



بررسی سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی کانسار مس پورفیری سرچشمه، با تأکید بر گرانودیوریت و کوارتز چشمی پورفیری

محمد معانی جو^{1*}، محمد مستقیمی¹، مهدی عبداللهی ریسه² و علی اصغر سپاهی¹

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، کد پستی 65174-33391، ایران

(2) مجتمع معدنی مس سرچشمه، شرکت ملی صنایع مس ایران، رفسنجان، ایران

دریافت مقاله: 1398/03/05، پذیرش: 1398/10/17

چکیده

کانسار مس پورفیری سرچشمه در بخش جنوب شرقی کمربند ارومیه-دختر و در کمربند دهج-ساردوئیه واقع شده است. این کمربند با روند شمال غربی-جنوب شرقی در استان کرمان واقع شده و بیشترین حجم ماگماتیسیم و نیز کانی‌سازی پورفیری را به خود اختصاص داده است. رخنمون‌های سنگی در محدوده معدن شامل استوک گرانودیوریتی سرچشمه و پورفیری دانه‌ریز تأخیری، توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری، ولکانیت‌ها یا سنگ میزبان آندزیتی و دایک‌های هورنبلند پورفیری، بیوتیت پورفیری و فلدسپار پورفیری با ترکیب دیوریتی است. همچنین توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری پیش از توده‌های نفوذی کانی‌ساز (از جمله سرچشمه پورفیری و پورفیری دانه‌ریز تأخیری) تزریق شده‌اند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری در محدوده سنگ‌های گرانودیوریتی حاصل از یک ماگمای کالک‌آلکالین قرار می‌گیرند و لذا توده‌های نفوذی مورد بررسی از نوع پرآلومینوس و پتاسیم بالا هستند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و عناصر LILE نسبت به HFSE، تشکیل ماگما را در پهنه فرورانشی تأیید می‌کند؛ همچنین نسبت‌های عناصر نادر خاکی و کمیاب (از جمله: Ba/Nb، Sr/Y، Ba/Ta و ...) بیانگر آن است که این توده‌های نفوذی در یک پهنه فرورانشی و از یک کمان ماگمایی غنی‌شده حاصل شده‌اند که این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسیم شدید منبع گوشته‌ای با میزان پایین ذوب‌بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای و همچنین ماگماهای کالک‌آلکالین حاصل از میزان زیاد ذوب‌بخشی یا حاصل ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس باشد. محیط زمین‌ساختی کانسار سرچشمه و توده‌های مورد بررسی، بیانگر یک محیط پس از برخوردی است که کانی‌سازی در آن صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: کانسار مس پورفیری سرچشمه، گرانودیوریت، کوارتز چشمی پورفیری، فرورانش، محیط پس از برخوردی

مقدمه

همیالیا منطبق است و مانند دیگر کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره،

میزبان کانسارهای مس-مولیبدن به همراه دیگر کانسارهای

کمربند ارومیه-دختر بر کمربند جهانی کوه‌زایی-فلززایی آلپ-

توده‌های نفوذی کم‌ژرفای نوع کوه پنج با ماهیتی آداکتی و همراه با کانسارسازی مس پورفیری و یا کانی‌سازی محدود از نوع پورفیری جایگزین شده‌اند و می‌توان اظهار کرد که کانی‌سازی مس پورفیری کمربند دهج-ساردوئیه و منطقه کرمان با توده‌های نفوذی و جوان کوه پنج همراه بوده و این توده نفوذی در بخش شمال‌غربی کمربند یادشده رخنمون دارد (McInnes et al., 2005; Shafiei et al., 2009; Aghazadeh, 2015) و بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی انجام‌شده بر روی آنها، توده‌های جبال بارز دامنه سنی 29/0±7/3 تا 16/9±0/2 میلیون سال (Ghorashizadeh, 2003; McInnes et al., 1978) و توده‌های نفوذی و جوان کوه پنج دارای محدوده سنی 13/3±1/1 تا 4/9±0/4 میلیون سال دارند (Ghorashizadeh, 1978; McInnes et al., 2005; McInnes et al., 2003).

فاز اصلی نفوذی و مولد کانسارسازی در منطقه سرچشمه استوکی با ترکیب گرانودیوریتی تا تونالیتی است که این استوک عامل اصلی کانی‌سازی در کانسار سرچشمه تلقی می‌شود. این استوک در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده و آنها را تحت تأثیر دگرسانی قرار داده است؛ به طوری که دگرسانی پتاسیک در مرکز سیستم قرار می‌گیرد و به طرف حاشیه دگرسانی فیلیک، آرژلیک و پروپلیتیک مشاهده می‌شود. این در صورتی است که دگرسانی گرمابی و کانی‌سازی در سرچشمه بر روی استوک متمرکز شده و به طور گسترده‌ای هم‌زمان با جایگزینی آن واقع شده است (Maanijou and Mostaghimi, 2013).

تاکنون بر روی کانسار مس پورفیری سرچشمه بررسی‌های جامع و گسترده‌ای صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان موارد زیر را نام برد:

بررسی‌های ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی، تهیه مقاطع و نقشه‌های زمین‌شناسی و عیار مس، تهیه نقشه‌های مناطق هم‌عیار مس و مولیدن و در نهایت تعیین ذخیره نهایی، بررسی سیالات درگیر برای تعیین دمای توده‌های کانی‌ساز کانسار سرچشمه و نقش

وابسته به این خاص‌نگاه‌های ژئودینامیکی است (Shahabpour, 1999). انواع گوناگون ماگماتیسیم در طول این کمربند اتفاق افتاده است که مهم‌ترین آنها شامل واحدهای کالک‌آلکان، کالک‌آلکان غنی از پتاسیم و به صورت موضعی آلکان است (Shahabpour, 2005). واحدهای سنگی کالک‌آلکان به طور عمده از ولکانیک‌های ائوسن و نفوذی‌هایی با سن میوسن تشکیل شده‌اند. بخش جنوب‌شرقی این کمربند، با عنوان کمربند دهج-ساردوئیه خوانده می‌شود (Dimitrijevic, 1973; Asadi et al., 2014) و می‌توان اظهار کرد که ماگماهای ایجادشده در این کمربند به دوران سنوزوئیک تعلق داشته و در ائوسن به صورت فرایندهای آتشفشانی و در الیگوسن بیشتر به صورت نفوذ ماگما نمود داشته است (Dimitrijevic, 1973; Maanijou, 1993). کمربند دهج-ساردوئیه را می‌توان بر پایه ویژگی‌های زمین‌شناسی و رخداد کانسار و به عبارتی کانی‌سازی به دو بخش شمال‌غربی (کوه پنج) و جنوب‌شرقی (جبال بارز) تقسیم کرد. لذا همان‌طور که در شکل 1 نشان داده شده است، در بخش شمال‌غربی کمربند دهج-ساردوئیه، کانسارهای مس پورفیری بیشتری تشکیل شده است که این امر می‌تواند فرسایش و از بین رفتن کانسارهای بخش دیگر را مورد توجه قرار دهد. در این کمربند نهشته‌های ائوسن با توالی از سنگ‌های بازیک تا فلسیک ائوسن زیرین به نام مجموعه بحر آسمان نام‌گذاری شده‌اند (Dimitrijevic, 1973) و بر روی این مجموعه، توالی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی رازک با سن ائوسن قرار دارد که به عقیده شهاب‌پور (Shahabpour, 2007) مجموعه‌های بحر آسمان و رازک ماهیت کالک‌آلکان و به طور فرعی ماهیت تولیتی دارند و بر روی این دو مجموعه سنگ‌های ائوسن پایانی-الیگوسن میانی مجموعه هزار با ماهیتی شوشونیتی قرار دارد (Hassanzadeh, 1993). همچنین حجم فعالیت ماگمایی از ائوسن زیرین به سوی الیگوسن میانی کاهش؛ ولی میزان عناصر آلکالی ماگماها افزایش پیدا می‌کند (Aghazadeh, 2015). در طی دوره میوسن، به خصوص میوسن میانی-بالایی،

