زمستان ۸۸، سال نوزدهم، شماره ۷۴، صفحه ۱۵۷ تا ۱۲۰

### معرفی رخداد کانهزایی تنگستن (مس) چینهسان- چینه کران در باختر ازنا، استان لرستان

مریم عبدی ، مجید قادری ا\*، نعمت اله رشیدنژاد عمر ان و ابر اهیم راستاد <sup>۱</sup> بخش زمین شناسی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران تاریخ دریافت: ۲۲/ ۲۰/ ۱۳۸۶ تاریخ پذیرش: ۱۲/ ۲۵/ ۱۳۸۷

#### چکیدہ

رخداد معدنی تنگستن (مس) ازنا، در ۲ کیلومتری باختر ازنا، در استان لرستان، واقع است. این منطقه در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان، در زیرپهنه با دگر شکلی پیچیده قرار دارد. در منطقه ازنا، کانی سازی تنگستن (مس) به صورت چینه سان و چینه کران، در سنگ های درونگیر متاریولیت میلونیتی و شیست نیمه پلیتی، در توالی آتشفشان – رسوبی تریاس پسین، رخ داده است. در این توالی سنگ های متاریوداست، آمفیبولیت (متاولکانیک بازی)، شیست سیاه، متاریولیت و شیست نیمه پلیتی، حضور دارند و نسبت حجمی سنگ آتشفشانی به سنگ رسوبی، بیشتر است. کانه های متیلیت، ولفرامیت، پیریت و کالکوپیریت، دارای بافت های ادخال (افق متاریولیتی)، لامینه (؟)، دانه براکنده، کلوفرم، نواری، جانشینی و پرکننده فضاهای خالی هستند. کانیزایی در چند نسل مختلف مشاهده می شود که بر اثر وقایع دگر گونی ناحیه ای (رخساره شیست سبز بالایی – آمفیبولیت)، چین خوردگی و میلونیتی شدن پهنه برشی (شکل پذیر) و شکستگی های حاصل از دگر شکلی شکنا، تمرکز یافته است. در این رخداد معدنی، فرایندهای دگر گونی و دگر شکلی، تشخیص اعتای و این رخداد معدنی، و مشکلی می می می می می می می که بر اثر وقایع دگر گونی ناحیه ای (رخساره شیست سبز بالایی – دگر گونی و دگر شکلی، تشخیص اعتای و این رخدان و معدندگی های حاصل از دگر شکلی شکنا، تمرکز یافته است. در این رخداد معدنی، فرایندهای تیپیک تنگستن این می این و بر کانه رای در این و کانی تال صورت گرفت، رخداد معدنی از با، شباهت بیشتری با کانسارهای ای و کانساره ی تیکستن در از و کانساره ی تیکستن در از او کانساره ی تیکستن در از او کانساره ی تیک ی تی کستی و در تکست ترین اینا، شرینا و کانساره می و در از و کانساره ی تیک تشفی و اینا، می ترین که بین کانه زایی تنگستن در از او کانساره ی تیپی تیکست و رادناه می می در می می تری از ان می م

> **کلیدواژه:** تنگستن(مس)، چینه سان، چینه کران، آتشفشانی- رسوبی، تریاس پسین، ولفرامیت، شیلیت، ازنا، لرستان. \***نویسنده مسئول:** مجید قادری

### 1- مقدمه

رخداد معدنی تنگستن (مس) ازنا، در ۲ کیلومتری باختر ازنا، در استان لرستان، واقع شده است. محدوده کانی سازی شده، در ترانشه جاده، در حاشیه جاده قدیم شازند-ازنا- درود، و در موقعیت "۰۳ ۲۷ ۳۳۵ تا "۰۷ ۲۷ ۳۳۰ طول خاوری و "۲۹/۴ ۲۹/۴ تا "۳۴/۷ '۲۴ ۴۹۰ عرض شمالی، رخنمون دارد. این محدوده، در طی پژوهشی که در منطقه جنوب باختری شازند، به منظور بررسی منشأ کانی سازی تنگستن صورت گرفت، برای اولین بار شناسایی و معرفی می شود.

#### ۲- زمینشناسی ناحیه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی، در پهنه زمین ساختی سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968)، و زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده (Mohajjel et al., 2003)، واقع شده است. این زیرپهنه از سنگهای بهشدت دگرشکل یافته و دگر گون شده تشکیل شده که با ویژگیهایی چون چندین مرحله دگرگونی، دگرشکلی و چینخوردگی که بعضی از آنها با نفوذ توده های بسیاری همراه بوده است، فراوانی شیست سبز، فیلیت و آمفیبولیت، از دیگر زونها متمایز می شود. قدیمی ترین سنگها در این منطقه، مربوط به دوران پالئوزوییک بوده که بهطورعمده از متاریولیت و آمفیبولیت به همراه دولومیت مرمری تشکیل شدهاند. این سنگها توسط گسلی از دیگر واحدهای سنگی جدا میشوند. واحدهای سنگی احاطه کننده آنها، سنگهای رسوبی و آتشفشانی دگرگونشده تریاس و سنگهای عمدتاً رسوبی دگرگونه ژوراسیک هستند (رادفر، ۱۳۶۶ و سهندی و همکاران، ۱۳۸۵). سنگ های تریاس، بیشتر در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت، دچار دگر گونی ناحیهای شدهاند. تودههای نفوذی رخنمون یافته در این منطقه، بخشي از كمپلكس بروجرد (يا نظام آباد- مالمير)، توده نفوذي استو كمانند آستانه و تواندشت–گوشه، هستند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵). بیشتر تودههای نفوذی منطقه، ترکیب گرانودیوریتی و گرانیتی دارند و بهطور شاخص کلسیمی-قلیایی هستند (Masoudi, 1997). البته تودههای یادشده، در نزدیکی منطقه مورد مطالعه برخنمون للاار فد.

مجموعه آتشفشانی – رسوبی تریاس پسین در منطقه مورد بررسی، با سنگشناسی متاولکانیک ها (متاریوداسیت، متاریولیت و آمفیبولیت های تیره) و مجموعه سنگهای رسوبی دگرگونه از جمله میکاشیست، شیست سیاه و شیست نیمه پلیتی تیره رنگ، رخنمون دارد. از این منطقه، مقطعی تهیه و مطالعه شده است که با راستای N65E، مجموعه تریاس پسین را (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) در یک زون برشی قطع می کند (شکل ۱). محل مجموعه مورد بحث، پیش تر در نقشه ۲۰۰۰، ۲۰۱۰ خرم آباد، به پر کامبرین (با نشانه Pe.mr) نسبت داده شده بود (1992, ۱۹۹۱)، که در نقشه بر کامبرین (با نشانه Pe.mr) نسبت داده شده بود (۱۹۹2, ۱۹۷۱)، به سن تریاس پر کامبرین (با نشانه ۲۰۱۳) نسبت داده شده بود (۱۹۹2, ۱۹۵۱)، به سن تریاس رو ایوشش نمی دهد، از همان نقشه ۱۲۵۰۰۰۰ خرم آباد، برای نمایش محدوده مورد را پوشش نمی دهد، از همان نقشه ۱۲۵۰۰۰۰ خرم آباد، برای نمایش محدوده مورد بر رسی، استفاده شد.

همان طور که گفته شد، این منطقه تناوب به هم پیوسته ای است (شکل های ۲ و ۳) که شیب و امتدادی در حدود N35W 40 NE دارند و از قدیم به جدید عبار تند از: متار یوداسیت به شدت خرد شده، متار یوداسیت با آثار اکسیدمنگنز، متار یوداسیت سیلیسی شده تور مالین دار، میکاشیست، میان لایه های آمفیبولیت، میکاشیست و متار یوداسیت با ساخت باقلایی (pinch & swell)، آمفیبولیت سبز تیره، متار یوداسیت میلونیتی، شیست سیاه رنگ (شیل سیاه دگر گون شده)، متار یولیت میلونیتی دگرسان (قهوه ای رنگ)، متار یولیت خاکستری رنگ، شیست نیمه پلیتی خاکستری تیره، شیست سیاه رنگ (شیل سیاه دگر گون شده)، متار یولیت خاکستری تیره، شیست سیاه رنگ (میان می میه پلیتی خاکستری رنگ، شیست نیمه پلیتی مه شیب بر روی یکدیگر قرار گرفته اند و ستبراهای متغیری از چند سانتی متر تا چند ده متر دارند. به دلیل قرار گیری واحدهای متاولکانیک باز یک (آمفیبولیت) سبز رنگ و میکاشیست های تیره رنگ به طور متاوب با سنگ های متاولکانیک اسیدی (متار یوداسیت و متار یولیت) به رنگی کرم روشن، بویژه در بخش ابتدایی این تولی، افترهای تیره ور شده است، که به همراه حضور رسوبات پلیتی، تولی، افترهای تیره و روشنی تشکیل شده است، که به همراه حضور رسوبات پلیتی،

### <u>الاتاروم</u>

اکسیدهای آهن و منگنز و بخش های چرتی، می تواند نشانگر فعالیت متناوب و مداوم آتشفشانی دوقطبی اسیدی- بازی، در یک حوضه آتشفشانی- رسوبی در تریاس پسین بوده باشد. در این منطقه کانی سازی تنگستن - مس، در بخش بالایی این توالی، به همراه سنگ درونگیر متاریولیت میلونیتی و شیست نیمه پلیتی، مشاهده می شود. در سنگ درونگیر متاریولیتی، در اثر دگرگونی ناحیه ای درجه متوسط، کانی ها و کانه های اولیه موجود در سنگ، تبلور دوباره یافته و بافت سنگ کمی در شت بلورتر شده است. همچنین تأثیر این درجه دگرگونی ناحیه ای در سنگ درونگیر شیست نیمه پلیتی، سبب تبلور دوباره (بویژه در بخش های چرتی)، جهت یافتگی کانی ها و کانه ها و ایجاد برگوارگی در سنگ شده است.

همزمان با دگر گونی ناحیه ای، منطقه ازنا (شواهد موجود و Mohajjel, 1997)، تحت تأثیر یک زون برشی قرار گرفته است و سنگ های موجود در پهنه برشی، خرد شده و یا تغییر شکل یافته اند. خرد شدگی در سنگ های متار یوداسیتی، به خوبی مشخص است. ساختارهای باقلایی(pinch & swell) ایجاد شده، می تواند نشانگر موازی بودن محور لایه بندی با بر گوار گی باشد که همان بر گوار گی چیره و مشهود در شیست های نیمه پلیتی این منطقه است. در هر دو سنگ درونگیر در این منطقه، میلونیتی شدن تأثیر داشته است. میلونیتی شدن سبب پدید آمدن ساختهای چشمی، ایجاد کانی های جدید (new grains)، خمش و تغییر شکل میکاها و همچنین تمر کز کانه زایی در نوارهای میلونیتی شده است.

