زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۱، شماره ۱ (سال ۱۳۹۸)
صفحات ۱۲۱ تا ۱۴۵

Journal of Economic Geology
Vol. 11, No. 1 (2019)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی اکتشافی، پتروژنز، سن‌سنجی U-Pb و ایزوتوپ‌های Lu-Hf روی کانی زیرکن توده‌های نیمه‌عمیق در محدوده اکتشافی سیمرغ، بلوک لوت، شرق ایران

رضا برآبادی[1]، سیداحمد مظاهری[1]* و محمدحسن کریم‌پور[1 و 2]

۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۹/۲۳، پذیرش: ۱۳۹۶/۱۰/۱۸

چکیده

منطقه اکتشافی سیمرغ در مرکز بلوک لوت و جنوب‌غربی نهبندان قرار دارد. در این منطقه طیف گسترده‌ای از توده‌های نیمه‌عمیق به شکل استوک و دایک در درون واحدهای آتشفشانی نفوذ کرده‌اند و دگرسانی‌های مهمی مانند سیلیسی، کوارتز+ سریسیت+ پیریت، کربنات+ کوارتز+ سریسیت+ پیریت، پروپیلیتیک و آرژیلیک را به‌وجود آورده‌اند. این توده‌ها متاآلومینوس با ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE همراه با آنومالی منفی Eu نشان‌دهنده تشکیل ماگما در زون فرورانش است. سه نوع کانی‌سازی افشان، رگچه‌ای و برش‌های هیدروترمال در این منطقه دیده می‌شود. میزان عنصر مس از ۲ تا ۲۴۰ گرم در تن، مولیبدن ۰/۵ تا ۴۹ گرم در تن، آرسنیک ۲ تا ۲۰۷ گرم در تن و طلا ۱ تا ۹۳ میلی‌گرم در تن متغیر است. سن‌سنجی U-Pb در دو دایک گرانیت پورفیری سن‌های ۰/۵۶±۲۵/۳۷ و ۰/۷۶±۲۵/۹۴ میلیون سال و توده پیروکسن دیوریت پورفیری سن ۰/۵۱±۲۴/۸۵ میلیون سال را نشان می دهد. مقادیر مثبت پایین $\varepsilon Hf_{(t)}$ منشأ این توده‌ها را گوشته نشان می‌دهد که مقدار کمی با پوسته آغشتگی پیدا کرده است.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌سازی، توده‌های نیمه‌عمیق، کالک‌آلکالن، سن‌سنجی U-Pb، ایزوتوپ‌های Lu-Hf، سیمرغ، بلوک لوت*

مقدمه

بلوک لوت با روند شمالی- جنوبی در شرق خرده قاره ایران مرکزی قرار دارد و یکی از ده زون ساختاری مهم ایران محسوب می‌شود (Alavi, 1991). این بلوک از شمال توسط گسل درونه و زون سبزوار، از شرق توسط گسل نهبندان و بلوک افغان، از غرب با گسل نایبند و بلوک طبس و از جنوب با فرونشت جازموریان محدود می‌شود (شکل ۱). بلوک لوت به‌دلیل داشتن موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف در زمان‌های گذشته و به‌دنبال آن وجود حجم عظیم ماگماتیسم با ویژگی‌های متفاوت، دارای توانایی بسیار مناسبی برای تشکیل انواع کانی‌سازی‌هاست. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی در بلوک لوت از پوسته‌های

*مسئول مکاتبات: mazaheri@um.ac.ir
DOI: https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.69424

اقیانوسی متفاوتی منشأگرفته و در نسبت‌های مختلف با پوسته قاره‌ای آلایش داشته‌اند (Karimpour et al., 2012). در بازه زمانی ۲۰ تا ۴۲ میلیون سال قبل (ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن)، کانی‌سازی در این بلوک به اوج خود رسیده است و ماگماتیسم ویژه‌ای با ژئوشیمی خاص در این فاصله زمانی بر منطقه حاکم بوده که عامل تشکیل انواع کانی‌سازی‌ها در منطقه شده است (Karimpour et al., 2012; Hosseinkhani et al., 2017). گستره سیمرغ از نظر ساختاری جزئی از بخش مرکزی بلوک لوت است و بنابراین تحت‌تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی و ماگماتیسم این بلوک قرار دارد. منطقه اکتشافی سیمرغ در ۱۱۳ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان نهبندان قرار دارد (شکل ۱). این محدوده با وسعت حدود ۴۰ کیلومتر مربع، در بین طول‌های جغرافیایی ″۰۰ ′۱۱ °۵۹ تا ″۵۶/۵۵ ′۱۵ °۵۹ و عرض‌های جغرافیایی ″۴۳ ′۵۸ °۳۰ تا ″۳۷/۵ ′۰۱ °۳۱ واقع‌شده است. در اطراف این محدوده اکتشافی، کانسارها و اندیس‌های معدنی مختلفی از جمله مس- طلای پورفیری ماهرآباد در ۷۰ کیلومتری جنوب‌غربی بیرجند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010; Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2011)، مس- طلای پورفیری کوه‌شاه در ۹۰ کیلومتری جنوب بیرجند (Abdi and Karimpour, 2012; Abdi and Karimpour, 2013)، مس- طلای پورفیری خوپیک در ۷۰ کیلومتری جنوب‌غربی بیرجند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015) و مس- مولیبدن پورفیری ده‌سلم در ۹۰ کیلومتری جنوب‌غربی نهبندان (Arjmandzadeh and Santos, 2013) و مس چاه شلجمی در ۱۹۰ کیلومتری جنوب بیرجند (Arjmandzadeh et al., 2011) و مس- روی ماهور (Miri Beydokhti et al., 2015) گزارش‌شده است (شکل ۱). از این‌رو، اهمیت بررسی محدوده اکتشافی سیمرغ دو چندان شده است. به‌دلیل دور افتاده بودن منطقه اکتشافی سیمرغ، تاکنون بررسی‌های اکتشافی دقیقی در این منطقه انجام‌نشده است. هدف از این پژوهش، تهیه نقشه زمین‌شناسی با تأکید بر تفکیک توده‌های نفوذی عقیم از بارور، شناسایی انواع برش‌های هیدروترمال، تهیه نقشه دگرسانی- کانی‌سازی و ژئوشیمیایی اکتشافی منطقه، پترولوژی و سن‌سنجی توده‌های نیمه‌عمیق و درنهایت ارائه مدل احتمالی کانی‌سازی است.

روش مطالعه

۱) تهیه مطالعه ۳۳۶ عدد مقطع نازک برای بررسی سنگ‌شناسی، دگرسانی و تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و دگرسانی،

۲) تهیه و مطالعه ۲۵ عدد مقطع نازک صیقلی و ۳۲ عدد بلوک صیقلی برای بررسی‌های کانی‌سازی،

۳) آنالیز ۴۵ نمونه خرده‌سنگی سطحی در آزمایشگاه زرآزما و تجزیه با روش Fire assay برای عنصر Au و با دستگاه ICP-OES برای ۳۴ عنصر از جمله Sb, As, Pb, Zn, Mo, Au, Cu و غیره (روش محلول‌سازی چهار اسید (1EX) است)،

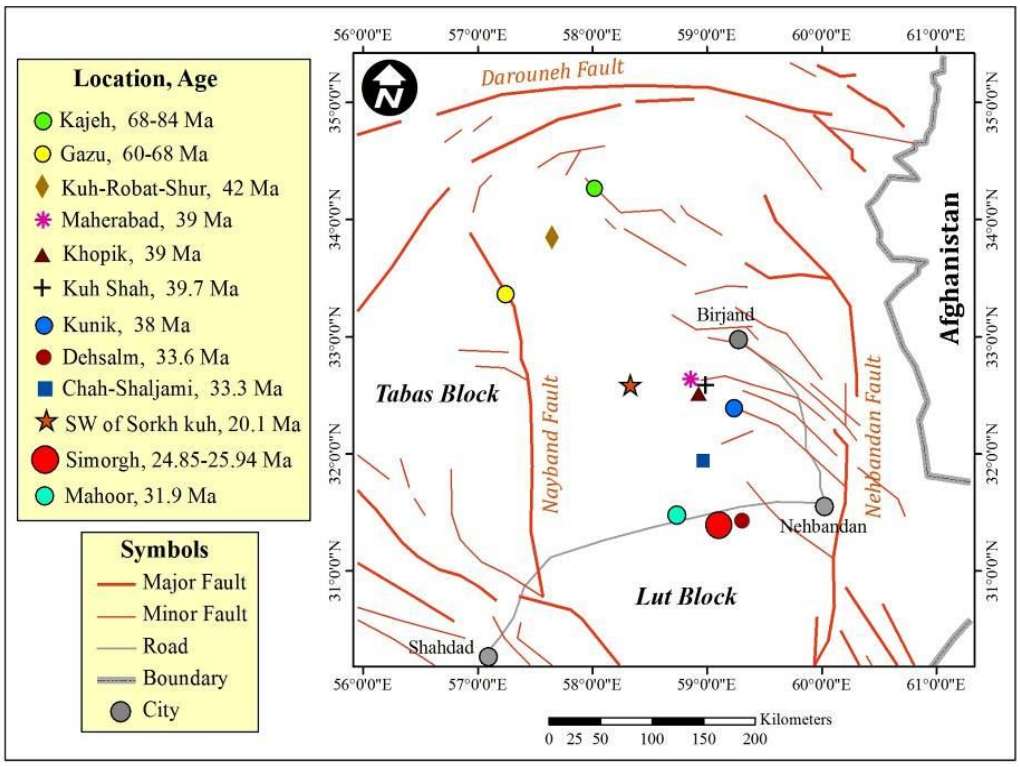
۴) آنالیز ۱۶۰ نمونه خرده‌سنگی زیر سطحی در آزمایشگاه زرآزما و تجزیه با روش Fire assay برای عنصر Au و با دستگاه ICP-OES برای ۳۴ عنصر از جمله Sb, As, Pb, Zn, Mo, Au, Cu و غیره (روش محلول‌سازی چهار اسید است)،

۵) تجزیه ۱۷ نمونه از توده‌های نفوذی نیمه عمیق مرتبط با کانی‌سازی با حداقل دگرسانی با دستگاه ICP-MS برای ۳۱ عنصر فرعی و عناصر خاکی کمیاب به‌روش LF100 (ذوب قلیایی) در آزمایشگاه AcmeLabs کانادا،

۶) جداسازی و تعیین سن زیرکن‌های ۳ نمونه از توده‌های نفوذی نیمه عمیق مرتبط با کانی‌سازی با روش اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U-Pb به‌منظور سن سنجی توده‌های منشأ کانی‌سازی با دستگاه Laser-Ablation quadruple ICP-MS در مرکز CODES[1] در دانشگاه تاسمانیای استرالیا و

۷) اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپ ناپایدار Lu-Hf موجود در زیرکن‌های ۳ نمونه انتخاب‌شده برای تعیین سن به‌روش U-Pb، با دستگاه Multi-collector ICP-MS در مرکز CCFS[2] دانشگاه مک‌کوری سیدنی استرالیا.

1. CODES is the Australian Research Council (ARC) Centre of Excellence in Ore Deposits
2. ARC Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems



شکل ۱. موقعیت کانسارهای مس پورفیری و اپی‌ترمال در بلوک لوت همراه با موقعیت محدوده اکتشافی سیمرغ (Karimpour et al., 2011)

Fig. 1. Location of Cu porphyry and epithermal deposits and Simorgh area in Lut block. (Karimpour et al., 2011)

زمین‌شناسی

طبق نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ دهسلم (چاه‌وک) (Griffis et al., 1992) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نخیل‌آباد (آب سرد) (Babakhani et al., 1988) آندزیت تنها واحد سنگی است که در محدوده اکتشافی سیمرغ رخنمون دارد. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش، بخش قابل‌توجهی از سنگ‌های منطقه شامل واحدهای نفوذی نیمه عمیق حدواسط و اسیدی است که در همدیگر و در سنگ‌های آتشفشانی قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند. بر اساس روابط صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی انجام‌شده، واحدهای زمین‌شناسی موجود در منطقه را می‌توان به‌ترتیب سن به چهار بخش از قدیم به جدید به شرح زیر تقسیم‌کرد (شکل ۲):

۱) واحدهای آتشفشانی قدیمی که قسمت زیادی از رخنمون‌های سنگی منطقه را به‌خود اختصاص داده‌اند و شامل بلور توف‌های سبز (توف آندزیتی)، ماسه سنگ‌های توفی، کوارتز لاتیت لاپیلی توف، توف ریولیتی و آندزیت است.

۲) توده‌های نیمه عمیق حدواسط با بافت پورفیری به شکل استوک‌های کوچک شامل دیوریت پورفیری و پیروکسن دیوریت پورفیری و دایک‌های اسیدی سفیدرنگ شامل گرانیت پورفیری و هورنبلند گرانودیوریت پورفیری که درون واحدهای قبلی نفوذ کرده‌اند.

۳) واحدهای آتشفشانی جوان شامل ریولیت تا هورنبلند ریولیت دارای کانی‌سازی سولفیدی که در مرکز محدوده قابل مشاهده هستند.

۴) برش‌های هیدروترمال که با وسعت حدود ۷۵۰ × ۴۰۰ متر مربع در قسمت مرکزی محدوده رخنمون دارند.

در این پژوهش، توده‌های نفوذی نیمه عمیق، واحد ریولیت تا هورنبلند ریولیت و برش‌های گرمابی میزبان کانی‌سازی هستند و

دارای اهمیت زیادی نیز هستند، بنابراین در زیر به توضیح دقیق آنها پرداخته می‌شود.

توده‌های نفوذی نیمه عمیق

توده‌های نفوذی نیمه عمیق موجود در این ناحیه عامل اصلی دگرسانی در منطقه هستند. این توده‌ها از نظر ترکیب و سن به سه نوع تقسیم می‌شوند: نوع اول، توده‌های نیمه عمیق حدواسط با ترکیب دیوریت پورفیری هستند. نوع دوم، دایک‌های سفیدرنگی هستند که با عرض حدود ۱ تا ۱۰ متر و طول بین ۱۰۰ متر تا ۳ کیلومتر در سطح منطقه به‌راحتی قابل مشاهده هستند و واحدهای آتشفشانی قدیمی‌تر و توده‌های دیوریت پورفیری را قطع می‌کنند، بنابراین آنها از نظر سنی جوان‌تر هستند. این دایک‌ها دارای ترکیب گرانیت پورفیری و هورنبلند گرانودیوریت پورفیری هستند. در نقشه زمین‌شناسی این دایک‌ها با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی در منطقه دیده می‌شوند (شکل ۲). نوع سوم، توده‌های پیروکسن دیوریت پورفیری هستند که جوان‌ترین توده‌های نیمه‌عمیق موجود در منطقه نیز هستند. در زیر به توضیح این توده‌ها پرداخته می‌شود.

توده دیوریت پورفیری به شکل استوک در سرتاسر منطقه پراکنده‌اند (شکل ۲). این توده در مجموع با وسعت حدود ۳ کیلومتر مربع در سطح منطقه سیمرغ با توپوگرافی نسبتاً هموار رخنمون دارد. بافت سنگ پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. فنوکریست‌های تشکیل‌دهنده سنگ شامل ۳ درصد کوارتز، ۸۹ درصد پلاژیوکلاز، ۸ درصد فلدسپات پتاسیم است. ۵ درصد بلورهای شکل‌دار مگنتیت در زمینه دیده می‌شود.

