

# سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای چندفلزی (مس-سرب-روی) در منطقه لوبین- زرده، شمال خاور زنجان

محمد رضا حسین زاده<sup>۱\*</sup>، سجاد مغفوری<sup>۲</sup>، محسن مؤید<sup>۳</sup>، مسعود لطفه‌نیا<sup>۲</sup> و بهزاد حاج‌علیلو<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

<sup>۲</sup> دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

<sup>۴</sup> کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تبریز، ایران

<sup>۵</sup> دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۹/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۶/۱۹

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال باختری ایران و در پهنه فلززایی طارم واقع است. دگرسانی گرمایی گسترده و کانی‌سازی‌های مس-سرب و روی به فرم افشان، رگه‌ای و رگچه‌ای در این منطقه به چشم می‌خورد. در اندیس لوبین-زرده، تزریق توده نفوذی به سن الیگوس (qm) به درون مجموعه‌های آذرآواری (ولکانی کلاستیک) ائوسن (سازند کرج) در امتداد ساختارها و گسل‌های طولی و ژرف بلندی‌های طارم سبب ایجاد دگرسانی شدید گرمایی شامل دگرسانی فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی شده است. این توده دارای طیف ترکیبی کوارتز، مونزونیت، کوارتز، مونزونیت، کوارتز، مونزونیت، میکرودیوریت و دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، هورنبلند، آلکالی فلدسپار، کوارتز و کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن، کانی‌های کدر (اپیک)، روتیل و اسفن است. ماگمای این توده سرشت کالک آلکان تا با ماهیت شوشونیتی و ویژگی متاآلومینوس دارد و از دید موقعیت زمین‌ساختی، مرتبط با کمان آتشفشانی است. فعالیت‌های گرمایی حاصل از تزریق توده نفوذی یادشده سبب ایجاد دو سامانه رگه و رگچه در منطقه شده است؛ رگه-رگچه‌های کوارتزی دارای کانی‌زایی سولفیدی و رگه-رگچه‌های کربناتی تأخیری بدون کانی‌زایی. کانی‌زایی در رگه-رگچه‌های سیلیسی در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه که ناشی از سرد شدن توده نفوذی و زمین‌ساختی کلی منطقه هستند، صورت گرفته است. مهم‌ترین کانی‌سازی‌های منطقه شامل کانی‌های اکسیدی (ایلمنیت)، سولفیدی (پیریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت)، سولفات (باریت) و کانی‌های ثانویه اکسیدی - هیدروکسیدی (هماتیت، گوتیت)، سولفیدی (کولیت)، سولفات (انگلیت) و کربناتی (مالاکیت و آزوریت) است. با توجه به ویژگی‌های بنیادین کانه‌زایی منطقه لوبین-زرده، از جمله محیط زمین‌ساختی، سنگ میزبان، کانی‌شناسی، محتوای فلزی، شکل رگه-رگچه‌ای و دگرسانی‌های آن و مقایسه این ویژگی‌ها با ویژگی‌های بنیادین کانسارهای اپی‌ترمال، می‌توان کانی‌زایی رگه-رگچه‌ای فلزات پایه (مس-سرب-روی) در منطقه لوبین-زرده را در رده کانسارهای رگه‌ای اپی‌ترمال قرار داد.

**کلیدواژه‌ها:** منطقه لوبین-زرده، اپی‌ترمال، رگه-رگچه‌ای، کانی‌سازی چندفلزی، دگرسانی گرمایی، پهنه طارم.

\*نویسنده مسئول: محمد رضا حسین زاده

E-mail: Mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همچنین پژوهشگران دانشگاهی در پهنه طارم صورت گرفته است، سبب شناسایی رخدادهای گوناگونی از کانه‌زایی فلزات پایه در این ناحیه شده است. از جمله این کانی‌زایی‌ها می‌توان به کانسار مس خلیفه‌لو (فیضی و خاکزاد، ۱۳۷۶)، کانسار مس منطقه ماهین طارم سفلی (ترکمانی، ۱۳۷۹)، فلززایی ترشیری در البرز باختری-آذربایجان و به‌ویژه کانی‌سازی در منطقه هشتجین-آق‌کند و شمال خاور زنجان (حاج‌علیلو، ۱۳۷۸)، کانسار اپی‌ترمال مس-طلای گلوچه (مهرابی و همکاران، ۱۳۸۸) و کانسار آهن سرخه‌دیزج (Nabatian et al., 2012) اشاره کرد.

کانی‌زایی لوبین-زرده، در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال خاوری زنجان و در پهنه طارم واقع شده و پس از عبور از روستای سرخه‌دیزج، در ۵ کیلومتری جنوب روستاهای لوبین و زرده قابل دسترسی است (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه از جمله مناطق پتانسیل‌دار برای اکتشاف فلزات پایه بوده و همچنین، مجموعه‌ای از کانی‌های دگرسانی و فلزی را در کنار هم برای مطالعه دقیق یک سامانه گرمایی فراهم کرده است. جنبه‌های مختلف این رخداد زمین‌شناختی بررسی شده است و در پژوهش حاضر به جزئیاتی در زمینه دگرسانی گرمایی، کانه‌زایی فلزی و مطالعات سنگ‌شناختی سنگ‌های مرتبط با کانه‌زایی در این منطقه پرداخته می‌شود.

## ۲- روش پژوهش

در انجام این پژوهش، پس از انجام عملیات صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه، نمونه‌برداری به‌صورت سامان‌مند و تصادفی از توده نفوذی، پهنه‌های کانه‌دار و دگرسان انجام شد. سپس ۳۷ عدد مقطع نازک و ۱۵ عدد مقطع صیقلی مورد مطالعه سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری قرار گرفت. همچنین برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی ۸ نمونه برای انجام تجزیه XRF و ICP- MC به آزمایشگاه کانساران بینالود فرستاده شد. ۵ نمونه نیز از پهنه‌های دگرسانی به منظور شناسایی کانی‌های سازنده به روش XRD در همین آزمایشگاه مورد مطالعه قرار گرفت.

## ۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

پهنه طارم-هشتجین از قزوین (باختر طالقان) شروع می‌شود و تا شمال-شمال باختری میانه و شمال نواحی فروافتادگی منجیل ادامه می‌یابد و از جنوب به محور ابهر-زنجان-میانه محدود می‌شود (شکل ۱-ب). در حقیقت از دید ساختاری، این کمربند از شمال، جنوب و باختر به گسل‌های بزرگ سفیدرود (در شمال) و ادامه گسل تبریز-سلطانیه و سلطانیه-تاکستان (در جنوب) می‌رسد و از باختر توسط گسل آستارا-مربوان محدود می‌شود (قربانی، ۱۳۸۷).

بسیاری از زمین‌شناسان کمربند فلززایی طارم-هشتجین را جزئی از پهنه البرز باختری به شمار می‌آورند، اما به نظر حاج‌علیلو (۱۳۷۸)، این کمربند دست‌کم

آن دو نامشخص است. ستبرای کلی این عضو به حدود ۱۲۷۰ متر می‌رسد و به ۹ واحد سنگی تقسیم می‌شود که واحدهای موجود دارای ترکیب سنگی از لایه‌های گل‌سنگ، ماسه‌سنگ، توف، گدازه‌های آندزیتی، گدازه‌های آلکالی‌یون‌بازالت، لاپیلی توف، توف برش و توف ریولیتی هستند.

### ۳-۲. توده‌های نفوذی

توده‌های نفوذی بر گه طارم بیشتر از نوع نیمه‌ژرف (و در مواردی ژرف) است. وجود بافت‌های پورفیری، دگرسانی‌های گوناگون سریستی، آرتزلیک و سیلیسی و پروپیلیتیک در بخش‌های حاشیه‌ای توده‌های نفوذی و از سوی تأثیر گرمایی ضعیف به سنگ‌های مجاور (در حد دگرسانی و یا در مواردی در حد رخساره آلپیت-ایدوت هورنفلس) نشانگر کم‌ژرفا بودن جایگزینی بیشتر توده‌های نفوذی منطقه طارم است.

• **واحد qm:** این واحد شامل سنگ‌های نفوذی کوارتزموئودپوریتی، کوارتزموئودپوریتی و کوارتزسینیتی است که با روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری در منطقه مورد مطالعه رخنمون گسترده‌ای دارد (شکل ۱-۱ پ). توده‌های کوارتزموئودپوریتی به وسیله توده‌های کوارتزموئودپوریتی قطع شده‌اند. آخرین فازهای توده نفوذی از نوع گرانیت، کوارتزسینیت و آلپیت است که با رنگ صورتی روشن مشخص هستند. بر اثر فعالیت‌های پنوماتولیتی، رگه‌های تورمالین دار توده‌های نفوذی را بریده است.

### ۳-۳. واحدهای نئوزن

از جمله واحدهای نئوزن، کنگلومرای سرخ است که با لایه‌بندی ستبر و دگرشیبی مشخص روی واحدهای انوسن نشسته است و در برخی موارد همبری گسلی با آنها دارد. واحد دیگر شامل تناوب مارن گچ‌دار، لایه‌های سنگ گچ به رنگ سبز روشن همراه با لایه‌های رس، ماسه‌سنگ و کنگلومرای مایل به سرخ است که در مجموع، بخش‌های سبز روشن و سرخ رنگ با هم تناوب دارند. ستبرای آنها به ۱۰۰۰ متر می‌رسد و به‌طور عادی روی کنگلومرای سرخ رنگ قرار گرفته است.

### ۳-۴. سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

- **سنگ‌های آذرآواری ( $E_{KK}^1, E_{KK}^2, E_{KK}^6$ ):** بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، سنگ‌هایی که دچار دگرسانی کمتری شده و قابل نام‌گذاری بودند، بیشتر به علت داشتن مقادیر بالای پلاژیو کلاز و مقدار کم آلکالی‌فلدسپار، لیتیک توف آندزیتی هستند، همچنین لیتیک توف داسیتی نیز در این نمونه‌ها دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه فراوانی لیتیک توف‌های آندزیتی بیشتر از لیتیک توف‌های داسیتی است.