زون های میلونیت با ویژگی کلی تغییر شکل خیلی بزرگ و ناگهانی مشخص می شوند که به طور معمول منجر به شیستوزیته اناستاموسینگ (anastomosing schistosities) گسترده در مقیاس وسیعی در مقایسه با بر گوارگی مناطق غیر میلونیتی می شود. این ژئومتری نسبت به تغییر شکل، طی میلونیتی شدن پیشرونده بسیار حساس است که منجر به ژئومتری چین های پیچیده مر کب و نامعمول، خطوارگی، بر گوارگی و ارتباط متقابل بین آنها می شود (1984) Hammond (1984). از دیدگاه (1984) Bell & Bell & Hammond بین آنها می شود (1984) مع میلونیتی با محورهای موازی، نسبت به خطوارگی کششی چین های باز بر گوارگی میلونیتی با محورهای موازی، نسبت به خطوارگی کششی مفحات محوری شان، نمی تواند شکل بگیرد. ایشان معتقدند نبود تقارن چین در رون های میلونیتی، یک شاخص بالقوه رفتار برشی در سراسر یک زون است، اگر رفتار برشی، در صفحات نامتقارن C و S مشخص می شود (شکل ۴). بدین ترتیب بخش های با تغییر شکل بالا (high strain) و رشکل پایین (low strain) و رنجی های با تغییر شکل پایین، خطوارگی های رون میلونیتی تشکیل می شوند که در بخش های با تغییر شکل پایین، خطوارگی های رون میلونیتی می مین در می می می و نی می می می باز ای با کار با می می و رند رون میلونیتی به می می می می در به می می می می نون است، اگر رون میلونیتی می در صفحات نامتقارن که و S مشخص می شود (شکل ۴). بدین تر تیب رون میلونیتی تشکیل می شوند که در بخش های با تغییر شکل پایین (low strain) در یک

### 3- سنگشناسی

گفته شد که سنگ درونگیر کانهزایی در این منطقه بر دو نوعند: متاریولیت میلونیتی و شیستنیمه پلیتی. نمونه های متاریولیت، بافت لپیدو گرانوبلاستیک تا میلونیتی دارند (شکل ۵). کانی شناسی این نمونه ها شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیم (ارتوز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز (آلبیت)، بیوتیت، کانی های کدر، آپاتیت، زیرکن، سریسیت و کلریت است. در این نمونه ها به دلیل تأثیر دگرگونی قهقرایی، رشته های کلریتی شده بیوتیت، مشاهده می شود. کانی های بیوتیت و مسکوویت، به دلیل خاصیت انعطاف پذیری، در اثر اعمال تنش، حالت خمیده گرفته (bent mica) و چشم های میلونیتی را دور میزند. دگرسانی های مشاهده شده در این واحد شامل سریسیتی، سیلیسی، بیوتیتی، آرژیلی، مسکوویتزایی و گلریکی است. شواهد کموجود نشانگر آن است که این سنگ، گدازه ای اسیدی یا

توف ریولیتی است که بهشکل همروند در لابهلای مجموعه سنگ های رسوبی تریاس بالا، قرار گرفته است.

در نمونه های شیست نیمه پلیتی، بافت شیستوز و لپیدوبلاستیک دانه متوسط مشاهده می شود (شکل ۶). کانی شناسی آن شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیم، پلاژیو کلاز (آلبیت)، مسکوویت، بیوتیت، کلریت و کانی های کدر است. این واحد نیز تحت تأثیر زون برشی قرار گرفته، کانی ها دچار جهت یافتگی شده و سنگ فابریک میلونیتی به خود گرفته است. دگرسانی های مشاهده شده در مجاورت رگه های کوارتز – بیوتیت، شامل انواع بیوتیتی، سریسیتی و آرژیلی است. در این نمونه ها، ۵ تا ۳۰ درصد از حجم کل سنگ را کانه سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) تشکیل می دهد و لامینه های دانه ریز پیریت در آنها، قابل تشخیص است.

### 4- کانەزايى

در منطقه ازنا، در یک توالی آتشفشانی-رسویی، با حجم بیشتر سنگهای آتشفشانی (اسیدی و بازی) و نبود رسوبات کربناتی، به سن تریاس پسین (منطبق بر واحد TRJphl در نقشه ۱:۱۰۰۰۰ شازند)، کانهزایی سولفید- تنگستن شناسایی و بررسی شده است. در این توالی، سنگها بیشتر حاوی کانههای کدر و پیریت هستند، اما کانهزایی تنگستن- سولفید (پیریت و کالکوپیریت) به همراه دو نوع رخساره: ۱- شیست نیمه پلیتی خاکستری رنگ و ۲- متاریولیت میلونیتی، مشاهده می شود.

کانهزایی در این محدوده به صورت اولیه و همروند با بر گوارگی و پهنه برشی و همراه با درز و شکاف ها مشاهده می شود. واحد متاریولیت میلونیتی، بخش چیره ای از کانی سازی اولیه تنگستن را در محدوده ازنا به خود اختصاص داده است. کانه های مشاهده شده در این واحد عبارتند از: ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکوپیریت. در واحد شیست نیمه پلیتی، کانی ها و کانه های اولیه در سنگ، اندازه کوچک تری دارند. کانه های مشاهده شده در این واحد مشابه واحد متاریولیت میلونیتی است اما ولفرامیت فراوانی کمتری دارد.

در یک مقطع عرضی از این منطقه که نمونه برداری و بررسی شد، یک زون خاکستری رنگ کانه دار به صورت اولیه و دو زون کانه دار قهوه ای رنگ دگرسان شده، مشخص شد (شکل های ۳ و ۷). در زون کانه دار خاکستری رنگ (شکل ۷)، سنگ های متاریولیت و شیست نیمه پلیتی به حالت لایه ای و متناوب بر روی یکدیگر قرار گرفته اند و حاوی لامینه ها (؟)، نوارها و دانه های پراکنده تنگستن – سولفید (پیریت و کالکوپیریت) هستند که در نمونه دستی نیز قابل شناسایی و مشاهده اند. زون کانه دار قهوه ای رنگ (شکل های ۸ و ۹)، در اصل یک زون تحت تأثیر پهنه برشی (دگر شکلی شکنا) و درز و شکاف دار شدن و ایجاد رگه های سیلیسی – بیوتیتی؛ یک پهنه دگرسان شده را به رنگ قهوه ای بر جای نهاده است. و موازد گی سولفیدها حاصل شده ان.

اولین پهنه قهوهای رنگ (شکل ۸)، در کمرپایین سنگهای متاریولیتی، در مجاورت یک گسل امتدادلغز قرار دارد. گسل امتدادلغز، بین توالی سنگهای آمفیبولیت و متاریوداسیت با شیست سیاهرنگ (شکل ۶) و متاریولیت قرار دارد. این گسل از واحد شیست سیاهرنگ عبور میکند، که آن را به شدت خرد کرده و آثار کانیهای انیدریت، کلسیت، گوتیت و گوگرد آزاد، به همراه اکسیدهای آهن در سطح گسل و اطراف آن، با رنگهای سفید، زرد و نارنجی مشاهده می شود. بلافاصله بر روی این شیست سیاه، واحد متاریولیتی کانهدار قرار دارد و بر روی آن، توالی شیستهای نیمه پلیتی کانهدار قرار گرفتهاند (شکل ۹). زون قهوهای رنگ در

# U20109k

اینجا، حاصل دگرسانی بخش هایی از هر دو رخساره کانهدار است اما در بخش هایی که از تأثیر رگهها دور ماندهاند، کانهزایی اولیه به شکل لامینه (؟)، دانهپراکنده، کلوفرم و ادخال مشاهده می شود. زون قهوهای رنگ دیگری، در میان واحد شیست نیمهپلیتی مشاهده می شود. در اینجا نیز دگرسانی و تبلور دوباره و تمرکز کانهزایی دیده می شود (شکل ۷).

گفته شد که این منطقه، تحت تأثیر دگرگونی ناحیهای (درجه متوسط تا بالا) و یک زون برشی قرار گرفته است و سنگهای موجود در پهنه برشی، خرد شده و یا تغییرشکل یافتهاند. این حوادث موجب پیچیدگی و مشکلات تفکیک عوامل تشکیل و تمرکز کانی سازی در این منطقه شده است.

### ۵- بافت و ساخت، کانیشناسی و توالی پاراژنتیک

مطالعات میکروسکوپی نمونه های این منطقه، نشان دهنده کانی شناسی ساده این کانهزایی است. کانی ها از نوع سولفیدی، تنگستات و یا اکسیدی بوده که به صورت اولیه و همچنین تمرکز بعدی آن، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه ای، پهنه برشی و رگه-رگچه های ثانوی چینه کران است.

### 1-5. بافت و ساخت

بافتهای مشاهده شده در این محدوده عبارتند از: بافت ادخال (کانهها در داخل کانیهای باطله) که تنها در واحد متاریولیت میلونیتی مشاهده می شود (شکل ۱۰)، دانه پراکنده (شکل ۱۱)، لامینه (؟) که در واحد شیست نیمه پلیتی مشاهده می شود (شکل ۱۱)، نواری (شکل ۱۲)، کلوفرم و ریتمیک (شکل ۱۳)، جانشینی (شیلیت به جای ولفرامیت، کالکوپیریت به جای پیریت، ژل سولفیدی در پیریت و مگهمیت به جای پیریت)، (شکل های ۱۴ و ۱۵) و بافت پرکننده فضای خالی در رگه-ر گچهها، در آنها مشاهده می شود (شکل ۱۱).

تغییرات بافتی در واحد متاریولیت-میلونیتی، در مقیاس چند میلیمتر در زیر میکروسکوپ تا چند سانتیمتر در نمونه دستی مشاهده می شود. تغییرات مشاهده شده شامل تغییرات بافت سنگ و بافت کانه ها در بخش های با تغییر شکل بالا (high strain) و تغییر شکل پایین (low strain) است.