بحث‌برانگیز است و از کرتاسه پسین (Berberian and King, 1981) تا میوسن (Berberian and Berberian 1981; Berberian et al., 1982; Sengor et al., 1988; Stocklin, 2003) (Mohajjel et al., 2003) و یا پلیوسن پایانی (1968) متفاوت است؛ اما شواهدی مبنی بر رخداد برخورد اولیه در ائوسن پایانی-الیگوسن توسط برخی پژوهشگران ارائه شده است (Ballato et al., 2010) و وردل و همکارانش (Verdel et al., 2011) برخورد اولیه را در زمان میوسن می‌دانند. تکامل این کمربند، با مراحل متوالی بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس شامل فرورانش در کرتاسه-الیگوسن و برخورد قاره-قاره در نئوژن مرتبط است (Berberian et al., 1982; Ricou, 1994; Mohajjel et al., 2003; McClay et al., 2004; Shahabpour, 2005; Agard et al., 2005, Agard et al., 2011). از جمله شواهدی که وجود یک حوضه اقیانوسی نئوتتیس را در ایران تأیید می‌کند، حضور توالی‌های افیولیتی است که این توالی به‌طور ناپیوسته در قسمت‌های مختلف زون ایران مرکزی برون‌زد دارند (Hooper et al., 1994; Glenni, 2000). همچنین این کمربند، میزبان فعالیت‌های قابل توجهی در زمان ترشیری است که ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای (Berberian and Berberian 1981; Berberian et al., 1982; Emami, 2000; Mohajjel et al., 2003; Maanijou et al., 2012b; Asadi et al., 2014; Asadi, 2018) (Shahabpour, 2005) را نشان می‌دهد. همچنین به اعتقاد عده‌ای از پژوهشگران کمان ماگمایی ارومیه دختر به‌وسیله ماگماتیسیم ترشیری میزبان شده و این ماگماتیسیم یا نتیجه فعالیت‌های کمان قاره‌ای است (Berberian et al., 1982; Emami, 2000; Alirezaei et al., 2017) و یا حوضه‌های پشت کمانی. سنگ‌های آتشفشانی کمان ارومیه-دختر اغلب در طول زمان ائوسن حاصل شده‌اند (Farhoudi, 1978; Shahabpour, 2005) و قدیمی‌ترین آنها مربوط به ائوسن زیرین است (Emami 2000) و همچنین عمرانی و همکاران (Omran et al., 2008) بیان کردند که فعالیت‌های ماگمایی کمربند ارومیه-دختر به ائوسن محدود نمی‌شود. سنگ‌های

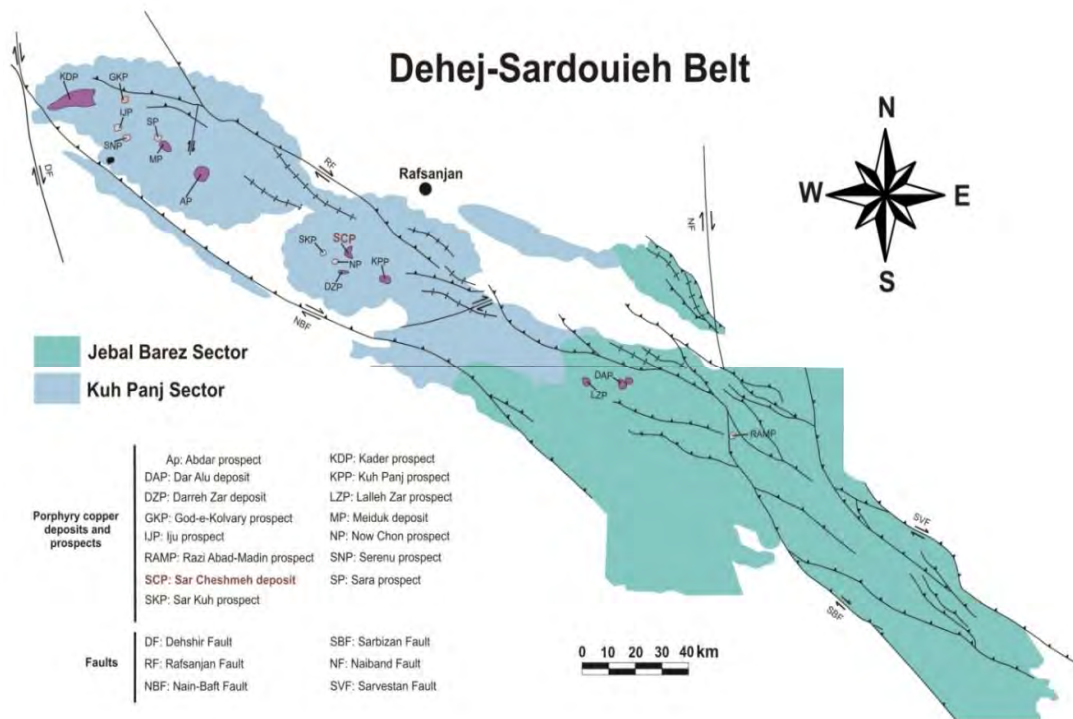
سیال در ایجاد دگرسانی و کانی‌سازی (Etminan, 1978; Hezarkhani, 2006; Maanijou et al., 2012a) مطالعه و بررسی کانه‌زایی مس-مولیبدن، مراحل مختلف دگرسانی، بررسی‌های سنگ‌شناسی و تعیین سن توده‌های نفوذی و سازندهای زمین‌شناسی، مطالعه بر روی رگه‌های پلدی‌متال و بررسی ایزوتوپ‌های سرب و همچنین جایگاه زمین‌ساختی کانسار، مطالعه ژئوشیمی گوسن‌ها، بررسی سیستماتیک عناصر هالوژن مرتبط با فرایندهای کانی‌ساز مس، بررسی ایزوتوپ‌های پایدار، محاسبه موازنه جرم در زون‌های دگرسانی گرمایی، پتروژنز و تعیین سن U-Pb توده‌های نفوذی (Waterman and Hamilton, 1975; Shahabpour, 1982; Shahabpour and Keramers, 1987; Atapour and Aftabi, 2007; Shafiei, 2010; Boomeri et al., 2010; Maanijou et al., 2012a; Mostaghimi, 2012; Maanijou and Mostaghimi, 2013; Aghazadeh, 2015). با وجود این پژوهش‌های جامع و تا حدی تخصصی بر روی کانسار سرچشمه، هنوز بررسی دقیق و یا منتشر شده‌ای بر روی ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری انجام نشده است. لذا در این پژوهش سعی داریم، با ارائه بررسی‌های دقیق صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی به معرفی این گروه‌های سنگی بپردازیم. همچنین لازم به ذکر است گروه‌های سنگی یادشده بدون کلدی‌سازی و یا کانی‌سازی محدود بوده و اغلب در قسمت‌های شمالی و شمال‌غربی کانسار قابل مشاهده‌اند.

کمربند ارومیه-دختر و زمین‌شناسی منطقه‌ای

کمربند ارومیه-دختر به‌واسطه کوه‌زایی زاگرس رخ داده است؛ لذا کوه‌زایی زاگرس به‌عنوان بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا، در نتیجه برخورد صفحه عربی و اوراسیا و بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در میان ایسن صفحات تشکیل می‌شود (Sengor et al., 1988; Alavi, 2004; Agard et al., 2005; Asadi et al., 2014). با این حال، زمان پایان فرورانش و برخورد صفحه عربی به ایران مرکزی بسیار

تمامی کانسارهای موجود در این کمربند در ارتباط با گرانیتوئیدهای هستند که این گرانیتوئیدها ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و با سن ائوسن تا میوسن هستند (McInnes et al., 2003).

نفوذی کمربند ارومیه-دختر با مقایسه، اغلب مرتبط به الگو-میوسن هستند و رخداد آنها یا با فرایندهای فرورانشی (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1994, 2007; Omrani et al., 2009; Jamali, 2017; Ramezani et al., 2018; Boomeri et al., 2019) و یا با فرایندهای ریفتی (Amidi et al., 1984) تفسیر می‌شوند.