واحد گرانیت پورفیری به‌صورت دایک‌های سفید با توپوگرافی تپه ماهوری و ملایم با عرض ۱ تا ۱۰ متر و طول ۱۰۰ تا ۳ کیلومتر در غرب و شمال‌شرق منطقه در مجموع با ابعاد حدود ۱/۵ کیلومتر مربع گسترش یافته است (شکل ۲). بافت این واحد پورفیری با زمینه دانه متوسط تا دانه‌ریز با حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد فنوکریست است. کانی‌های مهم این واحد شامل ۲۵ درصد کوارتز، ۳۰ درصد پلاژیوکلاز و ۴۱ درصد فلدسپات پتاسیم است. زمینه سنگ را بیشتر فلدسپات پتاسیم و کوارتز دانه‌ریز تشکیل داده‌اند. در زمینه نیز حدود ۴ درصد پیریت اکسیدشده دیده می‌شود.

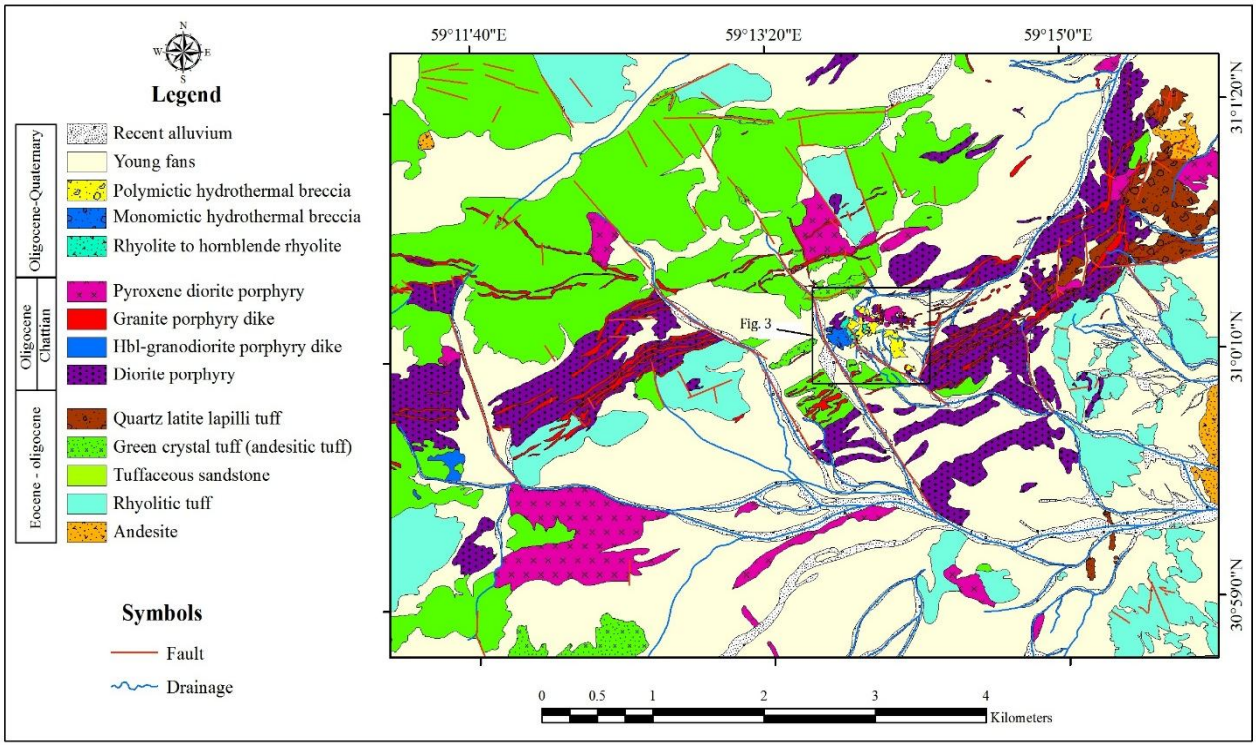
واحد هورنبلند گرانودیوریت پورفیری به شکل چند دایک سفید با عرض ۱ تا ۳ متر و طول ۵۰ تا ۵۰۰ متر در غرب منطقه با توپوگرافی تپه ماهوری و ملایم و با ابعاد حدود ۴۰ هزار متر مربع گسترش یافته است (شکل ۲). بافت این واحد پورفیری با زمینه دانه متوسط تا دانه‌ریز با حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد فنوکریست است. کانی‌های مهم این واحد شامل ۳۰ درصد کوارتز، ۴۱ درصد پلاژیوکلاز ، ۲۶ درصد فلدسپات پتاسیم و ۳ درصد هورنبلند است. زمینه سنگ را فلدسپات پتاسیم و کوارتز دانه‌ریز تشکیل داده‌اند. در زمینه سنگ حدود ۱ تا ۲ درصد پیریت اکسید شده دیده می‌شود.

توده پیروکسن دیوریت پورفیری به شکل استوک‌های کشیده با امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب بیشترین گسترش را در جنوب، شمال و شمال‌شرق منطقه دارد (شکل ۲). این توده در مجموع با وسعت حدود ۱/۵ کیلومتر مربع در سطح منطقه مورد بررسی با توپوگرافی نسبتاً هموار رخنمون دارد. بافت این واحد پورفیری با زمینه دانه متوسط و سری‌ایت است. کانی‌های مهم این واحد شامل ۴ درصد کوارتز، ۷۷ درصد پلاژیوکلاز، ۷ درصد فلدسپات پتاسیم و ۱۲ درصد پیروکسن نوع اوژیت و دیوپسید است. حدود ۴ درصد بلورهای شکل‌دار مگنتیت در زمینه سنگ دیده می‌شود.

ریولیت تا هورنبلند ریولیت

جوان‌ترین واحدهای آتشفشانی با ترکیب ریولیت تا هورنبلند ریولیت با توپوگرافی ملایم و رنگ سفید تا قهوه‌ای روشن با وسعت حدود ۱۰۰×۲۰۰ متر مربع در مرکز منطقه (شکل ۳) رخنمون دارد. بافت این سنگ پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. فنوکریست‌های تشکیل‌دهنده سنگ شامل ۵ تا ۷ درصد فلدسپات پتاسیم، ۳ تا ۴ درصد پلاژیوکلاز و ۱ تا ۲ درصد هورنبلند است. بقیه حجم سنگ را زمینه، شامل کانی‌های

دانه‌ریز کوارتز، فلدسپات پتاسیم و مقدار کمی پلاژیوکلاز همراه با دگرسانی سیلیسی تشکیل می‌دهد. بلورهای شکل‌دار پیریت بین ۲ تا ۱۰ درصد در زمینه سنگ دیده می‌شوند.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی سیمرغ با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰

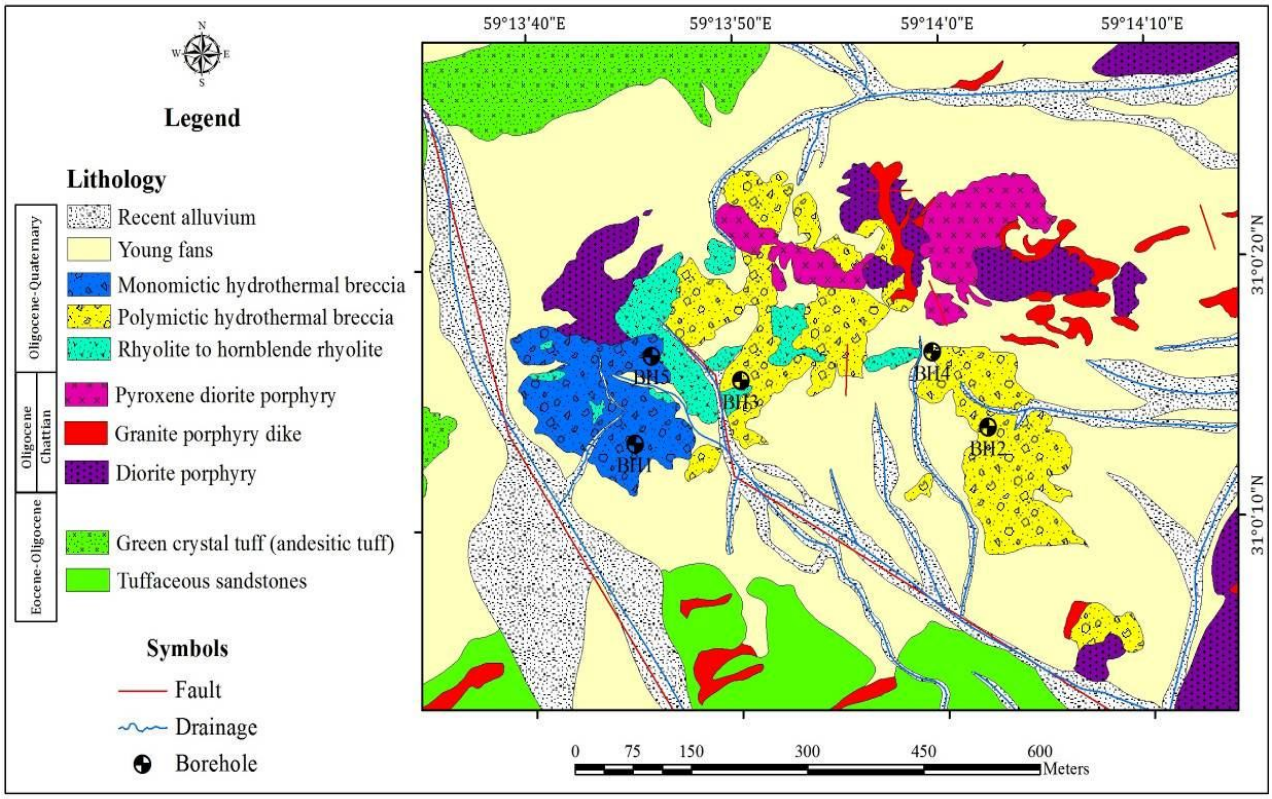
Fig. 2. Geological map of the Simorgh prospect area (Scale 1:10000)

برش‌های گرمابی

در محدود اکتشافی سیمرغ به‌دلیل داشتن شرایط زمین‌شناسی و زمین‌ساختی فعال و حضور حجم عظیم سیالات گرمابی، انواع مختلفی از برش‌های گرمابی رخنمون دارند. این برش‌ها بر اساس دو عامل تنوع قطعات (مونومیکتیک یا پلی‌میکتیک بودن) و درصد قطعات نسبت به زمینه (غالب‌بودن قطعات یا غالب‌بودن زمینه) به چهار نوع برش مونومیکتیک قطعه غالب سفیدرنگ، برش مونومیکتیک قطعه غالب سبزرنگ، برش پلی‌میکتیک قطعه غالب و برش پلی‌میکتیک زمینه غالب تقسیم می‌شوند. در جدول ۱، به توضیح کامل ویژگی‌های پتروگرافی این برش‌ها پرداخته شده‌است. در شکل ۴-A، B، C و D انواع این برش‌ها نشان‌داده شده است.

دگرسانی

دگرسانی تمام واحدهای سنگی منطقه را تحت‌تأثیر قرارداده است. بر طبق مشاهدات صحرایی و بررسی‌های پنج گمانه اکتشافی، ۱۱ نوع دگرسانی مختلف در محدوده سیمرغ شناسایی‌شده است که مهم‌ترین آنها دگرسانی کوارتز+ سریسیت+ پیریت، کربنات+ کوارتز+ سریسیت+ پیریت، پروپیلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی و کربناته هستند (شکل ۵). در این بین دگرسانی‌های کوارتز+ سریسیت+ پیریت، کربنات+ کوارتز+ سریسیت+ پیریت و سیلیسی شدید+ کربناته که همراه با کانی‌سازی هستند، از اهمیت بیشتری برخوردارند. این دگرسانی‌ها برش‌های هیدروترمال و ریولیت و هورنبلند ریولیت‌های مرکز محدوده سیمرغ را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند.



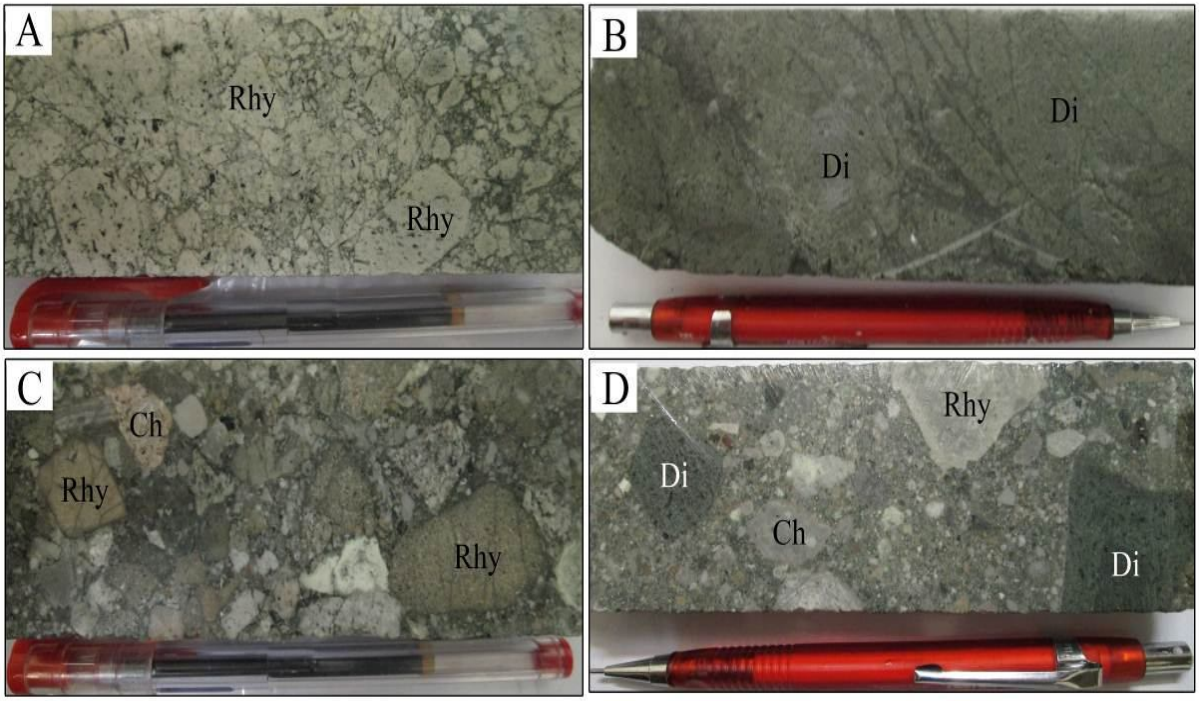
شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی قسمت مرکزی محدوده اکتشافی سیمرغ با مقیاس ۱:۱۰۰۰

Fig. 3. Geological map of the central part of the Simorgh prospect area (Scale 1:1000)

جدول ۱. مقایسه انواع مختلف برش‌های هیدروترمال موجود در محدوده اکتشافی سیمرغ

Table 1. Comparison of different types of hydrothermal breccias in the Simorgh prospect area

Type of hydrothermal breccia	fragment	Type of fragments	Type of matrix	Alteration
Green monomictic hydrothermal breccia with dominantly fragment	60 to 95	diorite porphyry and pyroxene diorite porphyry	Quartz, carbonate, sercite and less chlorite and iron oxide	Propylitic
Monomictic hydrothermal breccia with dominantly fragment	70 to 90	Rhyolite to hornblende rhyolite	Quartz, carbonate, sercite and less chlorite	Silicified + carbonate
Polymictic hydrothermal breccia with dominantly fragment	55 to 70	Rhyolite, diorite porphyry, andesite, tuff, quartz, chert	Carbonate, sercite, quartz and less chlorite, epidote and clay minerals	QSP and CQSP
Polymictic hydrothermal breccia with dominantly matrix	10 to 35	Rhyolite, diorite porphyry, andesite, tuff, quartz monzonite porphyry, quartz, chert	Carbonate, sercite, quartz and less chlorite, epidote and clay minerals	QSP