در لیتیک توف‌های آندزیتی کانی‌های اصلی پلاژیو کلاز، پیروکسن، بیوتیت (تجزیه شده به کلریت و اکسید آهن) و آمفیبول است.

پلاژیو کلاز (۶۰-۵۵٪) به‌صورت میکروولیت‌های بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار (با اندازه  $< 0.2\text{mm}$ ) اصلی‌ترین جزو سازنده لیتیک توف‌های آندزیتی است (شکل‌های ۲-الف و ب).

کانی‌های اصلی سازنده لیتیک توف داسیتی پلاژیو کلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و قطعات مختلف است. پلاژیو کلازها (۷۰-۴۰٪) به‌صورت بلورهای متوسط تا درشت‌بلور (با اندازه  $< 3\text{mm}$ ) فراوان‌ترین کانی هستند. کوارتز (۲۵-۱۵٪) به‌صورت بلورهای متوسط تا درشت‌بلور (با اندازه  $< 2\text{mm}$ )، بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار هستند.

بیوتیت و آمفیبول (۲۵-۱۰٪) به‌صورت بلورهای ریز (با اندازه  $< 0.3\text{mm}$ )، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. بافت‌های دیده شده در این سنگ‌ها شامل قطعاتی با بافت میکروگرانولار، قطعات پورفیریک با خمیره ریزبلور و قطعات پورفیریک با خمیره درشت‌بلور است.

- **سنگ‌های گدازه‌ای ( $E^{VP}$ ):** تنها واحد گدازه‌ای موجود در منطقه مورد مطالعه، کوارتز آندزیت پورفیریتیک و تراکی آندزیت است. این سنگ‌ها دارای کانی‌های

در ترشیری، زمین‌شناسی متفاوتی با البرز دارد. این تفاوت‌ها بیشتر از دگرگونی و کانی‌سازی در زمان ترشیری ناشی می‌شود.

### ۳-۱. واحدهای انوسن

بخش اصلی رخنمون‌های سنگی این ناحیه را نهشته‌های آذرآواری، جریان‌های گدازه و لایه‌های رسوبی انوسن تشکیل داده است (شکل ۱-۱ پ). توده‌های نفوذی با سن الیگوسن و یا جوان‌تر، سری انوسن را قطع کرده‌اند.

Hirayama et al. (1966) سری انوسن رشته‌کوه‌های البرز را در منطقه طارم به دو عضو کردکند و امند تقسیم کرده‌اند. عضو کردکند بخش زیرین سازند کرج را تشکیل داده و عضو امند به‌طور عادی روی نهشته‌های کردکند قرار گرفته است. واحدهای سنگی انوسن در منطقه از پایین به بالا به شرح زیر هستند:

- **عضو کردکند:** واحدهای مختلف این عضو در منطقه به شرح زیر است:

• **واحد  $E_{KK}^1$ :** کهن‌ترین بخش عضو کردکند است که شامل ماسه‌سنگ توفی، توف سبز و گل‌سنگ با لایه‌بندی متوسط و گاه ستبر و به رنگ خاکستری مایل به سبز است که با ستبرایی حدود ۵۰۰ متر به‌طور عادی در زیر نهشته‌های واحد  $E_{KK}^2$  قرار دارد اما همبری بخش زیرین آن به وسیله توده‌های نفوذی واحد qm قطع شده و یا گسلی است (شکل ۱-۱ پ).

• **واحد  $E_{KK}^2$ :** شامل تناوب توف‌های ماسه‌ای با ماسه‌سنگ توفی و یا سیلت‌سنگ توفی و گل‌سنگ همراه با میان‌لایه‌های توف سبز است.

• **واحد  $E_{KK}^{1-2}$ :** بیشترین گسترش را در محدوده مورد مطالعه دارد. این واحد شامل ماسه‌سنگ توفی، توف سبز، گل‌سنگ و سیلت‌سنگ است که در برخی موارد با گدازه‌های پورفیریتیک با ترکیب میانه واحد  $E^{VP}$  همراه است و در واقع مجموعه تفکیک نشده واحدهای  $E_{KK}^1$  و  $E_{KK}^2$  است. توده نفوذی گرانودپوریتی و کوارتزموئودپوریتی واحد qm آن را قطع کرده است. نهشته‌های این واحد در مجاورت توده نفوذی در بسیاری موارد به شدت دگرسان شده و کانی‌سازی سرب-روی و دیگر عناصر در پیرامون بخش‌های دگرسان شده به وجود آمده است.

• **واحد  $E^{VP}$ :** شامل گدازه‌های کوارتزلازیتی و آندزیتی-تراکی آندزیتی با بافت پورفیریتیک به رنگ خاکستری مایل به سبز و یا صورتی است که با ستبرای حدود ۱۰۰ تا ۱۲۰ متر، هم‌ارز با واحدهای  $E_{KK}^1$  و  $E_{KK}^2$  است. در برخی موارد، سنگ‌های این واحد حفره‌دار هستند که توسط کانی‌های ثانوی مانند کلسیت، اپیدوت و کلریت پر شده‌اند. این سنگ‌ها در محیط کم‌ژرفای دریایی تشکیل یافته و در مجاورت توده‌های نفوذی دگرسان شده‌اند (Pirajno, 2009). دگرسانی پروپیلیتیک و سریستی و آرتزلیک در آنها دیده می‌شود. دایک‌های میکروگابرویی و یا بازالتی پیروکسن‌دار آنها را قطع کرده است.

• **واحد  $E_{KK}^6$ :** شامل توف برشی، توف پومیس، توف‌های جوش‌خورده (Welded tuff) با ترکیب ریوداسیتی و در بخش زیرین لیتیک توف، کریستال توف و توف به رنگ سبز تا خاکستری و یا صورتی است که لایه‌بندی ستبر تا توده‌ای دارد و در بخش زیرین متوسط‌لایه است. ستبرای این واحد به ۵۰ متر می‌رسد. این واحد با داشتن رنگ روشن‌تر نسبت به واحدهای مجاور، ترکیب اسیدی، گسترش زیاد و ستبرای کم به عنوان واحد راهنما به شمار می‌رود. این واحد بیشتر بدون لایه‌بندی است در برخی نقاط به علت وجود تناوب انواع مختلف توف، لایه‌بندی واضحی نشان می‌دهد. (شکل ۱-۱ پ).

• **واحد  $E_{KK}^8$ :** این واحد تناوب ماسه‌سنگ و گل‌سنگ است و از بخش مرکزی به جنوب خاوری امتداد دارد و واحد با راهنمای  $E_{KK}^6$  را پوشانده است. گل‌سنگ موجود در این واحد به رنگ سیاه و بدون لایه‌بندی است. دگرسانی رنگ سنگ‌ها را به سفید مایل به زرد تبدیل کرده است. ماسه‌سنگ به رنگ خاکستری و ریزدانه است.

- **عضو امند:** این عضو به‌طور عادی روی عضو کردکند قرار دارد، ولی حد میان

در نمودار  $R_1-R_2$  (De la Roche et al., 1980)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر در محدوده مونزودایوریت، دیوریت، گرانودیوریت قرار گرفته‌اند و یک نمونه میان گرانتیت و آلکالی‌گرانتیت قرار گرفته است (شکل ۴-الف).

– **تعیین سری ماگمایی:** برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها و مشخص شدن وابستگی آنها، ابتدا از نمودار تعیین سری ماگمایی (Irvin & Baragar, 1971) برای تفکیک سری‌های آلکالن و ساب‌آلکالن بر حسب نسبت اکسیدهای اصلی ( $SiO_2, Na_2O+K_2O$ ) استفاده شده است که با توجه به این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب).

نمودار (Pecerillo & Taylor, 1976) روند تغییرات میزان  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  را نشان می‌دهد و سری ماگمایی کم‌پتاسیم (تولیتی)، با پتاسیم متوسط (کالک آلکالن)، کالک آلکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی را از هم متمایز می‌کند. با توجه به این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در سری شوشونیتی قرار می‌گیرند. ۲ نمونه نیز در محدوده کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار گرفته است (شکل ۴-ت).

درجه اشباع از آلومینیم نشان‌دهنده ماهیت موادی است که سنگ‌های ماگمایی از آنها منشأ می‌گیرند (Chappell & White, 1974). بر همین اساس (Shand 1943) سنگ‌ها را بر پایه شاخص اشباع از آلومین به گروه‌های پرآلومینوس، متاآلومینوس و پرآلکالن تقسیم کرده است.

$$A/CNK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$$

$$A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$$

بر این اساس، نمونه‌های توده نفوذی به جز ۲ نمونه که در محدوده پرآلومینوس قرار گرفته‌اند، همگی در محدوده متاآلومینوس جای دارند (شکل ۴-پ).

– **تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین:** برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهای خاص سنگ‌های پتاسیک (Muller & Groves, 1997) که بر حسب اکسیدهای اصلی  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  و همچنین عناصر کمیاب Y و Zr ارائه شده است، استفاده شد. بر پایه این نمودارها، محیط تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه، مرتبط با کمان‌های آتشفشانی هستند (شکل‌های ۵-الف و ب).

(Pearce et al. 1997) بر پایه نسبت لگاریتم Nb به لگاریتم Y محیط‌های مختلف زمین‌ساختی گرانیتوئیدها را مشخص کرده‌اند. بر پایه این نمودار، همه نمونه‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، در محدوده WPG و VAG+syn-COLG جای گرفته‌اند (شکل ۵-ب).

همچنین بر پایه نمودار نسبت لگاریتم Y+Nb به لگاریتم Rb، نمونه‌های نفوذی منطقه، در محدوده POG و یک نمونه در محدوده VAG قرار می‌گیرند (شکل ۵-ت). این محدوده‌ها بیانگر گرانتیت‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی پس برخوردی است. ندروی و همکاران (۱۳۹۲) نیز توده نفوذی ذاکرا را که از دید ماهیت همانند توده نفوذی لوئین-زرد است به محیط زمین‌ساختی درون کماتی و پس از برخوردی نسبت داده‌اند.