در بخش های با تغییرشکل پایین (و دمای پایین)، بافت های اولیه نسبتاً به خوبی حفظ شدهاند و تنها تأثیرات دگرگونی ناحیهای پیشرونده (برگوارگی) مشخص است (شکل ۱۶). در این بخش، تغییرات بافتی مشاهده شده، به شکل تدریجی است و لامینههای ظریفی در حد چند میلیمتر را بهطور متناوب نمایش میدهند که بیشتر در توف های ریولیتی مشاهده می شود. تغییرات بافتی مشاهده شده در این لامینه ها، شامل بافت دانه ریز کانی ها (کوارتز، پتاسیم فلدسپار و پلاژیو کلاز و ...) با شیستوزیته کانی های میکایی است که به تدریج به بافتی درشت بلور (کانی های مشابه) و با شیستوزیته مشخصتر تبدیل می شود که بهاحتمال، روند تدریجی درشت بلور شدن هم متأثر از سنگ اولیه بوده و همچنین همراه با شیستوزیته مشاهده شده، تحت تأثیر دگرگونیناحیهای پیشرونده است. کانهها در هنگامی که بافت سنگ دانه ریز است، دانه ریز هستند و بافت ادخال و دانه پراکنده نشان می دهند. در بخشهای درشتبلور، کانهها درشتبلورتر هستند و بافت کلوفرم و خودشکل دارند. به نظر می رسد بافت کلوفرم، در هنگامی که در تناوب فوران توف ریولیتی، محيط اشباع از سولفيد بوده است، نهشته شده است (شكل ١٧- تصاوير a، b، c). نتایج به دست آمده از مطالعه کانهنگاری مقاطع مختلف از نمونه های این محدوده نشان میدهد که بافت خودشکل، از تجمع دانه های کلوفرم تشکیل شده است؛ این بافت، فابریک برگوارگی را دربرگرفته است که بهاحتمال، همزمان تا پس از احادثه دگرگونی ناحیه ای پیشرونده در دمای بالاتر تبلور یافته و درشت بلور

شدهاند (شکل ۱۷).

در بخشهای با تغییر شکل بالا، سنگ میلونیتی شده است و تغییرات نواری (باندهای تیره و روشن) و بافتی شدید در آن مشاهده می شود (شکل ۱۸) و در ضمن آن، کانه زایی تمرکز یافته که نسل ۳ کانی سازی بافت نواری دارد (شکل ۱۹). نوارهای تیره بیشتر شامل بخش های حاوی مواد آلی و با میزان سولفید بالا و نوارهای روشن شامل بخش های سیلیسی – کلریتی و مقداری تنگستن و سولفید است. بدین سبب، کانه زایی به دو صورت نوار تنگستن – سولفیددار (ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکوپیریت) که شامل کانه زایی اولیه است و نوار سولفیدی (نسل های ۳ پیریت مشاهده می شود (شکل ۱۲). به نظر می رسد این نوارها، از یک لایه بندی (لامینه) اولیه مشاهده می شود (شکل ۱۲). به نظر می رسد این نوارها، از یک لایه بندی (لامینه) اولیه

### ۲-۵. کانهها

**ولفرامیت(<sub>4</sub>Fe,Mn)WO**): در محدوده ازنا، کانه ولفرامیت بهفراوانی مشاهده می شود. این کانه به صورت نیمه شکل دار و خود شکل، فاقد منطقه بندی (zoning) و گاه دارای ماکل دوقلویی (twining) و در اندازه های دانه ریز تا متوسط، در سه نسل مشاهده می شود؛ البته بیشتر دانه ها قطری در حدود ۲ میکرون دارند.

کانی ولفرامیت نسل ۱، بهصورت اولیه و به شکل ادخال مشاهده می شود. این نسل از ولفرامیت همراه با نسل ۱ کانه های شیلیت، پیریت و کالکوپیریت، بهصورت ادخال در کانی های کوارتز نسل ۱، ارتوز و پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۲۰). جانشینی کانی شیلیت نسل ۱، به جای ولفرامیت نسل ۱، در تعدادی از مقاطع مشاهده می شود.

ولفرامیت دانه ای نسل ۲، بر اثر دگرگونی ناحیه ای پیشرونده، تبلور یافته و فضای بین دیگر کانی ها را در سنگ متاریولیت میلونیتی پر کرده است و در برخی موارد، به شکل سدی، مانع رشد دیگر کانی های دگرگونی ناحیه ای، از جمله بیوتیت و پیریت خودشکل نسل ۲، شده است (شکل ۲۱).

کانی ولفرامیت نسل سوم، به شکل رشته ها و سوزن های ظریفی (needle-like)، در امتداد رخ های کانی بیوتیت نسل سوم مشاهده می شود (شکل ۲۱). این نسل از بیوتیت بر اثر دگرگونی ناحیه ای پیشرونده و بیوتیت زایی در سنگ های منطقه تشکیل شده اند و طی میلونیتی شدن جهت یابی یافته اند.

شیلیت(CaWO<sub>4</sub>): این کانی سفیدرنگ و نیمه شفاف است و به همین سبب در مطالعات کانه نگاری با درصد انعکاس پایین و شبیه باطله مشاهده می شود. انیزو تروپی و انعکاس داخلی سفیدرنگ از دیگر خواص این کانی است (Ramdohr,1970). در محدوده از نا، شیلیت به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار، در ۳ نسل، مشاهده می شود. شیلیت در این محدوده، فاقد مولیبدن است. شیلیت فاقد مولیبدن، نشانه فو گاسیته پایین اکسیژن در محیط تشکیل است (Hsu & Galli, 1973). رخداد کانه زایی سولفیدی به همراه شیلیت نیز به دلیل پایین بودن دِOp محیط، امکان پذیر است.

شیلیت در واحدهای متاریولیتمیلونیتی و شیستنیمه پلیتی حضور دارد که در واحد متاریولیت، در همراهی با شیلیت، کانههای ولفرامیت، پیریت و کالکوپیریت، مشاهده می شود. کانی شیلیت در این نمونهها، در چهار نسل قابل بررسی است.

- نسل ۱: شیلیت اولیه با بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار و گاه خود شکل، به صورت ادخال (در سنگ درونگیر متاریولیت میلونیتی) در کانی های کوارتز نسل ۱، ارتوز و مسکوویت (و گاه پلاژیو کلاز) (شکل ۱۰)، دانه پراکنده و به شکل جانشینی در کانه ولفرامیت نسل ۱ مشاهده می شود.

– نسل ۲: شیلیتهای درشتبلور بی شکل، که در طی دگرگونی ناحیهای پیشرونده، تبلور دوباره یافتهاند. این نسل از شیلیت، همراه با پیریتهای خودشکل ۱۰۹

نسل ۲ و کالکوپیریت های رشد دوباره یافته نسل ۲، مشاهده می شود و گاه کانی های باطله، کوارتز نسل ۱ موجود در متن سنگ را قطع می کند. همچنین این نسل از شیلیت، گاه داخل شکستگی های پیریت نسل ۲ را نیز پر می کند؛ بنابراین زمان تشکیل آن، همزمان تا پس از تشکیل پیریت های خودشکل نسل ۲، در نظر گرفته شد (شکل ۲۲).

– نسل ۳: کانی شیلیت به شکلهای کشیده که در نوارهای تنگستن– سولفید تمرکز یافته است.

– نسل ۴: شیلیت به صورت بلورهای بی شکل در رگه- رگچهها، همراه با پیریت نسل ۴ و کوارتز نسل ۴ (شکل ۴ –۲۳).

**پیریت** (FeS<sub>2</sub>): در محدوده ازنا، پیریت به صورت کانی های نیمه شکل دار تا خودشکل مشاهده می شود. این کانه، به شکل لامینه های اولیه (؟) و نوار های میلونیتی مینرالیزه (سولفید- تنگستن دار و سولفیدی) در واحد متاریولیت میلونیتی و شیست نیمه پلیتی کانه دار، حضور دارد. کانه پیریت در این محدوده، بافت های ادخال، لامینه (؟)، دانه پراکنده، کلوفرم و پرکننده فضاهای خالی دارد. در این محدوده، چهار نسل پیریت قابل تشخیص است:

- پیریت نسل اول: پیریت بی شکل تا نیمه شکل دار ریزبلور، در لامینه های اولیه سولفید-تنگستن دار به شکل دانه پراکنده، کلوفرم و به شکل ادخال در کانی های باطله (کوارتز نسل ۱، ارتوز و پلاژیو کلاز) قابل مشاهده است. این نسل از پیریت، همراه با کانه های نسل ۱ ولفرامیت، شیلیت و کالکوپیریت است (شکل ۵ – ۲۲). پیریت ملنیکوویت (colloform) دارند (شکل c, d) بافت کلوفرم (colloform) و گاهی حالت ریتمیک (colloform) دارند (شکل c, d) بافت کلوفرم (colloform) و گاهی با کوارتز و کانه های سل ۱، و در واحد شیست نیمه پلیتی در متن سنگ همروند با با کوارتز و کانه های نسل ۱، و در واحد شیست نیمه پلیتی در متن سنگ همروند با روند لامینه های اولیه (؟) مشاهده می شوند. به نظر می رسد بافت کلوفرم، در هنگامی که محیط اشباع از سولفید بوده است، نهشته شده است.

- پیریت نسل دوم: پیریت خودشکل درشت بلور در متن سنگ و در نوارهای سولفیدی (حاصل از میلونیتی شدن لامینه های اولیه سولفیددار ؟) است. این پیریت، بافت غربالی دارد و در طی دگرگونی ناحیه ای پیشرونده، بر اثر تبلور دوباره پیریت نسل ۱، شکل گرفته است. این نسل پیریت، همراه کانه های نسل ۲ شیلیت و کالکوپیریت، مشاهده می شود (شکل b – ۲۲). پیریت های خود شکل، در هنگام رشد، فابریک بر گوارگی را در بر گرفته اند.

- پیریت نسل سوم: این نسل از پیریت، در اثر تنش زمین ساخت برشی، به شکل منحنی و خمیده، هم سو با سوی میلونیتی شدن، مشاهده می شود که بلورها در سوی میلونیتی شدن کشیدگی نشان می دهند و در این سو ردیف شده اند (شکل ۲۴). همچنین نوارهای میلونیتی تیره سولفیدی و روشن (سیلیسی شده) سولفید- تنگستن، نشانه ای از تمرکز کانه زایی است.

– پیریت نسل چهارم: این نسل از پیریت.ها به شکل شکافه پرکن، در رگه-رگچهها، همراه با شیلیت نسل ۳، مشاهده می شوند (شکل e, f ).