شکل 1. پراکندگی و موقعیت کانسارها، محدوده‌های امیدبخش با نوع پورفیری و کانسار سرچشمه در کمربند دهج-ساردوئیه (Dimitrijevic, 1973; Walker, 2006; Shafiei, 2010) و موقعیت مجموعه‌های کوه پنج و جبال بارز در کمربند دهج-ساردوئیه

Fig. 1. Distribution and position of PCDs, promising areas, and Sarcheshmeh deposit in Dehaj-Sardouieh Belt (Dimitrijevic, 1973; Walker, 2006; Shafiei, 2010) and position of Kuh-Panj and Jebal Barez Sectors in the Dehaj-Sardouieh Belt.

سن میوسن میانی است (Shahabpour, 1982) که این استوک عامل اصلی کانه‌زایی در سرچشمه تلقی می‌شود. استوک سرچشمه پورفیری دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول بوده که دارای بافتی پورفیری در زمینه‌ای میکروگرانولار است (Aghazadeh, 2015). زمین‌شناسی منطقه سرچشمه شامل مجموعه‌ای آتشفشانی-رسوبی به سن

زمین‌شناسی کانسار سرچشمه

در نتیجه فعالیت‌های ماگمایی و زمین‌ساخت عنوان شده، در طول زمان میوسن یک استوک کالک‌آلکالن پورفیری در منطقه سرچشمه نفوذ کرده است. فاز اصلی نفوذی و مولد کانسارسازی در منطقه سرچشمه همان استوک کالک‌آلکالن و با ترکیب گرانودیوریتی و استوک‌ورک‌های سیلیسی فراوان و به

شناخته می‌شود و اندازه آن از استوک پورفیری سرچشمه کوچک‌تر است. همچنین چندین توده‌ی نفوذی در کانسار سرچشمه رخنمون دارد که برخی پیش از استوک پورفیری سرچشمه و برخی پس از آن جایگزین شده‌اند. آقازاده (Aghazadeh, 2015) معتقد است که توده گرانودیوریتی که در بخش شمالی و شمال‌غربی کانسار رخنمون دارد، قدیمی‌ترین توده موجود در محدوده کانسار سرچشمه است، توده نفوذی دیگر که با عنوان کوارتز چشمی پورفیری خوانده می‌شود، در قسمت‌های شمالی کانسار رخنمون داشته و از لحاظ سنی پیش از استوک پورفیری سرچشمه جایگزین شده و درون توده‌ی گرانودیوریتی و در حاشیه آن نفوذ کرده است (شکل 2) (در قسمت پتروگرافی به تفصیل به معرفی این دو توده نفوذی و علت نام‌گذاری آنها خواهیم پرداخت).

با نفوذ استوک پورفیری سرچشمه دایک‌هایی هم‌زمان با کانه‌زایی و بعد از آن، با روند شمال-شمال‌غربی و جنوب-جنوب‌شرقی در سنگ‌های قدیمی‌تر منطقه از جمله سنگ‌های آندزیتی، استوک پورفیری سرچشمه و پورفیری دانه‌ریز تأخیری نفوذ کرده و آنها را قطع کرده‌اند و در نتیجه این رخداد، شکستگی، جابه‌جایی و قطع‌شدگی کانه‌زایی در قسمت‌های مختلفی از استوک ایجاد شده است. بررسی‌های میکروسکوپی و شواهد صحرایی نشان می‌دهند که هیچ‌گونه شواهدی مبنی بر دگرگونی مجاورتی در محل تماس دایک‌ها با سنگ‌های درون‌گیر وجود ندارد. بنابراین این فرضیه که در هنگام نفوذ دایک‌ها به سنگ میزبان، کل مجموعه از حرارت زیادی برخوردار بوده و مانع وقوع دگرگونی مجاورتی در محل برخورد شده است، قوت می‌گیرد (Etminan, 1977; Mostaghimi, 2012).

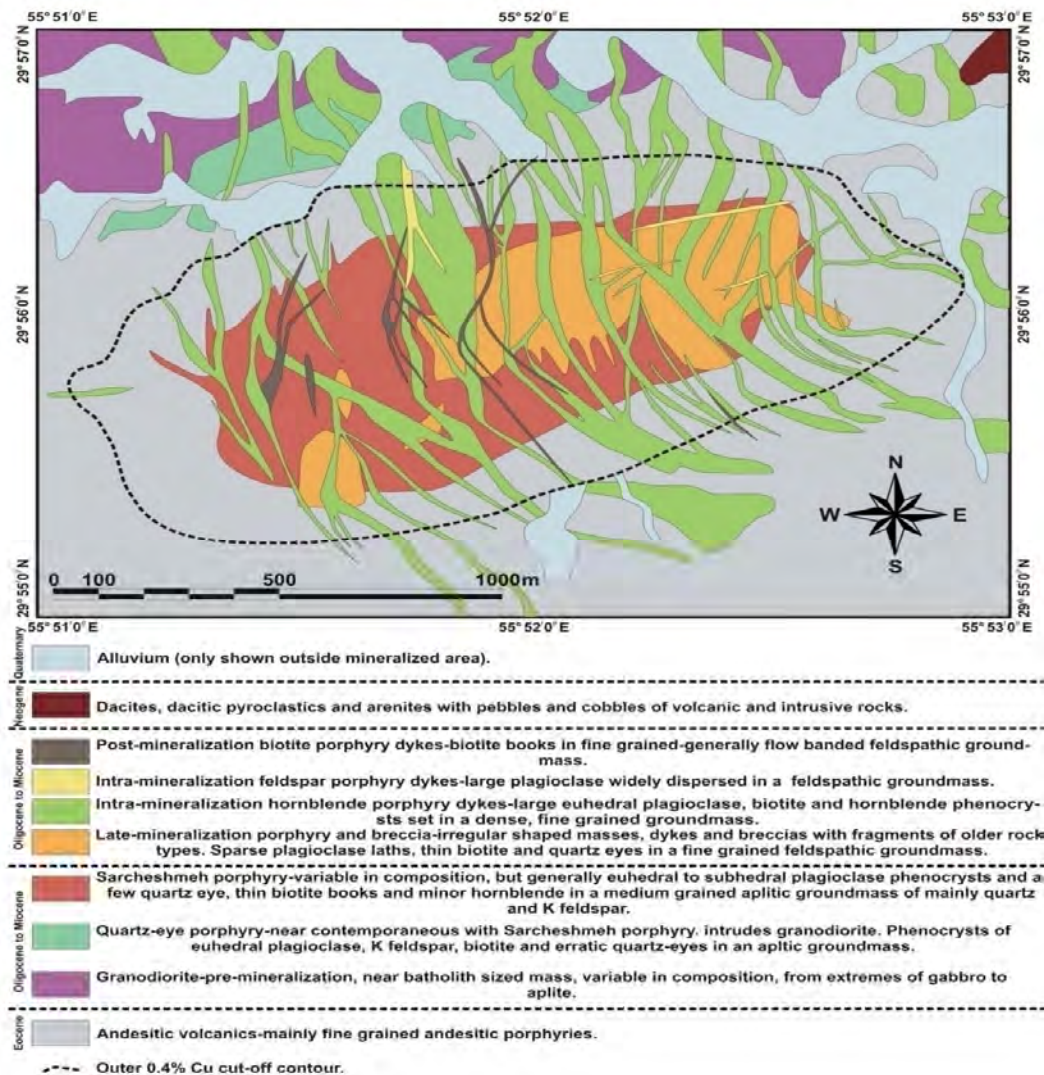
دایک‌ها به ترتیب فراوانی و با توجه به فنو کریست‌های موجود در آنها عبارتند از: 1- دایک هورنبلند پورفیری، 2- دایک بیوتیت پورفیری و 3- دایک فلدسپار پورفیری. همچنین دایک‌های یادشده دارای ترکیبی دیوریتی بوده و بدو کانه‌زایی

