



## زمین‌شناسی، پتروگرافی، دگرسانی، کانی‌سازی و پتروژنز توده‌های نفوذی در محدوده اکتشافی همچ، جنوب غرب بیرجند

عباس اعتمادی<sup>۱</sup>، محمدحسن کریم‌پور\*<sup>۲</sup> و آزاده ملکزاده شفارودی<sup>۲</sup>

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۲) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۱۱/۲۶، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۳۰

### چکیده

محدوده اکتشافی همچ در شرق بلوک لوت و در فاصله ۸۵ کیلومتری جنوب غرب بیرجند واقع شده است. منطقه شامل برون‌زدهایی از سنگ‌های آذرین پالئوسن-ائوسن است که در برگیرنده طیف گسترده‌ای از توده‌های آذرین نیمه‌عمیق (دیوریت تا مونزونیت پورفیری) به همراه واحدهای نفوذی بازی، آتشفشانی حدواسط و سنگ‌های آذرآواری و رسوبی است. انواع دگرسانی آرژیلیک، سیلیسی، کوارتز-سرسیت-پیریت<sup>۱</sup>، پروپلیتیک و کربناته در محدوده اکتشافی قابل مشاهده است. کانی‌سازی در سطح به شکل پیریت پراکنده و رگه‌های اکسید آهن و در عمق به صورت کانی‌سازی پراکنده پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت و پیریت رگه‌چای دیده می‌شود. توده‌های نفوذی حدواسط از نوع کالک‌آلکالن پتاسیم بالا ( $K_2O$  بین ۲/۴۲ تا ۴ درصد) و توده‌های گابرو و گابرویدیوریتی مربوط به دسته تولییتی ( $K_2O$  بین ۰/۱۵ تا ۰/۲۷ درصد) است. توده‌های نفوذی منطقه همه از نوع متاآلمینوس است و در دسته مگنتیت (نوع I) طبقه‌بندی می‌شوند. نمودارهای عنکبوتی بیانگر غنی‌شدگی توده‌های نفوذی حدواسط از عناصر LILE، LREE و تهی‌شدگی از عناصر HREE به همراه مقدار جزئی ناهنجاری منفی Eu (۰/۸۱ تا ۱/۰۶) و حضور ناهنجاری مثبت Sr است که نشان‌دهنده حضور کم و یا نبود پلاژیوکلاز در سنگ منشأ به‌عنوان کانی باقی مانده و وجود شرایط ذوب در حالت اکسیدان است. پایین بودن نسبت  $(La/Yb)_N$  در سنگ‌های نفوذی محدوده همچ (۶/۸۵ تا ۹/۷۲) می‌تواند بیانگر درجه پایین ذوب‌بخشی گوشته اولیه باشد. تهی‌شدگی Nb به همراه نسبت بالای Zr/Nb نشان‌دهنده اشتقاق ماگما از پوسته اقیانوسی با میزان آلودگی پوسته‌ای کم است. ماگمای مولد توده‌های نفوذی حدواسط از حدود ۱ تا ۵ درصد ذوب‌بخشی اسپینل-گارنت لرزولیت (با مقدار کم گارنت) در عمق حدود ۶۵ تا ۶۷ کیلومتری گوشته بالایی و توده‌های بازی از ۵ تا ۲۰ درصد ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت (گوشته تهی‌شده) تشکیل شده‌اند. در نمودارهای پتروژنیک و تعیین محیط تکتونوماگمایی، توده‌های نفوذی در جایگاه زمین‌ساختی کمر بند آتشفشانی زون فروانش (VAG) قرار می‌گیرند. تنوع واحدهای نیمه عمیق با ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا، گسترش و نوع دگرسانی‌ها و کانی‌سازی سولفیدی پراکنده و رگه‌چای در محدوده، نشانه‌هایی از وجود سیستم پورفیری در عمق است.

**واژه‌های کلیدی:** زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، پتروژنز، مس پورفیری، همچ، بیرجند، بلوک لوت

1. Volcanic Arc Granitoid
2. quartz-sericite-pyrite (QSP)

**مقدمه**

محدوده اکتشافی همچ در استان خراسان جنوبی و در فاصله ۸۵ کیلومتری جنوب غرب شهر بیرجند واقع شده است. این محدوده بین طول جغرافیایی  $53^{\circ} 58'$  تا  $59^{\circ} 00'$  و عرض جغرافیایی  $32^{\circ} 22' 30''$  تا  $32^{\circ} 26' 00''$  قرار می‌گیرد (شکل ۱). بر اساس آخرین تقسیمات ساختمانی-رسوبی ایران (Aghanabati, 2004)، محدوده مورد بررسی در شرق خرد قاره ایران مرکزی و در شرق مرکز بلوک لوت، در نزدیکی محل اتصال این بلوک با حوضه فلیش کرتاسه نهندان-خاش (Berberian and King, 1981) یا زمین درز سیستان (Tirrul et al., 1983) واقع شده است. بر اساس پژوهش‌های گسترده کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2012) در شرق ایران، بلوک لوت به دلیل داشتن موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف در زمان‌های گذشته و به دنبال آن وجود حجم عظیم ماگماتیسم با ویژگی‌های متفاوت، دارای توانایی بسیار مناسبی برای تشکیل انواع کانی‌سازی‌ها در بازه زمانی ۳۳ تا ۴۲ میلیون سال قبل (ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن) بوده است. توده‌های نفوذی دارای شیمی خاص و مرتبط با کانی‌سازی از پوسته‌های اقیانوسی متفاوت هستند که در نسبت‌های مختلف با پوسته قاره‌ای آلاش داشته، منشأ گرفته‌اند. بلوک لوت به دلیل وقوع پدیده فرورائش در گذشته و تشکیل ماگماتیسم گسترده کالک‌آلکانل و آلکانل، محلی مناسب برای تشکیل ذخایر مس پورفیری است که شواهد بسیار زیادی از آنها در بخش‌های مختلف دیده می‌شود و در صورت کارهای تفصیلی بیشتر، می‌تواند دومین کمربند مهم مس پورفیری ایران بعد از زون سندج-سیرجان باشد (Malekzadeh Shafaroudi, 2009). در منطقه کانه‌زایی‌های متعددی گزارش شده است که از مهمترین آنها می‌توان به کانسار مس-طلای پورفیری ماهرآباد (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010) در شمال، خویک در جنوب (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015) و طلای اپی‌ترمال سولفید بالای کوه‌شاه (Abdi and Karimpour, 2013) و خونیک (Samiee et al., 2016) در

شرق محدوده مورد بررسی اشاره کرد. حضور کانی‌سازی پورفیری و فعالیت ماگمایی کالک‌آلکانل، این منطقه را برای اکتشاف انواع کانسارهای پورفیری، اپی‌ترمال و رگه‌ای قابل توجه می‌سازد.

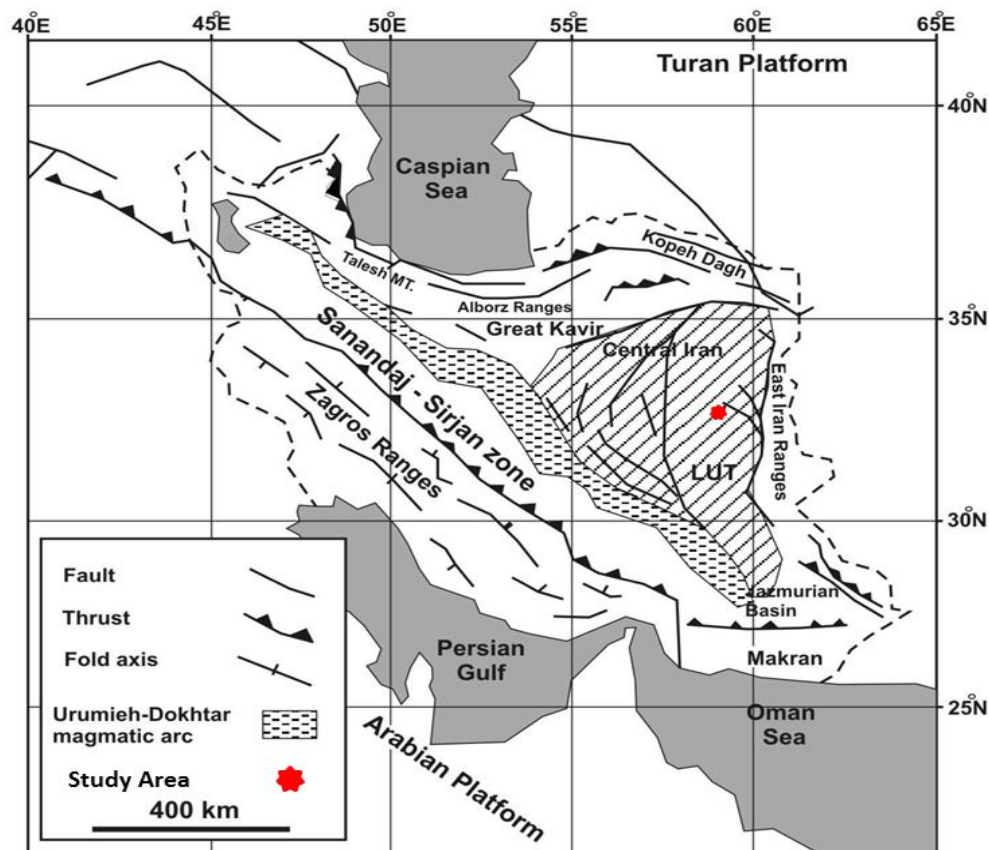
تاکنون طرح‌های اکتشافی مختلفی در قالب پژوهش‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شرکت مهندسی مشاور زرناب اکتشاف و کان آذین با اهداف خاص و در زمان‌های مختلف در بخش‌هایی از منطقه (منطقه شیخ‌آباد در شمال و بخش‌های جنوبی محدوده اکتشافی همچ) انجام شده است (Zarnab-ekteshaf exploration consulting engineers company, 2009 ; Kan Azin company, 2010) که به دلیل تفاوت در اهداف، مقیاس و موقعیت مکانی پژوهش‌ها، با وجود فعالیت‌های با ارزش انجام‌شده، در هیچ کدام جدایش واحدهای نیمه‌عمیق به خوبی انجام نشده است. در این پژوهش سعی شده است تا زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و پتروژنز توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ در مقیاسی مناسب مورد بررسی قرار گیرد تا گامی در راه پی‌جویی این نوع کانسارسازی‌ها در شرق ایران و منطقه باشد.

**روش مطالعه**

این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرائی، بررسی مقاطع نازک و صیقلی، تجزیه شیمیایی و تعبیر و تفسیر داده‌ها در محدوده‌ای به وسعت ۵۰ کیلومتر مربع انجام شده است. علاوه بر انجام عملیات صحرائی مشتمل بر پیمایش و پی‌جویی سطحی منطقه، نمونه‌برداری و تمایز واحدهای سنگی و عوارض مهم زمین‌شناسی بر مبنای تصویر ماهواره SAS planet، تعداد ۲۰۰ مقطع نازک براس بررسی‌های سنگ‌شناسی و دگرسانی و همچنین ۶۰ بلوک صیقلی به همراه ۱۵ مقطع نازک صیقلی از مغزه‌های حفاری (بررسی ۱۱۱۶ متر مغزه حفاری مربوط به ۹ حلقه چاه حفاری) و رخنمون‌های سطحی، برای بررسی کانی‌سازی در منطقه، تهیه و مطالعه شد.

جدول ۱ (بخش ژئوشیمی توده‌های نفوذی) آمده است. این نتایج به وسیله نرم‌افزار GCD.kit پردازش و از نمودارهای پترولوژی برای تعبیر و تفسیر استفاده شده است. در پردازش داده‌ها و تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و دگرسانی از نرم‌افزار Arc Gis نسخه 10.2 استفاده شد.

به منظور بررسی‌های پترولوژی، ۱۳ نمونه سنگی از واحدهای نفوذی و درونی غیردگرسان محدوده برای تعیین درصد اکسیدهای اصلی به روش XRF در آزمایشگاه آمیس شرق و تعیین عناصر جزئی و خاکی نادر به روش ICP-MS (محلول سازی ذوب قلیایی با کد 4B) در Als-Chemex کانادا تجزیه شد. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر به روش XRF و ICP-MS در



شکل ۱. نقشه ساختاری ساده‌شده ایران و موقعیت محدوده اکتشافی همچ (ترکیب‌شده از علوی (Alavi, 1991) و بربریان (Berberian, 1981))  
**Fig. 1.** Simplified structural map of Iran with position of Hamech prospect area (composed of Alavi, 1991 and Berberian, 1981)

### زمین‌شناسی منطقه

بیرجند و ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه شور، این منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و توف مارنی است؛ ولی بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش نشان می‌دهد که منطقه همچ از دیدگاه زمین‌شناسی و سنگ‌شناختی شامل گستره‌ای از توده‌های نفوذی تا نیمه‌عمیق و آتشفشانی حدواسط، عمیق بازی و همچنین واحدهای سنگی آذرآواری و رسوبی است (شکل

از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی، محدوده اکتشافی همچ در بر گه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند (Vahdati-Daneshmand and Eftekhari-Nezhad, 1991) و در گوشه شمال شرق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه شور (Vassigh and Soheyli, 1975) قرار می‌گیرد. بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰

افکنه‌ای جوان و قدیمی<sup>۱</sup> و آبرفت‌های بستر رودخانه و آبراهه‌های عهد حاضر<sup>۲</sup> است و جدیدترین واحدهای سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند. این واحدها حاشیه‌های جنوب غرب تا غرب و شمال غرب محدوده که بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده است را می‌پوشانند.

### پتروگرافی واحدهای نفوذی (نیمه عمیق)

در محدوده اکتشافی همچ، توده‌های نفوذی نیمه عمیق زیادی در واحدهای آتشفشانی و نیمه عمیق دیگر نفوذ کرده‌اند که احتمالاً سن ائوسن میانی تا بالایی دارند. این توده‌ها طیف سنگی دیوریت پورفیری و مونزودیوریت تا مونزونیت پورفیری دارند که بر پایه ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی مانند نوع رخنمون، نوع فرسایش، بافت، رنگ، کانی‌شناسی و دگرسانی به توده‌های مختلف قابل تفکیک هستند. واحدهای نفوذی نیمه عمیق بر اساس ارتباط زمانی آنها با کانی‌سازی به سه گروه پیش از کانی‌سازی، هم‌زمان و پس از آن (به صورت توده‌هایی با رخنمون خاکستری تیره و بدون دگرسانی) قابل تفکیک هستند و شامل تمام طیف توده‌های نفوذی نیمه عمیق نام‌برده همراه با سنگ‌های آتشفشانی هستند. با توجه به نوع کانه‌زایی پورفیری در محدوده اکتشافی همچ، تعیین تقدم و تأخر توده‌های نفوذی می‌تواند نقش به‌سزایی در مراحل بعدی اکتشاف و حفاری داشته باشد. توده‌های نفوذی محدوده دارای بافت پورفیری است و ۵۰ تا ۶۰ درصد آن را درشت‌بلور تشکیل می‌دهد. اغلب این درشت‌بلورها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند است. این توده‌ها بر اساس فراوانی درشت‌بلورها به ۶ واحد با نام‌های دیوریت پورفیری (d.p)، هورنبلند دیوریت پورفیری (h.d.p)، بیوتیت-کلینوپیروکسن-کوارتز دیوریت پورفیری (b.p.d.p)، مونزونیت پورفیری (m.p)، بیوتیت-هورنبلند مونزونیت پورفیری (b.h.m.p) و هورنبلند-بیوتیت-کلینوپیروکسن مونزودیوریت پورفیری (h.b.cp.m.p) تقسیم می‌شوند.