شکل ۴. انواع برش‌های هیدروترمال محدوده سیمرغ. A: برش هیدروترمال مونومیکتیک قطعه غالب سفیدرنگ، با بافت موزاییکی و ماتریکس کوارتز، کربنات، سریسیت و کلریت (دگرسانی سیلیسی+ کربناته) و با ۸۰ درصد قطعه. B: برش هیدروترمال مونومیکتیک سبزرنگ (دیوریت برشی) با دگرسانی پروپیلیتیک و ۹۵ درصد قطعه، C: برش هیدروترمال پلی‌میکتیک قطعه غالب با دگرسانی QSP و ۷۰ درصد قطعه و D: برش هیدروترمال پلی‌میکتیک زمینه غالب با دگرسانی QSP و ۳۰ درصد قطعه. Di: دیوریت پورفیری، Ch: چرت، Rhy: ریولیت. علایم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 4. Types of hydrothermal breccias in the Simorgh area. A: White monomictic hydrothermal breccia with dominantly fragment and with mosaic texture and quartz, carbonate, sericite and chlorite matrix (Silicified + carbonate alteration) and with 80% fragments, B: Green monomictic hydrothermal breccia (brecciated diorite) with propylitic alteration and 95% fragments, C: Polymictic hydrothermal breccia with dominantly fragments with QSP alteration and 70% fragments, and D: Polymictic hydrothermal breccia with dominantly matrix with QSP alteration and 30% fragments. Di: diorite porphyry. Ch: chert, Rhy: rhyolite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)

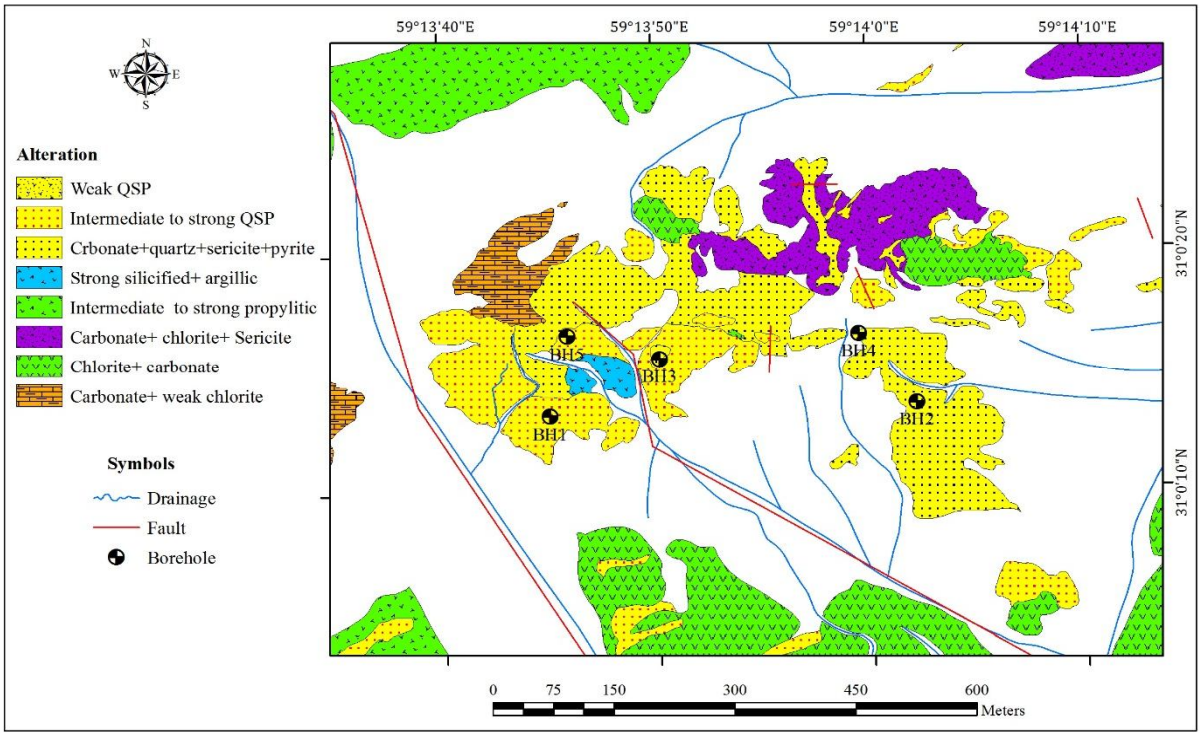
کانی‌سازی

در منطقه اکتشافی سیمرغ، انواع کانی‌سازی به شکل‌های رگچه‌ای، پراکنده و برش هیدروترمال در زون های دگرسانی QSP، CQSP و سیلیسی+ کربناته دیده می‌شود. در سطح به‌دلیل شدت اکسیداسیون، بخشی از سولفیدهای اولیه اکسید شده‌اند و در بیشتر موارد اکسیدهای آهن مانند گوتیت، ژاروسیت و لیمونیت در زون‌های کانی‌سازی دیده می‌شود. در زیر انواع مختلف کانی‌سازی رگچه‌ای، پراکنده و کانی سازی درون برش‌های هیدروترمال توضیح داده می‌شود.

کانی‌سازی رگچه‌ای

کانی‌سازی رگچه‌ای به میزبانی دایک‌های گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری، ریولیت و هورنبلند ریولیت و برش‌های هیدروترمال در سرتاسر منطقه اکتشافی سیمرغ دیده می‌شود. رگچه‌های مهم دایک‌های گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری شامل رگچه‌های کوارتز- پیریت و رگچه‌های کوارتز هستند. در این توده‌ها رگچه‌های مویی کوارتز توسط رگچه‌های کوارتز- پیریت قطع می‌شوند بنابراین رگچه‌های کوارتز- پیریت جوان‌تر از رگچه‌های کوارتز است (شکل ۶- A). پیریت تنها کانی سولفیدی این رگچه‌هاست و به‌طور کامل به گوتیت و

ژاروسیت تبدیل‌شده‌است. در ریولیت و هورنبلند ریولیت واقع در مرکز محدوده سیمرغ نیز انواع رگچه‌های کوارتز، کوارتز- پیریت، پیریت، کوارتز-کربنات، کوارتز- کربنات- پیریت، کربنات، گالن- کوارتز- پیریت- کالکوپیریت، پیریت-کوارتز- کالکوپیریت شناسایی شده‌اند. در این سنگ‌ها رگچه کوارتز- پیریت، رگچه گالن- کوارتز- پیریت- کالکوپیریت را قطع می‌کند؛ بنابراین از آن جوان‌تر است (شکل ۶- B). تمام کانی‌های سولفیدی موجود در این رگچه‌ها پیریت است و فقط مقدار بسیار جزئی گالن و کالکوپیریت در این رگچه‌ها دیده‌شده است. در برش‌های هیدروترمال انواع رگچه‌های کوارتز، کوارتز- پیریت، پیریت، کوارتز- کربنات، کوارتز- کربنات- پیریت، کوارتز- کلریت- پیریت، کربنات، کربنات- کلریت- پیریت وجود دارد. در شکل ۶- C، یک برش هیدروترمال پلی‌میکتیک زمینه غالب با رگچه‌های کوارتز و ژیپس قابل مشاهده است. در برش‌های هیدروترمال، ضخامت رگچه‌ها بین ۱۰ میکرون تا ۴ میلی‌متر متغیر است. میزان تراکم رگچه‌ها نیز از ۱۰ تا ۵۰ رگچه در واحد سطح متغیر است.



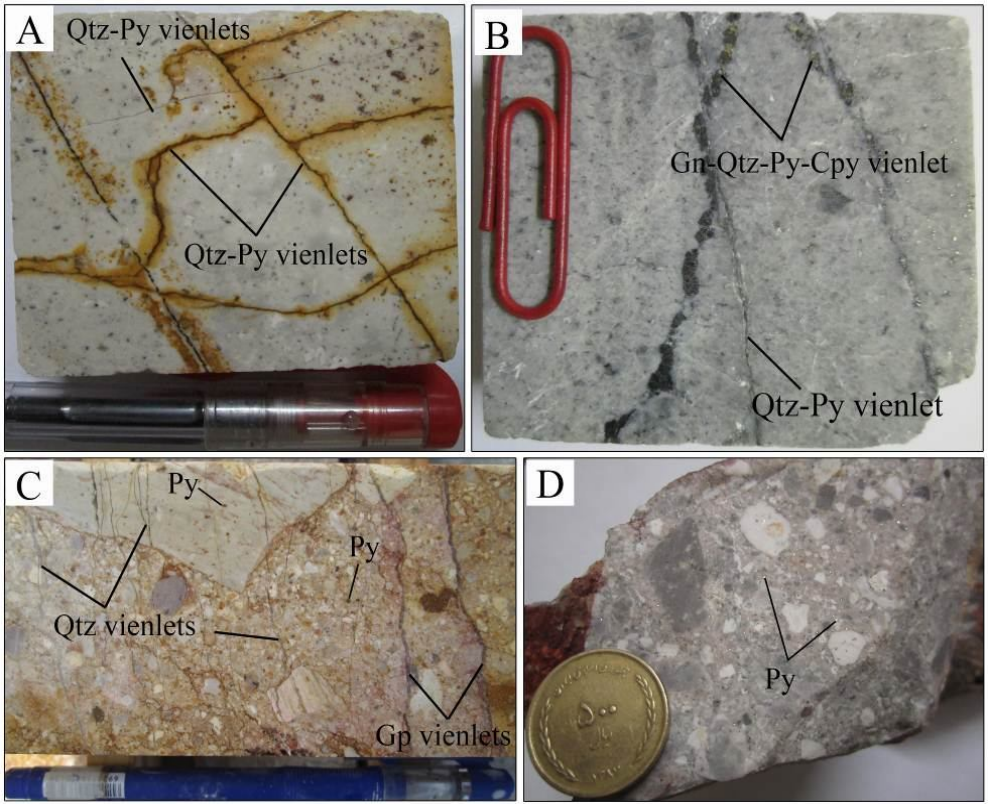
شکل ۵. نقشه دگرسانی قسمت مرکزی محدوده اکتشافی سیمرغ با مقیاس ۱:۱۰۰۰

Fig. 5. Alteration map of the central part of the prospect Simorgh area (Scale 1:1000)

کانی‌سازی پراکنده

کانی‌سازی سولفید پراکنده نیز مانند کانی‌سازی رگچه‌ای در دایک‌های گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری، در واحد ریولیت و هورنبلند ریولیت و در برش‌های هیدروترمال در منطقه سیمرغ دیده می‌شود. پیریت تنها کانی‌سازی سولفیدی پراکنده در این واحدهاست. در دایک‌های گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری، میزان پیریت بین ۱ تا ۵ درصد متغیر است (شکل ۶- A). اندازه بلورهای پیریت از ۱۰ میکرون تا ۲ میلی‌متر در تغییر است. این پیریت‌ها به‌طور کامل به گوتیت و ژاروسیت تبدیل شده‌اند. در گمانه‌های اکتشافی، در زمینه واحد

ریولیت و هورنبلند ریولیت بین ۰/۵ تا ۱۰ درصد پیریت پراکنده مشاهده می‌شود (شکل ۶- B). اندازه این پیریت‌ها از ۵۰۰ میکرون تا ۳/۵ میلی‌متر متغیر است. در برش‌های هیدروترمال نیز کانی‌سازی پراکنده پیریت وجود دارد (شکل ۶- C و D). در این برش‌ها کانی‌سازی پیریت بین ۲ تا ۱۵ درصد و اندازه آنها بین ۱۰ میکرون تا ۵ میلی‌متر متغیر می‌کند.

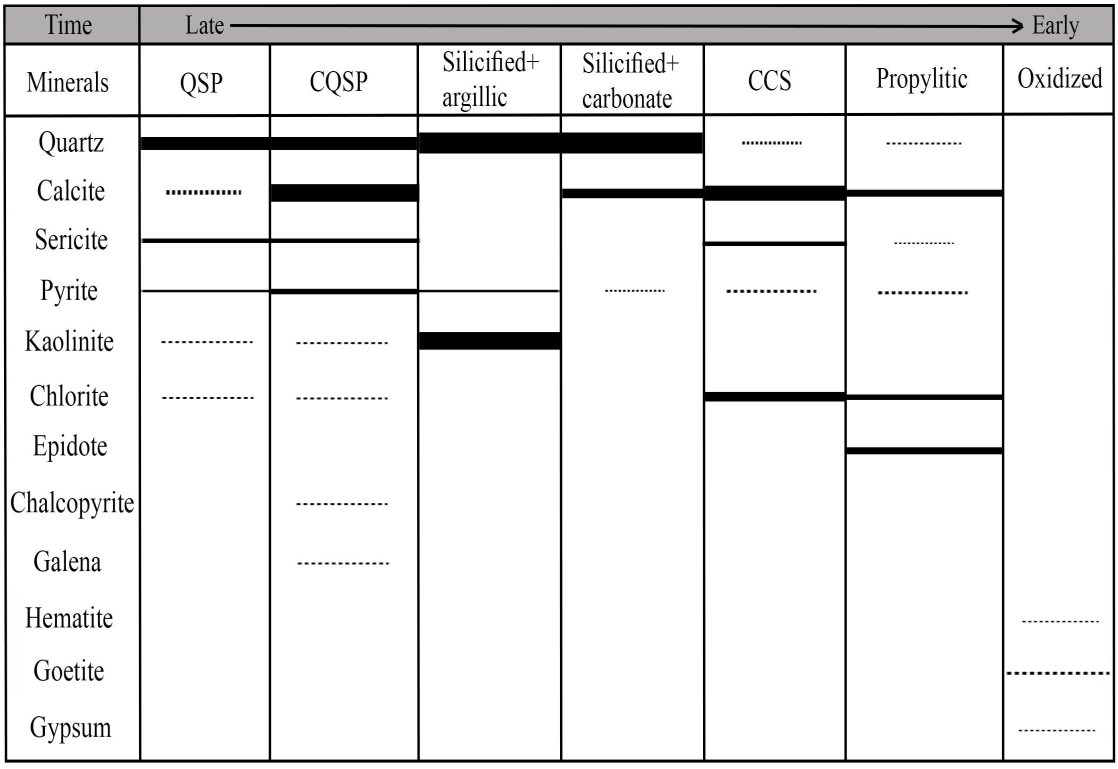


شکل ۶. انواع سنگ‌ها با کانی‌سازی رگچه‌ای در منطقه سیمرغ. A: گرانیت پورفیری با رگچه‌های کوارتز و کوارتز- پیریت. رگچه کوارتز- پیریت جوان‌تر از رگچه کوارتز است. پیریت در رگچه کوارتز- پیریت اکسید شده است. در زمینه این سنگ کانی‌سازی پراکنده پیریت نیز وجود دارد. B: ریولیت با رگچه‌های کوارتز- پیریت و گالن- کوارتز- پیریت- کالکوپیریت. رگچه کوارتز- پیریت از رگچه گالن- کوارتز- پیریت- کالکوپیریت جوان‌تر است؛ زیرا آن را قطع می‌کند. کانی‌سازی پراکنده پیریت در زمینه این سنگ وجود دارد. C: برش هیدروترمال پلی‌میکتیک زمینه غالب با رگچه‌های کوارتز و ژیپس. در زمینه این برش کانی‌سازی پراکنده پیریت دیده می‌شود. در بالای این تصویر قطعه‌ای ریولیتی وجود دارد که کانی‌سازی پراکنده پیریت و چند رگچه کوارتز در آن قابل مشاهده است و D: برش هیدروترمال پلی‌میکتیک زمینه غالب با کانی‌سازی پراکنده پیریت در زمینه برش. Cpy: کالکوپیریت، Gn: گالن، Gp: ژیپس، Py: پیریت، Qtz: کوارتز. علایم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6. Type of rocks with veinlet mineralization in the Simorgh area. A: Granite porphyry with quartz and quartz-pyrite vienlets. Quartz-pyrite veinlet is younger than quartz veinlet. Pyrite in the quartz-pyrite veinlets are oxidized. There is also disseminated pyrite mineralization in background, B: Rhyolite with quartz-pyrite and galena-quartz-pyrite-chalcopyrite veinlets. Quartz-pyrite veinlet is younger than galena-quartz-pyrite-chalcopyrite veinlet because interrupts it. There is disseminated pyrite mineralization in background, C: Hydrothermal polymictic breccia with dominantly matrix with quartz and gypsum veinlets. Pyrite mineralization is visible in matrix of this breccia. There is a rhyolite fragment at the top of this image with disseminated pyrite mineralization and several quartz vienlets, and D: Hydrothermal polymictic breccia with dominantly fragment with disseminated pyrite mineralization into matrix. Cpy: chalcopyrite, Gn: galena, Gp: gypsum, Py: pyrite, Qtz: quartz. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)

