxides -rich red exhalative sediment. Mineralogicaly, the ores in the Vanakn 1 consist mainly barite, sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite and marcasite accompanied with secondary minerals such as malachite, chrysocolla, smithsonite, cerussite, hematite, limonite, goethite. The major wallrock alterations of the Vankan deposit are chloritic and sericitic, and minor argillic, silicic, carbonatic and epidotic. Geochemical studies on the ore-bearing facies of Vankan 1 indicate lead (up to 33865 ppm) and copper (up to 9808 ppm) enrichment in the massive sulfide ore. Zinc and silver were enriched in the in the layered-banded sulfide ore up to 213390 and 233 ppm, respectively. The associated lava and intrusions show clalc alkaline nature, formed in a volcanic arc basin. According to microthermometery study, fluid inclusions are dominated by two phase liquidvapor (L+V) with an average salinity of 12.64 (3.65-21.49) wt% equivalent to NaCl, and an average homogenization temperature of 160 (110-195) °C. According to these studies and basic ore mineralization characteristics, the Vanakan deposit could be classified as a bimodal- felsic or Kuroko-type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposit.

Keywords: Barite- base metals, volcanogenic massive sulfide, Kuroko, Vankan, Sokan, Semnan



Shahrood University of Technology Faculty of Earth Sciences M.Sc. Thesis in Economic Geology

Mineralogy, geochemistry and genesis of the Vanakan barite-zinc-lead-copper deposit, north east of Semnan

By: Farzaneh Pezeshki gharache

Supervisors

Dr. Fardin Mousivand Dr. Mehdi Rezaei Kahkhaei

Advisor

Dr. Farajollah Fardoust

September 2019