– **روند تغییر عناصر کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی:** بر پایه شکل ۵-ث نمونه‌های مورد مطالعه دارای غنی‌شدگی در K، Ba و Sr هستند. بر پایه داده‌های (Sun & McDonough 1989) غنی‌شدگی پتاسیم در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر این نکته است که این عنصر در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی در سنگ‌های تفریق یافته‌تر و اسیدی، وارد شبکه کانی‌هایی مانند آلکالی‌فلدسپار می‌شود. عنصر Ba نیز در بیشتر نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی است که علت آن داشتن اندازه یونی مشابه K است که به این عنصر امکان می‌دهد به جای K در ساختمان آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت و پلاژیوکلاز پذیرفته شود. فراوانی این دو عنصر می‌تواند بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه باشد. بی‌هنجاری منفی Ti در سنگ‌های منطقه تأثیر پوسته قاره‌ای را در تکوین این سنگ‌ها تا حدودی به اثبات می‌رساند. بی‌هنجاری منفی Nb نشانگر الگوی عناصر کمیاب توده‌های

اصلی پلاژیوکلاز، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های فرعی کوارتز و کانی‌های کیدر هستند. بافت این سنگ‌ها از نوع هیالوپورفیریتیک تا میکروولیتیک پورفیری است (شکل‌های ۲-پ و ت). این سنگ‌ها عموماً دچار دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند. در برخی نمونه‌ها شدت دگرسانی به حدی بوده که تنها آثاری از درشت‌بلورها قابل تشخیص است. پلاژیوکلاز (۵۵-۶۰٪)، با اندازه متوسط تا درشت ( $< 1/7$  mm) و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به صورت درشت‌بلور و نیز در زمینه سنگ حضور دارند.

– **سنگ‌های نفوذی (qm):** سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی از کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودایوریت است. البته آثاری از سنگ‌های مونزونیتی و کوارتز دیوریتی در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

مطالعه میکروسکوپی سنگ‌های کوارتز مونزونیتی، حضور کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت و کانی‌های فرعی، اسفن، تورمالین و کانی‌های کیدر را نشان می‌دهد. بافت‌های تشخیص داده شده در این سنگ شامل، گرانولار، پورفیریک با خمیره درشت‌بلور، پورفیریک با خمیره ریزبلور و بافت برشی است (شکل‌های ۲-ث و ج). مونزونیت‌ها در منطقه مورد مطالعه در نمونه‌های دستی، به رنگ سبز کم رنگ دیده می‌شود. کانی‌های اصلی سازنده آن شامل آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن است که همراه با کانی‌های فرعی همچون آپاتیت، کوارتز و کانی‌های کیدر دیده می‌شوند. بافت این سنگ گرانولار است.

مطالعات میکروسکوپی روی کوارتز دیوریت‌ها نشان‌دهنده حضور کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های آهن و منیزیم دار آمفیبول و کلینوپیروکسن است. کانی‌های فرعی نیز شامل کانی‌های کیدر، آپاتیت و زیرکن است. کانی‌های ثانویه شامل، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی، اکسید آهن، تورمالین و اکتینولیت است. در این نمونه‌ها به علت تأثیر محلول‌های گرمایی، آغشتگی شدید به اکسید آهن دیده می‌شود (شکل‌های ۳-الف، ب و پ). بافت‌های چیره دیده شده در این سنگ‌ها بافت‌های گرانولار، پورفیری با خمیره درشت‌بلور، پورفیری با خمیره ریزبلور، برشی، میکروولیتیک پورفیری و میکروولیتیک هستند.

کوارتز مونزودایوریت‌ها آخرین طیف ترکیبی نفوذی‌های موجود در منطقه لوئین-زرد هستند. بر پایه مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز به همراه بیوتیت، کانی‌های فرعی آمفیبول، آپاتیت، زیرکن، اسفن، کانی‌های کیدر و کانی‌های دگرسانی کلریت، بیوتیت و سریسیت هستند. در این سنگ‌ها افزون بر بافت کلی گرانولار، بافت گرانوفیری نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۳-ت، ث و ج). لازم به یادآوری است که سنگ‌های نفوذی با ترکیب همسانی در ۱۵ کیلومتری جنوب منطقه مورد مطالعه توسط ندروی و همکاران (۱۳۹۲) گزارش شده است.

### ۳-۵. ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌ها

برای بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های موجود در منطقه که شامل نام‌گذاری نمونه‌های سنگی، تعیین سری ماگمایی، تعیین موقعیت زمین‌ساختی توده نفوذی مورد مطالعه، تعیین روند تحولات ماگمایی، تعیین نوع توده نفوذی و تعیین شاخص آلومین توده نفوذی است، تجزیه عناصر اصلی، فرعی و کمیاب این توده صورت گرفته است.

– **رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی:** برای رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین از معیارهای مختلفی استفاده می‌شود که از این میان، استفاده از نمودارهای TAS (Total Alkali vs. Silica) رایج‌تر است. در این نمودارها، میزان  $SiO_2$  در برابر مجموع آلکالن‌ها معیار رده‌بندی قرار می‌گیرد.

بر پایه نمودار مجموعه آلکالن در برابر سیلیس (Middlemost, 1994) یک نمونه در محدوده گرانتیت، ۲ نمونه در محدوده کوارتز مونزونیت، ۴ نمونه در محدوده مونزونیت و یک نمونه در محدوده دیوریت واقع شده است (شکل ۴-ب).

کالکوپیریت نسل ۲ به صورت تک کانی دارای حاشیه کولییتی (شکل ۷-ب) دیده می‌شود.

اسفالریت به صورت بی‌شکل با بافت توده‌ای و پرکننده فضای خالی درون رگه-رگچه‌های کوارتزی حضور داشته و به‌طور بخشی یا کامل توسط گالن جانشین شده است. بیشتر اسفالریت‌ها دارای ادخال‌های ریز کالکوپیریت (نسل اول) با پراکندگی نامنظم هستند که این حالت بیماری کالکوپیریت (chalcopyrite disease) نامیده می‌شود (Craig & Vaughan, 1994) (شکل ۷-ب).

گالن با بافت توده‌ای و جانشینی، دیگر فاز سولفیدی موجود در رگه-رگچه‌ها است که بیشتر همراه با اسفالریت و کولییت دیده می‌شود. پیریت‌ها همراه با دیگر کانی‌های سولفیدی در مرحله فاز سولفیدی تشکیل شده است که در مراحل بعدی کانی‌سازی و در اثر اکسایش پروژاد (سوپرژن)، بیشتر به‌طور کامل یا از حاشیه و یا در امتداد شکستگی‌ها به گوتیت تبدیل شده است. همچنین، اشکال دروغین پیریت به صورت بلورهای مکعبی دیده می‌شود که درون آنها گوتیت تشکیل شده است (شکل ۷).

باریت تنها کانی سولفاتی موجود در رگه-رگچه‌های کوارتزی است که در نمونه دستی به‌صورت بلورهای درشت‌دانه به رنگ سفید با آگرگات‌های صفحه‌ای، تخته‌ای، فلسی و سوزنی بوده و در مقاطع میکروسکوپی دارای شکستگی و رخ است.

#### ۴-۲. رگه-رگچه‌های کربناتی

وجود رگچه‌های کلسیتی دلیل بر بالا بودن فوگاسیته  $CO_2$  است که سبب تشکیل کلسیت در فضای خالی و یا در حفرات موجود در سنگ شده است. رگچه‌های کلسیت احتمالاً پس از کانی‌سازی در اثر انحلال یون کلسیم از کانی‌های کلسیم‌دار و عبور آب‌های سطحی دارای  $CO_2$  و در محل درزه و شکاف سنگ‌ها تشکیل شده است. این رگه‌ها که در منطقه نسبتاً فراوان یافت می‌شوند، از دید کانی‌سازی ناپارور هستند و هیچ‌گونه کانه‌زایی در ارتباط با آنها دیده نشده است. ستبری این رگه-رگچه‌ها کمتر از ۰/۵ متر و طول متوسط آنها کمتر از ۷۰ سانتی‌متر است (شکل ۶-ب).

در مرحله پروژاد و هوازگی که همراه و پس از بالاآمدگی واحدها و پهنه‌های کانه‌زایی رخ داده است؛ مجموعه کانه‌ها، تحت تأثیر فرایندهای پروژاد قرار گرفته و هوازده شده‌اند. طی این مرحله، کانی‌هایی مانند هماتیت، گوتیت، کولییت، آنگلیزیت، مالاکیت و آزوریت به‌صورت ثانویه تشکیل شده‌اند (جدول ۱).

#### ۵- دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه

بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و نتایج تجزیه XRD نشان می‌دهند که سنگ‌های آتشفشانی محدوده لوبین-زرد در نتیجه بالاآمدگی سیال‌های گرمایی، به‌صورت متغیر و گاه پراکنده، دستخوش دگرسانی‌های گرمایی شده‌اند. همچنین دگرسانی گرمایی سبب ایجاد هاله‌های ستبری در دو سوی رگه معدنی شده است؛ اما با توجه به فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی در منطقه معدنی و درهم ریختگی پهنه‌های دگرسانی، امکان تفکیک دقیق آنها فراهم نشد. از آنجا که شناخت محصولات و فرایندهای دگرسانی، که همراه با کانی‌زایی دیده می‌شوند، بنیان‌شناسایی فرایندهای مربوط به تشکیل کاناسر است و موجب پیشرفت در روش‌های اکتشافی می‌شود (Lentz, 1994). بنابراین تفکیک دگرسانی‌ها در منطقه معدنی به‌طور تقریبی و بر پایه توالی پاراژنری کانی‌های دیده شده در بخش‌های یادشده صورت گرفت. به همین منظور، برای شناسایی کانی‌های ناشناخته در پهنه‌های دگرسان، نمونه‌هایی از این بخش‌ها به روش XRD تجزیه شد (جدول ۲).

دگرسانی سیلیسی که یکی از رایج‌ترین و شناخته‌شده‌ترین انواع دگرسانی در سامانه‌های گرمایی است. در منطقه مورد مطالعه، به‌صورت تشکیل رگه-رگچه‌های سیلیسی و سیلیسی شدن بخش‌هایی از سنگ دیواره (میزبان کانه‌زایی) نمود دارد؛

آذرین کمان قاره‌ای و شاخص ماگماهای کالک‌آلکان است. با توجه به مشخصات یادشده، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه بر پایه داده‌های (Sun & McDonough, 1989) سنگ‌های آذرین منطقه لوبین-زرد از نوع سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان و مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است.