۲) بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناختی و صحرایی، واحدهای سنگی محدوده مورد بررسی را می‌توان به چهار گروه تقسیم کرد که به ترتیب سنی (از قدیم به جدید) شامل:

۱) ترکیبی از واحدهای آتشفشانی-رسوبی، ولکانوکلاستیک و آتشفشانی اوایل تا میانه پالئوسن که شامل کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ و انواع توف آندزیتی، توف برشی و توف‌های اسیدی تا حدواسط (توف ریولیتی) است. واحدهای یادشده در انتهای بخش جنوب شرقی محدوده رخنمون دارند. واحدهای رسوبی دارای لایه‌بندی تقریباً افقی بوده و از این میان، کنگلومراها دارای قطعات گردشده از جنس‌های مختلف (اغلب نیمه عمیق) هستند. توف‌ها نیز دارای قطعات با اندازه ۰/۵ تا ۲۰ سانتی‌متر به صورت رخنمون‌هایی نسبتاً سرخ‌رنگ در بین توده‌های نفوذی و همراه با سنگ‌های رسوبی دیده می‌شوند.

۲) سنگ‌های نفوذی ائوسن میانی تا بالایی با ترکیب حدواسط تا کمی اسیدی که شامل تعداد و حجم زیادی از توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریت پورفیری تا مونزونیت و مونزودیوریت هستند. این واحدها به درون واحدهای آتشفشانی پالئوسن نفوذ کرده و با شدت‌های متفاوت دگرسان شده‌اند. رخنمون آنها بیشتر ارتفاعات محدوده را پوشش داده و از غرب محدوده تا مرکز و سپس تا جنوب غرب محدوده کشیده می‌شود. بلورهای درشت پلاژیوکلاز به شکل بافت پورفیری به همراه برخی از کانی‌های خاکستری (بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن) در نمونه دستی دیده می‌شوند.

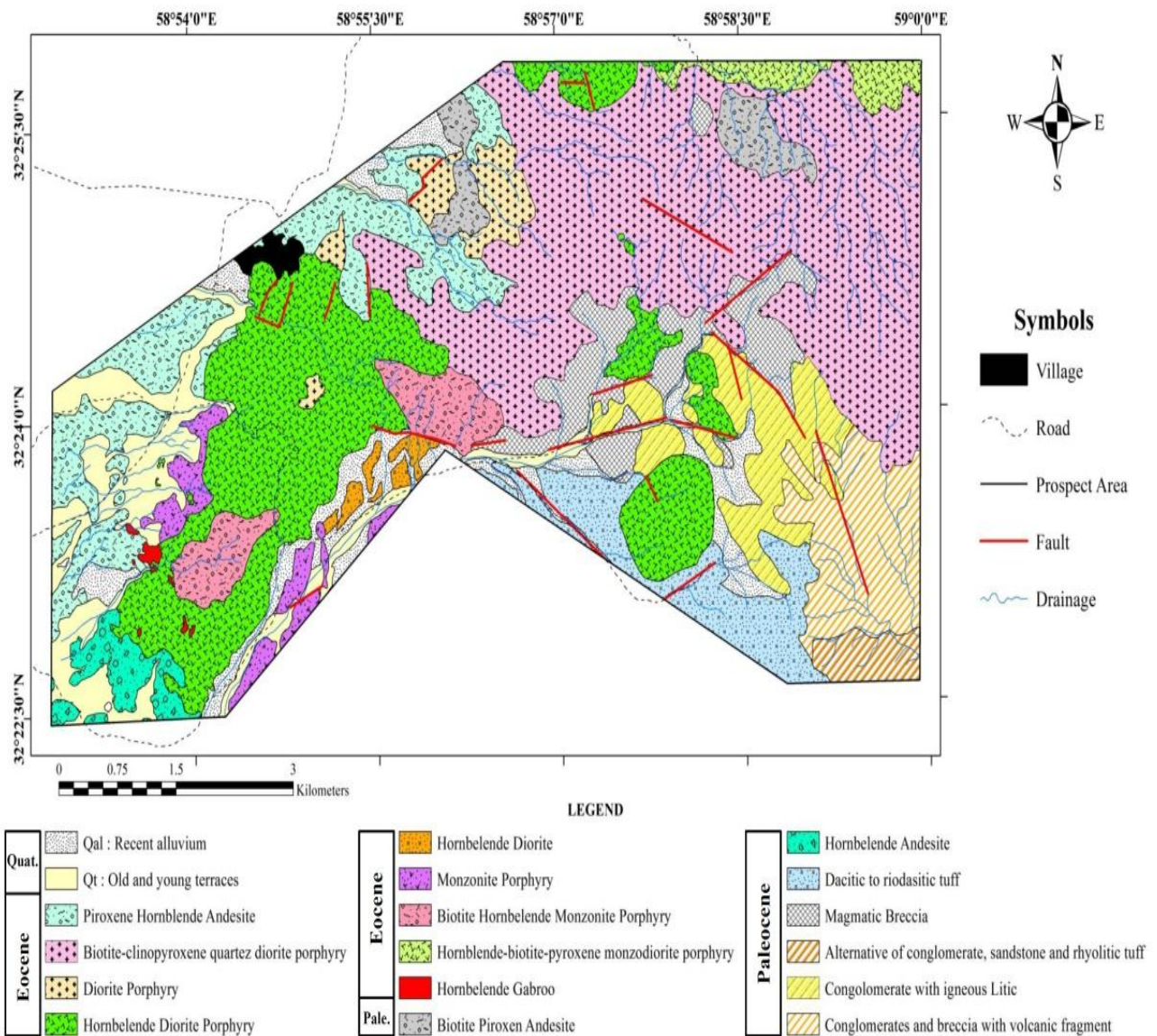
۳) سنگ‌های آتشفشانی انتهای میوسن تا ابتدای پلیوسن بیشتر در بخش‌های جنوب غرب، غرب و شمال غرب محدوده رخنمون داشته و معمولاً به وسیله رسوبات عهد حاضر پوشیده شده‌اند. این واحدها به دلیل ماهیت آتشفشانی که دارند و همچنین به علت فرسایش، اغلب توپوگرافی‌های کم ارتفاع و تپه ماهوری از خود نشان می‌دهند. این واحدها در نمونه دستی دارای زمینه خاکستری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز هستند.

۴) رسوبات کواترنری که شامل نهشته‌های آبرفتی و مخروطه

1. Quaternary terraces (Qt)  
2. Quaternary alluvium (Q<sup>al</sup>)

شمالی محدوده رخنمون دارد. این واحد مشابه واحد بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری است و علاوه بر سایر درشت‌بلورها، کانی کلینوپیروکسن با فراوانی ۱۰ تا ۱۲ درصد و اندازه ۰/۲ تا ۰/۷ میلی‌متر در آن دیده می‌شود (شکل ۳-ب). واحد مونزونیت پورفیری و بیوتیت-هورنبلند مونزونیت پورفیری در بخش‌های جنوب‌غرب محدوده و در اطراف توده نفوذی هورنبلند دیوریت پورفیری رخنمون دارند.

واحد هورنبلند دیوریت پورفیری دارای ۳۵ تا ۵۵ درصد درشت‌بلورها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز با فراوانی ۲۰ تا ۳۵ درصد و اندازه بین ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر و هورنبلند با فراوانی ۵ تا ۱۵ درصد و متوسط اندازه ۰/۷ میلی‌متر است. رخنمون این واحد بیشتر در بخش جنوب‌غرب و کمی نیز در شمال و جنوب‌شرق محدوده (دارای ساختار حلقوی در تصاویر ماهواره‌ای) را پوشانده‌اند (شکل ۳-ا). واحد هورنبلند-بیوتیت-کلینوپیروکسن مونزودیوریت پورفیری در بخش شرقی مرز

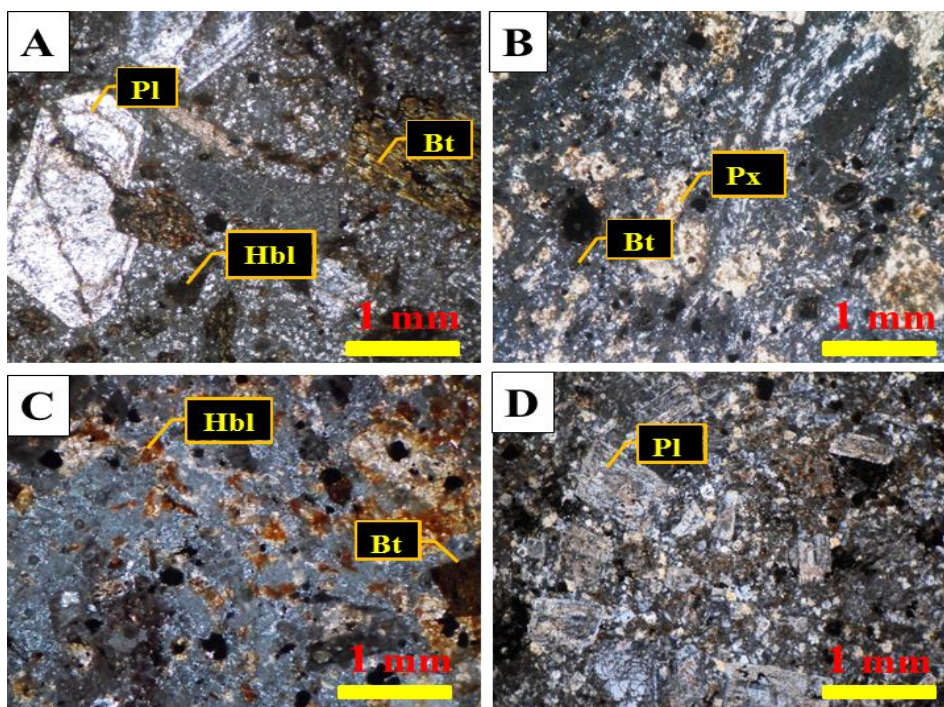


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی همچ با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰  
**Fig. 2.** Geological map of Hamech prospect area (Scale 1:20000)



واحد بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری است. واحد دیوریت پورفیری در بخش شمال غرب محدوده و کمی نیز در بخش مرکزی واحد هورنبلند دیوریت (نزدیک به نقاط حفاری) رخنمون دارد. کانی اصلی تشکیل دهنده سنگ پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۵ تا ۶۵ درصد و اندازه ۰/۵ تا ۱/۲ میلی متر است (شکل ۳-۳D).

واحد بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری دارای ۳۸ تا ۴۰ درصد درشت بلور شامل ۲۵ درصد پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۳ تا ۲ میلی متر، ۱۵ درصد ارتوکلاز با اندازه ۰/۲ تا ۰/۷ و ۸ تا ۱۰ درصد هورنبلند با اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی متر به همراه ۳ درصد بیوتیت با متوسط اندازه ۰/۵ میلی متر است (شکل ۳-۳C). کانی‌های بیوتیت و هورنبلند در واحد مونزونیت پورفیری دیده نمی‌شوند و فراوانی، اندازه و درصد درشت بلورها تقریباً مشابه با



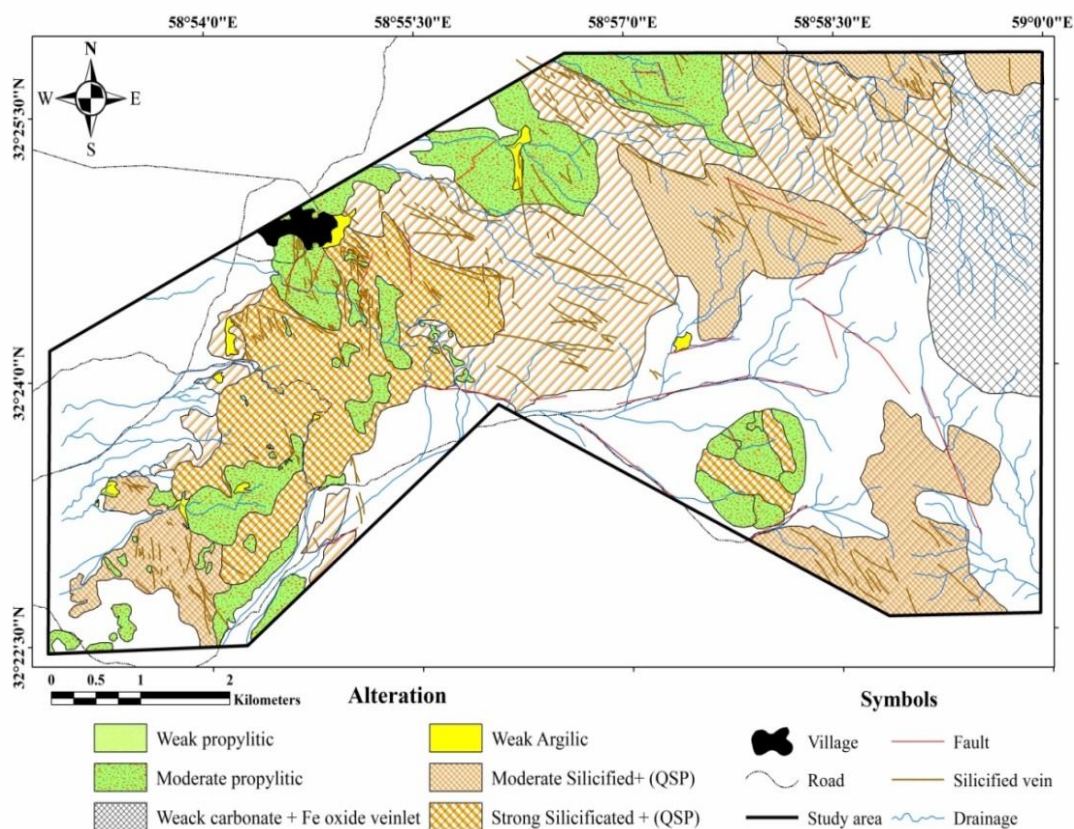
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای نفوذی محدوده اکتشافی همج (تصاویر در نور XPL). A: هورنبلند دیوریت پورفیری، B: هورنبلند-بیوتیت-کلینوپیکروکسن مونزونیت پورفیری، C: بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری و D: دیوریت پورفیری (Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Bt: بیوتیت، Px: پیروکسن) (Siivola and Schmid, 2007)

**Fig. 3.** Microscopic images of subvolcanic units in Hamech prospect area (XPL). A: Hornblende Diorite porphyry, B: Hornblende-Biotite-Pyroxene Monzodiorite porphyry, C: Biotite-Hornblende Monzonite porphyry, and D: Diorite porphyry. (Abbreviations: Pl: Plagioclase, Hbl: Hornblende, Bt: Biotite, Px: Pyroxene) (Siivola and Schmid, 2007)

به صورت ضعیف و پروپلیتیک به دو صورت ضعیف و متوسط دیده می‌شود. دو دگرسانی سیلیسی و کوارتز-سرسیت-پیریت نیز اغلب همراه با هم دیده می‌شوند و تنها مقدار سیلیسی شدن در آنها متفاوت است و از شدید تا متوسط تغییر می‌کند. تداخل زون‌های دگرسانی در محدوده سبب پیچیدگی تفکیک زون‌های دگرسانی می‌شود.