**کالکوپیریت** (CuFeS<sub>2</sub>): در محدوده ازنا، کانه کالکوپیریت بیشتر بی شکل بوده و نسبت به پیریت در این نمونهها، از فراوانی کمتری برخوردار است. این کانی، در این محدوده، در چهار نسل قابل مشاهده است:

- نسل اول: کالکوپیریت اولیه بی شکل که با بافت دانه پر اکنده و بهندرت کلوفورم در متن سنگ، فضای بین کانی های باطله را پر کرده است، یا بهصورت ادخال در کانی های کوارتز نسل ۱، ارتوز و در کانه پیریت مشاهده می شود (شکل a, c, d). ۲۹–۳۱). ir نسل دوج، کالکوپیریک بی شکل تا نیمه شکل دار رشد دوباره یافته که در شتبلورتر

از کالکوپیریت نسل ۱ بوده و طی دگرگونی ناحیهای پیشرونده تشکیل شده است. این نسل از کالکوپیریت، در همراهی با پیریت خودشکل نسل ۲ و شیلیت نسل ۲، مشاهده می شود (شکل b –۲۳).

- نسل سوم: کالکوپیریتی که همانند پیریت نسل ۳ و همراه با آن، در نوار سولفیدی مشاهده می شود.

– نسل چهارم: کالکوپیریت بی شکل با بافت پرکننده فضای خالی که درون رگه-رگچههای چینه کران، همراه با کوارتز و کانههای نسل ۴، مشاهده می شود (شکل e - ۲۳).

**انیدریت، کلسیت و گوگرد:** در زون گسلی، انیدریت، کلسیت، گوتیت و گوگرد آزاد به همراه اکسیدآهن، در سطح و اطراف گسل، با رنگ های سفید، زرد و نارنجی مشاهده می شوند. این کانی های سولفاتی، اکسیدآهنی و گوگرد، بر اثر دگرسانی پیریت و آزاد شدن گوگرد و آهن موجود در آن، در زون گسلی تشکیل شدهاند. **۳–۵. کانی های سنگساز** 

**کوارنز:** در محدوده ازنا، کوارتز از کانی های اصلی سنگ ساز در واحدهای متاریولیت میلونیتی و شیست نیمه پلیتی است که در چهار نسل کوارتز، قابل مشاهده است:

کوار تز نسل اول: بلورهای دانه ریز بی شکل و کثیف خاکستری کوار تز حاصل از
 تبلور و یا تهنشست که کانه های نسل ۱ شامل ولفرامیت، شیلیت و سولفیدها (پیریت و
 کالکوپیریت)، به صورت ادخال، دانه پراکنده، کلوفرم و لامینه (؟) همراه این نسل از
 کوار تز، مشاهده می شوند. (شکل a –۲۵).

کوارتز نسل دوم که بلورهای کوارتز زردرنگ درشت بلور نیمه شکل دار و
 به نسبت تمیز حاصل از دگرگونی ناحیه ای پیشرونده را شامل می شوند. نسل ۲ کانی ها
 (پیریت، کالکو پیریت، شیلیت و ولفرامیت) همراه با کوارتز نسل ۲ مشاهده می شود
 (شکل b).

- کوارتز نسل سوم که در اثر عملکرد زمینساخت برشی در سنگ ایجاد شده است، و بر اثر آن، کانی های کوارتز با مرزهای مضرسی، خاموشی موجی شدید نشان داده، برخی از آنها ساب گرین شدهاند. برخی بلورهای خودشکل کوارتز به نیمه شکل دار تغییر شکل داده و در حاشیه آنها، کانی های جدید (new grains)، کوارتز شروع به رشد و تبلور دوباره کردهاند (شکل c –۲۵).

- کوارتز نسل چهارم که به شکل درز و شکافها و رگه- رگچه های قطع کننده واحدهای سنگی کانهدار و غیر کانهدار مشاهده می شود. این درز و شکافها و رگه-رگچه های کوارتز - بیوتیت، روند میلونیتی موجود در سنگ را قطع می کند و هنگام حضور در افقهای کانهدار، واجد کانی سازی (پیریت، کالکوپیریت و شیلیت) هستند (شکل b - ۲۵).

فلدسپار قلیایی و پلاژیو کلاز: فلدسپار قلیایی که بیشتر از نوع ارتوز است، با بلورهای بی شکل و با خاموشی موجی، به طور معمول بین دیگر بلورها را فراگرفته است. بلورهای ارتوز، دگرسانی آرژیلیکی (یا کائولینیتی) نشان می دهند. پلاژیو کلاز در محدوده ازنا، از نوع آلبیت و الیگو کلاز است. این پلاژیو کلازها، با بلورهای منشوری قطور، فاقد ماکل و یا حاوی ماکل پلی سنتیک و آلبیتی مشخص می شوند و به طور معمول دچار دگرسانی سریسیتی شده اند که در برخی نوارهای زمین ساختی شدیدتر است. کانه های نسل ۱ (ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکو پیریت)، به صورت ادخال در این کانی ها مشاهده می شوند.

**آمفیبول:** کانی آمفیبول به شکل اکتینولیت مشاهده می شود که طی دگرگونی قهقرایی به کلینوکلر تبدیل شدهاند.

**بیوتیت:** بیوتیت، در واحدهای کانهدار منطقه ازنا، در سه نسل مشاهده می شود:

- نسل اول: بيوتيت حاصل از تبلور و تەنشست اوليه. اين بلورهاى بيوتيت،

### Autohive of SID

## اللي المحافظة محافظة محافظة محافظة محافظة محافظة محافظة محافظة محافظة محافظة المحافظة المحافظة محافظة محافظة

نیمهشکلدار و هماندازه با دیگر کانیهای اصلی سنگ ساز هستند (شکل a -۲۶). آنها دچار دگرسانی کلریتی شدهاند.

- نسل دوم: این بیوتیت، به شکل منشورهای قطور مشاهده می شود که گاه کلریتی شدهاند. این بیوتیتها در طی دگرگونی ناحیهای پیشرونده پدید آمدهاند (شکل b -۲۶). گاه بیو تیت ها، با فرو رفتن در یکدیگر، بافت دیابلاستیک (diablastic) ایجاد کردهاند. این بافت، متعلق به سنگٔهای دگرگونی است که شامل رشد درهم پیچیده و اجزای درهم فرورفته است. در نمونه Az5، این کانی در سطح مقطع بهخوبی رشد کرده است.

- نسل سوم: بلورهای خمیده بیوتیت (bent mica)، که بیشتر به شکل میکافیش (mica fish)، بلورهای پورفیروبلاست کوارتز و ارتوز را دور میزنند (شکل c,d-۲۶). در امتدادر خاين بيو تيت ها، كانى ولفراميت نسل ٣، به صورت رشته هاى ظريفي مشاهده مي شو د (باتوجهبهاينكهبيوتيت، كاني فرومنيزيم است، تنها كانه ولفراميت در آن مشاهدهمي شود).

- نسل چهارم: بیوتیت پولکی درشتبلور خودشکل، در رگه- رگچهها، همراه با کانی کوارتز نسل چهارم (شکل e –۲۶).

**کلریت و اپیدوت:** کانی کلریت بویژه کلینو کلر (نتایج آزمایش XRD)، کانی ثانویه حاصل از دگرگونی قهقرایی و دگرسانی کانیهای آمفیبول و بیوتیت، بهفراوانی مشاهده میشود که جهت یافتگی دارند و از جمله جوان ترین کانی ها، در این منطقه بوده است که کلیه کانیهای سنگ و نسلهای کانیسازی را به غیر از رگههای کانهدار، قطع می کند. در محدوده ازنا، اپیدوت به شکل کانی حاصل از دگرسانی فلدسپارها، تشکیل شده است.

سریسیت: کانی سریسیت در این محدوده عمومیت دارد. این کانی به اشکال سریسیتهای حاصل از دگرسانی کانیهای پلاژیوکلاز و ارتوز، سریسیتهای حاصل از دگرسانی سریسیتی (نسل ۱)، طی دگرگونی قهقرایی و در حاشیه رگه-رگچههای کوارتز– بیوتیت (نسل ۲) تشکیل شده است. سریسیت در اثر تنش برشی، جهت یافتگی پیدا کرده است و به شکلهای خمیده (bent mica) و میکافیش (mica fish) مشاهده می شود و چشم های میلونیتی را در سنگ دور می زند که بیانگر تأثیر زون برشی بر آنهاست.

**کربن آزاد:** افق سیاهرنگ شیست دانهریز، سرشار از کربن آزاد، به صورت بین لایه، همراه با افقهای کانهدار قرار گرفته است. در تجزیه XRD این نمونه، کانیهای آلبیت، کوارتز، مسکوویت (اپیدولیت)، بهمقدار جزئی کلسیت و مونتموریلونیت مشخص شده و با توجه به آن، کربن آزاد بهصورت بیشکل است. آثار سطحی کلسیت و گوتیت نیز مشاهده می شود.

### 4-4. توالی پاراژنتیک کانهها و کانیهای سنگساز

تعیین توالی پاراژنتیک کانهها در منطقه ازنا بسیار مشکل است؛ این امر بهدلیل حوادث متعدد رخ داده در این منطقه، از جمله دگر گونی ناحیهای، قرار گیری در زون برشی، گسلخوردگی، دگرسانی و ...است. از طرفی همزمانی و همپوشی برخی از این حوادث با یکدیگر و همچنین نبود اطلاعات عمقی و نبود اطلاعات پیشین از این کانهزایی است. بدین ترتیب، توالی پاراژنتیک ارائه شده برای این محدوده، پاراژنز کلی بر اساس اطلاعات موجود است (جدول های ۱ و ۲).

در این محدوده، ۴ مرحله کانهزایی مشاهده شده است که هر مرحله با توجه به شواهد بافتي و ساختي زير مشخص شدهاست:

– مرحله اول (مرحله تشکیل): تشکیل کانهها و کانی.های اولیه در سنگ که همزمان با تبلور در واحد متاریولیت میلونیتی (توف ریولیتی) و نهشت مواد آذرآواری و رسوبی، همراه با موادآلی در واحد شیست نیمه پلیتی، صورت گرفته اسلی در این هر کله کانی های سنگ ساز (از جمله کوار تز نسل ۱)، به همراه کانه های

ولفرامیت، شیلیت، پیریت (ملنیکوویت) و کالکوپیریت با بافت.های دانه پراکنده، لامینه (؟)، ادخال و کلوفرم و ریتمیک (دما پایین)، در واحد متاریولیت میلونیتی ادخال، دانه پراکنده، کلوفرم و لامینه (؟)، پدید آمدهاند. کانهها در این مرحله بسیار ریزبلور اما فراوانند (شکل های ۱۰، ۱۱، ۱۲ و ۱۶).