#### ۴- کانی‌سازی در منطقه لوبین-زرد

خردشدگی و شکستگی‌های منطقه که ناشی از سرد شدن توده نفوذی و زمین‌ساخت کلی منطقه هستند، مجاری مناسبی را برای عبور محلول‌های گرمایی مرتبط با توده نفوذی منطقه فراهم کرده‌اند. دمای بالا، خوردگی و حلالیت زیاد محلول‌های گرمایی سبب واکنش آنها با سنگ‌های دیواره و دگرسان شدن این سنگ‌ها شده است. ضمن دگرسانی گرمایی، عناصر معدنی جابه‌جا و در محل‌های خاصی متمرکز شده‌اند. شدت کانی‌سازی و دگرسانی در بخش‌هایی از توده و سنگ‌های پیرامون که دچار خردشدگی شدیدتری شده‌اند، بیشتر بوده و سبب ایجاد کانه‌زایی مس، سرب و روی در منطقه شده است. ایجاد درزه‌های ماکروسکوپی سبب آسان شدن در عبور محلول‌های گرمایی از این فضاها و رسوب کانی‌ها در آنها شده است. کانه‌زایی در منطقه لوبین-زرد در مقیاس رخنمون و نمونه دستی به‌صورت رگه-رگچه‌های کوارتزی قطع‌کننده سنگ‌های میزبان (توده نفوذی، واحدهای آذرآوری و سنگ‌های رسوبی) کانه‌زایی رخ داده است. لازم به یادآوری است که در محدوده کانه‌زایی، افزون بر رگه-رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار، رگه-رگچه‌های کربناتی تأخیری نیز حضور دارند که بدون کانه‌زایی هستند. بنابراین، در یک نگاه عمومی، مجموعه رگه-رگچه‌های محدوده لوبین-زرد را می‌توان بر حسب نوع، بافت و رنگ کانی‌های باطله و همچنین محتوای پاراژنری کانه‌ها و یا بدون کانه بودن رگه‌ها، به دو دسته تقسیم کرد (شکل ۶) که در ادامه به آنها اشاره خواهد شد.

#### ۴-۱. رگه-رگچه‌های کوارتزی

رگه-رگچه‌های کوارتزی دارای سولفید، فراوان‌ترین نوع رگه-رگچه‌های کانه‌دار در منطقه لوبین زرد هستند. ستبری این نوع رگه-رگچه‌ها میان ۲۰ سانتی‌متر تا یک متر متغیر و میزان متوسط طول آنها ۶۰ متر است و به‌صورت قطع‌کننده سنگ میزبان هستند. بافت برشی و کاتاکلاستیکی هم در کانی‌های باطله و هم در کانه‌ها به‌ویژه در سولفیدها توسعه پیدا کرده است. آثاری از سنگ دیواره توفی و ماسه‌سنگی به‌صورت خرد شده درون این رگه-رگچه‌ها یافت می‌شود. کانی‌های باطله در این دسته از رگه-رگچه‌ها، کوارتزهای شیری-سفید و به مقدار کمتر باریت و فلدسپار پتاسیم هستند. کانه‌های اصلی موجود در این نوع رگه-رگچه‌ها، گالن، پیریت، اسفالریت، کالکوپیریت، ایلمنیت و باریت هستند (جدول ۱). با توجه به حضور سه نوع کانی‌شناسی متفاوت در این رگه‌ها که از نوع اکسیدی، سولفیدی و سولفاتی است، دو فاز تبلور کانیایی را می‌توان برای رگه-رگچه‌های کوارتزی در نظر گرفت (جدول ۱). فاز اکسیدی در ابتدای مراحل کانی‌سازی به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن از سیال جدا شده و به‌صورت کانی ایلمنیت دیده می‌شود.

فاز دوم که با فراوانی کانی‌های سولفیدی مشخص می‌شود، نشان‌دهنده کاهش فوگاسیته اکسیژن سیال و بالا رفتن فوگاسیته گوگرد در هنگام تبلور این کانی‌هاست و فاز آخر مرحله ته‌نشست کانی باریت است که به‌صورت فاز سولفاتی در رگه-رگچه‌های کوارتزی دیده می‌شود.

کالکوپیریت اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه مس، در منطقه لوبین-زرد بوده و در ۲ نسل رخ داده است. اولین نسل کالکوپیریت به‌صورت ادخال‌های ریز بی‌شکل درون اسفالریت‌های موجود در رگه-رگچه‌های کوارتزی (شکل ۷-ج) تشکیل شده است. کالکوپیریت نسل دوم دارای بافت پرکننده فضای خالی است. اندازه کالکوپیریت نسل ۲ نسبت به نسل ۱ درشت‌تر است و تا چند صد میکرون می‌رسد.

کانی‌زایی مس-سرب-روی در محدوده لوین-زرده، طی فرایندهای گرمایی و در ارتباط با توده نفوذی qm (دارای طیف ترکیبی کوارتزومونوزونیت تا کوارتزومونوزودیوریت) در دو مرحله رخ داده است. از مهم‌ترین ویژگی‌های مرحله اول فعالیت‌های گرمایی، می‌توان به حضور رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی اشاره کرد که دارای پاراژنز کانیاپی کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، پیریت، ایلمنیت و باریت و مرتبط با دگرسانی‌های سیلیسی، سریستی، آرژلیک و پروپلیتیک هستند (جدول ۱). این مرحله مهم‌ترین و اصلی‌ترین مرحله کانی‌سازی با اهمیت اقتصادی در منطقه لوین-زرده است. دومین مرحله فعالیت گرمایی که به صورت رگه-رگچه‌های تأخیری دماپایین دیده می‌شود؛ رگه‌های کربناتی و بدون کانی‌زایی هستند و گسترش کمتری نسبت به رگه-رگچه‌های مرحله اول دارند (جدول ۱).

مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی، ساخت و بافت و ژئومتری ماده معدنی و ارتباط با توده نفوذی نیمه‌ژرف، نشان‌دهنده بیشترین همبستگی کانی‌زایی در منطقه لوین-زرده با کانسارهای اپی‌ترمال است که در ادامه به مقایسه کانی‌زایی منطقه مورد مطالعه با کانسارهای اپی‌ترمال پرداخته می‌شود؛ مقایسه آن با چند نمونه موردی در ایران در جدول ۳ آورده شده است. بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال، در کمان‌های کالک آلکالین آندزیتی-داسیتی تشکیل می‌شوند و بیشتر با محیط‌های کافتی پس از برخورد همراه هستند (Hedenquist et al., 2000). همان‌گونه که اشاره شد، کانه‌زایی مس-سرب-روی در منطقه لوین-زرده در مجموعه آتشفشانی-نفوذی طارم تشکیل شده است که در فاز پس از ائوسن مورد هجوم توده‌های نفوذی قرار گرفته است. مجموعه سولفیدی در کانسارهای اپی‌ترمال بسته به سولفیداسیون پایین تا سولفیداسیون بالا متفاوت است ولی به‌طور کلی شامل، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، تتراهدريت و انارژیت است (Sillitoe, 1993). کانی‌شناسی در محدوده لوین-زرده، چندان پیچیده نیست. مهم‌ترین کانی‌های موجود در این کانه‌زایی، سولفیدهایی چون پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن است. بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال متعلق به سنوزویک هستند. برخی از کانسارها در پالئوزویک (کمبرند چین خورده استرالیا و آپالاش) تشکیل شده‌اند (Simmons & Brown, 2000). از آنجایی که کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه، همزمان با نفوذ توده نفوذی نیمه‌ژرف qm لیگوسن به درون سکانس ائوسن صورت گرفته است، بنابراین سن کانی‌زایی همزمان با نفوذ توده نیمه‌ژرف و مربوط به همان زمان است. دگرسانی در کانسارهای اپی‌ترمال شامل موارد زیر است: دگرسانی آرژلیک، پروپلیتیک، سریستی، دگرسانی سیلیسی (البته در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا بخش مرکزی دارای سیلیس‌های شاخصی هستند که به نام سیلیس‌های حفره‌ای Vuggy Quartz نامیده می‌شوند (Corbett & Leach, 1998))، دگرسانی آرژلیک پیشرفته (مخصوصاً کانسارهای سولفیداسیون بالا) و دگرسانی آدولاریا (مخصوصاً کانسارهای سولفیداسیون پایین). دگرسانی که در منطقه لوین-زرده دیده می‌شود، شامل دگرسانی‌های آرژلیک، سیلیسی، پروپلیتیک و سریستی است. بافت کانه و باطله در کانسارهای اپی‌ترمال بیشتر از نوع رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، برشی و قشرگون است (Berger & Eimon, 1983) که کانی‌های باطله از نوع کوارتز، باریت، کلسیت و ژاسپروید است. در منطقه لوین-زرده نیز بافت پرکننده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای و برشی به همراه کانی‌های باطله سیلیسی، کربناتی و باریتی چیره‌ترین بافت‌ها و کانی‌های باطله هستند.

این رگه-رگچه‌های سیلیسی از نوع کوارتزی با بافت برشی و شکافه‌پرکن هستند (شکل ۸-پ). رگه‌ها با ستبراهای مختلف از حد میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر دیده می‌شوند. در این رگه‌ها، اندازه بلورها از حاشیه به سوی مرکز افزایش نشان می‌دهد. کانه‌زایی‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر همراه با این رگه‌ها هستند. دگرسانی سیلیسی-سولفیدی از دیگر دگرسانی‌های دیده شده در کانسار است که بیشتر با رگه‌های سیلیسی کانه‌دار همراه است، به گونه‌ای که بر پایه مطالعات میکروسکوپی، کوارتز، سولفید، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و کلریت محصول این دگرسانی هستند.