### دگرسانی

با توجه به بررسی‌های صحرائی و پتروگرافی انجام شده بر روی نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری، پنج زون دگرسانی اصلی پروپلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی و کوارتز-سرسیت-پیریت و در نهایت کربناته ضعیف همراه با رگه‌های اکسید آهن قابل تشخیص است (شکل ۴). از این میان زون‌های آرژیلیک



شکل ۴. نقشه دگرسانی محدوده اکتشافی همچ با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰

Fig. 4. Alteration map of Hamech prospect area (Scale 1:20000)

محدوده دیده می‌شود. مقدار این نوع دگرسانی در مغزه‌های حفاری به صورت محلی و بسیار کم نسبت به سایر دگرسانی‌هاست. در این زون تقریباً همه فلدسپارهای سنگ به شدت آلتزه و به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها در نمونه دستی سفیدرنگ است؛ ولی در بیشتر مناطق به دلیل آغشته شدن به اکسیدهای آهن که در اثر تجزیه پیریت به وجود آمده‌اند، به رنگ زرد دیده می‌شوند. اغلب پلاژیوکلازها بین ۳۰ تا ۵۰ درصد به کانی رسی، ۵ تا ۱۰ درصد به سرسیت، ۵ تا ۸ درصد به کربنات و مقدار کمی نیز به سیلیس و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند (شکل ۵-A). هورنبلند و بیوتیت نیز بین ۱۰ تا ۳۰ درصد به کربنات و ۵ تا ۲۰ درصد به اکسید آهن تجزیه شده‌اند.

(۲) **دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت:** در محدوده اکتشافی همچ، دگرسانی سیلیسی همراه با دگرسانی نوع کوارتز-سرسیت-پیریت است که بیشتر در مرکز و جنوب غرب منطقه

چنان که در شکل ۴ دیده می‌شود، دگرسانی سیلیسی دارای بیشترین وسعت رخمون در سطح است که همراه با دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت تقریباً ۵۰ درصد از رخمون واحدهای سنگی و ۴۰ درصد از کل محدوده را شامل می‌شود. دگرسانی نوع پروپلیتیک نیز اغلب همراه با برخی از توده‌های نفوذی و آتشفشانی همراه است و ۲۰ درصد از آلتراسیون رخمون‌های سنگی را دربر می‌گیرد. آلتراسیون کربناته نیز تنها در بخش شرقی محدوده و همراه با توده‌های نفوذی کوارتز دیوریت پورفیری بوده و شامل ۱۰ درصد از آلتراسیون کل محدوده است. در زیر مشخصات هر کدام از مناطق دگرسانی به صورت جداگانه آمده است:

(۱) **دگرسانی آرژیلیک:** این نوع دگرسانی با رخمون‌های محدود در شمال، بخش جنوبی قسمت مرکزی و جنوب غرب ناحیه مورد بررسی، در توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی

پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر آمفیبول دیده می‌شود. در این مجموعه، پلاژیوکلازها بین ۵ تا ۴۰ درصد به کربنات، ۰ تا ۵ درصد به اپیدوت، ۱۰ تا ۱۵ درصد به سرسیت و ۵ تا ۱۰ درصد به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. هورنبلند نیز بین ۵ تا ۱۰ درصد به کلریت تبدیل شده است (شکل ۵-D).

**۵) دگرسانی کربناته ضعیف به همراه رگه‌های اکسید آهن:** زون دگرسانی کربناته ضعیف به همراه رگه‌های اکسید آهن در بخش شرقی محدوده و ارتفاعات منطقه گسترش بیشتری دارد. این دگرسانی را می‌توان نوعی از دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت در نظر گرفت که میزان اکسید آهن ناشی از تجزیه کاهش یافته و در عوض مقدار کربناتی شدن سنگ بیشتر شده است. در این واحد پلاژیوکلاز به میزان ۳۰ تا ۴۰ درصد به کربنات و ۱۰ درصد به سرسیت و کانی‌های بازی (هورنبلند) اغلب به اکسید آهن تجزیه شده‌اند.

### کانی‌سازی در سطح

**پراکنده:** کانی‌سازی سطحی در محدوده اکتشافی همچ، اغلب به صورت پیریت و اکسیدهای آهن ثانویه پراکنده در متن سنگ (در بخش‌های دگرسان شده) دیده می‌شود. در نمونه‌های دستی، این نوع کانی‌سازی به صورت بلورهای خودشکل پیریت (اندازه بین ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی ۲ تا ۵ درصد) و یا اکسید آهن حاصل از تجزیه پیریت و یا هورنبلند به مقدار ۲ تا ۷ درصد در محدوده‌ای به وسعت ۵/۴ کیلومتر مربع (بخش جنوب غربی محدوده مورد بررسی و جنوب روستای همچ) رخنمون دارد. کانی‌سازی پراکنده بیشتر با توده‌های نفوذی حدواسط نوع هورنبلند دیوریت پورفیری تا دیوریت پورفیری دارای دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت و سیلیسی شدن شدید همراه است.

**رگه‌ای-رگه‌چهای:** کانی‌سازی رگه‌ای در محدوده به صورت راستاهای سیلیسی شده‌ای هستند که تشکیل آنها در ارتباط با عملکرد سیستم‌های گسلی است. امتداد آنها اغلب شمال غرب-جنوب شرق بوده و در اصل گسل‌هایی بوده‌اند که سیال سیلیسی در طول آنها بالا آمده و کانه‌زایی پیریت (۲ تا ۴ درصد) و

گسترش دارد و توده‌های مونزونیت پورفیری و مونزودیوریت پورفیری را تحت تأثیر قرار داده است. این نوع دگرسانی بیشترین گسترش را در رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری محدوده دارد و با مجموعه کانیایی کوارتز، سرسیت، اکسیدهای آهن (پیریت) همراه با مقداری کلریت و کانی رسی مشخص می‌شود. در این زون شدت تجزیه بالاست و کانی پلاژیوکلاز به میزان ۲۰ تا ۷۰ درصد سیلیسی شده، همچنین این کانی بین ۵ تا ۳۰ درصد به سرسیت و ۰ تا ۱۵ درصد به کربنات آلتره شده است (شکل ۵-B).

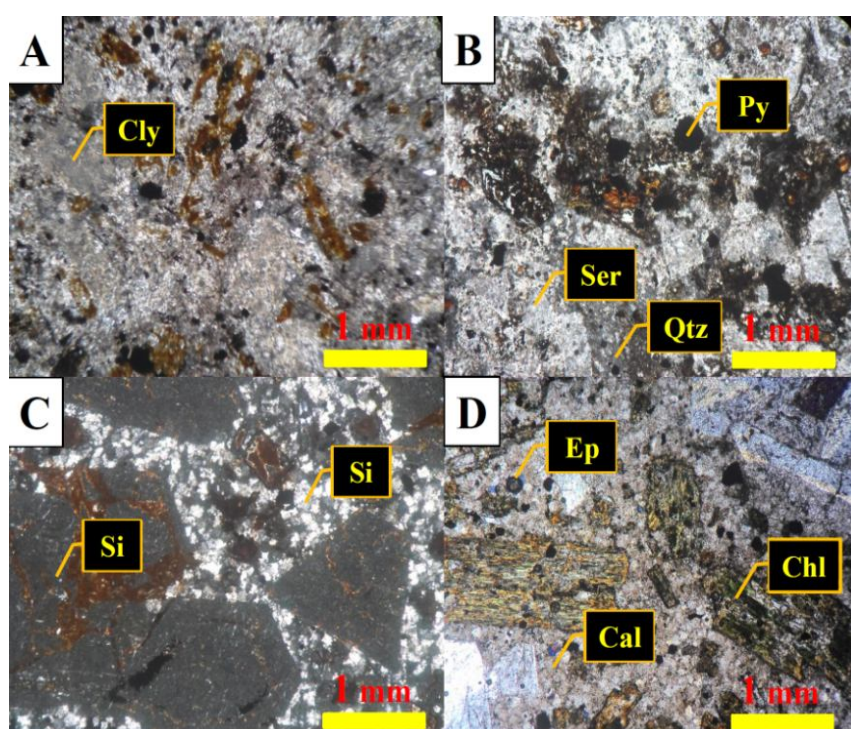
**۳) دگرسانی سیلیسی:** این نوع دگرسانی تقریباً با دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت هم‌پوشانی دارد و مانند آن توده‌های مونزونیت پورفیری و مونزودیوریت پورفیری را تحت تأثیر قرار داده است. سیلیس به صورت کوارتزهای ریزبلور در متن سنگ، جانشینی درشت بلورها و یا به صورت رگه‌های ثانویه تشکیل شده است. مقدار سیلیسی شدن واحدهای سنگی متفاوت بوده و برخی در حد متوسط و بقیه به صورت شدید سیلیسی شده‌اند. کوارتز کانی اصلی این دگرسانی بوده و علاوه بر ریزبلورهای ثانویه کوارتز که در زمینه برخی توده‌ها دیده می‌شود، کانی پلاژیوکلاز نیز بین ۱۵ تا ۸۰ درصد سیلیسی شده است (شکل ۵-C). همچنین این کانی بین ۵ تا ۱۵ درصد به سرسیت و ۰ تا ۵ درصد به کربنات دگرسان شده است.

**۴) دگرسانی پروپلیتیک:** دگرسانی پروپلیتیک به دو زیر زون تقسیم می‌شود (پروپلیتیک ضعیف و متوسط) و اغلب در بخش شمال غربی منطقه دیده می‌شود و منطبق بر واحدهای پیروکسن هورنبلند آندزیت، هورنبلند آندزیت و دیوریت پورفیری است. این دگرسانی در رخنمون‌های سطحی سنگ‌های منطقه و در مغزه‌های حفاری با سبز شدن رنگ عمومی سنگ‌ها در نمونه دستی و پیدایش رگه‌های کربنات و آلتره شدن فنو کریست‌های پلاژیوکلاز به اپیدوت مشخص می‌شود. مجموعه مینرالی این زون شامل کلریت، اپیدوت، کربنات و مقدار کم سرسیت و کانی‌های رسی است. اپیدوت مهم‌ترین کانی این زون است و بیشتر به صورت جانشینی در بلورهای



نوع رگه‌ای، در بخش‌های سطحی، رگه‌چه‌هایی از گوتیت و هماتیت همراه با کربنات نیز دیده می‌شود که به صورت پرکننده فضاهای خالی در شکستگی‌ها و فضاهای بین قطعات برشی را پر می‌کند. همراهی سیلیس با این نوع رگه‌چه‌ها بسیار کم است (شکل ۶-B).

اکسید آهن (۲ تا ۵ درصد) را ایجاد کرده است (شکل ۶-A). شیب این راستاها نزدیک به قائم است، طول آنها از حداقل چند صد متر تا حداکثر ۱ کیلومتر و عرض آنها حداکثر به ۵ متر می‌رسد. این نوع کانی‌سازی رگه‌ای به صورت پراکنده در بخش‌های مرکزی تا شمالی و همچنین همراه با بخش دارای کانی‌سازی پراکنده در سطح دیده می‌شود. علاوه بر کانی‌سازی



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی واحدهای نفوذی محدوده همچ (تصاویر در نور XPL). A: دگرسانی آرژیلیکی، B: دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت، C: دگرسانی سیلیسی و D: دگرسانی پروپلیتیک. (Cly): کانی‌های رسی، (Py): پیریت، (Ser): سرسیت، (Qtz): کوارتز، (Ep): اپیدوت، (Chl): کلریت، (Cal): کلسیت و (Si): سیلیس (Siivola and Schmid, 2007)

**Fig. 5.** Microscopic images of Hamech intrusive alteration. (XPL). A: Argillic alteration, B: Quartz-Sericite-Pyrite alteration, C: Silicification, and D: Propylitic alteration. Abbreviations: Cly: clay minerals, Py: Pyrite, Ser: sericite, Qtz: quartz, Ep: epidote, Chl: chlorite and Cal: calcite and Si: silica, (Siivola and Schmid, 2007)

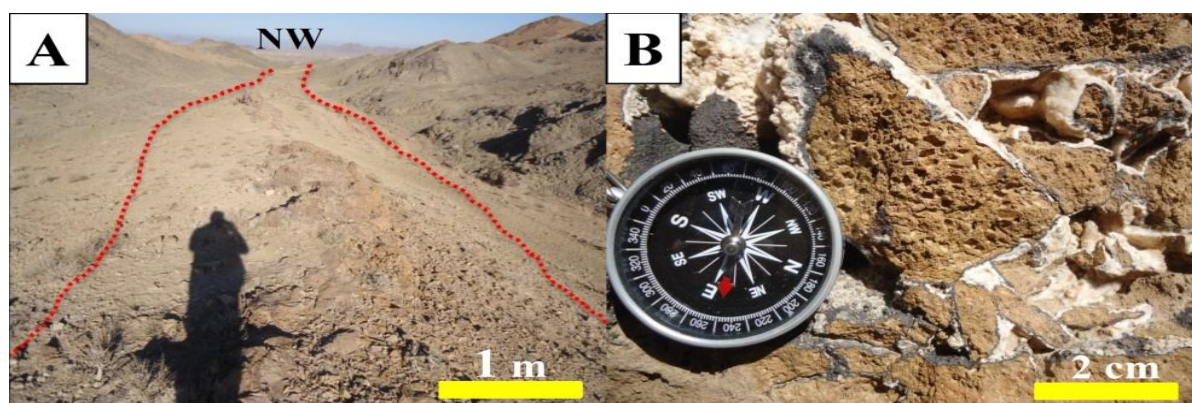
آتشفشانی موجود دیده می‌شود؛ اما فراوانی آن در بخش‌های سیلیسی شده و همچنین بخش‌های دارای دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت بیشتر است که به نوعی همراهی کانه‌زایی با دگرسانی‌های خاصی را نشان می‌دهد. درصد بالای این نوع کانی‌سازی بیشتر همراه با سنگ‌های نیمه عمیق به خصوص نوع دیوریت پورفیری است.