کانی‌سازی در برش هیدروترمال

سه شکل کانی‌سازی در برش هیدروترمال واقع در مرکز محدوده سیمرغ شناسایی‌شده است. کانی‌سازی رگچه‌ای، کانی‌سازی پراکنده و کانی‌سازی درون قطعات برشی، سه شکل این کانی‌سازی هستند. در بخش قبلی کانی‌سازی رگچه‌ای و پراکنده در زمینه برش‌ها توضیح‌داده شد. کانی‌سازی در درون قطعات برشی خود به دو نوع کانی‌سازی رگچه‌ای و پراکنده تقسیم می‌شوند (شکل ۶- C). در بیشتر موارد قطعات ریولیتی و قطعات دیوریت پورفیری در این برش‌ها میزبان کانی‌سازی پراکنده پیریت هستند. تقریباً ۹۰ درصد قطعات ریولیتی و ۵۰ درصد قطعات دیوریت پورفیری موجود در این برش‌ها دارای کانی‌سازی پراکنده پیریت هستند. پیریت تنها کانی سولفیدی موجود در این قطعات است. قطعات ریولیتی بین ۱ تا ۵ درصد و قطعات دیوریتی بین ۱ تا ۱۵ درصد پیریت دارند. برخی قطعات ریولیتی دارای رگچه‌های کوارتز و کوارتز پیریت هستند (شکل ۶- C). این رگچه‌ها قدیمی‌ترین فاز کانی‌سازی رگچه‌ای در برش‌های هیدروترمال هستند. در شکل ۷، توالی همیافت کلی و رابطه زمانی کانی‌های فلزی و کانی‌های حاصل از دگرسانی در منطقه سیمرغ به تفکیک زون های دگرسانی نشان‌داده شده است.



QSP: quartz+ sericite+ pyrite, CQSP: carbonate+ quartz+ sericite+ pyrite, CCS: carbonate+ quartz+ sericite+ pyrit

شکل ۷. توالی همیافت کانی‌های فلزی و کانی‌های حاصل از دگرسانی در منطقه سیمرغ

Fig. 7. The paragenetic sequence of the metallic and altered minerals in the Simorgh area

ژئوشیمی اکتشافی

برای بررسی ژئوشیمی سطحی بر مبنای داده‌های خرده‌سنگی سعی‌شده است که نمونه‌ها از زون‌های کانی‌سازی و مناطقی با بیشترین تراکم رگچه و درصد اکسید آهن، انتخاب‌شود. در گمانه‌های اکتشافی، نمونه‌ها از محل‌هایی با بیشترین مقدار کانی‌سازی و با فواصل دو متری برداشت‌شده است. بر این

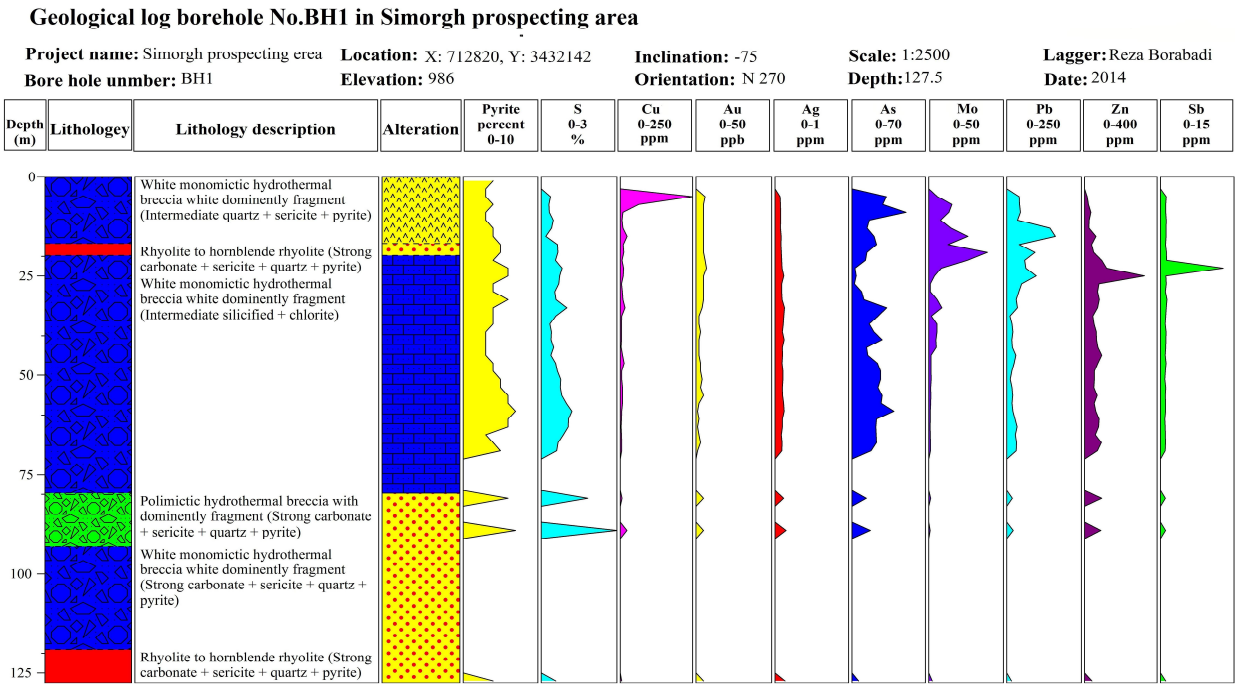
اساس، بی‌هنجاری عناصر در محدوده اکتشافی سیمرغ به شرح زیر است:

عنصر مس: ناهنجاری عنصر مس در نمونه‌های خرده‌سنگی بین ۲ تا ۱۶ گرم در تن و در گمانه‌های اکتشافی نیز بین ۲ تا ۲۴۰ گرم در تن متغیر است (شکل‌های ۸ تا ۱۲). بالاترین مقدار مس در گمانه اول در برش هیدروترمال مونومیکتیک قطعه غالب سفیدرنگ با دگرسانی QSP اندازه‌گیری شده است.

عنصر مولیبدن: تغییرات عنصر مولیبدن در نمونه‌های خرده‌سنگی بین ۱ تا ۳۴ گرم در تن است. بیشترین میزان مولیبدن بر برش هیدروترمال پلی‌میکتیک زمینه غالب منطبق است که در مرکز منطقه دیده می‌شود و متحمل دگرسانی سیلیسی شدید+ آرژیلیک شده‌است. همچین میزان عنصر مولیبدن در گمانه‌های اکتشافی بین کمتر از ۰/۵ تا ۴۹ گرم در تن متغیر است (شکل‌های ۸ تا ۱۲). بیشترین میزان این عنصر در برش هیدروترمال مونومیکتیک زمینه غالب سفیدرنگ با دگرسانی CQSP شدید، در گمانه چهارم دیده‌شده است.

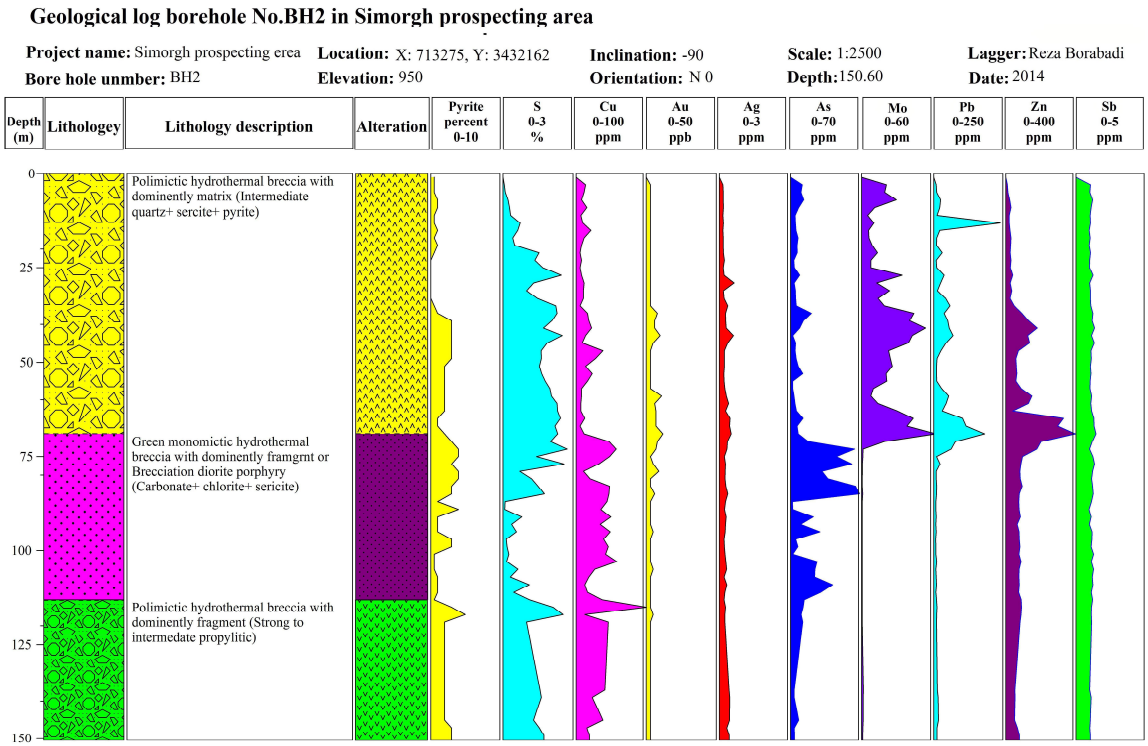
عنصر آرسنیک: مقدار آرسنیک در نمونه‌های خرده‌سنگی بین کمتر از ۴ تا ۵۰ گرم در تن متغیر است. بالاترین مقدار آرسنیک در ارتباط با واحد برش هیدروترمال پلی‌میکتیک زمینه غالب است که در مرکز محدوده واقع‌شده است و دارای دگرسانی سیلیسی شدید+ آرژیلیک است. مقدار عنصر آرسنیک در گمانه‌های اکتشافی بین ۲ تا ۲۰۷ گرم در تن متغیر است (شکل‌های ۸ تا ۱۲). بیشترین میزان این عنصر در گمانه چهارم در واحد برش هیدروترمال مونومیکتیک قطعه غالب سبزرنگ با دگرسانی پروپیلیتیک اندازه‌گیری شده است.

عنصر طلا: مقدار ناهنجاری این عنصر در نمونه‌های سطحی بین ۵ تا ۹۳ میلی‌گرم در تن متغیر است. بیشترین میزان طلا بر برش هیدروترمال پلی‌میکتیک زمینه غالب با دگرسانی سیلیسی شدید+ آرژیلیک منطبق است که در مرکز محدوده رخنمون دارد. میزان عنصر طلا در گمانه‌های اکتشافی نیز بین کمتر از ۱ تا ۴۰ میلی‌گرم در تن متغیر است (شکل‌های ۸ تا ۱۲). بیشترین میزان این عنصر در واحد برش هیدروترمال مونومیکتیک قطعه غالب سفیدرنگ با دگرسانی سیلیسی+ کربناته، در گمانه پنجم دیده‌شده است.



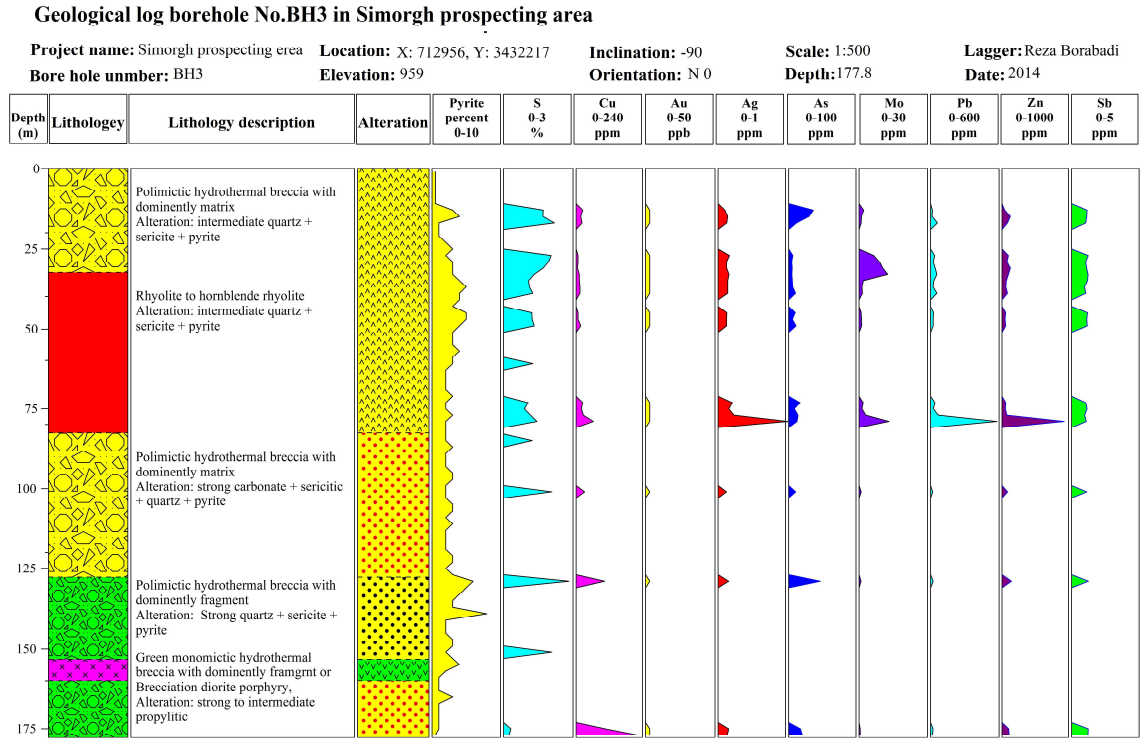
شکل ۸. زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی گمانه اول (BH1) در منطقه اکتشافی سیمرغ

Fig. 8. Geology, alteration, and geochemistry in the first borehole (BH1) in Simorgh prospect area