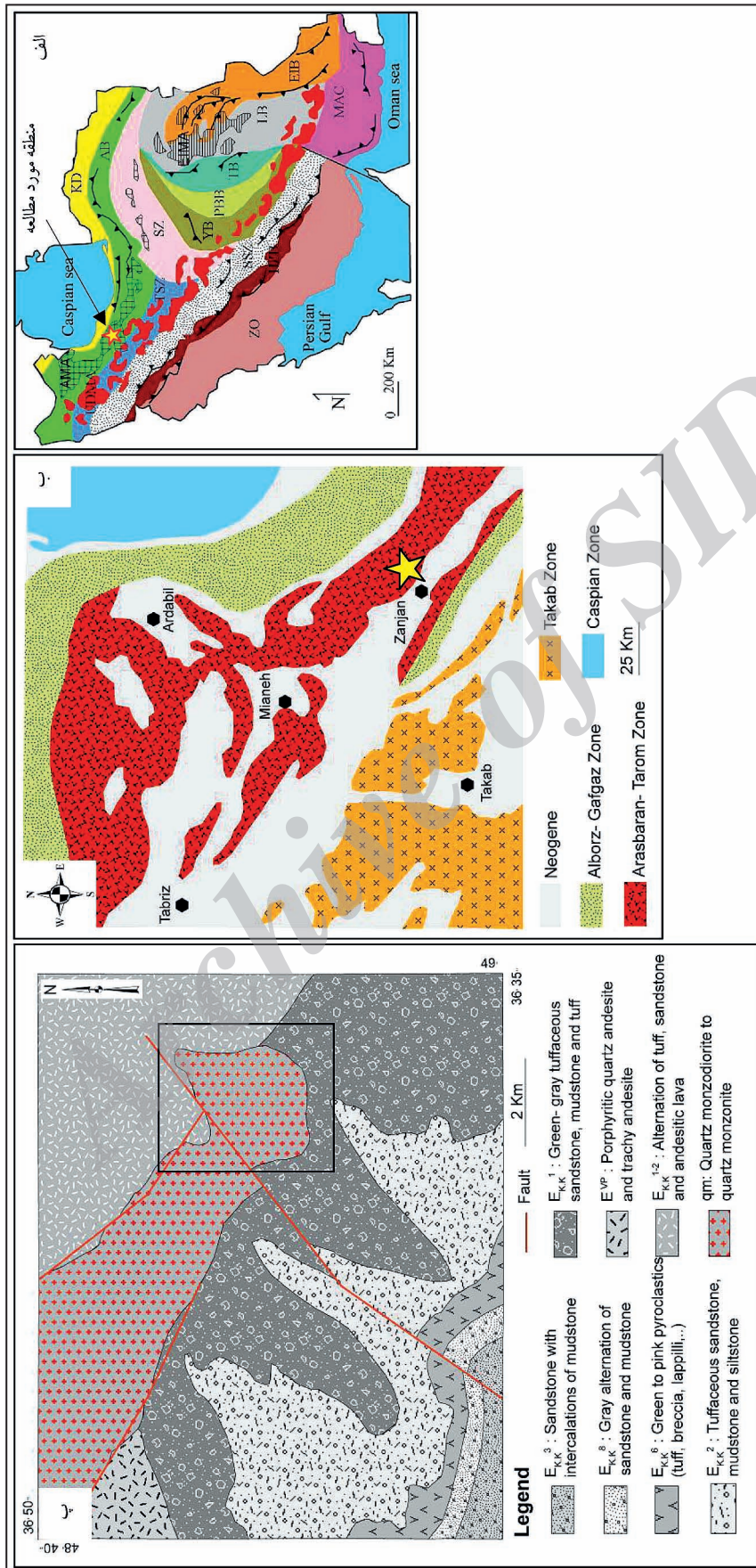
دگرسانی سریستی با پاراژنز کوارتز، سریست، پیریت و کلریت در محدوده لوین-زرده قابل تشخیص است (جدول ۲) که گسترش قابل ملاحظه‌ای را در بخش‌های کانه‌دار و سنگ‌های آتشفشانی منطقه، به‌ویژه توده نفوذی qm نشان می‌دهد. فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلازاها به‌طور بخشی به سریست، کانی‌رسی و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۸). کربنات و پیریت نیز به‌طور بخشی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. تشکیل این مجموعه دگرسانی به باور Seedorff et al. (2005) در اثر هجوم سیال‌ها و تخریب بافت سنگ، بیرون رانده شدن Ca، Mg، Na و تشکیل سریست، کوارتز و پیریت صورت می‌گیرد. دگرسانی آرژلیکی در منطقه مورد مطالعه در پیرامون توده نفوذی، توف‌های آندزیتی و گدازه‌های ائوسن و همچنین در پیرامون رگه‌های معدنی، به‌صورت درهم تنیده با دگرسانی سریستی دیده می‌شود؛ این نوع دگرسانی، ویژه کانسارهای اپی‌ترمال است (Pirajno, 2009) و بیشتر تحت تأثیر سیال‌های ماگمایی-گرمایی، بخارات اسیدی حاصل از سرد شدن سریع و یا آب‌های جوی، در دمای میان ۱۰۰ و ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد می‌شود (Sillitoe, 1993). کانی‌های کوارتز، پیریت، ایلیت، کانولینیت و مونت‌موریلونیت مهم‌ترین پاراژنز کانی‌شناسی این دگرسانی در منطقه لوین-زرده است (شکل ۸). در بخش‌هایی از منطقه که شدت دگرسانی بیشتر است، کلریت و کلسیت نیز از دیگر کانی‌های همراه این مجموعه هستند. دگرسانی پروپلیتیک فراگیرترین نوع دگرسانی در منطقه مورد مطالعه است که گسترش زیادی در واحدهای توف آندزیتی و بخش‌های بیرونی پهنه کانی‌زایی نشان می‌دهد. این نوع دگرسانی از واکنش سیال‌های ماگمایی یا گرمایی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم، سدیم و یا بی‌کربنات با سنگ‌های آذرین ایجاد می‌شود (Giggenbach, 1997)؛ پاراژنز این نوع دگرسانی در محدوده مورد بررسی، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز، زئولیت و آلپیت (به مقدار کم) است.

دگرسانی آلونیتی در منطقه مورد مطالعه، در ارتفاعات و دره‌های مشرف به جاده روستاهای لوین-زرده به‌صورت شوره در سطح سنگ‌ها رسوب کرده است. شواهد XRD وجود کانی آلونیت  $KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$  را در این پهنه نشان می‌دهد. پاراژنزهای دیده شده در این پهنه به‌صورت آلونیت، کوارتز، ایلیت، کلریت، ورمیکولیت و مونت‌موریلونیت است. این پهنه وسعت چندانی ندارد.

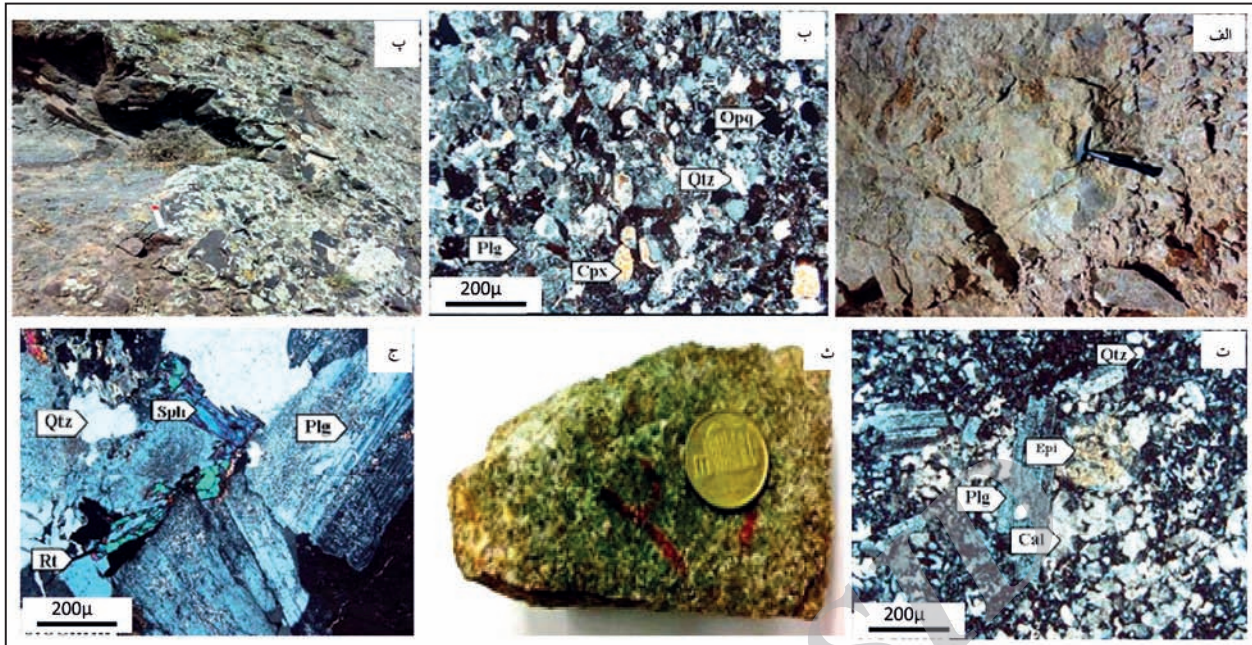
تورمالینی شدن از دیگر دگرسانی‌های دیده شده در منطقه لوین-زرده است. این کانی به شکل‌های شعاعی، نیمه‌شکل‌دار و گاه کاملاً خودشکل تشکیل شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه تورمالین، بیشتر به شکل توده‌های کاملاً سیاه و متراکم و هم‌رشد با کوارتز دیده می‌شود. این کانی در مقطع نازک به رنگ‌های سبز، آبی، قهوه‌ای و سرخ دیده می‌شود.