### کانی‌سازی در عمق

**پراکنده:** اصلی‌ترین کانی سولفیدی پراکنده در مغزه‌های حفاری، پیریت است که فراوانی آن از ۱ تا ۵ درصد تغییر می‌کند. این کانی سولفیدی با اندازه بین ۰/۱ تا ۰/۷ میلی‌متر، اغلب به صورت خودشکل در متن سنگ دیده می‌شود. پیریت در بیشتر طول مغزه‌ها و با تمام انواع سنگ‌های نفوذی و

میلی‌متر) با فراوانی تا ۵ درصد است. مقدار جزئی کالکوپیریت (حداکثر ۱ درصد)، دیگر کانی‌های سولفیدی است که به صورت ریز بلور در این رگه‌چه‌ها دیده می‌شود. در طول مغزه‌ها بیشترین کانه‌زایی همراه با رگه‌چه‌های کوارتز شیری رنگ - کربناته دیده می‌شود. این رگه‌چه‌ها از نظر کانه‌زایی به سه نوع بدون کانه‌زایی، دارای کانه‌زایی پیریت و دارای کانه‌زایی پیریت، اسفالریت، گالن و مقدار جزئی کالکوپیریت تقسیم می‌شود. از این میان رگه‌چه‌های نوع سوم غالب هستند و در آنها بلورهای اسفالریت با اندازه ۰/۵ تا ۱/۵ سانتی‌متر بیشترین فراوانی، بلورهای گالن با اندازه ۱ تا ۸ میلی‌متر در رده دوم و کالکوپیریت و پیریت با اندازه کوچک‌تر از ۰/۷ میلی‌متر کمترین فراوانی را دارد (شکل A-۷ و B).

**رگه‌چه‌ای:** در مقیاس نمونه دستی و میکروسکوپی، کانی‌سازی رگه‌چه‌ای در مغزه‌های حفاری بیشتر به صورت رگه‌چه‌های کوارتز خاکستری، کوارتز شیری - کربناته دارای کانی‌سازی پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت و رگه‌چه‌های کلسیت دارای پیریت است. کانه‌زایی همچنین به صورت رگه‌چه‌های پیریت خالص در متن سنگ دیده می‌شود. رگه‌چه‌های کوارتز خاکستری اغلب ساخت استوک‌ورک ضعیفی را از خود نشان می‌دهند. تراکم این رگه‌چه‌ها در طول مغزه‌ها پایین است و تنها در برخی مناطق با تراکم حداکثر ۱۰ رگه‌چه در متر و با ساختار استوک‌ورک دیده می‌شود. ضخامت این رگه‌چه‌ها از ۰/۲ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر تغییر می‌کند. کانی‌سازی همراه با آنها اغلب به صورت پیریت‌های بسیار کوچک (کوچک‌تر از ۱



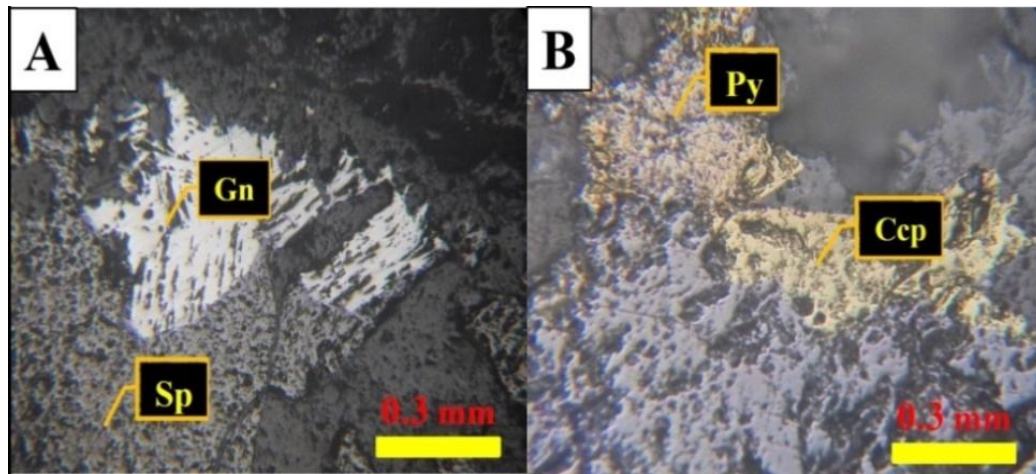
شکل ۶. کانی‌سازی رگه‌ای - رگه‌چه‌ای در محدوده مورد بررسی همچ A: نمایی از راستاهای سیلیسی دارای کانه‌زایی پیریت و اکسید آهن پراکنده در رخنمون‌های سطحی و B: کانه‌زایی رگه‌چه‌ای گوتیت به همراه کربنات به صورت پرکننده فضاهای خالی منطقه برشی شده

**Fig. 6.** Vein-veinlet type mineralization in Hamech study area A: A view of the silicified directions with dispersed pyrite and iron oxide mineralization in surface outcrops, and B: Goethite mineralization in the border of carbonate veinlets that has filled space in a shear zone

(A-۸). نوع دیگر کانی‌سازی رگه‌چه‌ای، به صورت رگه‌چه‌های پیریت خالص دیده می‌شود که این نوع رگه‌چه‌ها به صورت ثانویه و در طی فعالیت‌های بعدی سیال‌های کانه‌دار در متن سنگ میزبان تشکیل شده‌اند (شکل B-۸). کانه‌زایی در مغزه‌ها بیشتر منطبق بر سنگ‌های مونزونیت و دیوریت پورفیری با دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت + سیلیسی شدید است.

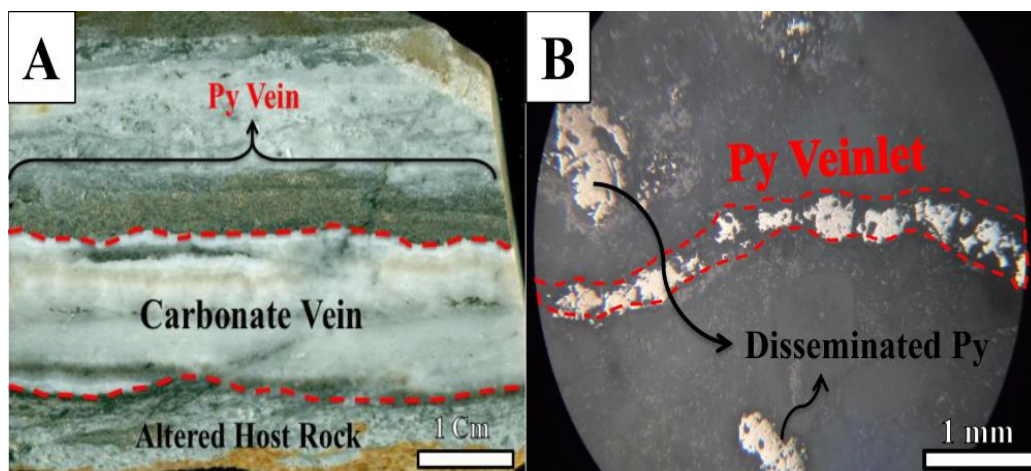
رگه‌چه‌های کلسیت نیز با فراوانی متغیر در بیشتر طول مغزه‌ها دیده می‌شود و خود به دو نوع بدون کانه‌زایی و نوع دارای پیریت تقسیم می‌شود. پیریت تنها کانی سولفیدی است که همراه با این نوع رگه‌چه‌ها هم به صورت پراکنده در طول رگه‌چه (اندازه ۰/۲ تا ۰/۶ میلی‌متر و فراوانی ۴ تا ۵ درصد) و هم به صورت نواری با ضخامت متفاوت (بین ۱ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر) در حاشیه برخی از این رگه‌چه‌ها دیده می‌شود (شکل





شکل ۷. تصویر میکروسکوپی از کانی‌سازی رگه‌چهای در محدوده همچ (نور انعکاسی و بزرگ‌نمایی 10x-کل قطر عکس 1mm). A: گالن و اسفالریت و B: پیریت و کالکوپیریت (Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Py: پیریت و Ccp: کالکوپیریت)، نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از سییولا و اشمید (Siivola and Schmid, 2007)

**Fig. 7.** Microscopic image of veinlet mineralization in Hamech study area (Reflected light with 10x magnification-diameter of images: 1mm) A: Galena and sphalerite, and B: Pyrite and chalcopyrite. Abbreviations: Sp: sphalerite, Gn: galena, Py: pyrite and Ccp: chalcopyrite, Abbreviated minerals name from: Siivola and Schmid, 2007



شکل ۸. تصویر میکروسکوپی و ماکروسکوپی از کانی‌سازی رگه‌چهای در محدوده همچ A: کانی‌سازی پیریت در حاشیه رگه‌چه کربنات ثانویه که سنگ میزبان مونزونیتی آلتزه شده را قطع کرده است و B: تصویر کانی‌سازی پیریت به شکل رگه‌چهای و پراکنده در متن سنگ میزبان

**Fig. 8.** Microscopic and macroscopic image of veinlet mineralization in Hamech study area A: Secondary calcite vein with pyrite mineralization in the border. Calcite veinlets cut altered monzonite host rock, and B: Disseminate-veinlet mineralization of pyrite in host rock

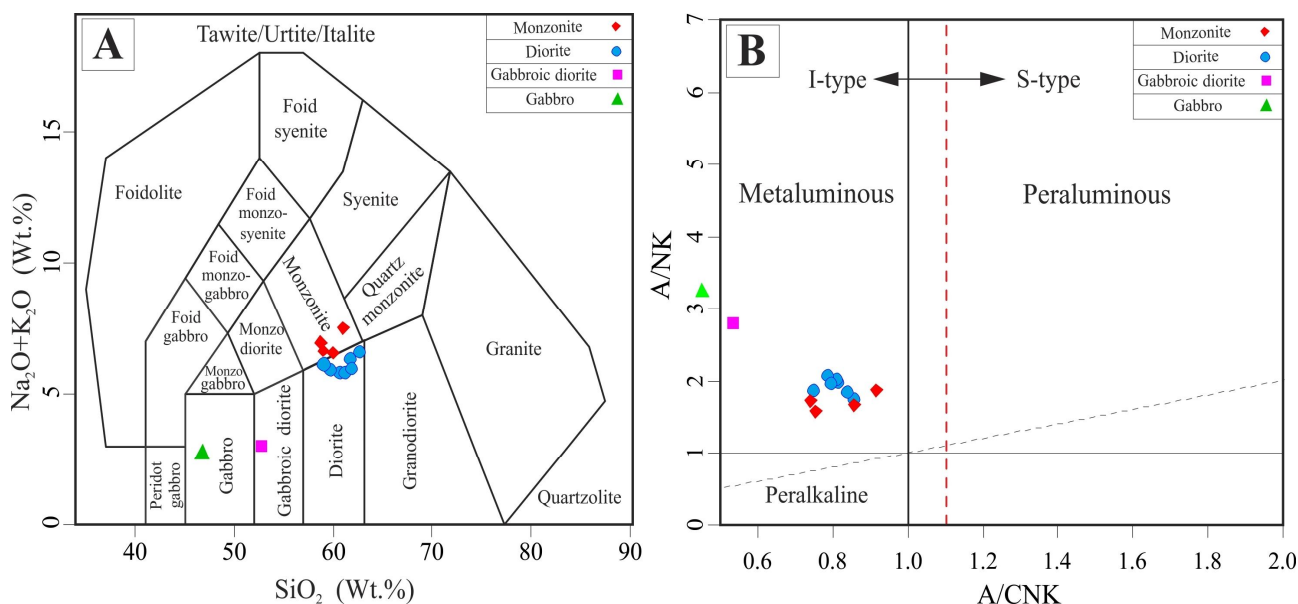
### ژئوشیمی توده‌های نفوذی

سنگ‌های پلوتونیک بر اساس اکسیدهای اصلی از نمودار مجموع آلکالی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل سیلیس ( $\text{SiO}_2$ ) استفاده شد. این نمودارها توسط میدلموست (Middlemost, 1985; Middlemost, 1994) بدون توجه به ژنتیک سنگ ارائه شده و مجموع  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  (مجموع مقادیر آلکالی)

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی (XRF و ICP-MS) ۱۳ نمونه از توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ در جدول ۱ آمده است. مقدار  $\text{SiO}_2$  توده‌های نفوذی در محدوده اکتشافی همچ بین ۵۶/۶۲ تا ۶۰/۸۳ درصد متغیر است. برای نام‌گذاری

نفوذی موجود در محدوده از نوع متاآلمینوس هستند (شکل ۹-۱). از نمودار پکسیریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976) می‌توان برای تفکیک دسته ماگمایی کالک‌آلکان (A-۱۰) استفاده کرد. در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ میزان  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  مقایسه می‌شوند. ترسیم نمونه‌ها بر روی نمودار نشان می‌دهد که از میان سنگ‌های نفوذی منطقه، دیوریت‌ها و مونزونیت‌ها در دسته کالک‌آلکان پتاسیم بالا و توده‌های گابرو و گابرودیوریت در دسته تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-۱). از میان سنگ‌های نفوذی حدواسط، فقط یک نمونه در محدوده دسته شوشونیتی قرار گرفته است. برای تعیین مرز جداکننده گرانیتوئیدهای دسته I از S، از نمودار  $K_2O$  برابر  $SiO_2$  (Chappell and White, 2001) استفاده شده است، چنان‌که در این نمودار دیده می‌شود تمام نمونه‌های سنگی در منطقه مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰-۲).