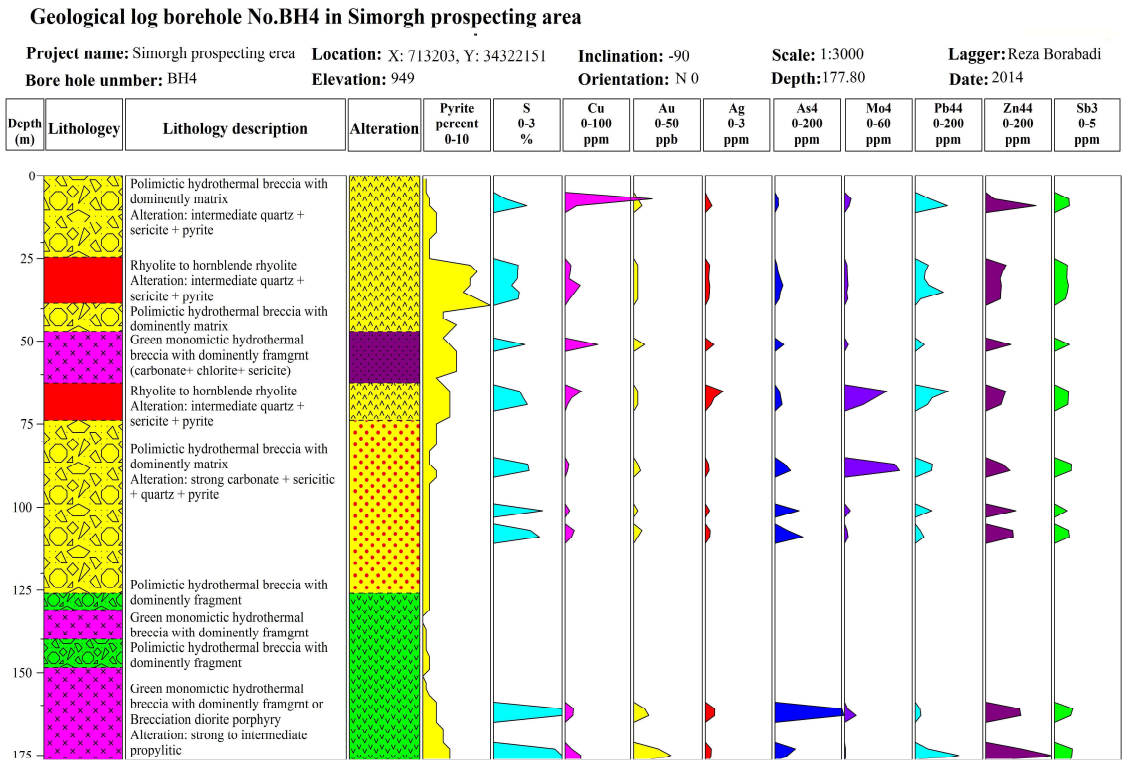
شکل ۹. زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی گمانه دوم (BH2) در منطقه اکتشافی سیمرغ

Fig. 9. Geology, alteration and geochemistry in the second borehole (BH2) in Simorgh prospect area



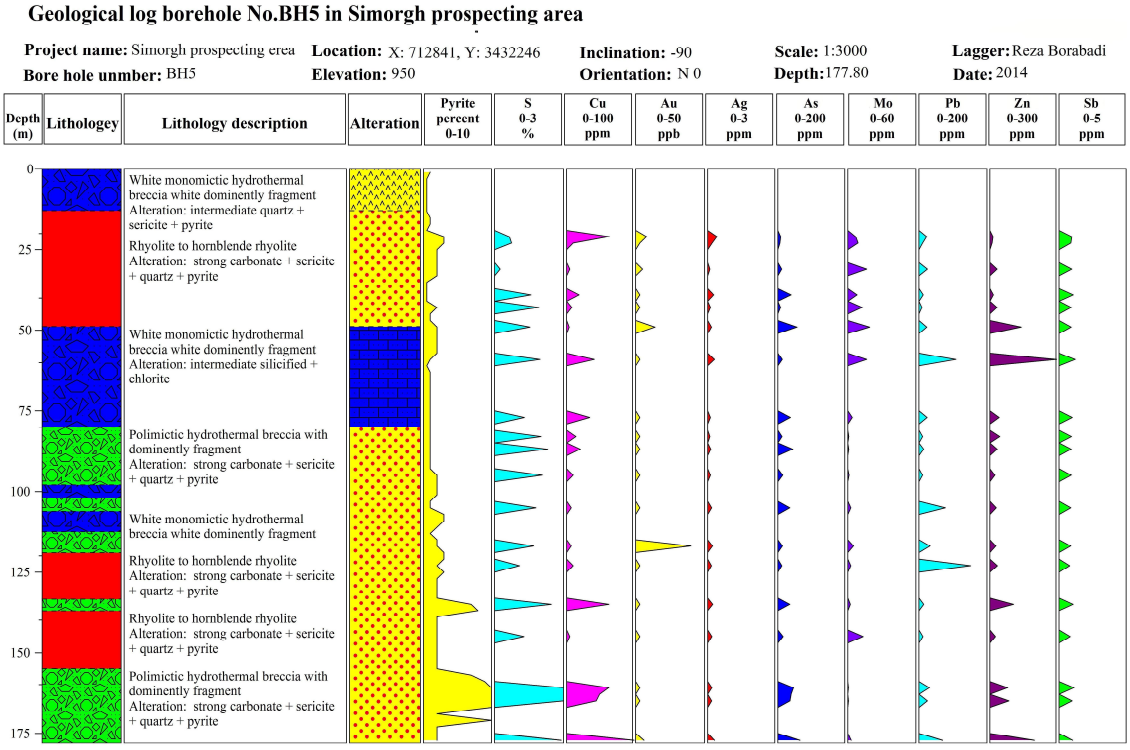
شکل ۱۰. زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی گمانه سوم (BH3) در منطقه اکتشافی سیمرغ

Fig. 10. Geology, alteration and geochemistry in the third borehole (BH3) in Simorgh prospect area



شکل ۱۱. زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی گمانه چهارم (BH4) در منطقه اکتشافی سیمرغ

Fig. 11. Geology, alteration and geochemistry in the fourth borehole (BH4) in Simorgh prospect area

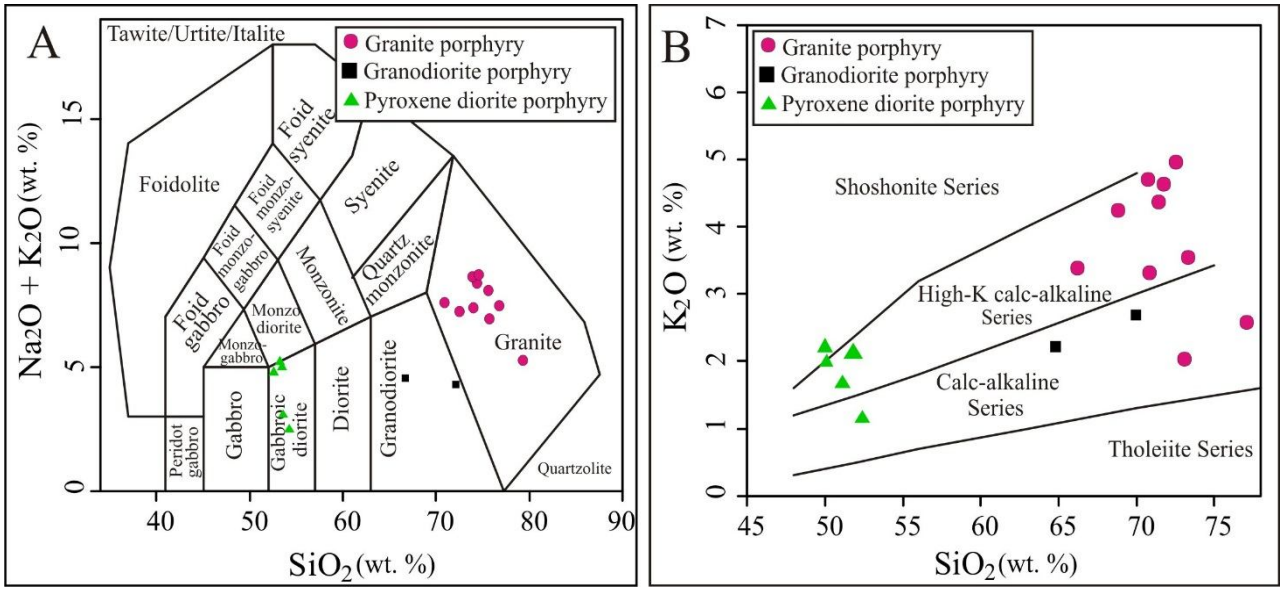


شکل ۱۲. زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی گمانه چهارم (BH5) در منطقه اکتشافی سیمرغ

Fig. 12. Geology, alteration and geochemistry in the fifth borehole (BH5) in Simorgh prospect area

ژئوشیمی توده‌های نفوذی

اکسیدهای اصلی: از مجموع ۱۱۲ نمونه سنگی برداشت‌شده، تعداد ۱۷ نمونه از توده‌های نیمه‌عمیق منطقه سیمرغ با کمترین دگرسانی برای آنالیز اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی انتخاب‌شد. توده‌های نیمه‌عمیق منطقه سیمرغ در نمودار شکل ۱۳–A در محدوده گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت قرار می‌گیرند (Middlemost, 1985). این توده‌ها در نمودار شکل ۱۳–B ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (Peccerillo and Taylor, 1976). بر مبنای نمودار نسبت مولی $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maniar and Piccoli, 1989) توده‌های نفوذی بالا، محدوده متاآلومینوس را نشان می‌دهند (شکل ۱۴–A).



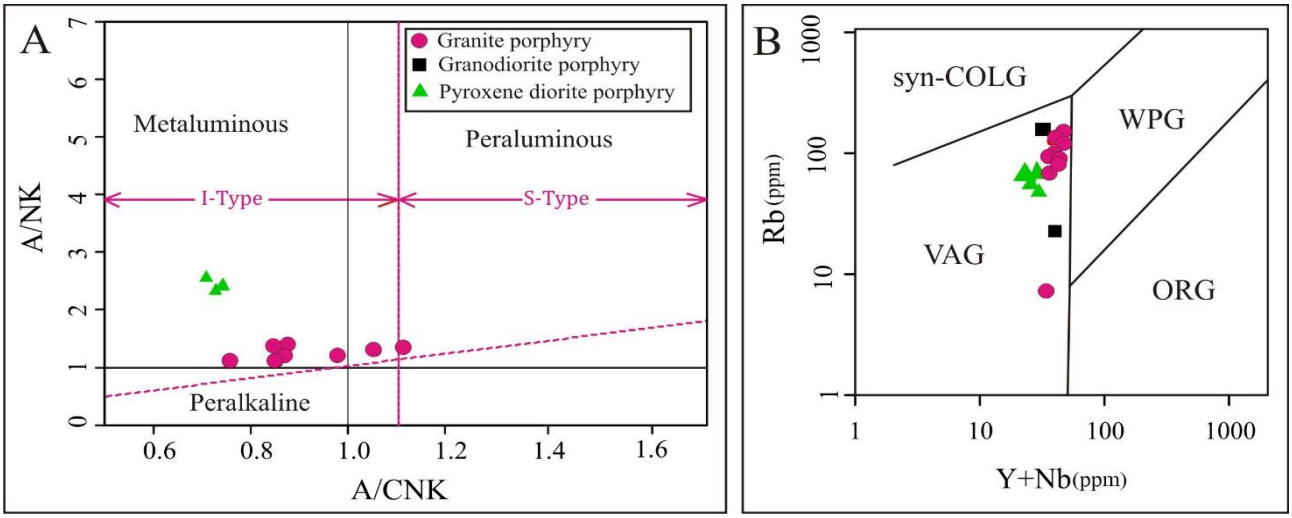
شکل ۱۳. A: نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی بر اساس نسبت $K_2O + Na_2O$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985) و B: نسبت SiO_2 به K_2O در توده‌های نفوذی منطقه سیمرغ (Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 13. A: Diagram of classification of intrusive igneous rocks based on the $Na_2O + K_2O$ ratio vs. SiO_2 (Middlemost, 1985), and B: The ratio of SiO_2 to K_2O in the intrusive units of the Simorgh area (Peccerillo and Taylor, 1976)

چنان‌که در نمودار چپل و وایت (Chappell and White, 2001) مشاهده می‌شود، توده‌های نیمه‌عمیق سیمرغ در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۱۴–A). توده‌های نفوذی سیمرغ در نمودار جایگاه زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۱۴–B).

عناصر فرعی و خاکی نادر: برای بررسی عناصر فرعی و نادر خاکی، نمودار عنکبوتی توده‌های نفوذی منطقه سیمرغ نسبت به کندریت و گوشته اولیه ترسیم‌شده است. در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجارشده نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)، غنی‌شدگی قابل‌توجهی از عناصر LREE نسبت به HREE دیده می‌شود (شکل ۱۵–A). این روند غنی‌شدگی شاخص مذاب‌های تشکیل‌شده در زون‌های فرورانش است (Helvacı et al., 2009; Asiabanha et al., 2012). در توده‌های پیروکسن دیوریت پورفیری نسبت به دایک‌های گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری الگوی عناصر نادر خاکی، غنی‌شدگی کمتری از LREE را نشان می‌دهد. روند موازی در الگوی عناصر نادر خاکی توده‌های نفوذی منطقه

بیانگر تشابه فرایندهای ماگمایی در حین تشکیل بوده است (شکل ۱۵-A). در نمودار نرمالیزه‌شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، غنی‌شدگی در عناصر LILE مانند Cs، Rb، K و Sr نسبت به HFSE (Nb، Ti و P) در تمام نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۵-B). این غنی‌شدگی از عناصر LILE نسبت به HFSE می‌تواند مرتبط با مناطق فرورانش باشد؛ چون عناصر LILE قابلیت انحلال بیشتری در سیالات دارند. بنابراین در هنگام فرورانش سیالات آزادشده از لیتوسفر فرورونده، باعث غنی‌شدگی در عناصر LILE می‌شود (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Gill, 2010). همچنین درجه پایین ذوب‌بخشی، غنی‌شدگی از عناصر LILE را نسبت به HFSE ایجاد می‌کند (Srivastava and Singh, 2004). در نمودارهای ترسیم‌شده آنومالی منفی واضح و روشنی از عناصر Nb، Ti و P دیده می‌شود که آنومالی منفی Ti منعکس‌کننده حضور Ti در ساختمان کانی‌هایی مانند تیتانومگنیتیت و ایلمنیت است. کانی‌های تیتان‌دار اگر در ماگمای مادر در محل مخزن باقی‌مانده باشند، آنومالی منفی از Ti را ایجاد می‌کنند. در ماگماتیسم‌های مرتبط با زون‌های فرورانش فوگاسیته بالای اکسیژن، باعث تهی‌شدگی Ti می‌شود. در زون‌های فرورانش، هنگامی‌که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، دمای زیادی لازم است تا فازهای حاوی Ti وارد فاز مذاب مشتق‌شده از سنگ‌های منطقه فرورانش شود (Edward et al., 1994). به همین دلیل این آنومالی در مناطق فرورانش ایجاد می‌شود.