اوسن است که یکی از جالب‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه است. استوک سرچشمه پورفیری در این سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده و آنها را تحت تأثیر دگرسانی قرار داده است. لذا قدیمی‌ترین واحدهای سنگی محدوده معدن، همین سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری اوسن هستند (Bazin and Hubner, 1969; Waterman and Hamilton, 1975; Aghazadeh, 2015) و این سنگ‌های میزبان اغلب ترکیب آندزیتی و گاهی تراکی آندزیت بازالتی تا آندزیت بازالتی دارند که همراهی آنها با رسوبات این دوره نشان‌دهنده محیطی آتشفشانی-رسوبی زیردریایی در آن زمان است (Waterman and Hamilton, 1975; Etminan, 1977; Shahabpour, 1982). آندزیت‌های میزبان کانی‌سازی به خصوص در نزدیکی کانسار به شدت خرد شده‌اند و گاه در قسمت‌های شرقی و نزدیک توده‌های نفوذی با کانی‌سازی رگچه‌ای همراه هستند و به سمت قسمت‌های حاشیه‌ای و ترازهای بالاتر (به خصوص قسمت‌های غربی و ترازهای بالای 2700 متری)، حالتی متراکم و سخت با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بافتی پورفیری دارند و همراه با سنگ‌های آذرآواری نیز دیده می‌شوند. توده نفوذی لیت‌فاین پورفیری¹ به عنوان فاز تأخیری استوک سرچشمه پورفیری در نظر گرفته می‌شود (Waterman and Hamilton, 1975). این توده نفوذی، بافت پورفیری دانه‌ریز داشته و به علت وجود استورک‌ورهای کمتر در ساختار، عیار مس کمتر و ساختاری سخت و محکم‌تر و همچنین فنو کریست‌های تا حدی ریزتر از سرچشمه پورفیری؛ به راحتی از سرچشمه پورفیری قابل تشخیص است. این توده‌ی نفوذی در مراحل میانی دگرسانی و کانه‌زایی، در قسمت مرکزی و شرقی معدن و در سنگ‌های قدیمی‌تر نفوذ کرده است (به طوری که زینولیت‌های فراوانی در آن دیده می‌شود که احتمالاً از سنگ‌های آتشفشانی اوسن حاصل شده است) و به‌ویژه در قسمت شمال‌شرقی ناحیه معدن باعث کاهش عیار و حتی قطع شدن کانه‌زایی مس-مولیبدن شده است و این استوک به‌عنوان استوک دوم در سرچشمه

1. late fine-grained porphyry

آتشفشانی تشکیل شده است و سنگ‌های قدیمی‌تر در منطقه مورد بررسی که پایه این سازندها را به وجود آورده‌اند، رخنمون ندارند و به همین دلیل بیشتر سازندهای مورد بررسی مربوط به ترشیری و بعد از آن هستند.

هستند و فقط در بعضی از قسمت‌ها و آن هم در برخورد با توده‌های نفوذی مقدار کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت در دایک‌های هورنبلند پورفیری قابل مشاهده است. در نتیجه، قسمت اعظم این مجموعه از سنگ‌های مختلف با منشأ



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار مس پورفیری سرچشمه (با تغییر از واترمن و همیلتون (Waterman and Hamilton, 1975)). در این نقشه تمام گروه‌های سنگی معدن سرچشمه اعم از سنگ میزبان آندزیتی، توده‌های نفوذی سرچشمه پورفیری و پورفیری دانه‌ریز تأخیری و دایک‌های مختلف و موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در این پژوهش، شامل گروه‌های سنگی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری قابل مشاهده است.

Fig. 2. Geological map of Sarcheshmeh porphyry copper deposit (modified after Waterman and Hamilton, 1975). In this map common rock types in the Sarcheshmeh (PCD) can be observed including andesitic volcanic rocks, Sarcheshmeh porphyry stock, late fine-grained porphyry, and different dykes as well as position of the rocks under study in this paper include granodiorite and quartz eye porphyry.

سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز**چشمی پورفیری****گرانودیوریت**

بافت این گروه‌های سنگی گرانولار است (شکل 3-A و B). کانی‌های اصلی آن کوارتز (30 تا 35 درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز 15 تا 20 درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (40 تا 45 درصد حجمی) و بیوتیت و آمفیبول (حدود 5 درصد حجمی) است (شکل 3-C و D). به نظر می‌رسد پلاژیوکلازهای مشاهده شده در این گروه‌های سنگی احتمالاً از نوع الیگوکلاز-آندزین (بر اساس شواهد تجربی، بافتی و کانی‌شناسی) باشد. بلورهای پلاژیوکلاز نیمه‌وجه‌دار و دارای ماکل پلی‌سینتیک و منطقه‌بندی شیمیایی هستند که این امر نشان‌دهنده تغییر فوگاسیته سیال در طی مراحل سردشدن و یا به عبارتی سردشدن در طی چند مرحله است (Vernon, 2004). این بلورها از مرکز به سمت حاشیه سدی‌تر می‌شوند که این موضوع از روی ایدئوتی شدن پلاژیوکلازها نیز قابل بررسی است؛ زیرا این بلورها در مرکز (که از کلسیم غنی‌تر است) نسبت به حاشیه (که بیشتر سدی‌ک است)، بیشتر تحت تأثیر ایدئوتی شدن قرار گرفته‌اند. مقادیر جزئی ایدئوت و کلریت، مهم‌ترین کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در این گروه‌های سنگی قابل مشاهده هستند. لذا کانی‌های ثانویه ایدئوت محصول تجزیه پلاژیوکلاز و کلریت محصول تجزیه بیوتیت هستند (شکل 3-A، B، C و D). کانی‌های کمیاب شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن به همراه کانی‌های کدر در زمینه سنگ قابل مشاهده‌اند.

کوارتز چشمی پورفیری

کوارتز چشمی پورفیری از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌نگاری بسیار شبیه گرانودیوریت‌ها هستند و از طرفی در قسمت‌هایی دارای رگه-رگچه‌های فراوان هستند و از این رو ممکن است با توده نفوذی سرچشمه پورفیری اشتباه گرفته شوند (شکل 4-A). کانی‌های اصلی آن کوارتز (40 تا 45 درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپار (ارتوکلاز 15 تا 20 درصد حجمی)، پلاژیوکلاز

سنگ‌های نفوذی و نیمه‌عمیق و همچنین دایک‌ها، این مجموعه را در بسیاری از نقاط قطع کرده‌اند و به دلیل نبود فسیل در منطقه مورد بررسی، سن مجموعه از روی ارتباط سنگ‌شناسی و مقایسه با سازندهای مشابه در نواحی دیگر تخمین زده شده است. با این روش سن مجموعه را ائوسن بالایی در نظر گرفته‌اند و نهشته‌های رسوبی دوران سوم و چهارم در منطقه گسترش چشم گیر و قابل ملاحظه‌ای دارند (شکل 2). بر اساس بررسی‌های انجام شده در کانسار مس پورفیری سرچشمه، هشت گونه سنگی وجود دارد که شامل استوک پورفیری سرچشمه (با ترکیب گرانودیوریت تا تونالیت) و پورفیری دانه‌ریز تأخیری، توده نفوذی گرانودیوریتی، توده نفوذی کوارتز چشمی پورفیری، ولکانیت‌ها یا سنگ میزبان آندزیتی و دایک‌های هورنبلند پورفیری، فلدسپار پورفیری و بیوتیت پورفیری با ترکیب سنگ‌شناسی دیوریتی است (شکل 2).

روش مطالعه

برای بررسی سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی گروه‌های سنگی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری از 40 نمونه مدنظر (شامل نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری حاصل از قسمت‌های مختلف کانسار) تعداد 25 مقطع نازک و نازک صیقلی و 12 نمونه از گونه‌های سنگی عنوان شده که دارای حداقل دگرسانی (LOI کمتر از 5) بوده‌اند را انتخاب و برای مطالعات و بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل به شرکت SGS کانادا ارسال شد. تجزیه زمین‌شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-AES¹ با ذوب لیتیم متابورات و تجزیه عنصری عناصر فرعی، جزئی و نادرخاکی به روش ICP-MS² و ICP-AES به روش ذوب سدیم پراکسید در شرکت SGS، شعبه تورنتو کانادا انجام شد. میزان خطای آزمایشگاهی نمونه‌ها برای اکسیدهای اصلی کمتر از 2 درصد و برای عناصر کمیاب در دامنه زیر 1000 پی‌پی‌ام است.