به همراه مقادیر  $SiO_2$  (سیلیس)، به‌طور مستقیم از تجزیه شیمیایی سنگ به‌صورت درصد وزنی اکسید گرفته و در نمودار طبقه‌بندی ترسیم می‌شوند. در این نمودار توده‌های نفوذی محدوده همچ در محدوده دیوریت و مونزونیت قرار می‌گیرند. دو نمونه نیز با مقدار درصد سیلیس بین  $45/90$  تا  $51/80$ ، در محدوده گابرو و گابرودیوریت قرار می‌گیرند که مربوط به توده‌های درونی بازی محدوده هستند (شکل ۹-۱). مقدار آلومین سنگ می‌تواند نشان‌دهنده مستقیم ماهیت یا نوع سنگ‌های پوسته‌ای باشد که ماگما از ذوب آنها تشکیل شده است. از این رو یک طبقه‌بندی توسط شاند (Shand, 1948) بر اساس  $Al_2O_3$  (نمودار دو متغیره A/CNK-A/NK) طراحی شده است که بر اساس آن ماگماهای متاآلمین، پرآلمین و پرآلکان طبق نسبت‌های مولی  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$  و  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$  از هم متمایز می‌شوند. مقادیر  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O < 1$  و  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O > 1$  نشان می‌دهد که همه توده‌های



شکل ۹. A: طبقه‌بندی ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی حدواسط و بازی محدوده همچ با استفاده از نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Middlemost, 1985; Middlemost, 1994) و B: نمودار  $A/NK$  در برابر  $A/CNK$  برای تفکیک توده‌های نفوذی حدواسط از نظر آلومین (Shand, 1948)

**Fig. 9.** Classification of intermediate intrusive rocks and mafic bodies in Hamech prospect area (Middlemost, 1985; Middlemost, 1994), and B:  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$  (molar) vs.  $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$  (molar) diagram in order classification of intermediate intrusive rocks (Shand, 1948)



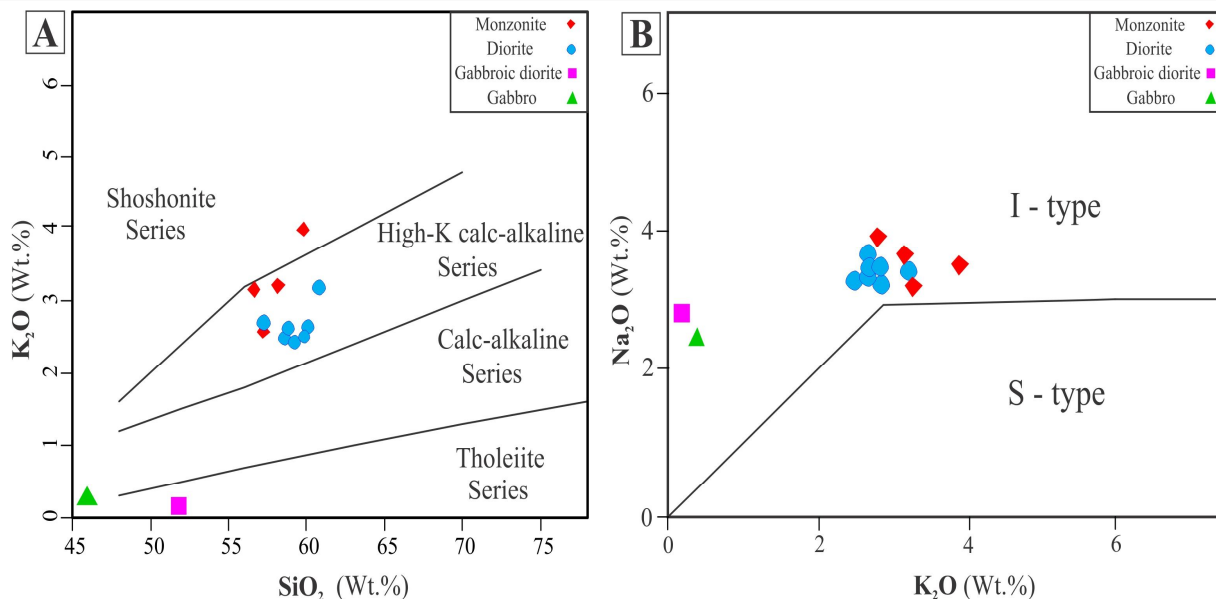
جدول ۱. تجزیه عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی و خاکی نادر توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همج بر حسب ppm  
**Table 1.** Major (Wt.%), trace and rare earth element (ppm) composition of Hamech intrusive rocks

Sample	2-1 E	3 E	16 E	97 E	144 E	146 E	153 E
Longitude	58°55'1.4"	58°55'11.1"	58°55'11.1"	58°54'31.9"	58°57'29.5"	58°57'32.6"	58°58'09.7"
Latitude	32°24'6.8"	32°23'50.7"	32°23'50.7"	32°23'12.1"	32°24'10.9"	32°24'10.1"	32°23'47.9"
Petrology	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite
Wt.%							
SiO <sub>2</sub>	60.83	58.65	59.29	58.83	60.08	59.87	57.28
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.53	0.56	0.60	0.53	0.52	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.10	15.71	16.10	15.78	15.71	15.88	15.37
FeO <sup>t</sup>	5.38	6.39	5.96	7.14	5.87	5.62	7.01
MnO	0.12	0.14	0.13	0.13	0.12	0.11	0.14
MgO	3.51	2.94	2.00	3.30	2.97	2.24	3.47
CaO	4.89	6.34	6.90	6.48	5.59	6.31	6.77
Na <sub>2</sub> O	3.21	3.13	3.18	3.18	3.49	3.24	3.24
K <sub>2</sub> O	3.17	2.48	2.42	2.61	2.63	2.50	2.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.31	0.34	0.33	0.33	0.33	0.33
LOI	2.74	3.16	2.90	1.37	2.44	3.14	2.92
SUM	99.77	99.78	99.78	99.75	99.76	99.76	99.78
ppm							
Ba	779	619	586	576	931	748	655
Rb	68	61	57	57	55	50	59
Sr	777	822	933	1109	945	903	893
Zr	96	77	83	78	89	79	81
Nb	3.1	3	3.5	2.5	3	2.5	3.1
Ni	7	11	10	14	8	-	22
Co	13.3	13.3	13.0	17.5	12.3	11.2	16.1
Zn	108	99	84	80	82	-	79
Cr	15	23	18	23	14	-	14
Y	15.0	17.3	17.4	18.3	15.4	15.2	18.1
Cs	7.5	16.3	12	7.9	6.5	8.5	4
Ta	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1
Hf	2.5	2.1	2.1	2.2	2.3	2.0	2.2
La	20.7	21.5	21.6	22.9	22.9	21.1	21.4
Ce	39.2	40.0	40.0	41.1	40.9	39.9	40.5
Pr	4.8	5.1	5.2	5.0	5.2	5.0	5.2
Nd	19.1	21.6	22.3	20.7	22.4	20.5	21.6
Sm	4.3	4.4	4.3	4.0	4.2	3.9	4.4
Eu	1.01	1.21	1.24	1.21	1.21	1.19	1.22
Gd	3.32	4.15	3.90	4.13	3.61	3.24	3.95
Tb	0.45	0.58	0.56	0.56	0.48	0.45	0.56
Dy	3.20	3.32	3.29	3.50	2.91	2.77	3.23
Ho	0.59	0.62	0.67	0.73	0.59	0.56	0.65
Er	1.76	2.02	2.01	2.03	1.73	1.51	2.06
Tm	0.25	0.31	0.29	0.30	0.28	0.23	0.29
Yb	1.76	2.09	1.86	2.15	1.90	1.75	1.91
Lu	0.28	0.31	0.36	0.32	0.32	0.26	0.34
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.93	6.94	7.83	7.18	8.13	8.13	7.55
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	5.76	4.95	5.56	4.94	5.57	5.90	5.48
Eu/Eu*	0.81	0.86	0.92	0.91	0.95	1.02	0.90

ادامه جدول ۱. تجزیه عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی و خاکی نادر توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ بر حسب ppm

**Table 1 (continued).** Major (Wt.%), trace and rare earth element (ppm) composition of Hamech intrusive rocks

Sample	19 E	50 E	55 E	112 E	73 E	74 E
Longitude	58°56'10.2"	58°55'03.4"	58°55'14.6"	58°54'57.5"	58°53'35.5"	58°53'41.0"
Latitude	32°25'03.2"	32°24'40.1"	32°24'28.6"	32°23'23.9"	32°23'21.2"	32°23'20.3"
Petrology	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Gabbro	Gab. Diorite
Wt. %						
SiO <sub>2</sub>	59.79	58.17	56.62	57.23	45.90	51.80
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.57	0.57	0.60	0.90	1.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.25	16.02	15.48	15.72	13.88	13.31
FeO <sup>t</sup>	5.70	6.48	6.48	6.75	8.93	9.03
MnO	0.11	0.14	0.13	0.16	0.11	0.16
MgO	1.21	4.08	5.22	3.05	11.60	8.60
CaO	6.48	4.88	4.83	6.63	14.12	11.15
Na <sub>2</sub> O	3.35	3.12	3.55	3.85	2.41	2.79
K <sub>2</sub> O	4.00	3.21	3.16	2.58	0.27	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.32	0.34	0.39	0.07	0.10
LOI	1.76	2.84	3.41	2.80	1.66	1.63
SUM	99.74	99.83	99.79	99.76	99.85	99.89
ppm						
Ba	696	593	676	517	13	13
Rb	92.3	76.2	69.1	53.5	8.7	3.6
Sr	959	665	746	1124	191	143
Zr	102.6	70.0	79.4	95.5	33.6	79.4
Nb	4.8	2.4	2.8	3.5	0.5	1.1
Ni	7	9	4	-	111	93
Co	11.7	14	14.9	16.4	39.3	37
Zn	65	80	62	80	31	63
Cr	3	8	20	17	421	286
Y	16.4	17.5	16.8	23.3	18.9	26
Cs	4.9	14.9	12.3	8.1	10.1	2
Ta	0.3	0.2	0.1	0.2	<0.1	<0.1
Hf	2.7	2	2.3	2.5	1.2	2.2
La	26.1	19.1	21.6	31.1	1.3	3.3
Ce	49.5	35.4	41.3	57.6	3.8	8.4
Pr	6.0	4.5	5.0	7.2	0.7	1.5
Nd	25.6	18.9	22.9	30.8	3.6	8.4
Sm	4.9	4.0	4.4	5.7	1.6	2.7
Eu	1.30	1.12	1.24	1.47	0.69	0.99
Gd	4.14	3.68	3.87	5.21	2.52	3.72
Tb	0.55	0.54	0.55	0.68	0.46	0.67
Dy	3.14	3.16	3.31	4.06	3.41	4.46
Ho	0.62	0.67	0.62	0.89	0.75	1.02
Er	1.64	2.06	1.86	2.74	2.00	2.82
Tm	0.27	0.29	0.29	0.36	0.30	0.41
Yb	1.81	1.88	1.98	2.58	1.89	2.79
Lu	0.27	0.31	0.32	0.39	0.32	0.40
(La/Yb) <sub>N</sub>	9.72	6.85	7.35	8.13	0.46	0.80
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	7.07	4.87	5.40	5.77	0.52	0.78
Eu/Eu*	0.89	0.89	0.92	0.83	1.06	0.96



شکل ۱۰. A: تفکیک دسته ماگمایی توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ بر اساس نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) و B: نمودار  $Na_2O$  در برابر  $K_2O$  برای تفکیک دسته I-type از S-type سنگ‌های نفوذی محدوده (Chapple and White, 2001)

و روند متفاوت الگوی عناصر خاکی نادر توده‌های نفوذی حدواسط با توده‌های گابروی نشان‌دهنده تشکیل توده‌های گابروی در طی فرآیندی متفاوت است (Kampunzu et al., 2003).

غنی‌شدگی بیشتر عناصر LREE در توده‌های نفوذی حدواسط و بالاتر بودن نسبت  $(La/Yb)_N$  (بین ۶/۸۵ تا ۹/۷۲) و  $(Ce/Yb)_N$  (بین ۴/۸۷ تا ۷/۰۷) در مقایسه با توده‌های درونی بازی (به ترتیب بین ۰/۴۶ تا ۰/۸۰ و ۰/۵۲ تا ۰/۷۸) به خوبی قابل مشاهده است (جدول ۱). این روند غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE شاخص مذاب‌های تشکیل شده در پهنه فرورانش است (Nicholson et al., 2004; Helvacı et al., 2009; Zulkarnain, 2009; Asiabanha et al., 2012). الگوی REE و پایین بودن نسبی نسبت  $(La/Yb)_N$  (۶/۸۵ تا ۹/۷۲) در توده‌های نفوذی حدواسط نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گارنت (درجه پایین خشی گوشته اولیه)

**عناصر فرعی و خاکی نادر<sup>۱</sup>:** عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتری در معرض هوازدگی و دگرسانی‌های هیدروترمالی قرار می‌گیرند. بنابراین، الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از خاستگاه آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (Rollinson, 1993; Boynton, 1985). شکل A-۱۱ و B نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب و جزئی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1985) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) را برای توده‌های نفوذی محدوده همچ نشان می‌دهد. روند عناصر خاکی نادر در توده‌های نفوذی حدواسط (بر خلاف سنگ‌های درونی بازی) غنی‌شدگی شدید از عناصر خاکی نادر سبک<sup>۲</sup> نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین<sup>۳</sup> را نشان می‌دهد (شکل A-۱۱). الگوی مشابه و روند موازی عناصر خاکی نادر در توده‌های نفوذی حدواسط محدوده همچ بیانگر تشابه در فرآیندهای ماگمایی مؤثر در تشکیل این توده‌هاست. از طرفی، تفاوت در غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر

1. Rare Earth Elements (REE)  
2. Light Rare Earth Elements (LREE)  
3. Heavy Rare Earth Elements (HREE)

در ارتباط با زون فرورانش است (Wilson, 1989). کاهیدگی Nb از ویژگی‌های بارز ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند (Wilson, 1989). توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ دارای مقادیر پایینی از Nb هستند (بین ۲/۴ تا ۴/۸ گرم در تن). مقادیر پایین Nb و Ta (۰/۱ تا ۰/۴ گرم در تن) را همچنین به فرآیندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگ‌های گوشته نسبت می‌دهند (Gust et al., 1977; Woodhead et al., 1993).

پایین بودن نسبت Zr/Nb (کمتر از ۲) بیشترین مقدار آلودگی ماگمایی با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد (Karimpour et al., 2012). نسبت بیش از ۱۰ برای توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ (بین ۲۱ تا ۳۵ برای توده‌های حدواسط و ۶۷ تا ۷۲ برای توده‌های بازی) نشان می‌دهد که ماگمای مولد این سنگ‌ها دچار کمترین آلودگی پوسته‌ای شده‌اند. غلظت عناصر LILE (Eu, Sr, Ba, K, Rb, Cs) ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد؛ در حالی که غلظت عناصر HFSE (Ta, Nb, Ti) در میان (Zr, Hf, Y) توسط شیمی منشأ و فرآیندهای بلور-مذاب که در هنگام تکوین سنگ رخ می‌دهد، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). از این رو، مقادیر بالای Sr (۶۶۵ تا ۱۱۲۴ گرم در تن برای توده‌های نفوذی حدواسط) و مقادیر پایین Ti, Nb و Ta توده‌های نفوذی حدواسط و بازی (شکل ۱۱-B) ممکن است مربوط به حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن-تیتان (Pearce and Parkinson, 1993) مانند روتیل و ایلمنیت و حضور جزئی پلاژیوکلاز در منشأ باشد (Martin, 1999).