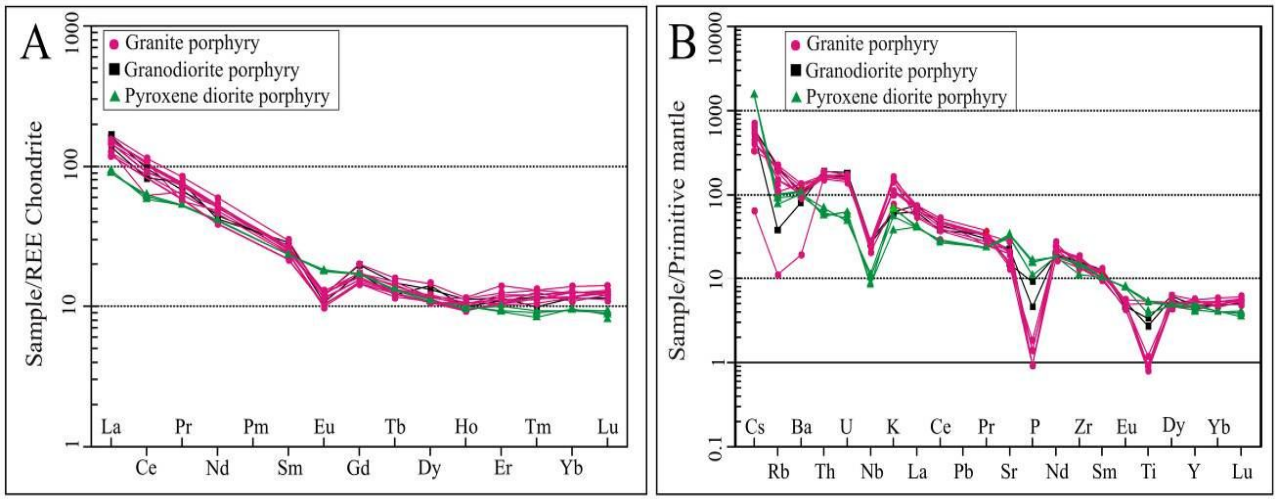
شکل ۱۴. A: نمودار $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ در مقابل $Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)$ (Maniar and Piccoli, 1989). خط A/CNK=1.1 محدوده I (A/CNK<1.1) و S (A/CNK>1.1) را از یکدیگر جدا می‌کند (Chappell and White, 2001) و B: نمایش توده‌های نفوذی سیمرغ در نمودار جایگاه زمین‌ساختی، (Pearce et al., 1984)

Fig. 14. A: Diagram of $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)$ (Maniar and Piccoli, 1989). Line A/CNK = 1.1 separates I type (A/CNK<1.1) and S type (A/CNK>1.1) (Chappell and White, 2001), and B: The display of the Simorgh intrusive units in the tectonic setting diagram (Pearce et al., 1984)

در نمودار نرمالیزه‌شده نسبت به گوشته اولیه آنومالی منفی از Nb مشاهده می‌شود (شکل ۱۵-B). این آنومالی شاخص مناطق فرورانش بوده و نشان‌دهنده نقش پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی است (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). مقادیر منفی Nb همچنین می‌تواند ناشی از رخداد تهی‌شدگی قبلی در سنگ مخزن گوشته باشد (Gust et al., 1997; Walker et al., 2001). مقادیر بالای Sr و مقادیر پایین Ta، Nb و Ti ممکن است مربوط به حضور هورنبلند،

اکسیدهای آهن- تیتان مانند روتیل و ایلمنیت و نبود پلاژیوکلاز قابل‌توجه در منشأ باشد (Martin, 1999).

نسبت $(La/Yb)_N$ در توده‌های نیمه‌عمیق منطقه بین ۹/۳ تا ۱۴/۵ متغیر است. این مقادیر کم در تمامی نمونه‌ها به همراه الگوی عناصر REE ناشی از کم‌بودن گارنت در خاستگاه است (Peters et al., 2008). مقدار Eu/Eu^* در واحدهای نیمه‌عمیق منطقه سیمرغ بین ۰/۴۹ تا ۰/۹۱ متغیر است و بنابراین عنصر Eu آنومالی منفی را نشان می‌دهد (شکل ۱۵-A) که می‌تواند شاهدی بر حضور جزئی پلاژیوکلاز در منشأ باشد (Tepper et al., 1993).



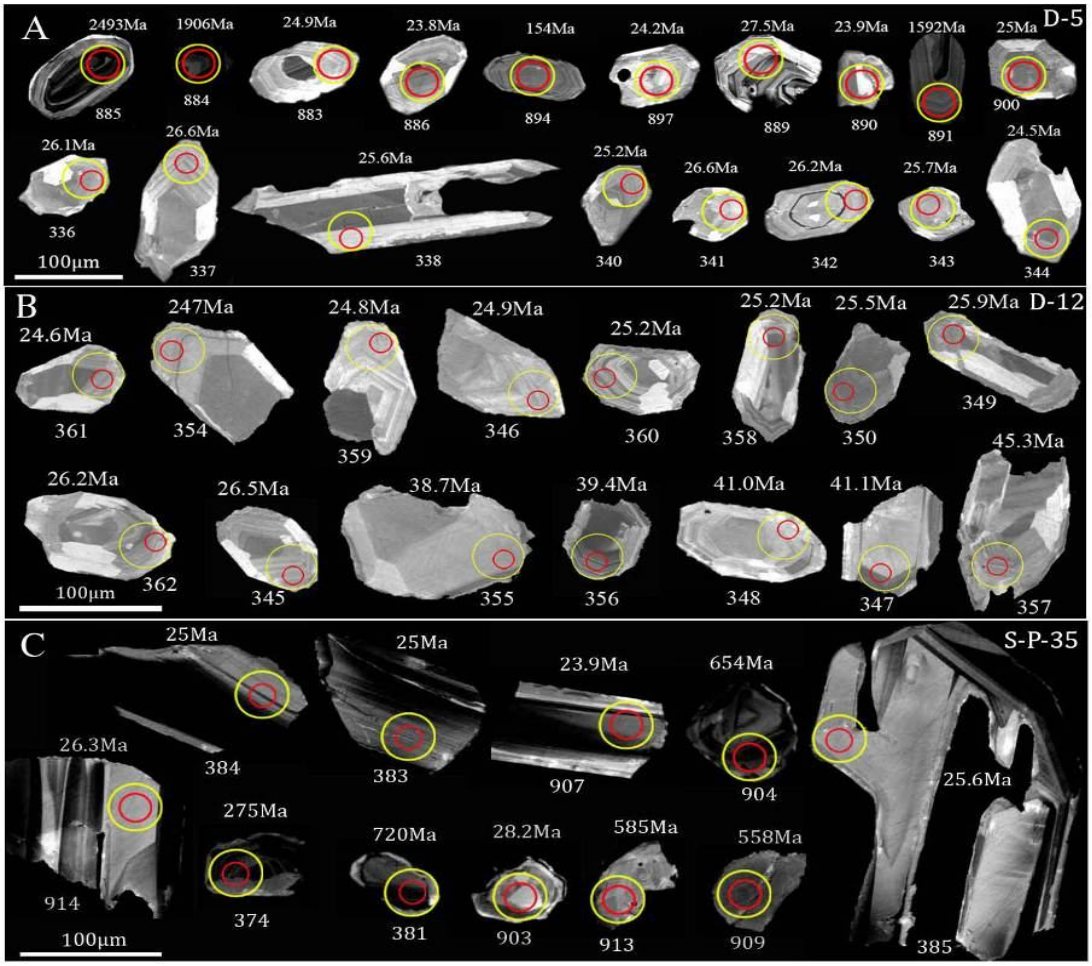
شکل ۱۵. A: نمودار نرمالیزه‌شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت برای توده‌های نیمه‌عمیق سیمرغ (Boynton, 1984) و B: نمودار فراوانی عناصر جزئی و کمیاب نرمالیزه‌شده نسبت به گوشته اولیه برای توده‌های نیمه‌عمیق سیمرغ (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 15. A: Chondrite normalized REE patterns for Simorgh sub-volcanic rocks (Boynton, 1984), and B: Primitive mantle normalized trace element pattern for Simorgh sub-volcanic rocks (Sun and McDonough, 1989)

سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن

پس از انجام بررسی‌های دقیق پتروگرافی، سه نمونه از توده‌های نیمه‌عمیق دارای کانی‌سازی پیریت، شامل دو دایک گرانیت پورفیری (نمونه‌های D-5 و D-12) و یک نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری (نمونه S-P-35) برای تعیین سن U-Pb بر روی کانی زیرکن انتخاب‌شدند. سن‌سنجی U-Pb با استفاده از دستگاه Laser-Ablation quadruple ICP-MS انجام‌شد. بخشی از بهترین زیرکن‌های جداشده بر روی یک پلاک اپاکسی به قطر یک اینچ چیده و صیقل‌داده شد. برای بلورهای زیرکن بزرگ که رشد یکنواخت و زونینگ یکسان داشتند، از قطر پرتو ۲۹ میکرون و برای بلورهای زیرکن کوچک‌تر از قطر پرتو ۱۹ میکرون استفاده شد. بسامد این دستگاه ۱۰ هرتز است. درمجموع بر روی زیرکن‌های این سه سنگ، ۷۲ نقطه آنالیز سن‌سنجی انجام‌شد (۲۹ نقطه بر روی زیرکن‌های نمونه D-5، ۱۵ نقطه بر روی زیرکن‌های نمونه D-12 و ۲۸ نقطه بر روی زیرکن‌های نمونه S-P-35). نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن در جدول ۲ آمده است. تصاویر کاتدولومینسانس این زیرکن‌ها در شکل ۱۶-A، B و C و نمودارهای Tera-Wasserburg concorida برای هر نمونه در شکل ۱۷-A، B و C نشان‌داده شده‌است. برای انجام آنالیز سن‌سنجی، از هر نمونه بین ۲۰ تا ۶۰ زیرکن با ویژگی‌هایی مثل شکل‌دار بودن، نبود شکستگی و اینکلوژن و نداشتن هسته وراثتی انتخاب‌شد. تعیین منشأ دانه‌های زیرکن از لحاظ آذرین، دگرگونی یا هیدروترمال و مشخص‌کردن ساختارها و منطقه‌بندی در دانه‌های زیرکن که با تصویرهای کاتدولومینسانس فراهم می‌شود، به تفسیر بهتر داده‌های به‌دست آمده از سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌ها

کمک می‌کند (Katongo et al., 2004). در این سه سنگ زیرکن‌های بیگانه نیز وجود دارند که سن‌های متفاوتی را از خود نشان می‌دهند. در جدول ۲، این زیرکن‌ها با علامت ستاره مشخص شده‌اند. نتایج آنالیز سن‌سنجی مربوط به نمونه دایک گرانیت پورفیری (D-5) سن ۲۵/۹۴±۰/۷۶ میلیون سال (شکل ۱۷-A)، نمونه دایک گرانیت پورفیری (D-12) سن ۲۵/۳۷±۰/۵۶ میلیون سال (شکل ۱۷-B) و نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری (S-P-35) سن ۲۴/۸۵±۰/۵۱ میلیون سال (شکل ۱۷- C) را نشان می‌دهد. این توده‌های با سن الیگوسن بالایی (چاتین[1]) در واحدهای آتشفشانی ائوسن نفوذکرده‌اند. نسبت Th/U در زیرکن، وسیله‌ای مناسب برای تعیین پتروژنز است. نسبت Th/U در زیرکن‌های موروثی این توده‌ها بین ۰/۳۹ تا ۱/۹۱ با میانگین ۰/۹۳ متغیر است (جدول ۲). نسبت بالای Th/U در بیشتر زیرکن‌ها نشان‌دهنده منشأ ماگمایی آنهاست (Belousova et al., 2002).



شکل ۱۶. تصویر کاتدولومینسانس برخی از زیرکن‌های انتخاب‌شده برای آنالیز U-Pb و Lu-Hf در توده‌های نیمه‌عمیق محدوده سیمرغ. دایره‌های قرمز، محل آنالیز U-Pb و دایره‌های زرد، محل آنالیز Lu-Hf را نشان می‌دهند. A: دایک گرانیت پورفیری (نمونه D-5)، B: دایک گرانیت پورفیری (نمونه D-12) و C: پیروکسن دیوریت پورفیری (نمونه S-P-33)

Fig. 16. Cathodoluminescence images of some of the selected zircons for analysis of U-Pb and Lu-Hf in sub-volcanic rocks in the Simorgh area. Red circles show the location of the U-Pb analysis and yellow circles show the location of the Lu-Hf analysis. A: Granite porphyry dike (sample D-5), B: Granite porphyry dike (sample D-12), and C: Pyroxene diorite porphyry (sample S-P-35)

1. Chattian

جدول ۲. نتایج سن‌سنجی زیرکن به‌روش U-Pb در توده‌های نفوذی منطقه سیمرغ

Table 2. The results of zircon U-Pb dating in the intrusive units of Simorgh area

No. spot	U (ppm)	Th /U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± (%)	$^{238}U/^{206}Pb$	± (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	± (%)	^{207}Pb corrected $^{206}Pb/^{238}U$ age (Ma)	± (Ma)
D-5										
886	141	1.2	0.0610	9.9	265.28	8.35	24	1	23.8	0.8
890	122	1.4	0.0487	11.2	268.94	8.34	24	1	23.9	0.8
897	100	1.4	0.0496	12.3	264.84	8.65	24	1	24.2	0.8
883	133	1.1	0.0697	10.4	250.50	7.77	26	1	24.9	0.8
900	93	1.5	0.0473	19.9	257.00	10.83	25	1	25.0	1.1
889	488	0.49	0.0494	4.5	232.82	3.80	28	0	27.5	0.5
892*	308	0.79	0.0444	5.4	184.97	3.38	35	1	34.8	0.6
887*	164	0.59	0.0580	6.8	159.45	3.54	40	1	39.7	0.9
888*	228	0.74	0.0440	6.5	159.86	3.53	40	1	40.2	0.9
895*	339	0.79	0.0451	5.1	145.56	2.29	44	1	44.1	0.7
893*	102	1.1	0.0528	7.7	142.28	3.75	45	1	44.8	1.2
894*	354	0.21	0.0568	2.2	40.97	0.53	155	2	154	2
891*	92	1.04	0.0970	0.9	3.57	0.03	1592	14	1592	13
884*	202	0.2	0.1161	0.7	2.91	0.02	1906	16	1906	16
885*	379	0.61	0.1635	0.5	2.12	0.02	2493	21	2493	23
366	128	1.2	0.0593	19.2	251.29	14.39	26	1	25.2	1.5
365	320	0.39	0.0572	10.1	235.86	7.48	27	1	26.9	0.9
364*	271	0.44	0.0640	8.1	163.05	4.72	39	1	38.6	1.1
367*	240	0.85	0.0465	7.3	165.22	3.58	39	1	38.9	0.9
363*	215	0.69	0.0943	13.6	122.91	5.88	52	2	49.1	2.5
344	114	0.85	0.0432	28.8	263.02	12.76	24	1	24.5	1.3
340	184	1.2	0.0512	13.3	253.49	9.58	25	1	25.2	1.0
338	102	0.82	0.0698	25.5	243.72	17.79	26	2	25.6	2.0
343	167	1.18	0.0534	13.7	247.94	9.38	26	1	25.7	1.0
336	163	1.24	0.0480	25.0	245.82	13.76	26	1	26.1	1.5
342	169	1.27	0.0581	12.5	241.77	8.27	27	1	26.2	0.9
341	81	1.17	0.0685	21.9	235.41	12.23	27	1	26.6	1.5
337	146	1.91	0.0446	15.0	241.60	9.01	27	1	26.6	1.0
339*	363	0.7	0.0473	15.6	177.53	6.13	36	1	36.2	1.3
D-12										
361	217	1.05	0.0499	11.1	260.90	9.04	25	1	24.6	0.9
354	105	1.00	0.0504	26.0	258.99	11.64	25	1	24.7	1.2
359	112	0.95	0.0464	19.2	259.89	10.62	25	1	24.8	1.0
346	143	1.59	0.0579	14.8	254.43	8.84	25	1	24.9	0.9
360	203	1.47	0.0570	10.9	252.26	8.61	26	1	25.2	0.9
358	426	1.25	0.0452	7.1	255.18	5.71	25	1	25.2	0.6
350	141	1.31	0.0493	13.9	251.11	9.72	26	1	25.5	1.0
349	139	1.87	0.0850	12.1	235.88	10.15	27	1	25.9	1.2
362	202	1.49	0.0485	11.6	245.41	7.58	26	1	26.2	0.8
345	134	0.84	0.0417	17.6	242.49	10.05	27	1	26.5	1.1
355*	136	0.86	0.0524	10.3	164.95	4.90	39	1	38.7	1.2
356*	681	0.82	0.0492	4.0	162.79	2.39	39	1	39.4	0.6
348*	227	0.51	0.0544	8.9	155.28	4.27	41	1	41.0	1.2
347*	605	0.66	0.0458	4.9	156.39	2.56	41	1	41.1	0.7
357*	283	0.7	0.0480	6.0	141.46	2.98	45	1	45.3	1.0
S-P-35										
907	174	1.59	0.0356	10.4	269.41	7.12	24	1	23.9	0.6
916	80	0.58	0.0562	15.8	263.48	10.44	24	1	24.1	1.0
910	220	0.8	0.0500	9.8	258.81	6.43	25	1	24.8	0.6