## ۶- بحث و نتیجه‌گیری

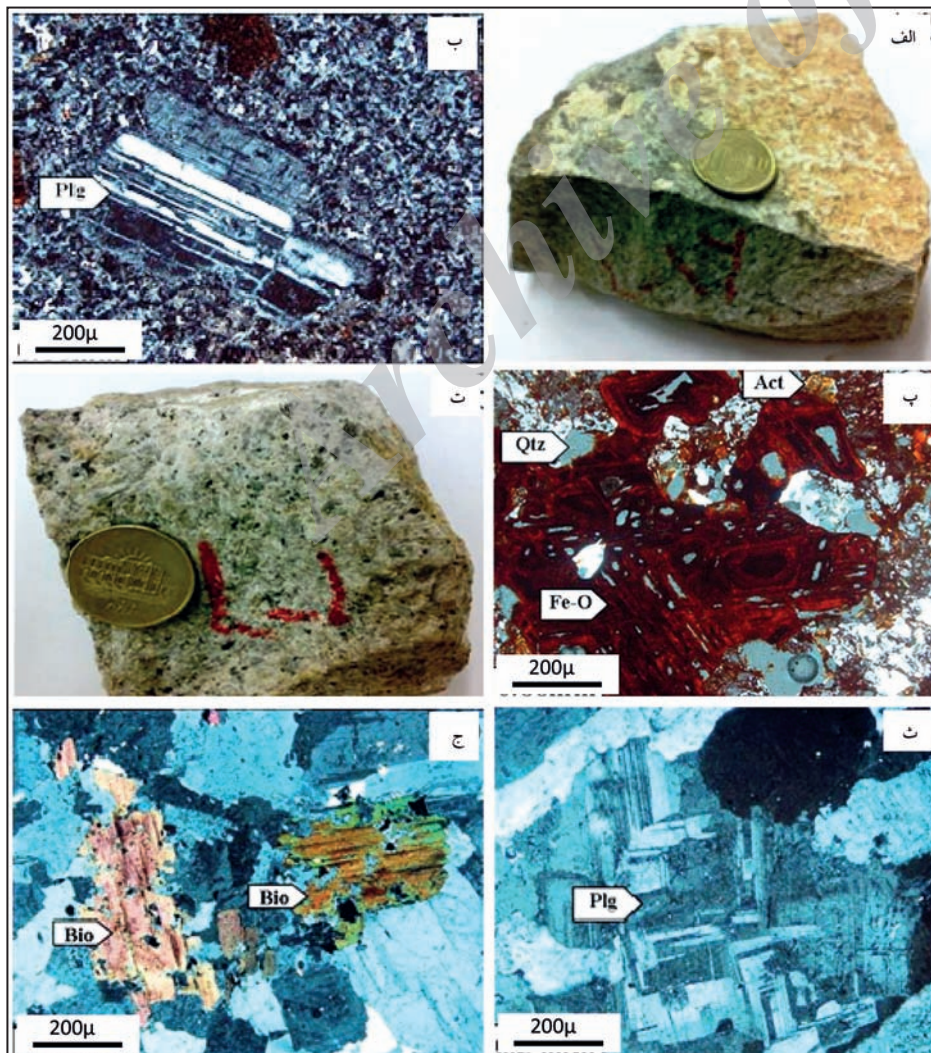
بر پایه مشاهدات صحرایی، شواهد زمین‌شناختی و ساختاری و مطالعات میکروسکوپی،



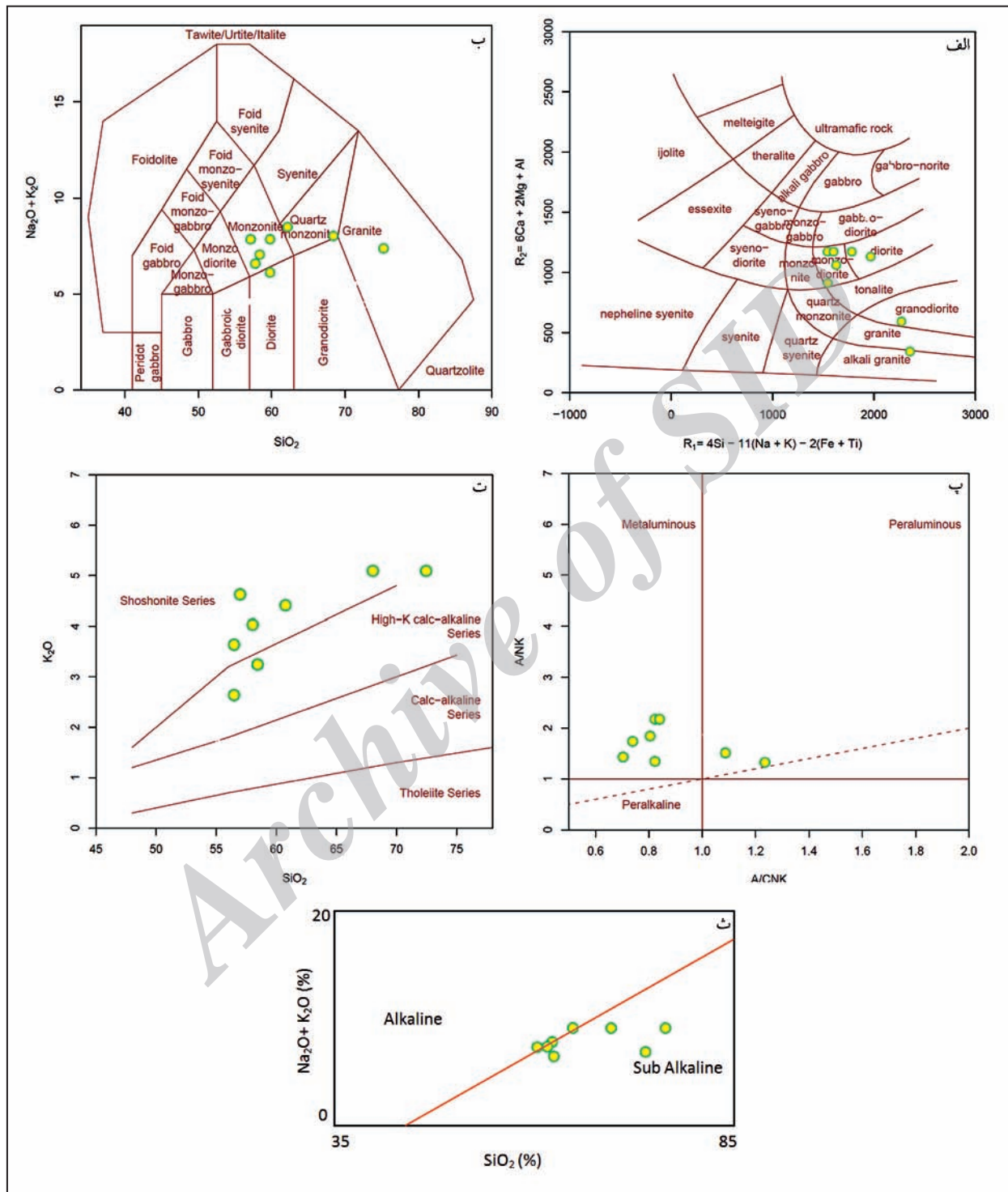
شکل ۱- الف) موقعیت پهنه ساختاری طارم- ارسباران در پهنه‌های ساختاری ایران (تلفیقی از Aghanabati, 2004; Alavi, 1991)؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در شمال خاوری زنجان و در پهنه طارم که با علامت ستاره نشان داده شده است (قربانی، ۱۳۷۷)؛ پ) نقشه زمین‌شناسی منطقه لوین- زرده و موقعیت منطقه مورد مطالعه که با کادر مشکی نشان داده شده است (با تغییرات از امینی، ۱۳۷۷).



شکل ۲- الف و ب) رخنمون و تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های آذرآواری ائوسن که در بخش جنوبی منطقه برونزد دارند؛ پ و ت) رخنمون و تصویر میکروسکوپی از آندزیت‌های پورفیریتهک و تراکی آندزیت‌های واحد E<sup>VP</sup>، ث، ج) نمونه دستی و میکروسکوپی از کوارتز مونزونیت‌های منطقه لوبین- زرده که دگرسان شده هستند (Opq: کانی کدر، Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Epi: اپیدوت، Cal: کلسیت، Sph: اسفن).

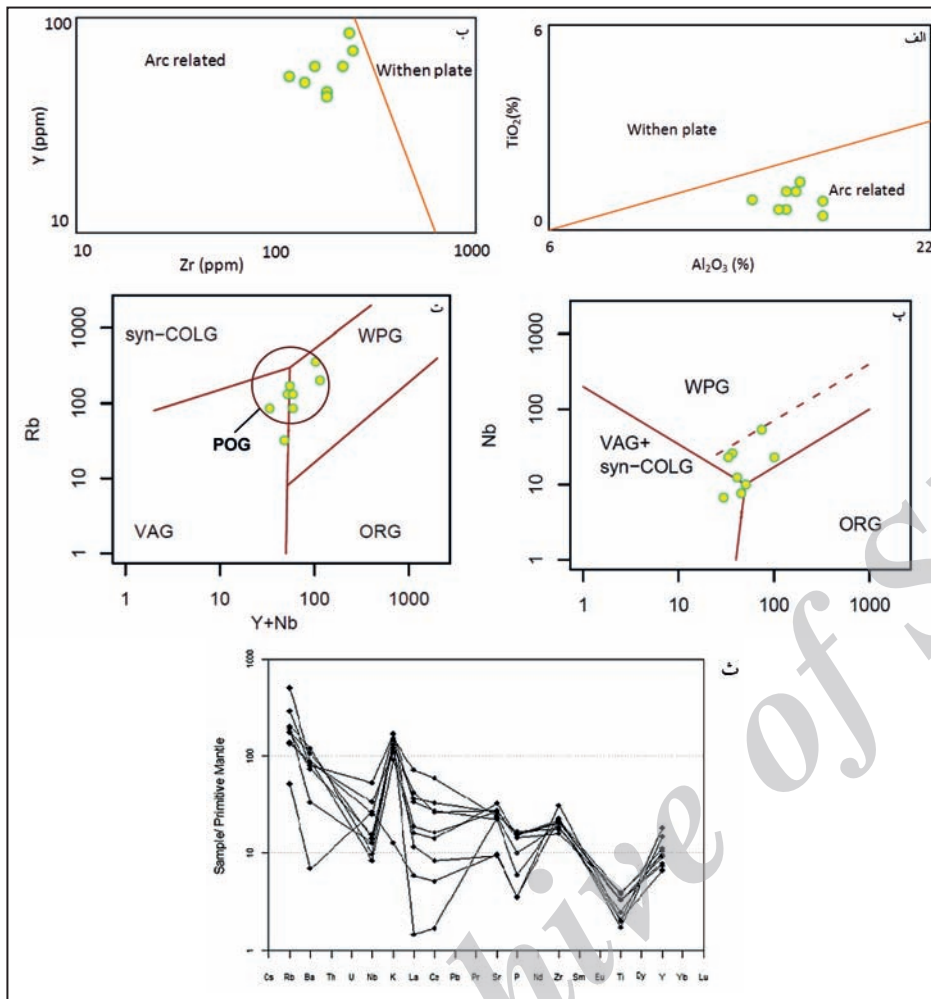


شکل ۳- الف) نمونه دستی از توده نیمه ژرف با طیف ترکیبی کوارتز دیوریتی؛ ب و پ) تصاویر میکروسکوپی از این توده که در بخش‌های برشی شده دارای آغشتگی شدیدی به اکسیدهای آهن است؛ ت) نمونه دستی از طیف کوارتز مونزونودوریت‌های منطقه لوبین- زرده؛ ث و ج) تصاویر میکروسکوپی از سنگ کوارتز مونزونودوریت (XPL) پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز، Fe - O: اکسید آهن، Bio: بیوتیت، Act: اکتینولیت).