### بحث و نتیجه‌گیری

**محیط تکتونیکی:** سنگ‌های آذرین بیرونی کالک‌آلکانل در محیط‌های زمین‌ساختی مرز صفحه‌های هم‌گرا (جزایر کمانی و حاشیه‌های قاره‌ای فعال) تشکیل می‌شوند (Harangi et al., 2007). بر اساس بررسی‌های ژئوشیمی و ویژگی‌های عناصر

و یا کم بودن مقدار این کانی در ناحیه منشأ است. چنان‌که در شکل ۱۱-A دیده می‌شود، روند تغییرات عناصر خاکی نادر خطی بوده و الگوی تغییرات عناصر لاتانید در آنها مشابه با الگوی تغییرات این عناصر در MORB است. این روند برای عناصر خاکی نادر سنگین نسبتاً یکنواخت بوده و تنها تهی‌شدگی بسیار جزئی را برای عناصر خاکی نادر سبک نشان می‌دهد. درجه پایین ذوب بخشی گوشته اولیه را می‌توان توسط غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به تهی‌شدگی عناصر خاکی سنگین تشخیص داد (Wass and Rogers, 1980). مقدار نسبت Eu/Eu\* در توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ بین ۰/۸۱ تا ۱/۰۶ تغییر می‌کند. نبود و یا وجود ناهنجاری منفی جزئی در عنصر Eu، نشان‌دهنده حضور مقادیر کم پلاژیوکلاز در منشأ ماگما و شرایط اکسیدان‌تر محلول (آلودگی کمتر با پوسته قاره‌ای) است (Tepper et al., 1993). ناهنجاری منفی فسفر در توده‌های نفوذی حدواسط می‌تواند در نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu et al., 2003).

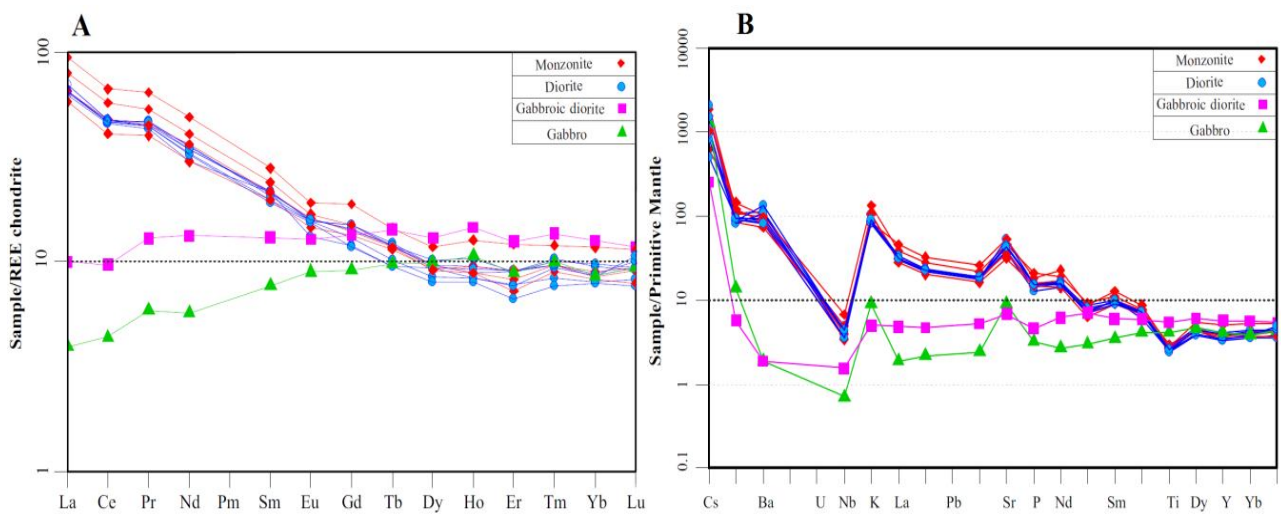
زون‌های فرورانش را می‌توان به‌عنوان پیچیده‌ترین مناطق تولید ماگما در نظر گرفت (Mandal et al., 2012). این امر پیش از هر چیز به طبیعت چند منشأ (پوسته اقیانوسی فرورونده و رسوبات همراه آن، گوه گوشته‌ای و سیالات همراه با زون فرورانش) و تکامل چند مرحله‌ای ماگماهای مرتبط با زون فرورانش مربوط می‌شود (Wilson, 1989). عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ، عناصر سازگار و متحرکی هستند؛ در حالی که عناصر واسطه با شدت میدان بالا<sup>۲</sup> و برخی از عناصر متحولی در شرایط دگرگونی و دگرسانی عناصر سازگار و تقریباً نامتحرکی هستند. طبق الگوی تغییرات موجود در نمودار، غنی‌شدگی در عناصر LILE (مانند Ba, K, Cs, Rb) و تهی‌شدگی در عناصر HFSE (مانند Ti و Nb) برای توده‌های نفوذی با ترکیب حدواسط دیده می‌شود. این تغییرات در مقادیر عناصر خاکی سبک و سنگین از ویژگی‌های شاخص ماگماهای

1. Large Ion Lithophile Elements (LILE)  
2. High Field Strength Elements (HFSE)



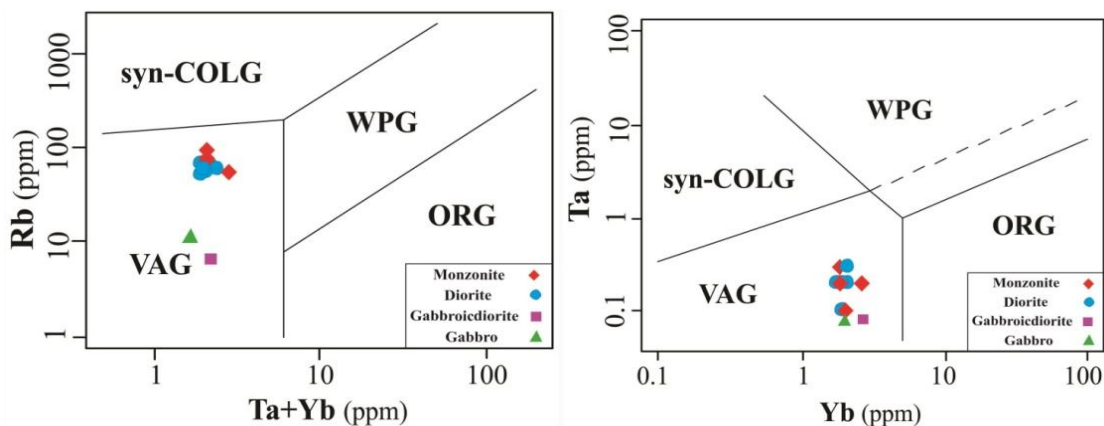
محدوده بین ۴ تا ۶/۵ متغیر است. برای بررسی بیشتر و تفکیک محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ از نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) استفاده شد. بر اساس این نمودارها، توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ در محیط زمین‌ساختی کمر بند آتشفشانی زون فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۱۲).

فرعی و خاکی نادر، محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی موجود در محدوده نزدیک به ماگماهای پهنه فرورانش در نظر گرفته شد. از نسبت  $Zr/Y$  می‌توان برای تفکیک محیط زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای از اقیانوسی استفاده کرد (Pearce, 1983). مقادیر بیش از ۳ برای این نسبت نشان‌دهنده محیط کمان آتشفشانی قاره‌ای و کمتر از ۳ بیانگر محیط کمان آتشفشانی اقیانوسی است. این نسبت برای توده‌های نفوذی



شکل ۱۱. A: نمودار عناصر خاکی نادر توده‌های نفوذی بهنجارشده محدوده همچ نسبت به کندریت (Boynton, 1985) و B: نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر توده‌های نفوذی بهنجارشده محدوده همچ نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

**Fig. 11.** A: Chondrite-normalized REE diagram for Hamech intrusive rocks (Boynton, 1985), and B: Primitive Mantle-normalized REE diagram for Hamech intrusive rocks (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۱۲. تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی حدواسط محدوده اکتشافی همچ با استفاده از نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984). توده‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کمر بند آتشفشانی زون فرورانش قرار می‌گیرند.

**Fig. 12.** Determination tectonic setting of Hamech intermediate intrusive bodies by Pearce chart (Pearce et al., 1984). Intrusive bodies plot in volcanic arc granitoids area (VAG), related to subduction zone.

Yb<sub>N</sub> (۷/۰۷) در توده‌های نفوذی حدواسط و همچنین مقادیر Yb کمتر از ۱۳/۵ در توده‌های بازی محدوده (Temizel and Arslan, 2009) همخوانی دارد. با توجه به میزان پایین TiO<sub>2</sub> و در نتیجه بالا بودن مقادیر CaO/TiO<sub>2</sub> و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> احتمالاً پایین بودن Ti/V و Ti/Sc می‌توان خاستگاه این گابروها را ماگماهای تهی شده (دیرگداز) دانست (Crawford et al., 1989). (شکل ۱۳-A).

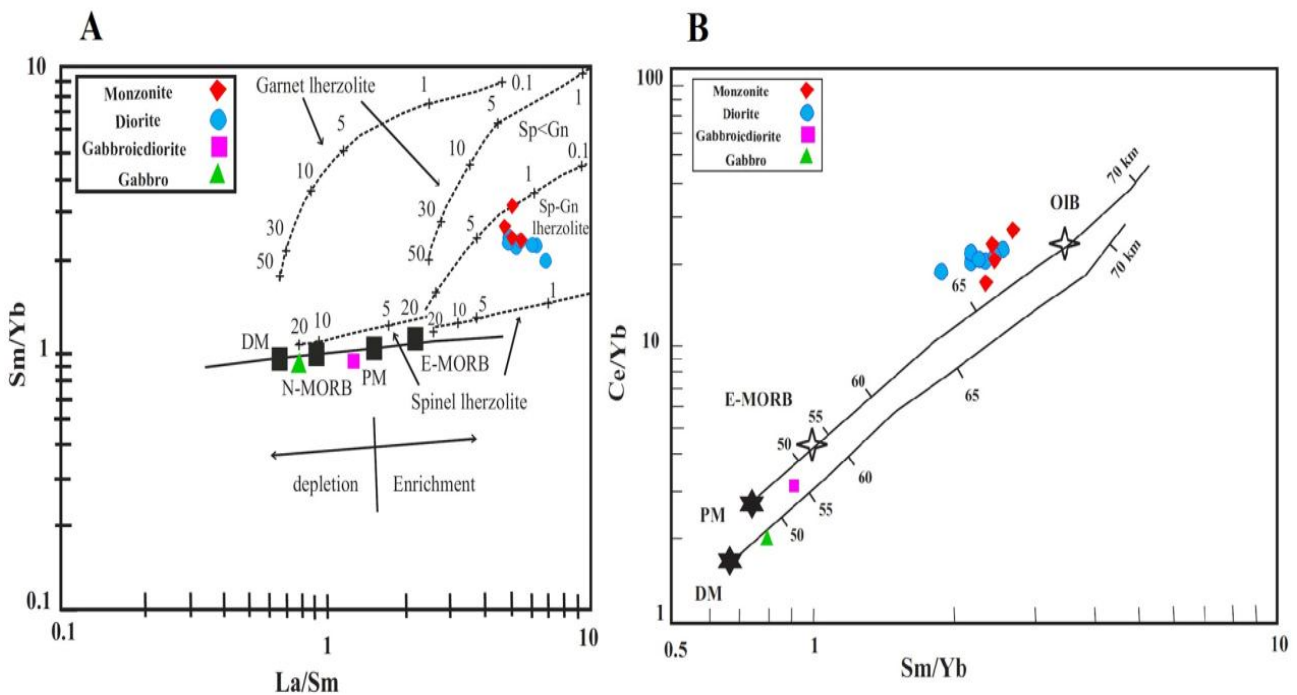
برای تعیین عمق تشکیل و جدایش ماگما نیز می‌توان از نمودار Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (Wang et al., 2002) استفاده کرد که بر اساس این نمودار، عمق تشکیل و جدایش ماگما از گوشته برای توده‌های نفوذی حدواسط بیشتر از ۶۵ کیلومتر (بین ۶۵ تا ۶۷ کیلومتر) و برای توده‌های بازی کمتر از ۵۰ کیلومتر است (شکل ۱۳-B). همچنین نسبت (Ce/Yb)<sub>N</sub> می‌تواند نشان‌دهنده عمق و میزان ذوب سنگ مادر باشد. مقدار اندک این نسبت (بین ۴/۸۷ تا ۷/۰۷) برای توده‌های نفوذی حدواسط نشان می‌دهد که ماگما از قسمت‌های بالایی گوشته (عمق کم) ریشه گرفته است (Cotton et al., 1995). مقادیر خیلی کمتر این نسبت برای توده‌های بازی محدوده (بین ۰/۵۲ تا ۰/۷۸) نشان‌دهنده نشات گرفتن آنها از اعماق کمتر نسبت به توده‌های نفوذی حدواسط است. اطلاعات حاصل از نمودار Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (Wang et al., 2002) به‌خوبی این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۱۳-B).