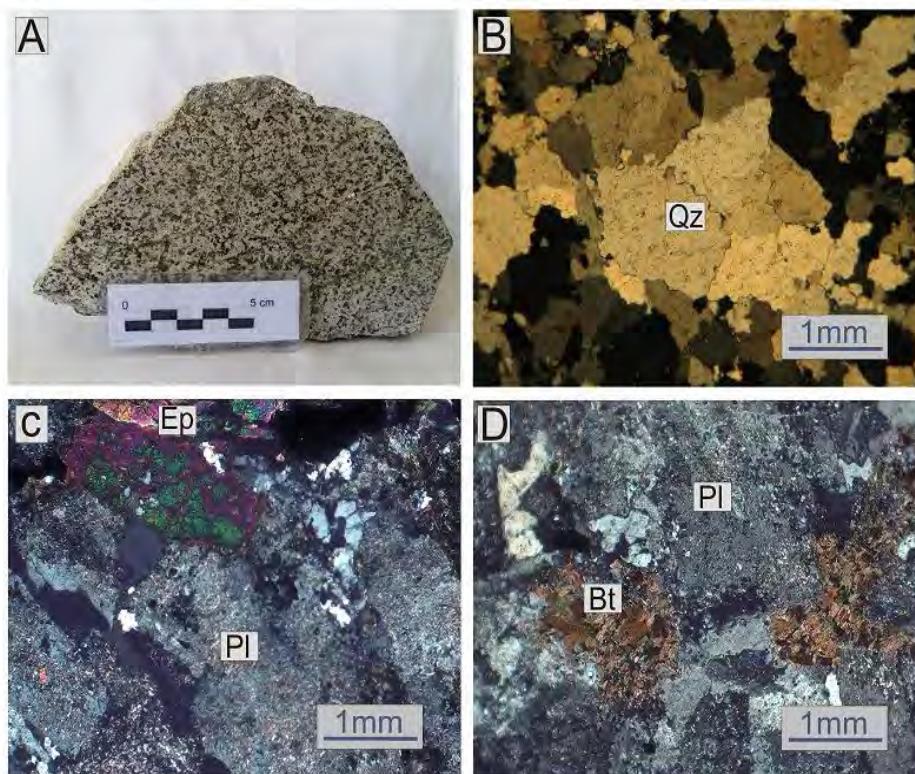
1. Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy

2. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

توسط کوارتز پر شده‌اند (شکل B-4) و این حالت دوکی فضاهای خالی بیانگر خروج گاز از یک سنگ درونی است، زیرا این فضاها در سنگ‌های خروجی به صورت مدور و گرد است (Sepahi, 2012). چنان که گفته شد، این فضاهای خالی دوکی شکل توسط سیالات اشباع از سیلیس پر شده و بلورهای کوارتز تشکیل شده‌اند. مقادیر جزئی اسپدوت و سریسیت که مهم‌ترین کانی‌های ثانویه‌ای هستند، در این گروه‌های سنگی دیده می‌شود که محصول تجزیه پلاژیوکلاز هستند.

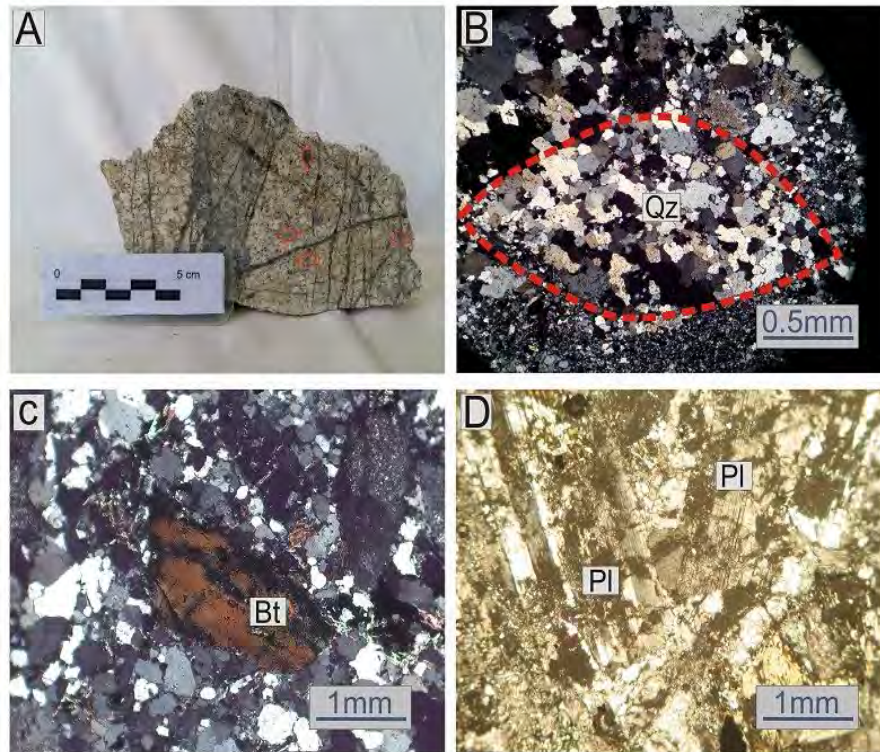
(30 تا 35 درصد حجمی) و بیوتیت و آمفیبول (حدود 5 درصد حجمی) است (شکل B-4، C و D).

کوارتز چشمی پورفیری نسبت به گرانودیوریت‌ها، کوارتز بیشتری دارند و بعضی از بلورهای کوارتز تبلور مجدد یافته و متوسط دانه شده‌اند و لذا به دلیل حضور همین بلورهای کوارتز تبلور یافته، مقادیر عددی SiO_2 در آنالیزهای ژئوشیمیایی بیشتر به دست می‌آید و این تبلور دوباره بیانگر هجوم یک سیال ثانویه اشباع از سیلیس بوده که دوباره سنگ را تحت تأثیر قرار داده است. در این گروه سنگی فضاهای خالی دوکی یا چشمی شکل



شکل 3. A: نمونه دستی از توده نفوذی گرانودیوریت کانسار مس پورفیری سرچشمه (نمونه SPCD 117)، B: تصویر میکروسکوپی بلورهای کوارتز با بافت گرانولار (در حالت XPL)، C: تصویر میکروسکوپی بلورهای درشت یا فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که از حاشیه اپیدوتی شده‌اند (در حالت XPL)، و D: دگرسانی بلورهای بیوتیت به کلریت (در حالت XPL). (نمونه‌های SPCD 117 و SPCD 125). علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 3. A: A hand specimen of granodiorite intrusive of the Sarcheshmeh PCD (Sample SPCD 117), B: Photomicrograph of quartz crystals with granular texture (XPL), C: Photomicrograph of plagioclase phenocrysts that converted to epidote (XPL), and D: The alteration of biotite crystals to chlorite (XPL) (samples SPCD 117 and SPCD 125). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Bt: Biotite, Ep: Epidote, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz).



شکل 4. A: نمونه دستی از کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه (نمونه SPCD 118)، B: تصویر میکروسکوپی تجمعی چشمی شکل از بلورهای کوارتز که یا تحت تأثیر فشارهای زمین‌ساختی شکسته و به چند دانه کوچک‌تر تبدیل شده و یا تحت تأثیر سیالات اشباع از سیلیس در حفره‌های دوکی شکل تبلور مجدد یافته‌اند. (در حالت XPL)، C: تصویر میکروسکوپی بلورهای بیوتیت اولیه و پلاژیوکلاز (در حالت XPL) و D: بلورهای پلاژیوکلاز که تحت تأثیر دگرسانی به‌طور خیلی جزئی آن هم در سطح کانی، سرسیتی شده‌اند (در حالت XPL). (نمونه‌های SPCD 118 و SPCD 129). علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz).