* Xenocryst zircon

ادامه جدول ۲. نتایج سن‌سنجی زیرکن به‌روش U-Pb در توده‌های نفوذی منطقه سیمرغ

Table 2 (Continued). The results of zircon U-Pb dating in the intrusive units of Simorgh area

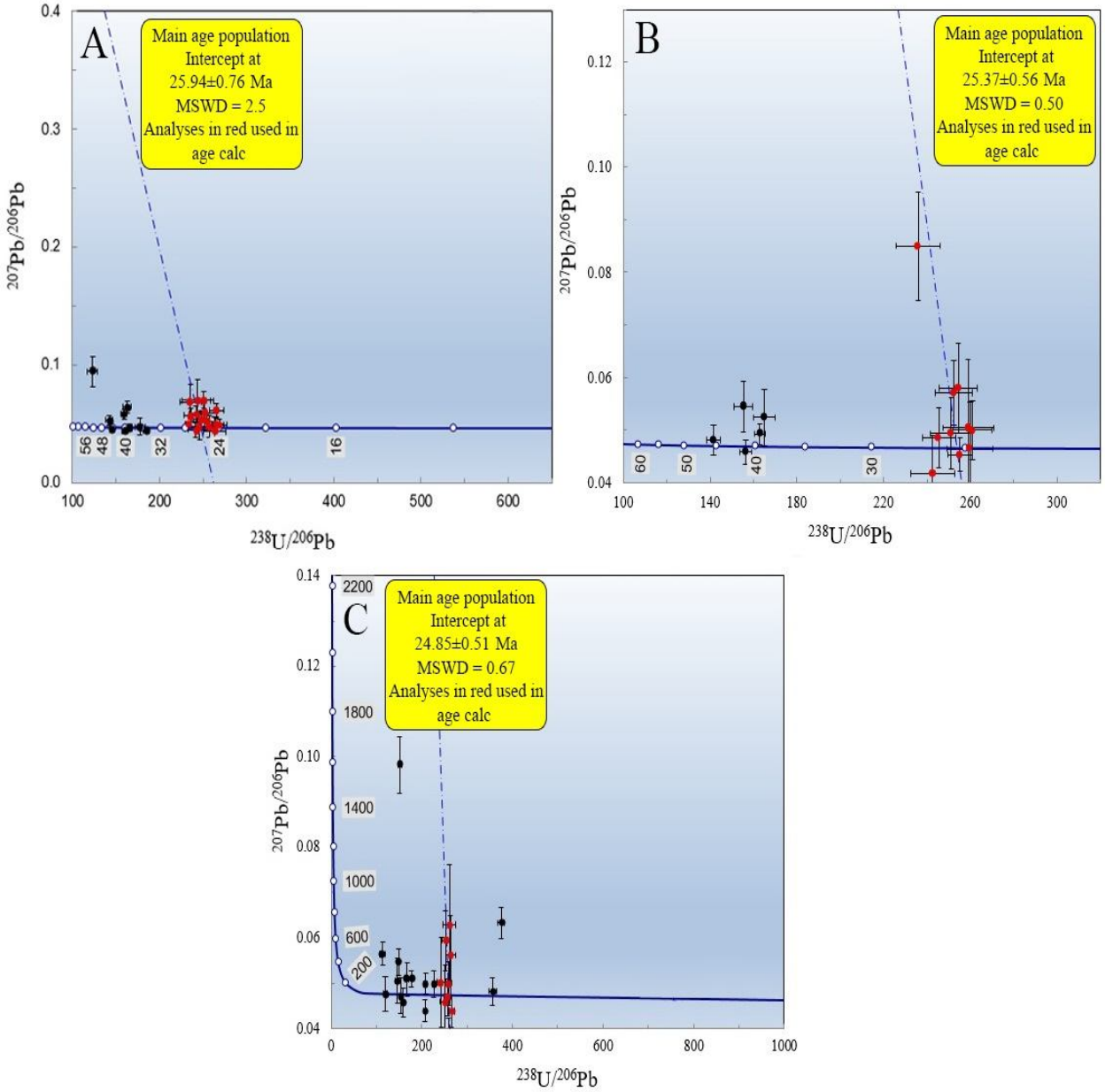
No. spot	U (ppm)	Th /U	207Pb/206Pb	± (%)	238U/206Pb	± (%)	206Pb/238U	± (%)	^{207}Pb corrected ^{206}Pb/^{238}U age (Ma)	± (Ma)
S-P-35										
911	76	0.91	0.0349	21.3	258.67	9.48	25	1	24.9	1.0
914	90	0.58	0.0502	19.7	243.25	10.41	26	1	26.3	1.2
903	355	0.65	0.0498	6.0	226.94	4.72	28	1	28.2	0.6
901*	659	0.71	0.0499	4.6	208.54	3.91	31	1	30.7	0.6
908*	150	1.01	0.0508	7.3	167.44	4.18	38	1	38.2	1.0
915*	168	0.68	0.0458	7.1	158.86	4.29	40	1	40.5	1.1
906*	119	0.75	0.0472	8.3	153.34	4.06	42	1	41.9	1.1
912*	305	0.66	0.0546	5.2	149.49	2.83	43	1	42.6	0.8
905*	482	0.72	0.0476	7.9	119.60	5.22	54	2	53.6	2.3
909*	130	1.33	0.0586	2.1	11.06	0.12	558	6	558	6
913*	48	1.1	0.0594	2.5	10.53	0.14	585	8	585	8
904*	382	0.15	0.0616	0.9	9.36	0.08	654	6	654	5
378	80	0.88	0.0629	21.1	260.88	13.50	25	1	24.2	1.3
377	358	0.83	0.0438	7.9	265.94	7.28	24	1	24.2	0.7
384	231	0.84	0.0594	11.2	253.11	8.45	25	1	25.0	0.9
383	486	1.18	0.0469	8.6	256.99	7.38	25	1	25.0	0.7
385	131	0.63	0.0459	17.7	251.66	10.81	26	1	25.6	1.1
375	66	1	0.0367	37.1	242.67	13.73	27	2	26.5	1.6
373*	558	0.54	0.0439	5.3	206.98	3.96	31	1	31.1	0.6
382*	911	0.84	0.0510	3.5	177.10	2.54	36	1	36.1	0.5
380*	249	0.75	0.0982	6.3	151.75	4.29	42	1	39.6	1.2
376*	138	0.32	0.0505	9.8	145.65	4.46	44	1	43.9	1.4
368*	1770	0.4	0.0565	4.6	113.55	6.05	57	3	55.9	3.0
374*	450	0.63	0.0511	2.9	22.95	0.29	275	3	275	3
381*	521	0.45	0.0906	1.5	8.19	0.13	743	11	720	11

* Xenocryst zircon

ایزوتوپ‌های Lu- Hf

سه نمونه‌ای که برای تعیین سن به‌روش U-Pb انتخاب‌شده بود، برای آنالیز ایزوتوپی Lu-Hf نیز مورد استفاده قرارگرفت. در این توده‌های نیمه‌عمیق از مجموع زیرکن‌های آنالیز شده در

مرحله سن‌سنجی، ۳۳ نقطه از زیرکن‌های موروثی برای بررسی ایزوتوپی Lu-Hf مورد آنالیز قرارگرفت (جدول ۳). بر این اساس، نسبت $^{176}Hf/^{177}Hf_{(i)}$ بین ۰/۲۸۲۶۷۱ تا ۰/۲۸۲۹۲۵ و میزان $\varepsilon Hf_{(t)}$ نیز بین ۲/۹۸- تا ۵/۹۹ متغیر است (جدول ۳). بر اساس مقادیر مثبت پایین $\varepsilon Hf_{(t)}$ اکثر نمونه‌ها، می توان نتیجه‌گرفت که منشأ این توده‌ها گوشته است که مقدار کمی با پوسته آغشتگی پیداکرده است (شکل ۱۸).



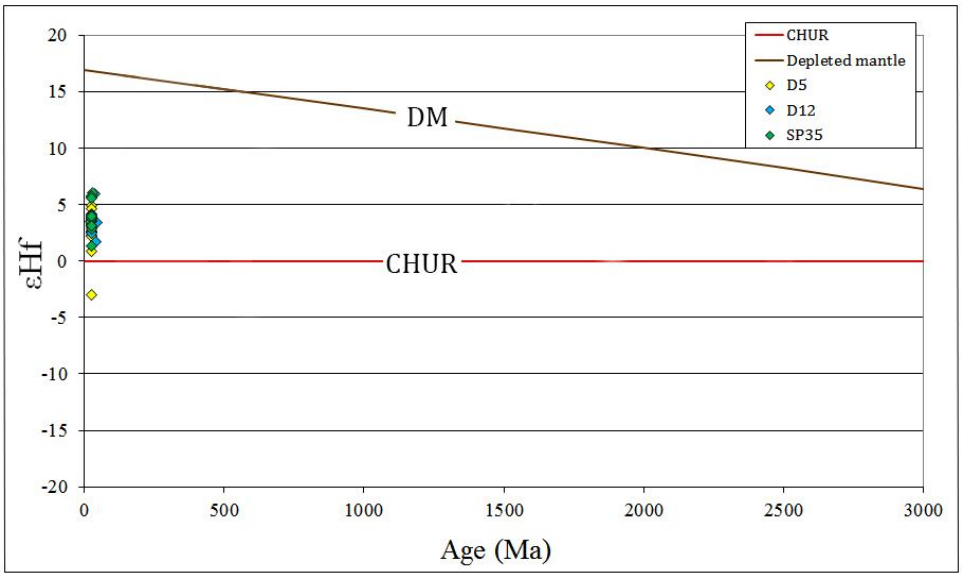
شکل ۱۷. نمودارهای Tera-Wasserburg concorida برای سه توده نفوذی منطقه سیمرغ. A: دایک گرانیت پورفیری (نمونه D-5)، B: دایک گرانیت پورفیری (نمونه D-12) و C: پیروکسن دیوریت پورفیری (نمونه S-P-33)

Fig. 17. U-Pb Tera-Wasserburg Concordia diagrams of the three intrusive rocks from the Simorgh area. A: Granite porphyry dike (sample D-5), B: Granite porphyry dike (sample D-12), and C: Pyroxene diorite porphyry (sample S-P-35)

جدول ۳. نتایج آنالیز ایزوتوپی Lu-Hf توده‌های نفوذی منطقه سیمرغ

Table 3. The results of Lu-Hf isotope analysis for the intrusions of the Simorgh area

Analysis No.	Age (Ma)	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	1 se	$^{176}Hf/^{177}Hf(i)$	εHf(t)	$T_{(DM)}$ (Ga)	$T_{(DM)c}$ (Ga)
D-5									
883	26	0.0019	0.070	0.282847	0.000024	0.282846	3.20	0.57	0.87
884	1906	0.0007	0.031	0.281628	0.000011	0.281602	2.42	2.18	2.38
885	2493	0.0010	0.038	0.281228	0.000011	0.281181	1.59	2.73	2.88
886	24	0.0026	0.109	0.282896	0.000009	0.282895	4.89	0.51	0.77
891	1592	0.0011	0.044	0.281960	0.000008	0.281927	6.19	1.76	1.89
894	155	0.0015	0.065	0.282638	0.000011	0.282633	-1.37	0.85	1.26
897	24	0.0027	0.113	0.282888	0.000015	0.282887	4.61	0.52	0.79
900	25	0.0021	0.087	0.282842	0.000016	0.282841	3.01	0.58	0.88
336	26	0.0017	0.068	0.282830	0.000010	0.282829	2.61	0.59	0.91
337	27	0.0024	0.080	0.282820	0.000010	0.282819	2.26	0.62	0.93
338	26	0.0032	0.103	0.282673	0.000021	0.282671	2.96	0.84	1.25
340	25	0.0028	0.111	0.282861	0.000008	0.282860	3.67	0.56	0.84
341	27	0.0027	0.118	0.282860	0.000015	0.282859	3.68	0.56	0.84
342	27	0.0037	0.125	0.282832	0.000015	0.282830	2.66	0.62	0.91
343	26	0.0031	0.123	0.282850	0.000012	0.282848	3.29	0.58	0.87
344	24	0.0027	0.112	0.282782	0.000008	0.282781	0.86	0.68	1.02
365	27	0.0017	0.064	0.282915	0.000010	0.282914	5.64	0.47	0.72
366	26	0.0025	0.097	0.282820	0.000011	0.282819	2.23	0.62	0.93
D-12									
345	27	0.0024	0.101	0.282867	0.000010	0.282866	3.92	0.55	0.83
346	25	0.0026	0.093	0.282847	0.000014	0.282846	3.18	0.58	0.87
347	41	0.0025	0.099	0.282798	0.000009	0.282796	1.78	0.65	0.97
348	41	0.0009	0.034	0.282977	0.000009	0.282976	8.16	0.38	0.58
349	27	0.0019	0.076	0.282829	0.000010	0.282828	2.60	0.59	0.91
350	26	0.0025	0.098	0.282874	0.000012	0.282873	4.14	0.54	0.82
354	25	0.0009	0.038	0.282826	0.000010	0.282826	2.46	0.58	0.92
355	39	0.0008	0.032	0.282917	0.000008	0.282916	5.99	0.46	0.71
356	39	0.0020	0.071	0.283036	0.000010	0.283035	10.18	0.30	0.45
357	45	0.0016	0.063	0.282842	0.000008	0.282841	3.46	0.57	0.87
358	25	0.0025	0.106	0.282859	0.000011	0.282858	3.60	0.56	0.85
359	25	0.0021	0.087	0.282846	0.000008	0.282845	3.14	0.57	0.88
360	26	0.0017	0.069	0.282872	0.000008	0.282871	4.08	0.53	0.82
361	25	0.0029	0.114	0.282857	0.000019	0.282856	3.52	0.57	0.85
362	26	0.0017	0.067	0.282866	0.000010	0.282865	3.89	0.54	0.83
S-P-35									
903	28	0.0020	0.056	0.282925	0.000022	0.282924	6.01	0.46	0.70
904	654	0.0010	0.031	0.282707	0.000025	0.282694	12.19	0.75	0.81
907	24	0.0025	0.080	0.282858	0.000012	0.282857	3.54	0.56	0.85
909	558	<0.0001	0.001	0.282410	0.000011	0.282410	-0.09	1.12	1.49
913	585	0.0013	0.039	0.282328	0.000016	0.282313	-2.89	1.27	1.68
914	26	0.0017	0.065	0.282794	0.000010	0.282793	1.35	0.64	0.99
374	275	0.0019	0.070	0.282631	0.000012	0.282621	0.90	0.87	1.21
375	27	0.0022	0.069	0.282838	0.000012	0.282837	2.89	0.59	0.89
377	24	0.0019	0.067	0.282865	0.000010	0.282864	3.81	0.54	0.83
378	25	0.0018	0.069	0.282869	0.000010	0.282868	3.96	0.54	0.83
381	720	0.0015	0.049	0.281906	0.000015	0.281884	-14.46	1.85	2.51
383	25	0.0088	0.363	0.282924	0.000010	0.282920	5.79	0.57	0.71
384	25	0.0056	0.201	0.282915	0.000011	0.282912	5.54	0.53	0.73
385	26	0.0041	0.151	0.282845	0.000009	0.282843	3.09	0.61	0.88



شکل ۱۸. نسبت εHf در مقابل سن U-Pb برای سه توده نفوذی منطقه سیمرغ

Fig. 18. Plot of εHf vs. U-Pb ages for zircons from the three intrusive rocks in the Simorgh area

نتیجه‌گیری

توده‌های نیمه‌عمیق موجود در منطقه اکتشافی سیمرغ شامل دیوریت پورفیری، پیروکسن دیوریت پورفیری، گرانودیوریت پورفیرری و گرانیت پورفیری هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی نشان می‌دهد که توده‌هایی از نوع متاآلومینوس تا پرآلومینوس با ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند. این توده‌ها از گرانیتوئیدهای نوع I و S هستند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE همراه با آنومالی منفی Eu، تشکیل ماگما در زون فرورانش را نشان می‌دهد. توده‌های نیمه‌عمیق سیمرغ از نظر تکتونوماگمایی در محیط گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند.