– مرحله دوم (دگرگونی ناحیهای پیشرونده): در این مرحله طی دگرگونی ناحیهای پیشرونده، کانی.ها و کانه.ها تبلور دوباره یافته و درشت.بلور شدهاند. کانی های کوارتز نسل ۲ و بیوتیت نسل ۲ از جمله کانی های مشخص کننده این مرحله هستند. بافت ورقهای (foliation) که با کانیهای میکایی در این مرحله مشخص می شوند، نشان دهنده دگر گونی ناحیه ای پیشرونده در این مرحله هستند (شکل ۱۶). همچنین حضور ولفرامیت نسل ۲ (شکل ۲۱)، پیریت خودشکل (نسل ۲)، (شکل ١٧)، شیلیت (شکل ۲۲) و کالکوپیریت (نسل ۲)، نشانگر درجه بالاتر تبلور این کانهها، از کانههای ریزبلور اولیه و تشکیل آنها بر اثر تبلور دوباره در این مرحله است. این کانهها، کانیهای متن سنگ را قطع کردهاند. بافت دانه پراکنده در این کانه ها مشاهده می شود.

- مرحله سوم (مرحله ميلونيتي شدن): طي اين مرحله فعاليت زون برشي به شكل بافت میلونیتی سنگ مشاهده میشود. البته بخش هایی از سنگ که در زون های با تغییر شکل کم (low strain) قرار گرفتهاند، تغییر شکل کمی نشان میدهند یا نشان نمیدهند و بافتهای اولیه حفظ شدهاند. کانی کوارتز نسل ۳ در این مرحله مشاهده میشود که تبلور دوباره یافته است و بهطور مشخص خاموشی موجی نشان میدهد (شکل ۲۵، c) که از نشانه های فعالیت زون برشی در این محدوده است. کانه های نسل ۳ ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکوپیریت، بر اثر میلونیتی شدن (با تأثیر بر کانه های از قبل موجود ؟) در این مرحله تمرکز یافتهاند. بافتهای ادخال (ولفرامیت در کانی بیوتیت)، دانه پراکنده، نواری، میلونیتی (شکل های ۱۲، ۱۸ و ۱۹) و تبلور دوباره در این مرحله مشاهده میشوند. این نسل از کانهها، همروند با سوی میلونیتی شدن هستند که گاه در این سو، کشیدگی نشان میدهند. بافت نواری ممکن است بر اثر دگرشکلی لامینههای کانهدار اولیه باشد.

– مرحله چهارم (رگه– رگچه): این مرحله با دگرگونی قهقرایی و پیدایش درز و شکافها و رگه- رگچههای کوارتز- بیوتیت کانهدار مشخص می شود که بافت میلونیتی سنگ را قطع می کند. طی دگرگونی قهقرایی، کلریتی شدن (کلینوکلر) کانی های اکتینولیت و بیوتیت با اپیدوتی و سریسیتی شدن همراه بوده است. در این مرحله، کوارتز نسل ۴ و بیوتیت نسل ۴ بهوجود آمدهاند. همچنین کانههای شیلیت نسل ۴ و پیریت نسل ۴، در این مرحله شکل گرفتهاند (شکل های f-e، ۲۵-d، ۲۳-f). دگرسانی آرژیلیک و سریسیت در اطراف این رگه- رگچه ها مشاهده می شود.

### 6- شواهد ژئوشیمیایی

بهمنظور بررسی و مطالعه رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در این محدوده، ۱۷ نمونه برای تجزیه XRF، در دانشگاه تربیت مدرس و تجزیه ۳۸ عنصری، به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex در ونکوور کانادا ارسال شد. در بررسی ژئوشیمیایی منطقه و مقایسه مقادیر کلارک عناصر فلزی ارزشمند چون تنگستن، قلع، مس، سرب و روی در سنگهای مختلف پوسته زمین با مقادیر تجزیه شده برای هر واحد مشخص نتایج زیر به دست آمد (جدول ۳):

– در سنگهای رسوبی و دگرگونی غیرکانهدار به سن تریاس و ژوراسیک در مناطق کانیسازی نشده، مقادیر عناصر فلزی قلع، مس، سرب و روی نسبت به کلارک این عناصر در این نوع سنگها، افزایشی در حدود ۲ برابر نشان میدهد. در ار تباط با عنصر تنگستن، گاه این افزایش به ۲۰ برابر نیز می رسد که نشانگر غنی بودن

سنگهای تریاس– ژوراسیک در این ناحیه، از عناصر فلزی یادشده، بویژه تنگستن است (برای نمونه در مناطق قلعه خلیفه و مسعودآباد در جدول ۳).

- در تودههای آذرین موجود، مشاهده می شود که مقادیر عناصر فلزی قلع، مس، سرب و روی نسبت به کلارک این عناصر در این نوع سنگها، افزایش بسیار کمی (نسبت به حد ناحیهای) نشان می دهد (تودههای گرانیتویید نظام آباد و ده حسین آستانه در جدول ۳) و حتی گاه میزان آنها از حد کلارک نیز کمتر است (پگماتیت نظام آباد در جدول ۳).

- در مناطق کانهدار، در توالی های رسوبی- آتشفشانی تریاس پسین- ژوراسیک، در محدوده ازنا (در سنگ های متاریولیت و شیست نیمه پلیتی، مطابق جدول ۳)، افزایش قابل توجهی در میزان عناصر تنگستن، قلع، مس، روی و سرب مشاهده می شود. بنابراین مشخص می شود که حوضه رسوبی، در زمان تشکیل این رخسارهها، از نظر مقادیر این عناصر غنی بوده است که منجر به تمرکز این عناصر در برخی رخسارهها و انواع سنگی خاص شده است.

### ۷- پراکندگی و ضریب همبستگی عناصر کانسارساز

بر اساس ماتریس همبستگی عناصر (عبدی، ۱۳۸۶)، تنگستن دارای همبستگی مثبت با سیلیس، آهن، منگنز، سدیم، فسفر، سریم، کبالت، کروم، مس، فلوئور، نیکل، سرب، قلع، توریم، اورانیم، وانادیم، روی و زیرکن است. در حالیکه با آلومینیم، کلسیم، منیزیم، تیتانیم، باریم، لانتانیم، نئودیمیم، روبیدیم، استرانسیم و ایتریم همبستگی منفی نشان می دهد. همبستگی مثبت تنگستن در افقهای کانه دار با سیلیس و در عین حال با نیکل و وانادیم می تواند شاهدی بر ماهیت رسوبی سیلیس در این افق ها باشد؛ چرا که در صورت ماگمایی بودن سیلیس، همراهی این عنصر با عناصر سازگار (compatible) همچون نیکل و وانادیم توجیه ناپذیر است.

### ۸- بررسی تغییرات عناصر خاکی کمیاب

به منظور مطالعه و بررسی رفتار عناصر خاکی کمیاب در منطقه، داده ها بر حسب کندریت<sub>ا</sub> C (Sun & McDonough, 1989) و نمودارهای مربوط به الگوی عناصر خاکی کمیاب در نرمافزارهای Igpet و Minpet رسم شد. نمودار ۱، الگوی عناصر خاکی کمیاب را، در نمونه های از نا نشان می دهد. الگوی پراکندگی REE مناصر خاکی کمیاب را، در نمونه های از نا نشان می دهد. الگوی پراکندگی REE در این نمونه ها با شیب کم و ضریب تفریق LaCn/LuCn به نسبت پایین مشخص است. LREE در این الگو، تهی شدگی کمی را نشان می دهد که علت آن را می توان به افزوده شدن مقادیر بالای سیلیس در طی دگرگونی و میلونیتی شدن نسبت داد. Eu در این نمونه ها بی هنجاری منفی نشان می دهد. این مسئله می تواند نتیجه دگرسانی فلدسپارها به سریسیت و کاهش میزان فلدسپار پتاسیمی باشد. دگرگونی می تواند از راه تخلیه انتخابی عناصر خاکی کمیاب سبک، موجب تشکیل الگوی با شیب کم و نسبت Lacn/Lucn یایین شود (Griffin & Bruckner, 1985). ضمن اینکه الگوی می تواند ناشی از وجود کانی های زیر کن و آپاتیت باشد که میزبان های مناسبی برای می تواند ناشی از وجود کانی های زیر کن و آپاتیت باشد که میزبان های مناسبی برای این عناصر هستند.

الگوی تغییرات در نمونه های فاز اسیدی گرانیت نظام آباد و پگماتیت نظام آباد (عبدی، ۱۳۸۶)، دارای REE∑ بهنسبت پایین به ترتیب ۱۶/۵ و ۲۲/۱ گرم بر تن است؛ ضمن این که پگماتیت نظام آباد دارای بی هنجاری مثبت Eu (ناشی از تبلور فلدسپار ها و تورمالین نوع سدیم و پتاسیم) است (عبدی، ۱۳۸۶). نکته قابل توجه میگر که هلیلی بر الخلاف آشکار الگوی عناصر خاکی کمیاب در محدوده های

بووکی و آق بلاغ با توده نظام آباد و پگماتیت های فاز نهایی است، شیب منفی HREE در این دو محدوده و شیب مثبت آن در نمونه های توده نظام آباد است. با توجه به اختلاف در روند تغییرات عناصر خاکی کمیاب در این دو محدوده با توده نفوذی، می توان پی برد که منشأ عناصر در این نمونه ها یکسان نیست (عبدی، ۱۳۸۶).