Fig. 4. A: A hand specimen of quartz eye porphyry intrusive of the Sarcheshmeh PCD (sample SPCD 118), B: Photomicrograph of eye shaped accumulation of quartz crystals, which has been broken due to tectonic pressures and turned into several smaller grains, or recrystallized from saturated silica fluids in the spindle shaped cavities (XPL), C: Photomicrograph of primary biotite and plagioclase crystals (XPL), and D: Photomicrograph of plagioclase crystals that have been weakly altered on the surface to sericite (XPL) (samples SPCD 118 and SPCD 129). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Bt: Biotite, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz).

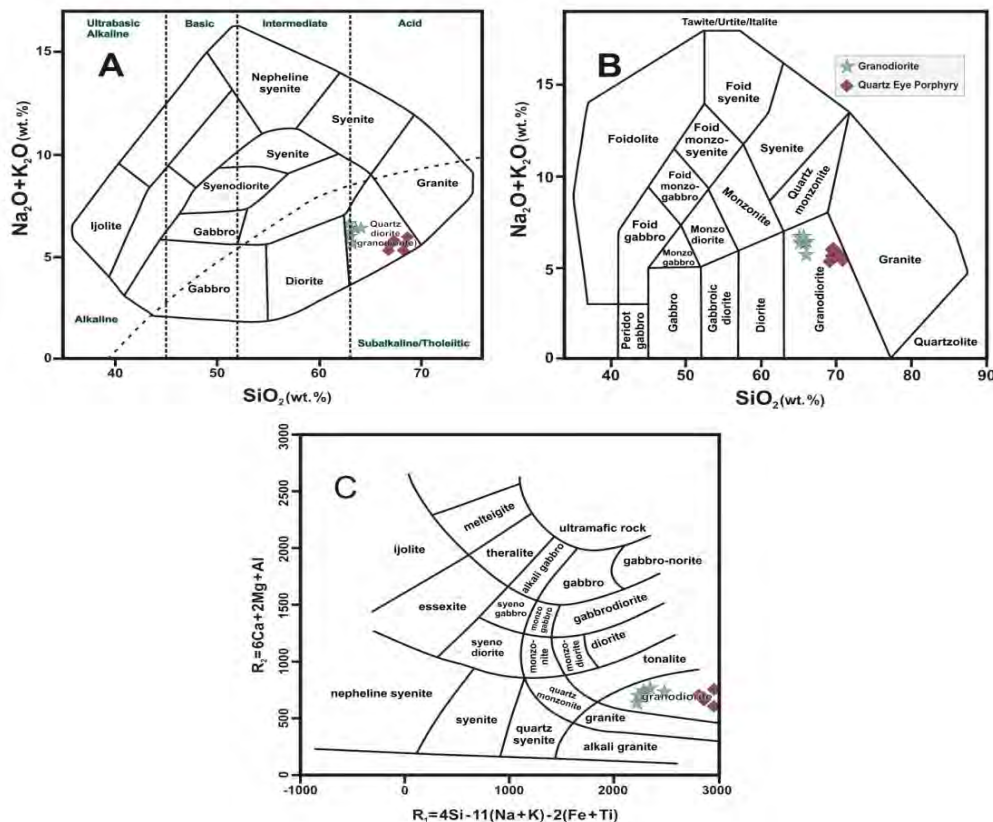
سنگ‌نگاری) در مورد منشأ سنگ‌ها، فرایندهای مهم در شکل‌گیری و خاستگاه زمین‌ساختی آنها و تحولات روی داده در طی صعود مذاب به سمت سطح زمین باشند. همچنین فرایندهای بسیاری مانند ویژگی‌های منشأ، ذوب‌بخشی و فرایندهای متداول در اعماق کمتر، مانند آلاینش پوسته‌ای یا تبلور تفریقی، بر ماهیت گدازه‌هایی که به سطح زمین می‌رسند، مؤثر خواهد بود (Farmer, 2003; Zahang et al., 2009).

سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتزهای چشمی پورفیری

سنگ‌شناسی یا پترولوژی قسمتی از علم زمین‌شناسی است که موضوع آن نحوه تشکیل، منشأ، ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی، توصیف و طبقه‌بندی سنگ‌هاست (Sepahi, 2012). از این‌رو این بررسی‌ها می‌توانند تا حد زیادی اثبات‌کننده تفسیرهای ارائه‌شده (بر طبق مشاهدات صحرائی و بررسی‌های

نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت واقع شده‌اند (شکل B-5). برای نام‌گذاری نمونه‌های حاصل از دو گروه سنگی یادشده که در قسمت‌های شمال‌غربی کانسار مس پورفیری سرچشمه رخنمون دارند، از نسبت‌های کاتیونی نیز استفاده شده است. این نمودار طبقه‌بندی بر پایه نسبت‌های کاتیونی ارائه شده و بر حسب میلی کاتیون است. از جمله این نمودارها، نمودار R_2-R_1 یا نمودار دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980) است؛ لذا همان‌گونه که از این نمودار در شکل C-5 برمی‌آید، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سنگ‌های گرانودیوریتی قرار می‌گیرند.

توجه به داده‌های شیمیایی سنگ کل از 6 نمونه سنگ گرانودیوریتی و 6 نمونه سنگی حاصل از کوارتز چشمی پورفیری شمال‌غرب کانسار سرچشمه (جدول 1)، به بررسی سنگ‌شناختی یا پترولوژی این گروه‌های سنگی پرداخته‌ایم، لذا با توجه به نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) که در آن تغییرات Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 بررسی می‌شود، همه نمونه‌های مورد بررسی از دو گونه سنگی یادشده در محدوده گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل A-5). همچنین با توجه به نمودار میدلموست (Middlemost, 1985) که در آن هم تغییرات Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 بررسی می‌شود،



شکل 5. موقعیت نمونه‌های حاصل از گروه‌های سنگی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه، A: با استفاده از نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979)، B: با استفاده از نمودار میدلموست (Middlemost, 1985) و C: با استفاده از نمودار دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980)

Fig. 5. Plotting of samples from granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD, A: on Cox et al. (1979) diagram, B: on Middlemost (1985) diagram, and C: on De La Roche et al. (1980) diagram

جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی (GR) و کوارتز چشمی پورفیری (QE) کانسار مس پورفیری سرچشمه به روش ICP-AES و ICP-MS (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است).

Table 1. Chemical analyses of samples from granodiorite (GR) and quartz eye porphyry (QE) intrusives of the Sarcheshmeh PCD by ICP-AES and ICP-MS.