دگرسانی وسیعی تمام واحدهای نفوذی و آتشفشانی منطقه را تحت‌تأثیر قرارداده است، به‌طوری‌که انواع دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی، کوارتز+ سریسیت+ پیریت و کربنات+ کوارتز+ سریسیت+ پیریت در منطقه قابل مشاهده است. میزبان کانی‌سازی در منطقه سیمرغ، برش‌های هیدروترمال (در مرکز منطقه) و دایک‌های گرانیت و گرانودیوریت پورفیری (با امتداد شمال‌شرقی- جنوب‌غربی) هستند که در این میان کانی‌سازی در برش‌های هیدروترمال همراه با دگرسانی‌های QSP و CQSP از اهمیت بیشتری برخوردار است. کانی‌سازی در این منطقه به شکل‌های رگچه‌ای، پراکنده و برش گرمابی قابل مشاهده است. کانی‌سازی پیریت تنها کانی‌سازی پراکنده در توده‌های نفوذی، برش‌های هیدروترمال و ریولیت‌ها و هورنبلند ریولیت‌های منطقه است. در ریولیت و هورنبلند ریولیت‌ها انواع رگچه‌های کوارتز، کوارتز- پیریت، پیریت، کوارتز- کربنات، کوارتز- کربنات- پیریت، کربنات، گالن- کوارتز- پیریت- کالکوپیریت، پیریت- کوارتز- کالکوپیریت شناسایی شده‌اند. در برش‌های هیدروترمال انواع رگچه‌های کوارتز، کوارتز- پیریت، پیریت، کوارتز- کربنات، کوارتز- کربنات- پیریت، کوارتز- کلریت- پیریت، کربنات، کربنات- کلریت- پیریت وجود دارد. در بررسی‌های ژئوشیمیایی سطحی و زیر سطحی، میزان عنصر مس از ۲ تا ۲۴۰ گرم در تن، مولیبدن ۰/۵ تا ۴۹ گرم در تن، روی ۹ تا ۹۳۵ گرم در تن، سرب ۷ تا ۵۸۲ گرم در تن، آرسنیک ۲ تا ۲۰۷ گرم در تن و طلا ۱ تا ۹۳ میلی گرم در تن متغیر است.

در منطقه سیمرغ، سن‌سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن در

توده‌های نیمه عمیق هم‌زمان با کانی‌سازی انجام‌شد. سن دایک‌های گرانیت پورفیری ۰/۵۶±۲۵/۳۷ تا ۰/۷۶±۲۵/۹۴ میلیون سال و سن توده پیروکسن دیوریت پورفیری ۰/۵۱±۲۴/۸۵ میلیون سال به‌دست آمد. در منطقه سیمرغ، توده‌های دیوریت پورفیری بدون کانی‌سازی هستند و توسط دایک‌های گرانیت پورفیری و پیروکسن دیوریت پورفیری قطع می‌شوند؛ بنابراین قدیمی‌ترین توده‌های نیمه‌عمیق منطقه هستند. بر این اساس در منطقه سیمرغ، حداقل دو مرحله نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق را شاهد هستیم. مرحله قبل از کانی‌سازی که شامل نفوذ دیوریت پورفیری با سن قبل از الیگوسن بالایی است. مرحله هم‌زمان با کانی‌سازی که شامل نفوذ دایک‌های گرانیت پورفیری و توده پیروکسن دیوریت پورفیری است و دارای سن الیگوسن بالایی (چاتین) است. بر اساس مقادیر مثبت پایین $\varepsilon Hf_{(t)}$ زیرکن‌های این توده‌ها، می توان نتیجه‌گرفت که منشأ این توده‌ها گوشته است که مقدار کمی با پوسته آغشتگی پیداکرده است.

با توجه به فرورانش بین بلوک لوت و افغان و ماگماتیسم گسترده در بلوک لوت، همراه با شناسایی انواع کانسارهای مرتبط با سیستم‌های مس پورفیری از قبیل، ماهرآباد، کوه‌شاه، خوپیک، چاه شلجمی و ده‌سلم در اطراف محدوده اکتشافی سیمرغ، انتظار می‌رود که منطقه مورد بررسی بخشی از کمربند مس پورفیری در شرق ایران باشد. بر اساس شواهد بالا توده‌های این منطقه مرتبط با سیستم‌های پورفیری است و برش‌های هیدروترمال، میزبان اصلی کانی‌سازی در این سیستم است. این سیستم تا عمق ۱۸۰ متری به‌جز پیریت، کانی‌سازی با ارزش دیگری ندارد.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳/۲۷۷۱۲ مورخ ۹۲/۰۲/۲۰ انجام‌شده است.

References

Abdi, M. and Karimpour, M.H., 2012. Geology, alteration, mineralization, petrogenesis, geochronology, geochemistry and airborne geophysics of Kuh Shah prospecting area, SW Birjand. Journal of Economic Geology, 4(1): 77–107. (in Persian with English abstract)

Abdi, M. and Karimpour, M.H., 2013. Petrochemical Characteristics and Timing of Middle Eocene Granitic Magmatism in Kooh-Shah, Lut Block, Eastern Iran. Acta Geological Sinica, 87(4): 1032–1044.

Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, Scale 1:2900000. Geological Survey of Iran.

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J. and Homam, S.M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 41(3): 283–296.

Arjmandzadeh, R. and Santos, J.F., 2013. Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. International Journal of Earth Sciences, 103(1): 123–140.

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(1): 79–94.

Babakhani, A.R., Kholghi, M.H., Zadekabir, H., Chandchi, M., Afsharian Zadeh, A., Jalilian, M., Etemadi, N. and Manouchehri, M., 1988. Geological map of Nakhilab (Ab-e-Sard), Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143(5): 602–622.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P.

Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.

Chappell, B. and White, A., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal Earth Sciences, 48(4): 489–499.

Edward, C.M.H., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morrid, J.D., Leeman, W.P. and Harmon, R.S., 1994. The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgite-Beser Complex, East Java. Journal of Petrology, 35(6): 1557–1595.

Gill, R., 2010. Igneous rocks and processes. Wiley-Blackwell, New Jersey, 428 pp.

Griffis, R., Meixner, H., Johns, G., Abedian, N., Behruzi, A., Hossienkhan Nazer, N., Hamzeh Pour, B., Shahriari, S., Sahandi, M.R., Mohajjel, M., Bernerian, M., Soheili, M., Hosseini, Z., Afsharian Zadeh, M. and Chaichi, Z., 1992. Geological map of Dehsalm (Chah Vak), Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.

Gust, D.A., Arculus, R.A. and Kersting, A.B., 1997. Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. The Canadian Mineralogist, 35(2): 347–365.

Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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.

Hosseinkhani, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Santos, J.F., 2017. U-Pb geochronology and petrogenesis of intrusive rocks: Constraints on the mode of genesis and timing of Cu mineralization in SWSK area, Lut Block. Journal of Geochemical Exploration, 177(1): 11–27.

Karimpour, M.H., Malekzadeh shafaroudi, A., Farmer, G.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): 1–28. (in Persian with English abstract)

Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, G.L., Saadat. S. and Malekzadeh shafaroudi, A., 2011. Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. Geopersia, 1(1): 19–36.

Katongo, C., Koller, F., Klötzli, U., Koeberl, Ch., Tembo, F. and Waele, B., 2004. Petrography, geochemistry, and geochronology of granitoid rocks in the Neoprotrozoic- Paleozoic Lufilian-Zambezi belt, Zambia: Implications for tectonic setting and regional correlation. Journal of African Earth Sciences, 40(5): 219–244.

Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2011. Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran. Journal of Economic Geology, 3(1): 41–60. (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.

Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101(5): 635–643.

Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46(3): 411–429.

Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. Longman, London, 266 pp.

Miri Beydokhti, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F. and Klötzlid, U., 2015. U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 111(1): 192–205.

Nagudi, N., Koberl, Ch. and Kurat, G., 2003. Petrography and Geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin. Journal of African Earth Sciences, 36(1): 1–14.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956–983.

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.

Peters, T.J., Menzies, M., Thirlwall, M. and Kyle, P., 2008. Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA-melt formation in garnet- and spinel facies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary. Lithos, 102(1–2): 295–315.

Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 248 pp.

Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. and Norry, M.J., 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. In: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editors), Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geological Society of London, London, pp. 41–60.

Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences, 23(3): 373–389.

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, London, pp. 313–345.

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.

Walker, J.A., Patino, L.C., Carr, M.J. and Feigenson, M.D., 2001. Slab control over HFSE depletions in Nicaragua. Earth and Planetary Science Letters, 192(4): 533–543.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1):185–187.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach. Harper Collins Academic, London, 466 pp.

Journal of Economic Geology
Vol. 11, No. 1 (2019)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۱، شماره ۱ (سال ۱۳۹۸)
صفحات ۱۱ و ۱۲

Geology, Mineralization, Geochemical exploration, Petrogenesis, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes sub-volcanic rocks in the Simorgh prospect area, Lut Block, Eastern Iran

Reza Borabadi[1], Seyed Ahmad Mazaheri[1*] and Mohammad Hassan Karimpour[1&2]

1) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: Dec. 14, 2017
Accepted: Jan. 08, 2018

Keywords: *Mineralization, sub-volcanic rocks, Calc-alkaline, U-Pb geochronology, Lu-Hf isotopes, Simorgh, Lut Block*

Introduction

The Simorgh prospect area is located in 113 km southwest of the Nehbandan in South Khorasan province. This area is part of the Tertiary volcanic-plutonic rocks in the center of the Lut block. The Lut Block, which is located at the eastern part of the Central Iranian Microcontinent (CIM), is famous by its complex tectonic evolution and extensive magmatic activities with a range of interesting geochemistry. Extensive magmatic activities in Lut Block have produced several types of mineralization events (Karimpour et al., 2012). Around the Simorgh prospect area, various mineral deposits, including Cu-Mo porphyry Dehsalm in 90 km southwest of Nehbandan have been reported (Arjmandzadeh and Santos 2013) and Mahoor copper (Miri Beydokhti et al., 2015).

Until now there has not been a detailed studies on the Simorgh prospect area especially on granitoids. In this study, we present field investigations, geology, alteration, mineralization, geochemical exploration, Petrogenesis, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes of sub-volcanic rocks in the Simorgh prospect area.

Materials and methods

1- Preparation of 336 thin sections for the study of petrography, alteration and mapping of geological and alteration maps.

2- Preparation and study of twenty-five polished thin sections and thirty-two polished blocks for mineralization studies.

3- Analysis of forty-five chip composite samples in the Zar Azma laboratory by using the fire assay method for Au element and ICP-OES for thirty-four elements. The solubilization method of 4-Acid (1EX) was used.

4- Analysis of one hundred and sixty core samples in the Zar Azma laboratory by using the fire assay method for Au element and ICP-OES for 34 elements (method 1EX).

5- Chemical analysis of seventeen samples of syn-mineralization sub-volvanic intrusive rocks with at least alteration, by ICP-MS for thirty-one trace and rare earth elements with LF100 method (alkali fusion) at the AcmeLabs Laboratory.

6- Separation of three samples from syn-mineralization sub-volcanic intrusive rocks for U-Pb zircon geochronolg by Quadruple Laser-Ablation ICP-MS at the CODES, the Tasmania University of Australia.

7- Analysis of three samples of syn-mineralization sub-volvanic intrusive rocks for Lu-Hf isotopes with multi-collector ICP-MS at the CCFS of Macquarie University of Sydney, Australia.

Discussion and results

Petrographic studies indicated that the composition of sub-volcanic rocks in the Simorgh area are diorite porphyry and pyroxene diorite porphyry stocks with granite porphyry and

*Corresponding authors Email: mazaheri@um.ac.ir
DOI: https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.69424

granodiorite porphyry dikes. Several alteration zones such as: propylitic, argillic, silicified quartz-sericite-pyrite (QSP) and carbonate-quartz-sericite-pyrite (CQSP) based on field and laboratory studies are identified Major oxides analysis shows that intrusive units are metaluminous to peraluminus, calc-alkaline to high-K calc-alkaline. More of these rocks belong to the I-type granitoid (Chappell and White, 2001), and they have been formed in a volcanic arc granitoids (VAG) tectonic setting (Pearce et al., 1984). Mantle-normalized, trace-element spider diagrams display enrichment in large ion lithophile elements, such as Rb, Sr, K, and Cs, and depletion in high field strength elements, e.g., Nb, Ti, P. Enrichment of LREE versus HREE and enrichment of LILE and depletion in HFSE indicate magma formation in the subduction zone. In the subduction zones, high oxygen fugacity leads to the depletion of Ti. All of the intrusive rocks have a negative Eu anomaly. The amount of Eu/Eu^* in sub-volcanic units of the Simorgh area varies from 0.49 to 0.91. Therefore, negative Eu anomaly can be evidence of the partial presence of plagioclase in the origin (Tepper et al., 1993).

Three types of mineralization occur in this area such as: veinlet, disseminated and hydrothermal breccia among which hydrothermal breccia is the most important. Pyrite is the most sulfide mineralization in the sub-volcanic and hydrothermal breccias.

Compositional variations of elements within the Simorgh prospect are as follows: Cu = 2-240 ppm, Mo = 0.5-49 ppm, Zn = 9-935 ppm, Pb = 7-582 ppm, ppm, As = 2-207 ppm and Au = 1-93 ppb.

In the Simorgh area, zircon U-Pb geochronology was carried out on syn-mineralization sub-volcanic intrusive rocks. The age of two granite porphyry dikes are 25.37±0.56 Ma and 25.94±0.76 Ma and the age of pyroxene porphyry diorite is 24.85±0.51 Ma (Chattian). Diorite porphyry is pre-mineralization because it is cut by granite porphyry dikes and pyroxene diorite porphyry, so diorite porphyry is the oldest sub-volcanic intrusive rock in this area. The low positive values of $\varepsilon Hf_{(i)}$ indicate that the origin of these sub-volcanic intrusive rocks is mantle, which has low contamination with the crust.

According to the above evidence, the sub-volcanic units of this area are related to porphyry systems, and the hydrothermal breccias are the main host rock mineralization in this system. This system does not have any valuable mineralization expect pyrite, from the surface to 180 m depth.

References

Arjmandzadeh, R. and Santos, J.F., 2013. Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. International Journal of Earth Sciences, 103(1): 123–140.

Chappell, B. and White, A., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal Earth Sciences, 48(4): 489–499.

Karimpour, M.H., Malekzadeh shafaroudi, A., Farmer, G.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): 1–28. (in Persian with English abstract)

Miri Beydokhti, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F. and Klötzlid, U., 2015. U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 111(1): 192–205.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956–983.

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.