**مدل کانی‌سازی:** کانسارهای پورفیری به‌دلیل تشکیل در زون فرورانش، همراه بودن سنگ‌های اسیدی - حدواسط نیمه عمیق با بافت پورفیری، داشتن ذخایر بزرگ و عیارهای کم تا متوسط و شکل‌های ویژه کانی‌سازی مانند رگه‌چه‌ای افشان، رگه‌ای، پرکننده شکستگی‌ها، زون‌های برشی و زون‌بندی دگرسانی خاص خود شناخته می‌شوند (Sillitoe, 2010). رده‌بندی‌های مختلفی بر اساس عناصر Cu، Mo، و Au بر روی کانسارهای پورفیری انجام شده است. نفوذی‌های مرتبط با مس پورفیری شامل چندین فاز هستند، آنهایی که بلافاصله در ابتدا، در طول، نزدیک به انتها و بعد از وقایع کانی‌سازی و دگرسانی جایگزین

**منشأ توده‌های نفوذی:** برای تعیین خاستگاه کانی‌شناسی و درجه ذوب‌بخشی ماگمای منشأ می‌توان از عناصر خاکی نادر استفاده کرد. از این میان، عنصر Yb به‌شدت در گارنت نسبت به کلینوپیروکسن و یا اسپینل سازگار و عنصر La به‌شدت ناسازگار است (Aldanmaz et al., 2000). بنابراین از فراوانی عنصر به‌شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm می‌توان برای بررسی ترکیب کلی ناحیه منشأ استفاده کرد. نسبت Sm/Yb به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ وابسته بوده و برای پی‌بردن به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ و درجه ذوب‌بخشی از نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm استفاده می‌شود (Shaw, 1970) (شکل ۱۳-A). زمانی که اسپینل - لرزولیت در معرض ذوب‌بخشی قرار می‌گیرد، گوشته و مذاب حاصل از گوشته نسبت یکسان Sm/Yb دارد؛ درحالی‌که نسبت La/Sm با افزایش درجه ذوب‌بخشی کاهش می‌یابد (Aldanmaz et al., 2000). از طرف دیگر چون عنصر Yb دارای ضریب توزیع بالا در کانی گارنت نسبت به اسپینل است، روند مذاب تولیدشده از ذوب‌بخشی گوشته گارنت‌دار متمایز خواهد بود. بر اساس شکل ۱۳-A، نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی حدواسط محدوده، دارای منشأ اسپینل - گارنت لرزولیت هستند که در آن مقدار اسپینل بیشتر از گارنت است؛ درحالی‌که توده‌های بازی محدوده زیر خط اسپینل لرزولیت واقع شده‌اند. همچنین طبق نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm ماگمای مولد توده‌های نفوذی حدواسط از ذوب‌بخشی ۱ تا ۵ درصد گوشته اسپینل - گارنت لرزولیت (با مقدار کم گارنت) تشکیل شده است. همچنین شکل ۱۳-A نشان می‌دهد که توده‌های بازی گابرو و گابرودیوریت موجود در محدوده می‌توانند از ذوب‌بخشی گوشته اسپینل لرزولیتی (تا حدود ۲۰ درصد) پدید آیند (Shaw, 1970). نسبت Gd/Yb<sub>cn</sub> گابروهای مورد بررسی از ۱/۰۸ تا ۱/۸۵ در تغییر است که خاستگاه گوشته‌ای در گستره اسپینل را تأیید می‌کند (Temizel and Arslan, 2009). وجود مقدار کمی گارنت به‌عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ با نسبت پایین (La/Yb)<sub>N</sub> (۶/۸۵ تا ۹/۷۲) و (Ce/Yb)<sub>N</sub> (۴/۸۷ تا

از نوع متاآلمینوس و کالک آلکانل پتاسیم متوسط هستند؛ اما ممکن است کالک آلکانل پتاسیم بالا (شوشونیت‌ها) یا در محدوده‌های آلکالی هم باشند (Seedorff et al., 2005).

می‌شوند (MacDonald and Arnold, 1994). نفوذی‌های پورفیری در ذخایر مس پورفیری منحصر از نوع I و دسته مگنتیت هستند (Ishihara, 1981)، این نفوذی‌ها به‌طور معمول



شکل ۱۳. A: نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (Shaw, 1970) برای تعیین منشأ توده‌های نفوذی محدوده مورد بررسی همچ. توده‌های نفوذی حدواسط در نزدیک منحنی اسپینل - گارنت لرزولیت و توده‌های بازی در نزدیکی منحنی اسپینل لرزولیت قرار می‌گیرند و B: موقعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی محدوده اکتشافی همچ در نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Wang et al., 2002) که نشان‌دهنده اعماق حدود ۶۵ تا ۶۸ کیلومتری و کمتر از ۵۵ کیلومتری برای خاستگاه ماگمای مادر توده‌های نفوذی حدواسط و بازی است.

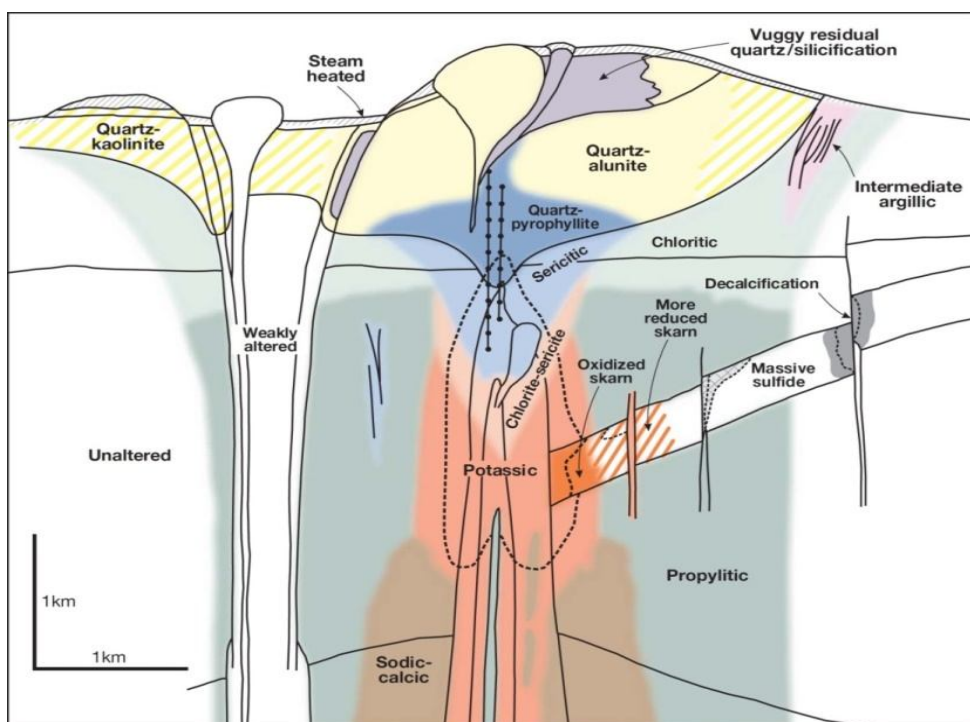
**Fig. 13.** A: Sm/Yb vs. La/Sm diagram to determination origin of Hamech intrusive rocks (Shaw, 1970). Intermediate intrusive unit and mafic bodies are placed near garnet-spinel lherzolite and spinel lherzolite curve, respectively, and B: Ce/Yb vs. Sm/Yb diagram for Hamech intrusive rocks (Wang et al., 2002) that indicate parent magma derived from depth between 65 to 67 km for subvolcanic units and less than 55 km for mafic bodies.

زون‌بندی دگرسانی - کانی‌سازی اغلب چندین کیلومتر مربع از سنگ را تحت تأثیر قرار می‌دهد (شکل ۱۴). البته باید در نظر داشت که نوع دگرسانی در کانسارهای مختلف متفاوت است. هسته  $Cu \pm Mo \pm Au$  در زون پتاسیک، کلریت، سرسیت و هسته سرسیتی سیستم وجود دارد. بخش کانی‌سازی مرکزی هاله‌هایی از  $Pb, Zn$  و  $Ag$  با مقیاس کیلومتری دارند که منعکس‌کننده دمای کمتر و شرایط هیدروترمالی است. هاله  $Zn-Pb-Ag \pm Mn$  منطبق بر دگرسانی پروپلیتیک است (Meinert, 1987; Meinert et al., 2005). کانه‌های

کانسارهای مس پورفیری اغلب در زون حاشیه قاره یا جزایر کمانی تشکیل می‌شوند (Mitchell and Garson, 1972; Sillitoe, 1973, 1988; Cooke et al., 2005) که طیفی از رژیم‌های استرسی تقریباً کششی با لغزش مایل تا انقباضی را در مقیاس ناحیه‌ای شامل می‌شوند (Tosdal and Richards, 2001). ذخایر مس پورفیری دارای زون‌بندی بزرگ مقیاس دگرسانی و کانی‌سازی هستند (Sillitoe, 2010) که شامل چندین دگرسانی سدیک - کلسیک، پتاسیک، کلریت - سرسیتیک، سرسیتیک و آرژیلیک پیشرفته است. توالی

با افزایش محتوی سولفید به هاله‌های پیریتی می‌رسد، و اغلب بخش‌هایی از زون پروپلیتیک احاطه کننده است (Perelló et al., 2003).

کالکوپیریت  $\pm$  بورنیت، در بسیاری از نهشته‌های مس پورفیری، محصور به زون پتاسیک می‌شود. هسته‌های کالکوپیریت-بورنیت به سمت بالا به کالکوپیریت-پیریت انتقال می‌یابد که



شکل ۱۴. تصویر الگوی زون‌بندی دگرسانی - کانه‌زایی ایجاد شده در اطراف سیستم مس پورفیری با در نظر گرفتن شرایط متفاوت زمین‌شناسی. در این نوع کانه‌زایی به علت تغییر شرایط زمین‌شناسی، نوع دگرسانی در کانسارهای مختلف متفاوت است (Sillitoe, 2010).

**Fig. 14.** Image shows alteration-mineralization zoning pattern that created around of a porphyry copper system considering different geological conditions. In this type of mineralization, alterations vary markedly in different deposits, due to change of geological conditions, (Sillitoe, 2010).

کلیست+پیریت، کوارتز شیریه-کربناته+پیریت، کوارتز شیریه-کربناته+اسفالریت+گالن+کالکوپیریت و کوارتز خاکستری+پیریت  $\pm$  کالکوپیریت است.

مقایسه ویژگی‌های شاخص گفته شده از کانی‌سازی پورفیری با محدوده اکتشافی همچ، تشابهات بالایی را نشان می‌دهد. الگوی مشابه عناصر فرعی و خاکی نادر که تشابه ارتباط این نوع کانی‌سازی با پهنه‌های فرورانش را نشان می‌دهد، به همراه سایر ویژگی‌هایی چون موقعیت زمین‌ساختی یکسان (کمر بند آتشفشانی پهنه فرورانش ماهیت کالک آلکال پتاسیم بالا تا شوشونیتی و همچنین ماهیت متآلومینوس و اکسیدان (دسته I

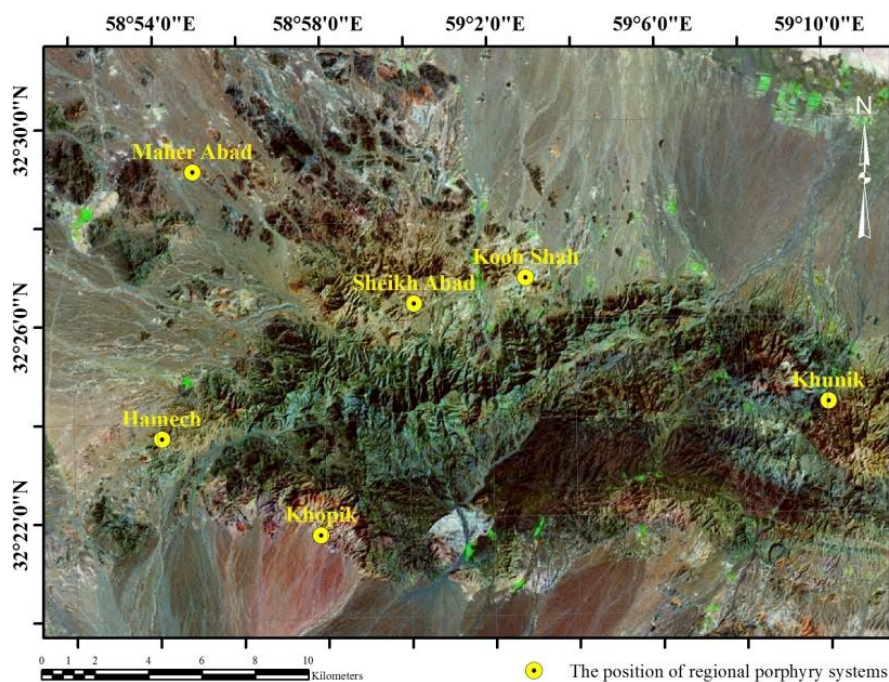
توده‌های نفوذی رخنمون یافته در محدوده اکتشافی همچ، بیشتر دارای ترکیب دیوریت پورفیری تا مونزونیت و مونزودیوریت پورفیری هستند. انواع دگرسانی‌های کوارتز-سرسیت-پیریت، پروپلیتیک، کربناته، آرژیلیک و سیلیسی در محدوده دیده می‌شود. کانی‌سازی در محدوده به شکل‌های پراکنده (پیریت خود شکل در متن سنگ) و رگه‌ای (راستاهای سیلیسی شده) در سطح و پراکنده و رگه‌چهای در عمق، همراه با سنگ‌های با بافت پورفیری مشاهده می‌شود. کانی‌سازی به شکل پراکنده در عمق شامل کانی‌سازی پیریت است که در متن سنگ میزبان وجود دارد. کانی‌سازی رگه‌چهای نیز شامل انواع رگه‌چهای



متفاوت، دارای توانایی بسیار مناسبی برای تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف است. محدوده اکتشافی همچ‌به‌همراه چندین کانسارسازی مهم دیگر (مانند مناطق ماهرآباد، خوییک، خونیک، کوه‌شاه و شیخ‌آباد) در شرق بلوک لوت و رشته‌کوه شاه سلیمان علی (جنوب‌غرب بیرجند) واقع شده‌اند. کانسارسازی‌های شیخ‌آباد و ماهرآباد در شمال تا شمال‌شرق، خوییک در جنوب‌شرق و خونیک در غرب محدوده همچ‌قرار دارند (شکل ۱۵).

توده‌های نفوذی، همگی بیانگر وجود کانی‌سازی نوع پورفیری در محدوده اکتشافی همچ است. خاستگاه ماگمای مولد این توده‌های نفوذی محدوده مورد بررسی، اسپینل - گارنت لوزولیت با مقدار کم گارنت بوده که از عمق بین ۶۵ تا ۶۷ کیلومتری منشأ گرفته است.

**مقایسه ماگماتیسیم و کانی‌سازی در کانسارسازی‌های موجود در منطقه:** شرق ایران و به‌ویژه بلوک لوت به‌دلیل داشتن موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف در زمان‌های گذشته و به‌دنبال آن وجود حجم عظیم ماگماتیسیم با ویژگی‌های ژئوشیمیایی



شکل ۱۵. موقعیت کانسارهای مهم منطقه که در ارتباط با سیستم پورفیری هستند (محدوده همچ در انتهای غربی رشته‌کوه شاه سلیمان علی قرار می‌گیرد).

**Fig. 15.** Position of important deposits in the region, which are in connection with porphyry systems (Hamech area placed at the western end of Shah Soleiman Ali Mountains).