### ۹- نتیجهگیری

در منطقه ازنا، کانی سازی تنگستن – سولفید به صورت چینه سان و چینه کران، در سنگ های درونگیر متاریولیت میلونیتی شده و شیست های نیمه پلیتی، در توالی آتشفشانی– رسوبی تریاس پسین، اتفاق افتاده است. محیط تشکیل در این کانسار حوضه کافت درون قارهای بوده است که محیط مناسبی را برای فعالیت آتشفشانی زیردریایی و رسوبگذاری مجموعه های آتشفشانی رسوبی فراهم کرده است. وجود مقادیر زیادی از سنگ های آتشفشانی اسیدی و بازی (دو قطبی) و سنگهای رسوبی دگرگون شده (شیست پلیتی، شیست سیاه و میکاشیست) در توالی آتشفشانی– رسوبی این مناطق، وجود یک حوضه کافتی (ریفتی) را تأیید میکند. اساساً حوضه های ریفتی، مناسب ترین مکان برای تشكيل كانسارهاى تنگستن تيب بروندمى- آتشفشانزاد است (Cheilletz, 1988). در منطقه ازنا، سنگ های کربناتی مشاهده نشدهاند که ممکن است به دلیل پوشیده بودن رخنمون و یا قرارگیری در ژرفای کمتر از تشکیل کربنات باشد. با توجه به حضور گسترده و سهم بیشتر آتشفشانی به رسوبی در توالی منطقه ازنا، به نظر میرسد این منطقه در نزدیکی مرکز کافت واقع بوده است. افق های کانه دار در منطقه ازنا، بیشتر حالت چینه سان دارند. ژئومتری ماده معدنی، لامینه، نواری، رگچهای و همروند با شیستوزیته (و لایه بندی) سنگهای درونگیر است. ژئومتری لایهای افقهای کانهدار، بر تشکیل همزمان با آتشفشانی و رسوبگذاری کانسار دلالت دارد. (1981) Maiden ماهیت لامینه ای ظریف کانه زایی شیلیت را نشانه ای قاطع بر آتشفشانی-رسوبی بودن کانهزایی تنگستن در نظر گرفته است. انواع بافت های ادخال (در کانی های سنگ ساز افق متاریولیتی) نواری، دانه پراکنده، لامینه، جانشینی (به جای کانی های سنگ ساز) و پرکننده فضاهای خالی در افق های کانه دار قابل مشاهده است. ساخت و بافتهای مشاهده شده در این رخداد معدنی (بجز بافت پرکننده فضاهای خالی)، همگی خاص کانسارهای سین ژنتیک آتشفشانی- رسوبی است که در کانسارهای تنگستن چینه سان آلپ خاوری (Holl, 1975, 1976; Maucher, 1976; Raith, 1991, 1995)، بروكن هيل و بوهمين مسيف استراليا (Plimer, 1987, 1994; Kwak,1987; Barnes, 1983;) بوهمين مسيف (Beran et al., 1985) و Austroalpine Crystalline Complex و اتریش (Raith, 1991; Thalhammer et al., 1989)، نیز مشاهده و گزارش شده است. براساس (Maiden (1981، تحرک دوباره تنگستن بیش از آن که به شدت دگرگونی بستگی داشته باشد، به شدت دگرشکلی وابسته است و بنابراین تحرک و تمرکز دوباره حجم زیاد تنگستن در طی دگرگونی ناحیهای، به دماهای بالا و ذوب بخشی ارتباطی ندارد. (Stein & Raith (2006) عقیده دارند که نهشته های تنگستن چینه کران، در کمپلکس های زمین ساختی رخ می دهند و بیشتر با توالی چندمرحلهای دگرگونی همراهند و بیشتر در توالی های آتشفشانی– رسوبی قرار می گیرند. تبلور و تحرک دوباره شیلیت و کانی های فلزی همراه در کانسارهای چینه سان و چینه کران تنگستن، امری طبیعی بوده و در بیشتر این کانسارها مشاهده شده است (Gilbert et al., 1992). در کانسارهای تنگستن چینه سان، برون دمی ها (exhalites)، تأمین کننده اصلی عناصر کانه ساز

# المان الم

تنگستن، قلع، مس، روی، آهن و ... بودهاند (Raith, 1995, 1991). تنگستن و فلزات پایه که از برون دمی های غنی از فلز، منشأ گرفتهاند، به آتشفشانی دوگانه داسیتی – تولئیتی وابسته هستند (Barnes, 1983). به عقیده (1999) Saez et al. کانه زایی، تنها با برون دمی های ناشی از آتشفشانی مربوط به مراحل پایانی هر دوره آتشفشانی دیده می شود. در منطقه ازنا، مشاهده می شود که کانه زایی تنها، با سنگ های متاریولیت و شیست نیمه پلیتی، مشاهده می شود که در بالای توالی آتشفشانی – رسوبی رخنمون یافته اند.

مشخصات شیمیایی گرانیت نظام آباد (نزدیک ترین توده گرانیتی در شمال باختر منطقه) که یک فلدسپار قلیایی گرانیت کاهیده (با کانی مافیک هورنبلند و بیوتیت) است، به صورت درصد بالای SiO<sub>2</sub> (%۷۹ – ۷۹)، درصد متغیر K<sub>2</sub>O (% ۷۰/۰ – ۷/۷) متوسط ۲/۵%)، درصد بالای Na<sub>2</sub>O (۴/۸% ، متوسط ۴/۸%) و مقدار Rb یایین (۱۰۵ ppm) و Sr بالا (۹۸/۵ ppm) است که نشانگر تفریق اندک در این توده است و فاز سیال ایجاد شده، کم اهمیت است (عبدی، ۱۳۸۶)، مقدار F موجود در این توده، پایین تر از حد تفکیک است و مقدار B تنها در پگماتیت (حاشیه شمال خاوری) اهمیت معنی دار (ایجاد کانی تورمالین) می یابد. دگرسانی شاخصی در اطراف توده نفوذی مشاهده نمی شود و تودهها، تنها تأثیر دگرگونی مجاورتی به شکل شیست لکه ای بر سنگ های اطراف داشته اند. این توده در منطقه گرانیت های قلع دار واقع نمی شود و مقادیر عناصر فلزی تنگستن، قلع، مس، سرب و روی نسبت به کلارک این عناصر در سنگ گرانیتی، افزایش بسیار کمی نشان میدهند و حتی گاه (پگماتیت نظام آباد) میزان آنها از حد کلارک نیز کمتر است (عبدی، ۱۳۸۶). بنابراین با توجه به این شواهد، توده گرانیتوییدی نظام آباد نمی تواند منشأ کانی سازی تنگستن در منطقه شازند باشد و بهنظر می رسد، توده های نفوذی تنها نقش موتور گرمایی را در منطقه برای چرخش سیالهای گرمابی و آبهای زيرزميني داشتهاند.

تقسیمبندی کانسارهای تنگستن بروندمی بر اساس فاصله زمانی و مکانی با مرکز آتشفشانی به proximal و distal است. (Cheiletz (1988، در مقاله خود با عنوان "مروری بر کانسارهای تنگستن چینهسان، ضمن برشمردن ویژگیهای تیپهای مختلف تنگستن چینهسان"، تقسیمبندی جامعی از این کانسارها ارائه داده است. نزدیکی به مرکز آتشفشان با شدت فعالیت انفجاری آتشفشانی، نسبت آتشفشانی به رسوب بالا، رخداد پلوتونیسم و توسعه دگرسانی سنگ دیواره در كانسارهای proximal، بروز می كند (Cheilletz, 1988; Plimer, 1978). در منطقه ازنا، فعالیت انفجاری شدید و پلوتونیسم مشاهده نمی شود، اما نسبت آتشفشانی به رسوب بالا است و گاه در اثر نفوذ رگه های کوارتز – بیوتیتی ثانویه، دگرسانی سنگ دیواره رخ داده است که نشانهای از proximal بودن این رخداد معدنی است. در برخی کانسارهای تنگستن چینهسان (دگرگونی-آمفیبولیتی)، به علت دگر شکلی، دگرگونی و چین خوردگی فشرده، که در طول چرخه های کوهزایی متنوع رخ داده است، ویژگی های distal یا proximal قابل تشخیص نیست (Cheilletz, 1988). در رخداد معدنی تنگستن ازنا نیز فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی، تشخیص distal و proximal بودن آن را با مشکل مواجه کرده است. به هر حال، بر اساس مقایسهای که بین کانسار تنگستن ازنا و کانسارهای تیپیک تنگستن proximal در ناحیه فلبرتال و آلپین و distal در ناحیه بروکن هیل و کلینر تال صورت گرفت (جدول ۴)، کانسار ازنا شباهت بیشتری با کانسارهای proximal دارد.

### سپاسگزاری

بدین وسیله بر خود لازم میدانیم تا از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس و همچنین آقایان دکتر لطفی و دکتر محجل که ما را در انجام این پژوهش یاری رساندند، تشکر و قدردانی کنیم.



شکل ۱- قسمتی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم آباد که محل مقطع ازنا، روی آن در محل Three Road، مشخص شده است.



جدول ۲- توالی پاراژنزی در منطقه ازنا، افق شیست نیمه پلیتی

#### جدول ۱- توالی پاراژنزی در محدوده ازنا، افق متاریولیت میلونیتی

Mineral		Mineralization				Weathoring
		Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	weathering
Organi pyrocla	c matter, clay, astic fragments					
w	olframite					
5	Scheelite		-	-		
	Pyrite		-	-		
Cł	alcopyrite		-			
Iron oxide	es and hydroxides					
	Quartz		-			
к	-Feldspar					
Р	lagioclase	l				
Muscovite		_				
Biotite						
Actinolite						
Chlorite (Clinocholir)						
Epidote		l				
Sericite				-	_	
Argillite					_	
Anhydrite & Sulfur						-
	Disseminated		-			
Textures	Laminated	?				
	Foliation		-			
	Recrystalization					
	Banded			-		
	Mylonite					
	Open space filling					
	Vein-Veinlet				-	

Mineral		Mineralization				Weathering
		Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	weathering
Organic matter						
w	olframite	۱		١		
5	Scheelite		-	-	l	
	Pyrite		—		l	
Ch	alcopyrite	۱		١	l	
Iron oxide	es and hydroxides					
	Quartz	۱	-	١	l	
к	-Feldspar	۱				
Р	lagioclase	۱				
A	ctinolite	I				
N	luscovite	۱				
Biotite		۱			l	
Chlorite (Clinocholir)						
Epidote		۱			-	
Sericite				١	I	
Argillite						
Zircon						
Anhydrite & Sulfur						-
	Inclusion	۱				
	Disseminated		-			
Textures	Choloform					
	Lamineted	?				
	Foliation					
	Diablastique					
	Recrystalization					
	Banded			١		
	Mylonite					
	Open space filling					
	Vein-Veinlet					