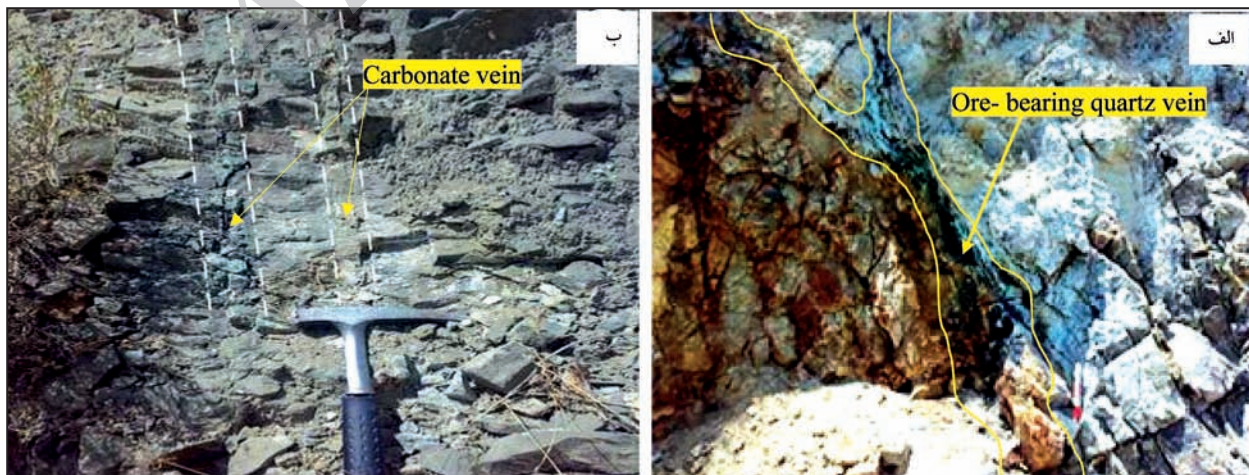


شکل ۴- الف و ب) ترکیب توده نفوذی منطقه لوبین- زرده در نمودارهای  $R_1$ - $R_2$  (De la Roche et al., 1980) و مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Middlemost, 1994) که بیشتر نمونه‌ها در محدوده مونزونیت تا گرانیت قرار می‌گیرند؛ پ) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار  $A/NK$ - $A/CNK$  (Shand, 1943) بیشتر در محدوده متآلو مینوس قرار می‌گیرند و تنها دو نمونه در محدوده پر آلومینوس افتاده است؛ ت) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی منطقه در نمودار تعیین سری ماگمایی  $SiO_2$ - $K_2O$  (Pecirillo & Taylor, 1976)؛ ث) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی منطقه در نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Irvine & Baragar, 1971) که در محدوده میان ساب‌آلکانل و آلکانل قرار می‌گیرند.

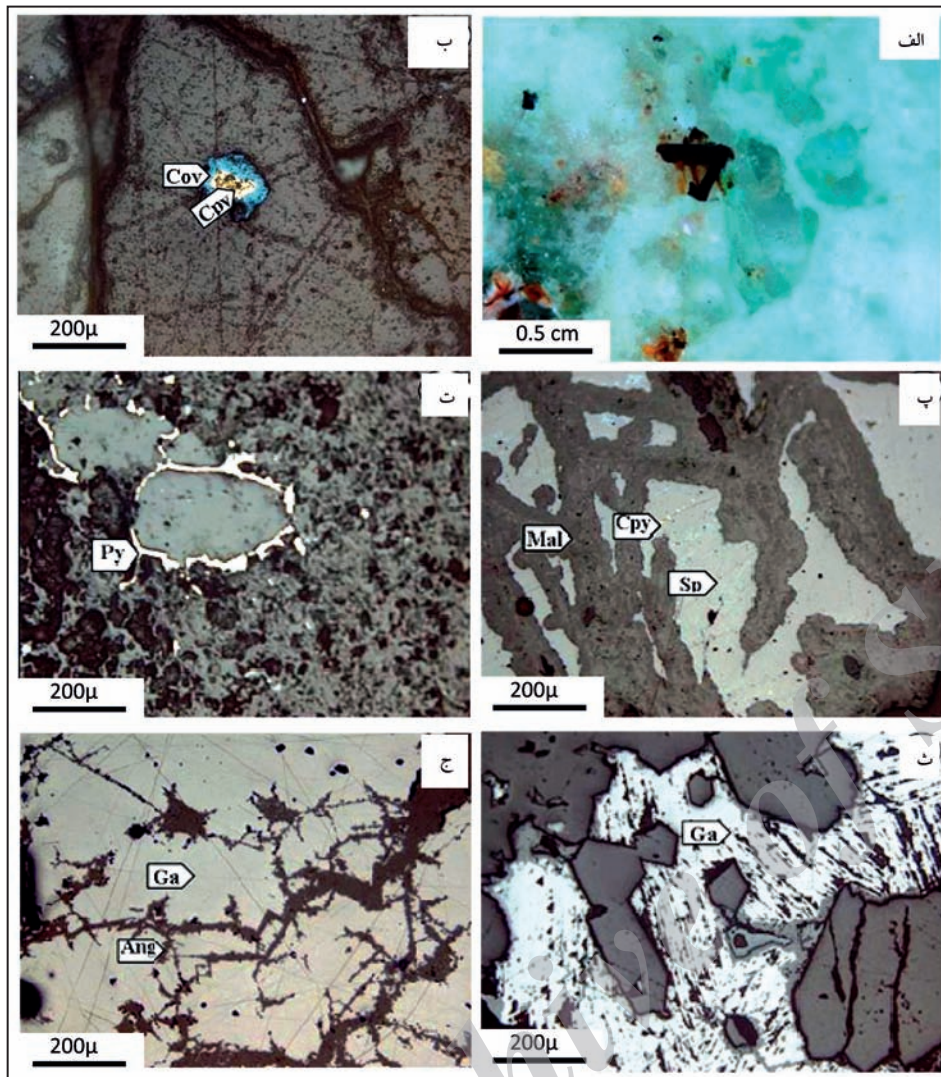




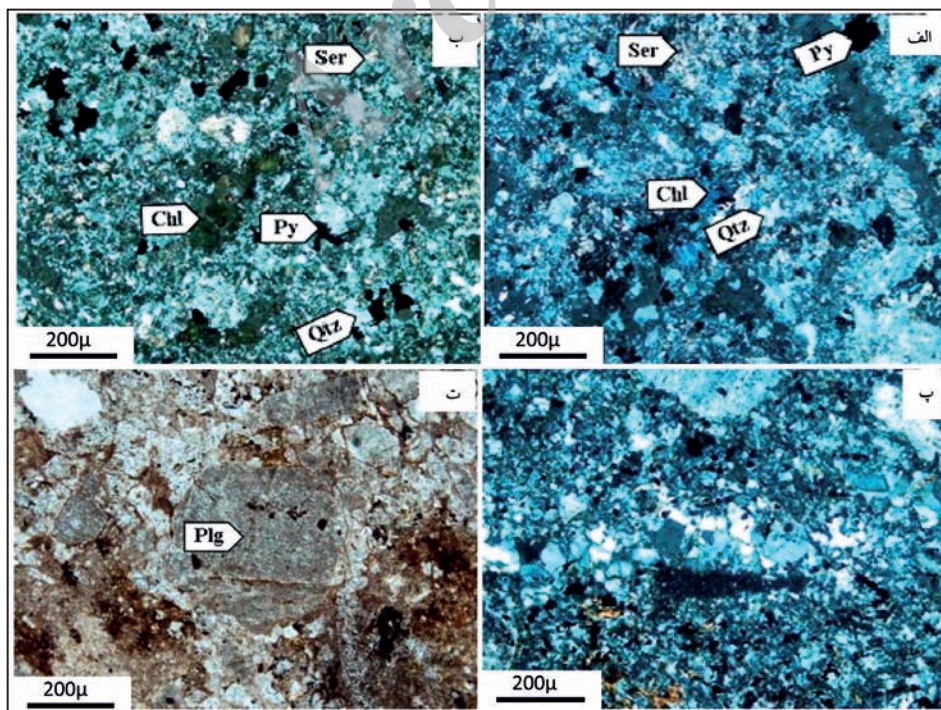
شکل ۵- نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی منطقه لوئین- زرده؛ الف و ب) موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه در نمودار ارائه شده توسط Muller & Groves (1997) بر پایه اکسیدهای اصلی  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  و بر پایه عناصر کمیاب Y و Zr که نشان‌دهنده محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان است؛ ب و ت) موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های گرانیتویدی منطقه بر پایه تغییرات Nb در برابر Y (Pearce et al., 1997) و بر پایه تغییرات Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1997) که بیشتر در محدوده WPG قرار می‌گیرند؛ ث) نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه لوئین- زرده به‌نجا شده به گوشته اولیه WPG: within plate (Sun & McDonough, 1989) plate granitoid; VAG: volcanic arc granitoid; ORG: ocean ridge granitoid; Syn COLG: syn collisional granitoid



شکل ۶- الف) رگه‌های نوع اول یا رگه‌های کوارتزی که دارای کانی‌زایی هستند؛ ب) رگه‌های نوع دوم یا کربناتی بدون کانی‌زایی در منطقه لوئین زرده هستند.