نوع اپی‌ترمال مس - طلا با سنگ میزبان دیوریت تا مونزودیوریت پورفیری هستند (Angeles et al., 2004; Samiee et al., 2016) که دگرسانی‌های پروپلیتیک، آرژلیک، سیلیسی و سرسیتی را نشان می‌دهد. کانسارسازی کوه‌شاه در شمال‌شرق محدوده مورد بررسی نیز از نوع مس -

کانسارهای ماهرآباد و خوییک از نوع مس - طلای نوع پورفیری با سنگ میزبان دیوریت تا مونزودیت پورفیری معرفی شده‌اند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010; 2015) که دگرسانی‌های پتاسیک (خوییک)، آرژلیک و فلیک همراه با آنها دیده می‌شود. کانسارسازی‌های شیخ‌آباد و خونیک نیز از

اپی‌ترمال مس و طلا را ایجاد کرده است. جایگاه زمین‌ساختی مناسب، مشاهدات صحرایی، وجود توده‌های نفوذی نیمه عمیق با ترکیب حدواسط، فعالیت ماگمایی با ماهیت کالک‌آلکان و اکسیدان، کانی‌سازی به شکل دانه پراکنده و رگه‌چه‌ای به همراه اکسیدهای آهن ثانویه فراوان، وجود دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت و سیلیسی شدید مرتبط با توده‌های نفوذی، تمامی نشان‌دهنده شرایط لازم برای کانه‌زایی نوع پورفیری و اپی‌ترمال در منطقه و محدوده اکتشافی همج است.

طلای پورفیری-اپی‌ترمال معرفی شده است (Abdi and Karimpour, 2013). توده‌های نفوذی محدوده از نوع دیوریت، مونزوگرنایت و سینیت با دگرسانی پروپلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی و کوارتز-سرسیت-پیریت است. مقایسه ویژگی‌های این کانسارسازی‌ها به‌طور خلاصه در جدول ۲ آمده است. رخداد این کانه‌زایی‌ها در منطقه می‌تواند بخش کوچکی از یک سامانه گرمایی بزرگ باشد که تأثیر این چرخش همرفتی، گسترش زیادی داشته و در فاصله دورتر (بخش جنوب‌شرق و شمال تا شمال‌شرق منطقه) کانه‌زایی پورفیری و

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های مهم زمین‌شناسی کانسارهای منطقه با کانه‌زایی در محدوده همج. منابع استفاده‌شده بر اساس شماره‌گذاری در جدول، ۱: (Abdi and Karimpour, 2013)، ۲: (Angeles et al., 2004)، ۳: (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010)، ۴: (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015) و ۵: (Samiee et al., 2016)

**Table 2.** Comparison of important geological features of main regional deposits with Hamech prospect area. Used references based on the number in the table, 1: (Abdi and Karimpour, 2013), 2: (Angeles et al., 2004), 3: (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010), 4: (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015), and 5: (Samiee et al., 2016)

Target Name	Mineralization Style	Alteration Style	Subvolcanic Rock	Metal Association
Hamech	Porphyry Cu	QSP, propylitic, argillic, silicified and carbonate zones	Diorite porphyry to Monzodiorite porphyry	Cu-Au
Kuh-e-Shah <sup>1</sup>	Porphyry Cu-Au, epithermal	argillic, advance argillic, propylitic, QSP, silicified	Diorite to Monzogranite, Syenite	Cu-Au
Sheikh Abad <sup>2</sup>	Barren high-S epithermal	QSP, propylitic, argillic, silicified, sericitic and carbonate zones	Monzonite porphyry, Monzodiorite porphyry, Diorite porphyry	Cu-Au
Maher Abad <sup>3</sup>	Porphyry Cu-Au	intermediate argillic/phyllitic-advanced argillic	Monzonite to Diorite porphyry	Cu-Au-Mo
Khopik <sup>4</sup>	Porphyry Cu-Au	potassic-intermediate argillic/phyllitic-actinolite-sericite hydrothermal breccia- supergene oxidation	Diorite to Hornblende Monzonite	Cu-Au-Mo
Khunik <sup>5</sup>	High-S & Low-S Au epithermal	propylitic, argillic-silicified, sericitic	Diorite to Monzodiorite porphyry	Au (As-Cu)

## قدردانی

مورخ ۹۳/۱۲/۱۴ انجام شده است. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از آقای عابدی به خاطر مساعدت‌ها و از آقای حسین حاج میرزاجان به خاطر همکاری در طی برداشت‌های زمین‌شناسی برای انجام این پژوهش تشکر نمایند.

این مقاله بخشی از پایان‌نامه دوره دکتری مصوب دانشگاه فردوسی مشهد است. این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳/۳۶۹۶۳

## References

- Abdi, M. and Karimpour, M.H., 2013. Petrochemical characteristics and timing of Middle Eocene granitic magmatism in Kooch-Shah, Lute Block, Eastern Iran. *Acta Geologica Sinica*, 84(4): 1032–1044.
- Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8): 983–992.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1): 67–95.
- Angeles, C.A., Gingerich, J.C. and Haeri-Ardakani, O., 2004. Status Report on the South Khorasan Joint Study Project, (Birjand area, East Iran). Iranian Mines and Mining Industrls Development and Renovation Organization, Tehran, Report 1, 186 pp. (in Persian)
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A. and Rahimi G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45: 79–94.
- Berberian, M., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11): 1764–1766.
- Boynton, W.V., 1985. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 522 pp.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types, 25years later. *Australian Journal of Earth Sdiences*, 48(4): 489–500.
- Cooke, D.R., Hollings, P. and Walshe, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5) 801–818.
- Cotton, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1–4): 115–138.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. and Green, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: A.J. Crawford (Editor), *Boninites and Related Rocks*, Unwin Hyman, London. pp. 1–49.
- Gust, D.A., Arculus, R.A. and Kersting, A.B., 1977. Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist*, 35(1): 347–365.
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M. and Gmeling, K., 2007. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic relationships of Miocene calc-alkaline volcanic rocks in the western Carpathian arc, eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, 48(12): 2261–2287.
- Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibolebearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(3): 181–202.
- Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization. *Resource Geology*, 48(4): 219–224.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NEBotswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71(24): 431–460.
- Kan Azin Company, 2010. Detailed exploration of minerals in Birjand County (Hamech area). Industries and Mines Organization of South Khorasan province, Tehran, Report 1, 124 pp. (in Persian)
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, L. and Stern, C.R., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd Petrogenesis of granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristics, and important occurrence of Tertiary

- mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)
- MacDonald, G.D. and Arnold, L.C., 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg Igneous Complex, Irian Jaya, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 50(1–3):143–178.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., 2009. Geology, mineralization, alteration, geochemistry, Microthermometry, radioisotope and Petrogenesis of intrusive rocks copper-gold porphyry Maherabad and Khopik. Ph.D. thesis. Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, 535 pp. (in Persian with English abstract)
- Malekzadeh shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Mazaheri, S.A., 2010. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions and Petrogenesis of ore-related intrusive rocks of gold-rich porphyry copper Maherabad prospect area (North of Hanich), east of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(2): 15–32. (in Persian with English abstract)
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Stern, C.R., 2015. The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: Geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 522–544.
- Mandal, A., Ray, A., Debnath, M. and Paul, S.B., 2012. Geochemistry of hornblende gabbro and associated dolerite dyke of Paharpur, Puruliya, West Bengal: Implication for petrogenetic process and tectonic setting. *Journal of Earth System Science*, 121(3): 793–812.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.
- Meinert, L.D., 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog mine, Central mining district. New Mexico. *Economic Geology*, 82(3): 523–545.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. *Economic Geology*, 100(4): 299–336.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magmas and Magmatic Rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman Group, United Kingdom, 390 pp.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3): 215–224.
- Mitchell, A.H.G. and Garson, M.S., 1972. Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions, Sect. B Applied Earth Science*, 81: B10-B25.
- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O. and Smith, I.E.M., 2004. Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian-Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131(3): 295–306.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, United Kingdom, pp. 230–249.
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary (Editors), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 373-403.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Perelló, J., Carlotto, V., Zárata, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N. and Muhr, R., 2003. Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt, Cuzco region, Peru. *Economic Geology*, 98(8): 1575–1605.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Singapore Publishers, England, 352 pp.
- Samiee, S., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Haidarian Shahri, M.R., Kloetzli, O. and Santos, J.F., 2016. Petrogenesis of subvolcanic rocks from the Khunik prospecting area, south of Birjand, Iran: Geochemical, Sr–Nd isotopic and U–Pb zircon constraints. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115: 170–182.

- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A. and Barton, M.D., 2005. Porphyry Related Deposits: Characteristics and origin of hypogene features. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology*. 100th Anniversary Volume, Littleton, Colorado, pp. 251-298.
- Shand, S.J., 1948. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. *Journal of Geology*, 56: 593-593.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237-243.
- Siivola, J. and Schmid, R., 2007. List of Mineral Abbreviations: Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. (Electronic Source), available at: [https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_12.pdf](https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf)
- Sillitoe, R.H., 1973. Tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68(6): 799-815.
- Sillitoe, R.H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1): 89-108.
- Sillitoe, R., H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105(1): 3-41.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Publications, Special Publication 42, London, pp. 313-345.
- Temizel, I. and Arslan M., 2009. Mineral chemistry and petrochemistry of post-collisional Tertiary mafic to felsic cogenetic volcanics in the Ulubey (Ordu) area, Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(1): 29-53.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(3): 333-351.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134-156.
- Tosdal, R.M. and Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu  $\pm$  Mo  $\pm$  Au deposits. *Reviews in Economic Geology*, 14: 157-181.
- Vahdati-Daneshmand, F. and Eftekhari-Nezhad, J., 1991. Geological map of Birjand, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Vassigh, H. and Soheili, M., 1975. Geological map of Sar-E-chah-E-Shur, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1): 5-21.
- Wass, S.Y. and Rogers, N.W., 1980. Mantle metasomatism- precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1811-1823.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, 466 pp.
- Woodhead, J., Eggins S. and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 491-504.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3): 241-273.
- Zarnab-e-ekteshaf Exploration Consulting Engineers Company, 2009. Report of Geology and alteration maps of Hamech, scale: 125000, (Birjand area, East Iran). Iranian mines and mining industrls development and renovation organization, Tehran, Report 1, 76 pp. (in Persian)
- Zulkarnain, I., 2009. Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina regency area, North Sumatra, Indonesia and its tectonic implication. *Indonesian Journal on Geoscience*, 4(2): 117-131.



## Geology, petrography, alteration, mineralization and petrogenesis of intrusive bodies in the Hamech prospect area, Southwest of Birjand

Abbas Etemadi<sup>1</sup>, Mohammad Hassan Karimpour<sup>2\*</sup> and Azadeh Malekzadeh Shafaroudi<sup>2</sup>

1) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: Feb. 14, 2017

Accepted: June 20, 2017

**Keywords:** *Geology, Alteration, Mineralization, Petrogenesis, Cu porphyry, Hamech, Birjand, Lut Block*

### Introduction

The Hamech prospect area is located in the eastern Iran, 85 kilometers southwest of Birjand. The study area coordinates between 58°53'00" to 59°00'00" latitude and 32°22'30" to 32°26'00" longitude. Due to the high volume of magmatism and the presence of geo-structure special condition in the Lut Block at a different time, a variety of metal (copper, lead, zinc, gold, etc.) and non-metallic mineralization has been formed (Karimpour et al., 2012). The studied area (Hamech) includes Paleocene-Eocene igneous outcrops which contain a wide range of subvolcanic bodies (diorite to monzonite porphyry) associated with mafic intrusives, volcanic units (andesite), volcanoclastic and sedimentary rocks.

### Material and Methods

This study was done in two parts including field and laboratory works. Sampling and structural studies were done during field work. Geological and alteration maps for the study area were also prepared. 200 thin and 60 polished sections for petrographic purpose were studied. The number of 200 thin sections and 60 polished sections were prepared and studied in order to investigate petrography and mineralogy. Major oxides (XRF method- East Amethyst Laboratory in Mashhad), rare earth elements and trace (ICP-MS method- ACME Laboratory in Vancouver, Canada) elements were analyzed for 13 samples that included subvolcanic units and intrusive bodies.

Data processing and geological and alteration mapping is done by the GCD.kit and Arcgis software.

### Discussion and Results

Based on lab work and XRF analysis, the rocks in the area are composed of intrusive-subvolcanic bodies and volcanic rocks (andesite, trachyandesite and dacite) together with volcano-classic and sedimentary rocks. Also, alteration zones consist of a variety of argillic, silicified, quartz-sericite-pyrite (QSP), propylitic and carbonate. Igneous rock textures are mainly porphyritic for sub-volcanic and granular for intrusive bodies. Phenocrysts mainly consist of plagioclase and hornblende dominated with minor of biotite and pyroxene. XRF studies and output charts show that rocks include monzonite, diorite, gabbro and gabbroic diorite. Intermediate subvolcanic units (monzonite, diorite) and mafic intrusives (gabbro and gabbroic-diorite) are related to high-potassium calc-alkaline ( $K_2O$  between 2.42 to 4%) and tholeiitic ( $K_2O$  between 0.15 to 0.27%) series, respectively. Subvolcanic units belong to the I-type granitoid (Chappell and White, 2001).

Mantle normalized , trace-element spider diagrams display enrichment in LREE, such as Rb, Sr, K, and Cs, and depletion in HREE, e.g., Nb, Ti, Zr that indicate magma formed in the subduction zone. Nb depletion (less than 6 ppm, between 0.5 to 5.2 ppm) in subvolcanic bodies represents a volcanic arc granitoids (VAG)

\*Corresponding authors Email: karimpur@um.ac.ir



tectonic setting that is related to the subduction zone (Pearce et al., 1984). Also, this reduction shows that these rocks are derived of oceanic crust (Wilson, 1989). Enrichment in LREE and depletion of HREE with a low  $(La/Yb)_N$  ratio in the Hamech subvolcanic rocks (6/85 to 8/13) could represent a low degree of mantle partial melting (Wass and Rogers, 1980). Zr/Nb ratio of more than 10 for Hamech rocks (between 21 and 35 for intermediate subvolcanic and 67 to 72 for mafic bodies) indicates that parental magma has minimal crustal contamination (Karimpour et al., 2012). Sr enrichment (between 646 to 1124) and low negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^*$  ratio between 0.81 to 1/02) show that plagioclase is rare (or is not present) as residue mineral in the source and melt conditions have been in oxidation state (Tepper et al., 1993). Based on Sm/Yb vs. La/Sm (Shaw, 1970) and Ce/Yb vs. Sm/Yb (Wang et al., 2002) diagrams, parent magma is composed of 1 to 5% spinel-garnet lherzolite partial melting (with small amounts of garnet) at a depth between 65 to 67 km (upper mantle) for subvolcanic units and 5 to 20% spinel lherzolite partial melting (depletion mantle-NMORB) with a depth of less than 55 km for mafic bodies.

Suitable tectonic setting, existence of subvolcanic units with intermediate composition, magnetic activity with the nature of calc-alkaline and oxidants, data from major and REE studies, mineralization as disseminated and veinlets with high secondary iron oxides in surface show suitable conditions of porphyry and epithermal mineralization in the Hamech prospect area.

## References

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–500.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, L. and Stern, C.R., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd Petrogenesis of granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristics, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237–243.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(3): 333–351.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1): 5–21.
- Wass, S.Y. and Rogers, N.W., 1980. Mantle metasomatism- precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1811–1823.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, 466 pp.