جدول ۳- مقادیر عناصر فلزی در نمونه های منطقه و کلار ک آنها در سنگ های مختلف

Location	Litheleer	Samuela	Elements (ppm)				
Location Lithology		Sample	W	Sn	Cu	Pb	Zn
	Earth crust		1.5	2.0	55.0	12.5	70.0
	Basalt	1	1.0	1.0	100.0	5.0	100.0
	Granodiorite	1	2.0	2.0	30.0	15.0	60.0
Clark	Granite	1	2.0	3.0	10.0	20.0	40.0
	Shale		2.0	4.0	50.0	20.0	100.0
	Limestone		0.5	4.0	15.0	9.0	25.0
	Sandstone		1.6	<1	<10	7.0	15.0
Azna	Rhyolite	R	13	23	42	56	80
Azna road	Meta rhyolite (ore bearing)	AZ1	6840	3	57	87	215
Azna road	Meta rhyolite (ore bearing)	AZ5	10000	2	62	104	186
Deh Hossein	Sandstone	CD1	17	34	338	361	125
Deh Hossein	Ore vein	D3	45127	3152	2065	603	
Deh Hossein	Granite (Astaneh)	ED5	16	1	12	19	12
Deh Hossein	Hornfels	ED3	21	36	463	64	83
Ghaleh khalife	Sandy limestone	B2	11	9	55	28	53
Masoud abad	Calkschist	Ms 0-3	27	9	45	27	52
Nezam abad	Spotted schist	Ds1	26	20	17	52	109
Nezam abad	Calcareous spotted schist	Ds12	8	34	74	36	80
Nezam abad	Granite	HS1	5	5	31	32	104
Nezam abad	Granite-aplite	HS2	7	133	27	85	22
Nezam abad	Leucogranite	HS3	7	11	27	27	9
Nezam abad	Pegmatite	CD17	1	2	18	20	45
Nezam abad	Granite (hosted ore vein)	GNzT2	12	107	1382	51	116
Nezam abad	Ore Vein	NzT2	47532	6906	25332	1756	

www.SID.ir

محدوده ازنا

متاريوليت و شيست نيمه پليتى

ترياسبالايي-<u>ژوراسيکزيرين</u> آمفيبوليت-شيستسبز کافت درون قارهای تناوب ولکانیسم بازی و اسیدی با ماهیت تولو ئیتی و كلسيمى-قليايي

ولفراميت، شئليت،

پيريت و كالكوپيريت

چينهسان و چينه کران لامينه، دانه-يراكنده، ادخال، نواري، رگەاي ۱-برون دمی-رسوبی

۲- دياژنز ۳-

دگر گونی ناحیهای

فرايندهاي برون

دمى-رسوبي برون دمى آتشفشانزاد

پرو کسیمال

عبدی، ۱۳۸۶

ت

۲- دیاژنز ۳- دگرگونی

ناحيهاى

فرایندهای برون دمی،

گرمابي

برون دمی آتشفشانزاد

پرو کسيمال

Raith,1991

۲- دیاژنز ۳- دگرگونی

ناحيهاي

فرايندهاي برون دمي

زيردريايى

برون دمي آتشفشان-زاد

پرو کسيمال

Holl & Schenk, 1987

				یں
ایران (اقتباس از شعل	تنگستن چينەسان جھان و	<sub>م</sub> منطقه ازنا با کانسارهای	گىھاى كانەزايى تنگستز	جدول ۴– مقايسه ويژ
Austroalpine Crystalline Complex اتریش	Felbertal اتریش	Kleinarltal اتریش	Broken Hill استرالیا	کانسار
مرمر، تورمالینیت، رگەھای کوارتز	باندهای کوارتزیت درون سنگ های متابازیک	سنگ آهک، باندهای کوارتزیتی، شیل های سیاه، دولومیت	کوارتز-فلدسپار-بیوتیت گنایس، تورمالینیت، آمفیبولیت، تبخیریهای دگرگونشده	سنگ درونگير
پالئوزوييك پايينى	پالئوزوييك پايينى	پالئوزوييك پايينى	پروتروزوييك ميانى	سن سنگ میزبان
آمفيبوليت پايينى	آلماندين-شيست سبز	آلماندين-شيست سبز	آمفیبولیت بالایی- گرانولیت	رخساره دگرگونی
کافت درون قارهای	کافت درون قارهای	فلات قارەاي	کافت درون قارمای	موقعيت زمين ساختي
اسیدی تا حد واسط	تناوب ولکانیسم فوقبازی، بازی و اسیدی با ماهیت تولوئیتی و کلسیمی-قلیایی	اسیدی	ولكانيسم تولوئيتي داسيتي، ريوداسيتي	ولكانيسم همراه
شئليت، گرافيت، ايلمنين	شئلیت، پیروتیت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، بریل، بیسموتینیت، بیسموت خالص، نقرہ و طلا	شئليت	،شئلیت،گالن،اسفالریت ،کالکوپیریت،مارکاسیت ،کوولیت،پیریت،پیروتیت آرسنوپیریت، مولیبدنیت	کانی شناسی مادہ معدنی
۲ کیلومتر	۲۵۰۰ متر	ę	۲ کیلومتر	گسترش کانه زایی
چينهسان و چينه کران	چينه کران	چينه کران	چینه سان و چینه کران	ژئومتري ماده معدني
لامینه، دانه پراکنده، رگهای	لايەاى، لامينە، عدسىھاى ھمخوان	لايهاي، لامينه و عدسي هاي همخوان، رگه و رگچهاي	لایهای، دانه پراکنده، تودهای (سولفید)، رگهای	ساخت و بافت
۱-برون دمي-رسوبي	۱-برون دميرسوبي	۱ ۱ ۱	15 -: *1	

۱- رسوبي -دياژنتيک

۲- دگر گونی ناحیهای

فرايندهاي برون دمي

زيردريايى

برون دمي آتشفشان-زاد

ديستال

Holl et al., 1972

۱- رسوبي-دياژنتيک

۲- دگر گونی ناحیهای

فرايندهاي برون

دمي،رسوبي و تبخيري

برون دمي آتشفشانزاد

ديستال

Plimer,1994

مراحل تشكيل

منشأ

تيپ

ينبع

چینهسان جهان و ایران (اقتباس از شعله، ۱۳۸۲)	ن منطقه ازنا با کانسارهای تنگستن	جدول ۴- مقایسه ویژگیهای کانهزایی تنگستن
---------------------------------------------	----------------------------------	-----------------------------------------



شکل ۲- مقطع عرضی از برونزدهای ترانشه جاده ازنا که محل نمونهها، مقادیر عناصر فلزی کلار ک مدنظر، نمونههای Azl (متاریولیت) و Azb (شیست نیمه پلیتی) (در جدول زیر شکل) بر روی آن مشاطع شده کمدن WWW



شکل ۳- تصویر ترانشه حاشیه جاده ازنا، که واحدهای کانه دار (متاریولیت و شیست نیمه پلیتی) و غیرکانه دار (متاریو داسیت، آمفیبولیت و میکاشیست) بر روی آن مشخص شده است (دید به سمت شمال باختری).



شکل ۵- بافت لپیدو گرانوبلاستیک تا میلونیتی در نمونه متاریولیتمیلونیتی، کانی های ارتوز (Orth)، آرژیلی شده (سمت چپ) و کوارتز (Qtz)، با خاموشی موجی، که به دلیل مقاومت بالا بهصورت چشمی در میان نوارهای میلونیتی باقی مانده است، کانی های بیوتیت (Bt) کلریتی شده، و مسکوویت (Ms) به دلیل مقاومت کمتر در جهت اعمال تنش حالت خمیده گرفته و چشم های میلونیتی را دور می زند (سمت راست). (نور اعتر میرور، بزر گنمایی 0.09\*50



شکل ۴- شکل شماتیکی که نمایانگر ژنومتری صفحات S و a، C) ایجاد شده توسط عملکرد برش ساده (simple shear) نامتقارن ناهم محور پیشرونده و b) کوتاه شدگی نامتقارن چیره پیشرونده است. به عبارت دیگر، دنباله های دانه های کوارتز و فلدسپار، نبود تقارن را مشخص می سازد. صفحات C، با خطوط با فواصل کم مشخص می شود (Hammond, 1984).



شکل ۶- بافت شیستوز و لپیدوبلاستیک دانهمتوسط در نمونه Azl، کانی های پلاژیوکلاز (Pl)، ارتوز (Orth)، کوارتز (Qtz)، بیوتیت (Bt)، مسکوویت (Ms) و دانههای کدر (paqe) (پیریت) در آن قابل تشخیص است. (نور ppl عبوری در سمت راست و نور xpl عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی 10.8%x10x)



شکل ۷- زون کانهدار خاکستری رنگ (gray ore zone)، در کنار زون کانهدار قهوهای رنگ (Brown ore zone)، در مقطع جاده ازنا- شازند (دید به سمت شمال باختری) www.SID.ir



شکل ۸- زون کانهدار قهوهای شماره یک، در مقطع جاده ازنا- شازند (دید به سمت باختر)



شکل ۹– افق شیستسیاهرنگ که در فرادیواره گسل امتدادلغز رخنمون دارد، همچنین رخنمون کوچک متاریوداسیت میلونیتی در فرودیواره گسل، در کنار واحد آمفیبولیتی، در مقطع جاده ازنا–شازند (دید به سمت باختر)



شکل ۱۱- بافت لامینه (؟)، دانه پراکنده و رگچه های چینه کران پیریت (Py) و شیلیت (Sch)، در نمونه شیست نیمه پلیتی ازنا. تصاویر بزرگ شده بافت لامینه و دانه پراکنده از شکل ۱۱.



شکل ۱۴- جانشینی حاشیهای کانی شیلیت (Scht)، به جای ولفرامیت (Wolf) نسل اول، نمونه Az3. (نور ppl انعکاسی در سمت چپ و نور ppl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی Mate 0.85,051 W



شکل ۱۰- کانی ولفرامیت (Wolf)، شیلیت (Scht) و پیریت (Py) نسل اول، به شکل ادخال در کانی های کوارتز و ارتوز، در متاریولیت میلونیتی ازنا. (نور ppl انعکاسی در سمت راست و نور xpl عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی 20x\*10x\*0.40)



شکل ۱۲- تصویر نوار تنگستن- سولفیددار و نوار سولفیدی نمونه های ریولیت میلونیتی ازنا



شکل ۱۳– تصاویر پیریت کلوفرم در نمونههای ازنا (Az3, E17)، (نور ppl انعکاسی، بزرگنمایی 80.45×20x)



شکل ۱۵– تصاویر a) جانشینی کالکوپیریت (cpy) در پیریت (b, c ،(py)) جانشینی ژل سولفیدی بهصورت بورنیت (Br) درون بلور پیریت و کالکوپیریت در شکستگی بلور پیریت، d) جانشینی مگهمیت (Mgh) به جای پیریت، نمونه های ازنا (نور lpl انعکاسی، بزرگنمایی تصاویر2.sot \*10x \*0.45 و تصویر d: 0.sot , 0.35



شکل ۱۶- تغییرات بافتی در طول یک مقطع، همچنین نوارهای سولفیدی و تنگستن- سولفید، نمونه Az3 ازنا (تصویر سمت راست نور xp1 عبوری، بزرگنمایی 0.09\*x10x\*



شکل ۱۸- تصویر تغییرات بافتی شدید و نواری شدن سنگ به بخش های تیره (سولفیددار) و روشن (سیلیسی و تنگستن دار)، در بخش با تغییرشکل بالا بر روی نمونه متاریولیت میلونیتی.