شکل ۷-الف) تصویری از تیغه‌های ایلمنیت در زیر میکروسکوپ بینوکولار (XPL)؛ (ب) تصویر میکروسکوپی از کانی کالکوپیریت که از حاشیه توسط کولیت جانشین شده است (PPL)؛ (پ) حضور کانی کالکوپیریت درون اسفالریت که به بیماری کالکوپیریت (chalcopyrite disease) معروف است (PPL)؛ (ت و ث) حضور کانی‌های پیریت و گالن در رگه‌های کانه‌دار (رگه‌های سیلیسی) منطقه مورد مطالعه (PPL)؛ (ج) تبدیل گالن از حاشیه به کانی انگلریت (PPL) (Py: پیریت، Cpy: کالکوپیریت، Sp: اسفالریت، Ga: گالن، Ang: انگلریت، Mal: مالاکیت، Cov: کولیت).



شکل ۸- دگرسانی‌های موجود در منطقه لوبین-زرده؛ الف) دگرسانی فیلیک با حضور کانی‌های سریسیت، کلریت و پیریت؛ (ب) دگرسانی پروپیلیتیک که سنگ کاملاً کلریتی است؛ (پ) دگرسانی سیلیسی؛ (ت) تبدیل پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی که کاملاً سنگ بافت اولیه خود را از دست داده است (Py: پیریت، Plg: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Chl: کلریت، Ser: سریسیت).

جدول ۱- مراحل تشکیل و توالی همبود کانه‌ها، کانی‌ها و دگرسانی‌های مربوط به آنها در منطقه لوبین- زرده.

Minerals/ Textures		Hydrothermal		Supergene	
		Vein I (Quartz)			Vein II (Carbonate)
		Oxide Phase	Sulfide Phase		
Minerals	Ilmenite Chalcopyrite Pyrite Sphalerite Glena Anglezite Covellite Goethite Malachite Azurite Carbonate	.....	=====	..... =====	
	Alterations minerals	Quartz Chlorite Sericite Epidote Clay mineral	=====	=====	

جدول ۲- نتایج تجزیه XRD نمونه‌های برداشت شده از پهنه‌های دگرسانی و رگه سیلیسی- سولفیدی منطقه لوبین- زرده.

نتایج کانی‌شناسی	شماره نمونه	پهنه دگرسانی
Clay Mineral (Illite+ Chlorite), Quartz, Alunite	LB. A	دگرسانی آرژلیک
Quartz, Clay Mineral (Illite+ Chlorite), Amphibole (Mangeshhornblend), Alunite, Calcite	LB. 22	دگرسانی آرژلیک
Quartz, Clay Mineral (Illite), Chlorite, Amphibole (Mangeshhornblend), Epidote, Calcite (Minor)	LB. 23	دگرسانی پروپیلیتیک
Quartz, Sericite, Feldspar, Calcite	LB. DM4	دگرسانی فیلک
Quartz, Galena, Anglesite, Calcite, Sphalerite	LB. 27D	رگه سیلیسی کانه دار

جدول ۳- مقایسه کانه‌زایی منطقه لوبین- زرده با کانسارهای اپی ترمال موجود در پهنه‌های ساختاری مختلف ایران.

ویژگی اصلی	منطقه لوبین- زرده	کانسار آی قلعه‌سی	کانسار ابوالحسنی	کانسار چشمه حافظ
زیر گروه	فلزات پایه	فلزات پایه و نقره	فلزات پایه، طلا و نقره	فلزات پایه، نقره
موقعیت جغرافیایی	شمال خاور زنجان	جنوب خاور تکاب	جنوب یاختر دامغان	شمال خاوری روستای معلمان (ترود)
پهنه ساختاری	پهنه طارم	پهنه ارومیه- دختر	ترود- چاه شیرین	ترود- چاه شیرین
سنگ درونگیر	سنگ‌های رسوبی (ماسه سنگ، سیلت سنگ و مارن) و آذرآواری	سنگ‌های رسوبی الیگومیوسن و گنبد‌های نیمه ژرف	سنگ‌های پیر و کلاستیک و گدازه‌های آندزیتی	توف، سنگ‌های آذرآواری، داسیت و ریوداسیت
سن کانی‌سازی	پس از الیگوسن	پلیوسن	انوسن	میوسن
کنترل کانی‌زایی	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌های عادی	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌های عادی و شکستگی‌ها
کانی‌شناسی	کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، پیریت	اسفالریت و گالن	اسفالریت، گالن، پیریت، تراهدریت، کالکوپیریت، نقره	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، تراهدریت، تنانتیت، دیژنیت
ساخت و بافت	رگه‌ای، رگچه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی	رگه‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی، قشرگون	برشی، دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه‌ای، نواری	رگه‌ای، پرکننده فضای خالی، برشی، شانه‌ای
دگرسانی	سیلیسی، سریستی، آرژلیک، پروپیلیتیک	سیلیسی، سریستی، کرناتی، آرژلیک، پروپیلیتیک و آرژلیک پیشرفته	آرژلیک، سیلیسی، پروپیلیتی	سیلیسی، آرژلیک، سریستی، پروپیلیتیک
ژنز	اپی ترمال	اپی ترمال	اپی ترمال	اپی ترمال
منبع	مقاله حاضر	شیرخانی و همکاران (۱۳۸۵)	شمعانیان (۱۳۸۲)	مهرابی و همکاران (۱۳۸۸)

### کتابنگاری

- امینی، ب.، ۱۳۷۷- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ترکمانی، ا.، ۱۳۷۹- بررسی توده نفوذی شمال خرم‌دره، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۷۸- متالورژی ترشیری در البرز باختری- آذربایجان (میان- سیه‌رود) با نگرشی خاص بر منطقه هشتجین، رساله دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.

شمعانیان، غ.، ۱۳۸۲- مطالعه دگرسانی و کانی‌سازی گرمایی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان، جنوب خاور دامغان، استان سمنان، ایران، پایان نامه دکتر، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

شیرخانی، م.، قادری، م. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۵- کانه‌زایی پلی‌متال گرمایی در کانسار آی‌قلعه‌سی، جنوب خاور تکاب، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. فیضی، ف. و خاکزاد، ا.، ۱۳۷۶- ژنز کانسار مس خلیفه‌لو، اولین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قربانی، م.، ۱۳۸۷- زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها و نشانه‌های معدنی ایران، انتشارات آریز زمین.

مهرابی، ب.، طالع فاضل، ا.، قاسمی سیانی، م. و اقبالی، م.، ۱۳۸۸- بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار رگه ای مس- طلا گلوچه (شمال زنجان) بر اساس شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و پنجم، شماره ۴ (۱۸۵-۱۹۹).

ندری، م.، رشیدنژاد عمران، ن. و آقازاده، م.، ۱۳۹۲- ژئوشیمی، منشأ و محیط ژئودینامیکی توده نفوذی ذاکر- سرخه دیزج، دامنه جنوبی زیر پهنه طارم، خاور زنجان، نشری علوم دانشگاه خوارزمی، جلد ۱۳، شماره ۴.

## References

- Aghanabati, A., 2004- Geology of Iran: Geological Survey of Iran, 600 p.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristic of the Paleo-Tethys remnant in northeast Iran. Geol. Soc. Of Amer. Bull, 103: 983-992.
- Berger, B. R. & Eimon, P. I., 1983- Comparative models of epithermal silver-gold deposits: In Shanks, W, C., ۳th ed., Cameron volume on unconventional mineral resources: New York, Am. Ins. Mining Metal. Petroleum Engineers, p. 191-205.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. Pacific Geology ,8p. 173-174.
- Corbett, G. J. & Leach, T. M., 1998- Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization: Society of Economic Geologists, Special Publication, No. 6, 236 p.
- Craig, J. R. & Vaughan, D. J., 1994- Ore microscopy and ore petrography, A Wiley- Interscience Publication, New York, 433p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis- its relationship with current nomenclature, Chem Geol. Vol.29, pp.183-210.
- Giggenbach, W. F., 1997- The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems, in Barnes, H.L, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3rd ed., New York, Wiley Interscience, 737-796.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. & Gonzalez- Urien, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits, Reviews in Economic Geology 13, 245-277.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. & Hushmand-Zadeh, A., 1966- Geology of Tarom district, western part (Zanjan area, North west Iran). G.S.I Rep. No.8, 31p.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8. 523-548.
- Lentz, D. R., 1994- Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite- bearing assemblages. In Lentz, D.R., ed., Alteration and Alteration Processes Associated with Ore -forming Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes 11, 69-99.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma / igneous rock system. Earth sci. Rev. 37. 215-224.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold -copper mineralization, sec. updated. Springer- Verlag, 242pp.
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Daliran, F. & Rashidnejad-Omran, N., 2012- Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite ore deposit in the cenozoic Alborz-Azərbayjan magmatic belt, NW Iran, Resource Geology Vol. 63, No. 1: 42-56.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1997- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J. Petrol, V. 25, 956-983.
- Pecerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamous area, Northern Turkey, Contrib. Mineral. Petrol. 58. 63-81.
- Pirajno, F., 2009- Hydrothermal Mineral Deposits, Principle and Fundamental Concept for the Exploration Geologist», Springer, 706 p.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Jr., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A. & Barton, M. D., 2005- porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Economic Geology 100<sup>th</sup> ANNIVERSARY VOLUME. 251-298.
- Shand, S. J., 1943- The Eruptive Rocks. 2nd edn. New Yourk, John wiley, 444pp.
- Sillitoe, R. H., 1993- Gold deposits in western pacific island arcs: The magmatic connection: Economic Geology Monograph 6, p. 274-291.
- Simmons, S. F. & Brown, P. L., 2000- Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands- Ohaaki geothermal system: implications for understanding low-sulfidation epithermal environments, Economic Geology 95 , 971-999.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry M (eds). Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London Special Publication 42, pp.313-345.