شکل ۱۷- تغییرات بافتی در کانی پیریت و تبدیل پیریت کلوفرم (Py 1) به پیریت خودشکل (Py\_2). a) پیریت کلوفرم. d) تجمع پیریت های کلوفرم. c) تغییرات بافتی در اثر دما درون پیریت کلوفرم که حاوی بلور کالکوپیریت است. باقیمانده خطوط منحنی پیریت کلوفرم مشخص است و حالت صفحات بلوری خودشکل در حال شکل گیری است. b) پیریت حدواسط (2-1 Py) که تجمع پیریتهای کلوفرم در حال تبدیل به پیریت خودشکل را نشان می دهد. e) پیریت خودشکل با حاشیه های بلوری منحنی. f) پیریت کلوفرم، پیریت حدواسط و پیریت خودشکل. نمونه های ازنا (نور pp1 انعکاسی، تصاویر a,b,c,d,e,f) - بزرگنمایی 50.8\*101\*108\*0.85).



شکل ۲۰- تصویر ولفرامیت (Wolf) نسل اول، همراه با پیریت (Py) نسل اول، به شکل ادخال در کوارتز (Qtz) نسل اول، در ریولیت میلونیتی نمونه Az3. (نور lppانعکاسی در سمت چپ و نور xp1 عبوری در سمت راست، بزرگنمایی. soll 20.8\* (50x\*10x).



شکل In صویر بافل میلونیتی در نمونه متاریولیت میلونیتی ازنا نمونه E۱۴.



شکل ۲۱- تصویر کانی ولفرامیت (Wolf) سوزن مانند و خمیده نسل دوم، در رخ های بیوتیت (Bt) خمیده نسل سوم. (نور ppl انعکاسی در سمت راست و نور ppl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی 20x\*10x\*0.45).

### اللي المحافظة محافظة محاف



شکل ۲۲- تصویر کانی شیلیت (Scht) نسل دوم، که درون شکستگی پیریت (Py) نسل دوم را پر نموده است و کانی کوارتز (Qtz)، را قطع می کند که بیانگر تشکیل آن، همزمان تا پس از تشکیل پیریت نسل دوم است. پیریت نسل سوم نیز، در این تصویر مشخص است. نمونه Az3. (نور Ipplانعکاسی در سمت چپ و نور xpl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی 20.4\*10\*8.05).



شکل ۲۴- تصویر بلورهای پیریت (Py) نسل سوم که در سوی میلونیتی شدن، کشیدگی نشان میدهند و در این سو ردیف شدهاند؛ نمونه ۱۷ E. (نور ppl عبوری در سمت راست و نور xpl عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی 5x\*10x\*0.45, Oil.)



شکل ۲۳- تصاویر a) کانی کالکوپیریت (Cpy) نسل ۱ به شکل ادخال در کانی کوار تز (Qtz) نسل ۱، همراه با نسل ۱ پیریت (Py)، ولفرامیت (Wolf)، بیوتیت (Bt) و مسکوویت. (b) کالکوپیریت نسل ۲، در کنار پیریت نسل ۲. (c, d) کالکوپیریت نسل ۱ به شکل جانشینی همراه با کانی پیریت کلوفرم نسل ۱. e) پیریت نسل ۴ به همراه کالکوپیریت نسل ۴ در رگه های کانه دار. f) پیریت نسل ۴، همراه با شیلیت نسل ۴. (نور ppl انعکاسی، بز گنمایی تصاویر ۵.4 Sox10x\*0.45, Oil ،b,c,et, ا



شکل ۲۵- تصویر a) کانی کوارتز (Qtz)، نسل اول با ادخالی از پیریت، همراه با کانی ارتوز (Orth). d) بلورهای درشت و تمیز کوارتز نسل دوم، حاصل از دگرگونی پیشرونده. c) بلورهای جدید (new grains) کوارتز نسل سوم در اطراف بخشهای سیلیسی شده، کشیدگی بلورهای کوارتز نسل سوم، از نشانههای قرار گیری در زون برشی است. d) کوارتز نسل چهارم در رگههای کوارتزی. منطقه ازنا (تصاویر a,b,c، نور xpl عبوری، a بزرگنمایی 5x\*10x\*0.09 را در ای ای از کنایی 5x\*10x\*0.09



شکل ۲۶- تصویر a) کانی بیوتیت (Bt)، نسل اول به شکل اولیه در سنگ، همراه با کانی های ارتوز (Orth)، کوارتز (Qtz) و پلاژیو کلاز(Pl)، d) کانی بیوتیت نسل دوم، بلورهای درشت حاصل دگرگونی ناحیه ای. (c,d) بیوتیت نسل سوم، بلورهای خمیده حاصل دگرشکلی میلونیتی. e) بیوتیت نسل چهارم، همراه با کوارتز در رگههای کوارتز – بیوتیت (تصویر d، نور ppl عبوری و a,b,c، نور ایم عبوری، بزرگنمایی (0.00% x01%)



لمودار ۱- الگوی عناصر خاکی کمیاب در متاریولیت منطقه ازنا

کتابنگاری

رادفر، ج،۱۳۶۶-بررسیهای زمینشناسی و پترولوژی سنگهای گرانیتوییدی ناحیه آستانه و گوشه (در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران. سهندی، م.، حسینی دوست، س.ج.، رادفر، ج. و محجل، م.، ۱۳۸۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ شازند و گزارش آن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. عبدی، م.، ۱۳۸۶- بررسی لیتوژئوشیمیایی و خاستگاه کانی سازی در کانسار تنگستن – مس (قلع) ده حسین و نظام آباد و مقایسه آن با کانسار بامسر، جنوب غرب شازند اراک، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

#### References

- Barnes, R. G., 1983- Sratiform and Stratabound tungsten mineralization in the Broken Hill Block, N.S.W., J. Geol. Soc. Austr., 30: 225-239. Bell, T. H. & Hammond, R. L., 1984- On the internal geometry of mylonite zones. Journal of Geology, 92: 667-686.
- Beran, A., God, R., Gotzinger, M. & Zemann, J., 1985- A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Australia, Mineral. Dep. 20:16-22.
- Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn, B., Maurizot, P., N.I.O.C., Sahandi, M. R., Jafarian, M. B., Hajmolla Ali, A. & Soheili, M., 1992-Geological map of Khorramabad, Geological quadrangle map No. D7, Geological survey of Iran.
- Cheilletz, A., 1988- Stratiform tungsten deposits: a review. Geologie en Mijnbouw, 67: 293-311.
- Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1988- Epigenesis versus syngenesis: a contribution to the debate based on the stratiform tungsten skarn mineralization of Djebel Aouam, central Morocco. Seventh quadrennial IAGOD symposium, D-7000 Stuttgart.
- Gilbert, F., Moine, B., Schott, G. & Dandurand, G. L., 1992- Modeling of transport and deposition of tungsten in the scheelite-bearing calc-silicate gneises of the Montagne Noire, France. Contr. Mineral. Petrol., 112: 371-384.
- Griffin, W. L. & Bruckner, H. K., 1985- REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of Norwegian eclogites. Chem. Geol., 52: 249-271.
- Holl, R., 1975- Die scheelit-lagerstatte Felbetal und der vergleich mit anderen scheelitvorkommen in den Ostalpen: Bayrischen Akademie der Wissenschaften Abhandlungen, Mathemathisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 157A: 1-114.
- Holl, R., 1976-The strata-bound ore deposits in the eastern Alps. in K.H. Wolf (ed.), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier, Amsterdam, 5: 1-36.
- Hsu, L. C. & Galli, P. E., 1973- Origin of the scheelite-powellite series of minerls. Economic Geology, 68: 681-696.
- Kwak, T. A. P., 1987- W-Sn Skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids, Elsevier, 451 p.
- Maiden, K. J., 1981- A discussion of the paper by I.R. Plimer 'Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites'. Mineral. Dep., 16: 455-456.
- Masoudi F., 1997- Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. PhD Thesis, The University of Leeds, UK.
- Mohajjel, M., 1997- Structure and tectonic evolution of Palaeozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. PhD Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. J. Asian Earth Sci. 21: 397-412.
- Maucher, A., 1976- The strata-stibnite-bound cinnabar-scheelite deposits, in Wolf, K.H., (ed), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Elsevier, v.7, p. 247-256.
- Plimer, I. R., 1978- Proximal and distal startabound ore deposits. Mineral. Dep., 13: 345-353.
- Plimer, I. R., 1987- The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. Min. Dep., 22: 282-291.
- Plimer, I. R., 1994- Stratabound scheelite in meta-evaporites, Broken Hill, Australia. Eco. Geol., 89: 423-437.
- Raith, J. G., 1991- Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic Calc-Silicate rocks from the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. Mineral. Dep., 26: 72-80.
- Raith, J. G. & Prochaske, W., 1995- Tungsten deposits in the wolfram schist Namaqualand, South Africa: startabound versus granite-related genetic concepts. Econ. Geol., 90: 1934-1954.
- Raith, J. G. & Stein, A.J., 2006- Variscan ore formation and metamorphism at the Felbertal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralisation from Re–Os dating of molybdenite, Contrib. Mineral Petrol., Vol. 152, pp: 505-521.
- Ramdohr, P., 1970- The ore minerals and their intergrowths, 2 volumes, Pergamon press.
- Saez, R., Pascual, E., Toscano, M. & Almodovar, G. R., 1999-Thelberiantypeofvolcano-sedimentarymassivesulfidedeposits. Mineral. Dep., 34:549-570.
  Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran, a rewiew, American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG), Vol 52, No.7, p. 1229-1258.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Lon., Spe. Pub. 42: 313-345, Thalhammer et al., 1989.