S. N.	W33 -1R	W33 -4R	W35- 2R	W35- 3R	W33 -2R	W33 -3R	N2- 6R	SE148 -3R	W42- 1R	SE148 -4R	N2- 7R	SE148 -6R
intrusive	GR	GR	GR	GR	GR	GR	QE	QE	QE	QE	QE	QE
SiO₂	62.8	63.1	63.6	62.8	63.4	62.8	66.8	66.9	68.2	68.4	68.6	67.3
TiO₂	0.64	0.7	0.61	0.7	0.8	0.62	0.68	0.22	0.29	0.24	0.31	0.29
Al₂O₃	14.2	14.7	14.9	14.1	14.3	14.2	14.1	14.3	14.8	14.4	14.6	15.1
Fe₂O₃	7.15	5.49	6.19	5.42	5.4	6.44	4.18	4.77	4.06	4.2	4.3	3.8
MnO	0.01	0.03	0.1	0.03	0.02	0.03	0.09	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
MgO	1.85	2.66	1.65	2.72	2.6	2.1	1.24	1.17	0.74	1.19	0.98	1.2
CaO	2.47	2.87	3.14	3.19	2.87	3.36	3.81	3.14	2.56	2.42	3.4	2.85
Na₂O	2.6	2.2	2.6	2.2	2.8	2.6	1.1	1.6	1.1	1.4	2.1	1.6
K₂O	3.9	3.35	3.75	3.87	3.56	3.55	4.12	3.9	4.1	4.12	3.8	4.1
P₂O₅	0.29	0.31	0.27	0.3	0.29	0.27	0.33	0.12	0.21	0.31	0.12	0.24
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	4.82	5.18	3.6	4.9	3.7	3.9	4.11	4.47	4.53	3.8	2.56	3.7
Total	100.7	100.6	100.4 2	100.2 4	99.75	99.88	100.5 7	100.62	100.6 1	100.52	100.7 9	100.21
Ti	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	0.7	0.6	0.8	0.7	0.7
V	108	126	107	120	118	131	121	35	61	78	102	69
Co	20.2	11.8	31.2	11.8	18.9	11.7	25.3	5	8.5	9.5	10.7	8.6
Ni	19	12	12	9	11	12	<5	<5	6	5	6	6
Cu	3280	1300	1720	1360	1955	2595	5630	1700	4430	4500	3800	6200
Zn	73	237	73	244	83	74	95	15	7	18	21	37
Ga	15	19	16	20	16	15	14	14	18	15	18	16
Rb	139	97.9	153	97.2	97.4	99.1	188	144	140	148	152	147
Sr	400	310	530	310	435	355	420	510	300	615	320	405
Y	14.8	16.9	9	15.9	12.8	16.4	7.1	7	11.2	12.1	9.8	8.7
Zr	155	145	130	132	129	138	86	90.3	101	96	97	102
Nb	5	5	6	5	5	5	4	10	11	9	10	11
Mo	6	3	15	<2	6	6	108	71	105	68	95	98
Sn	1	2	2	3	2	1	2	1	5	2	4	5
Cs	4.2	4.4	4.3	4.4	4.2	4.3	5.7	10.3	2	5.6	5.4	9.2
Ba	1120	830	660	840	660	840	1010	510	290	615	810	560
La	28.9	31.6	27.7	31.9	28.6	27.9	29.2	26.1	26	29.1	25.4	26.7
Ce	55	58.3	52.1	59	60	57	51.3	41.3	47.5	46.5	41.8	49.2
Pr	6.51	6.63	5.96	6.86	6.24	5.97	5.8	4.14	5.2	5.1	4.8	5.2
Nd	24.4	25.4	21.5	25.2	24.4	25.4	21.6	13.1	18.3	17.5	18.4	14.6
Sm	4.5	4.4	3.9	4.3	3.9	4.2	2.2	2	2.3	2.1	2	2.2
Eu	1.3	1.47	0.99	1.4	1.3	1.2	0.62	0.59	0.66	0.65	0.64	0.58

ادامه جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی (GR) و کوارتز چشمی پورفیری (QE) کانسار مس پورفیری سرچشمه به روش ICP-MS و ICP-AES (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است).

Table 1 (Continued). Chemical analyses of samples from granodiorite (GR) and quartz eye porphyry (QE) intrusives of the Sarcheshmeh PCD by ICP-AES and ICP-MS.

S. N.	W33-1R	W33-4R	W35-2R	W35-3R	W33-2R	W33-3R	N2-6R	SE148-3R	W42-1R	SE148-4R	N2-7R	SE148-6R
intrusive	GR	GR	GR	GR	GR	GR	QE	QE	QE	QE	QE	QE
Gd	4.28	4.45	3.63	4.29	3.95	4.28	2.51	2.54	2.73	2.64	2.74	2.66
Tb	0.62	0.65	0.49	0.65	0.63	0.58	0.46	0.41	0.39	0.38	0.41	0.45
Dy	3.76	3.98	3.01	4.04	3.95	3.64	2.29	2.09	2.19	2.09	2.15	2.05
Ho	0.83	0.86	0.65	0.87	0.84	0.83	0.51	0.46	0.45	0.5	0.48	0.45
Er	2.77	2.89	2.17	2.93	2.45	2.31	1.37	1.27	1.27	1.34	1.29	1.4
Tm	0.38	0.42	0.29	0.4	0.42	0.39	0.17	0.19	0.17	0.19	0.17	0.16
Yb	2.5	2.8	2	2.8	2.3	2.5	1.1	1.2	0.9	1	1.2	1
Lu	0.4	0.5	0.29	0.48	0.46	0.48	0.16	0.17	0.18	0.22	0.19	0.19
Hf	4	4	3	3	3	4	2	3	3	2	3	3
Ta	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.8	0.7	0.6	0.6
W	22	15	26	15	15	22	17	23	35	28	24	27
Th	12.4	20.5	15.8	28.2	12.9	26.4	11	27.1	28.3	26.5	27.3	24.6
U	5.75	4.27	4.11	4.88	4.29	5.12	3.9	5.62	8.5	5.4	3.8	6.1
Y+Nb	19.8	21.9	15.0	20.9	17.8	21.4	11.1	17.0	22.2	21.1	19.8	19.7
ASI	1.58	1.74	1.57	1.52	1.54	1.49	1.56	1.65	1.90	1.81	1.56	1.76

* Fe₂O₃ is total Fe.

هار کر ممکن است به واسطه ذوب‌بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و یا آلودگی پوسته‌ای باشند. از طرفی، وقتی می‌توان از نمودارهای تغییرات یا نمودارهای هارکر استفاده کرد که منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی یکسان فرض شود و همچنین تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس تنها به تبلوربخشی وابسته نیست؛ گرچه این عامل، یکی از عوامل مهم است. با توجه به مطالب بالا، نمودارهای هارکر گروهی از نمودارهای دو متغیره هستند که در آنها درصد یک اکسید از عناصر اصلی و یا مقدار یک عنصر کمیاب در برابر مقدار سیلیس (SiO₂) ترسیم می‌شود. در نمودارهای هارکر که نسبت به عناصر اصلی رسم شده‌اند؛ روند تغییرات نسبتاً منظم و با افزایش میزان SiO₂، مقادیر FeO، MgO، CaO، P₂O₅، Al₂O₃ و TiO₂ سیر نزولی نشان می‌دهند (شکل 6)؛ لذا

از جمله نمودارهایی که از آنها برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی و مشخص شدن نحوه ارتباط عناصر در سنگ‌های مورد بررسی استفاده می‌شود، نمودارهای هارکر هستند. مهم‌ترین کاربرد این نمودارها در مقوله سنگ‌شناسی آذرین، پی‌بردن به فرایندهایی همچون تبلور جزء به جزء، هضم، ذوب‌بخشی و در نهایت تحرک‌پذیری عناصر است (Rollinson, 1993). رولینسون (Rollinson, 1993) نیز معتقد است که روند بیشتر نمودارهای تغییرات، به واسطه آمیختگی است که این آمیختگی یا اختلاط در سنگ‌های آذرین ممکن است به اختلاط دو ماگما، افزوده شدن و یا جدا شدن فازهای جامد در حین آلودگی و تبلور جزء به جزء و همچنین با افزوده شدن ذرات مذاب در حین ذوب‌بخشی در ارتباط باشد. علاوه بر این، ویلسون (Wilson, 2007) بیان می‌کند که روندهای ایجادشده در نمودارهای

کانی‌هایی از قبیل بیوتیت، هورنبلند و فلدسپارهای آلکالن در مراحل پایانی تبلور است (Rollinson, 1993). عنصر Zr غیرمتحرک و به شدت ناسازگار است و این عنصر نشانگر خوبی برای تحولات ماگماهای کالک آلکالن است. در نتیجه، تفریق Zr در مایعات باقی‌مانده افزایش می‌یابد و غیبت این روند در این سنگ‌ها منعکس‌کننده فرایندهای متنوعی از جمله هتروژنی منشأ، درجات ذوب متفاوت، اختلاط ماگمایی یا واکنش بین مذاب و پوسته است. غلظت پایین Ni و Mg در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که تبلور از ماگمای تفریق یافته رخ داده یا منشأ از این عناصر فقیر بوده است.

ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

به دلیل اینکه عناصر نادر خاکی و کمیاب، اغلب ساکن و بی‌تحرک هستند و فرایندهای دگرسانی و گرمایی، کمترین تأثیر را بر روی این عناصر دارند، استفاده از آنها برای شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگما بسیار اهمیت دارد (Boynton, 1993; Rollinson, 1984). لذا برای بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگمای اولیه و همچنین منشأ و روابط ژنتیکی آنها از نمودارهای عنکبوتی استفاده شد. توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار سرچشمه نسبت به کندریت (Boynton, 1984) (شکل 7-A) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل 7-B) بهنجار شده‌اند. لذا همه آنها، آنومالی منفی مشخصی در عناصر واسطه با شدت میدان زیاد¹ (Zr, Y, P, Hf, Ta, Nb و Ti) به‌خصوص در عناصر Ti و Nb نشان می‌دهند؛ در مقابل عناصر واسطه با شدت کم یا عناصر لیتوفیل بزرگ² (Cs, Ba, K, Rb و Sr) در عناصر Ba و Rb دارای آنومالی مثبت هستند. بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE از قبیل Ti, P, Nb و Ta نشان‌دهنده وابستگی ماگمای سازنده این سنگ‌ها به پهنه‌های فرورانش و همچنین از مشخصه‌های بارز محیط‌های کمانی است (Pearce et al., 1984; Hawkesworth et al., 1993; Karsli 1993; Nicholson et al., 2004; Wilson, 2007;

تغییرات این عناصر اصلی نسبت به سیلیس بیانگر عملکرد سازوکار تبلور بخشی ماگمای مادر در تکوین سنگ‌های منطقه است. روند نزولی CaO, MgO, Al₂O₃ و FeO_t با افزایش میزان SiO₂، نشان‌دهنده تبلور کانی‌های آمفیبول، فلدسپار و بیوتیت است. روند نزولی CaO و FeO_t می‌تواند نشان‌دهنده تبلور کانی‌های دما بالا مانند هورنبلند در مراحل اولیه تبلور باشد. روند نزولی Al₂O₃ به همراه کاهش CaO نشان‌دهنده تفریق بخشی پلاژیوکلاز است.

کاهش اکسیدهای MgO و TiO₂ می‌تواند به دلیل جای‌گیری آنها در ساختمان کانی‌های فرومیزین، در مراحل ابتدایی تبلور تفریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای P₂O₅، Al₂O₃ و CaO نیز به علت تغییر ترکیب پلاژیوکلاز از آنورتیت کمتر به سمت آلپیت بیشتر و کاهش آپاتیت در مراحل نهایی تبلور باشد. به طور کلی کاهش میزان CaO, MgO, Al₂O₃ و FeO_t و حتی Sr و Eu/Eu* در برابر افزایش میزان SiO₂، نشان‌دهنده جدایش بلورین پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار در پی تحول ماگماست (Wilson, 2007). تغییرات K₂O در مقابل SiO₂ روند صعودی نشان می‌دهد (شکل 6) که این امر می‌تواند به وفور کانی‌هایی مانند آلکالی فلدسپار در مراحل انتهایی تبلور ماگما و وفور عنصر پتاسیم در حین فرایند دگرسانی سنگ‌های منطقه مرتبط باشد. همچنین دلیل پراکندگی کلی در بعضی از این نمودارها را می‌توان به دانه‌درشت بودن نمونه‌های حاصل از توده‌های نفوذی نسبت داد.

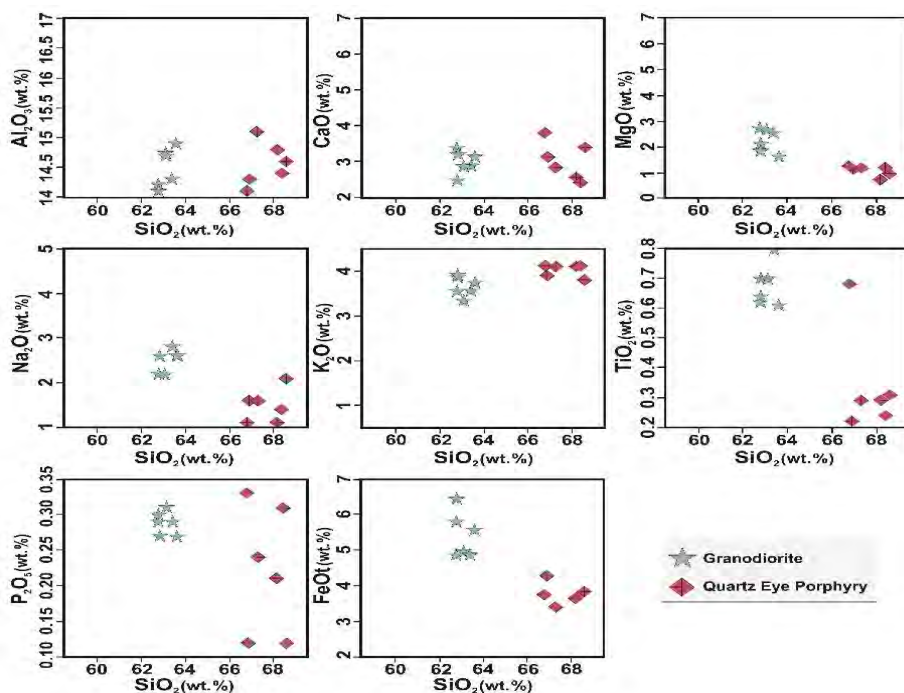
میزان تغییرات فسفر بستگی به تبلور کانی آپاتیت دارد و توسط کلسیم کنترل می‌شود، ارتباط و پیوستگی نمونه‌ها نشان این است که تمام نمونه‌های سنگی حاصل از توده نفوذی سرچشمه از تفریق یک ماگمای مشترک حاصل شده‌اند. همچنین در نمودارهای هارکر حاصل از عناصر کمیاب؛ افزایش میزان Ba با افزایش SiO₂ به دلیل جای‌گیری آن در ساختار فلدسپارها در مراحل پایانی تبلور است (Rollinson, 1993). افزایش Rb نسبت به SiO₂ در اثر جای‌گیری این عنصر در ساختار

1. High Field Strength Elements (HFSE)

2. Large Ion Lithophile Elements (LILE)

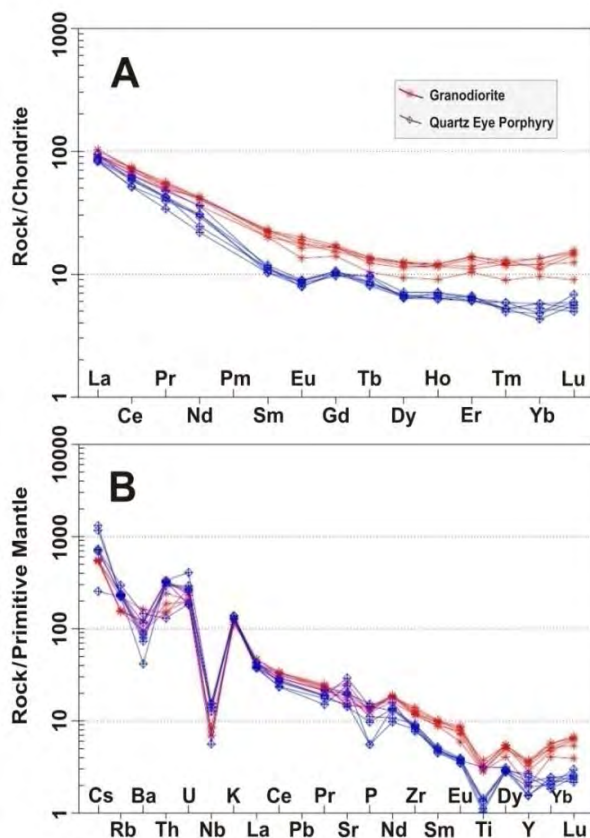
(1995; Keppler, 1996). لذا عناصر LILE قابلیت انحلال بیشتری از عناصر HFSE در سیالات دارند (Machado et al., 2005; Yang and Li, 2008). حلالیت بالای LILE در این سیالات و شست‌وشو و حمل و نقل آنها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای محل منشأ ماگما و همچنین نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFSE در این رخداد، نقشی مهم در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارد (Ayers and Watson, 1991). همچنین گرین (Green, 2006)، تفریق کانی هورنبلند یا حضور گارنت در منشأ را مؤثر می‌داند؛ به طوری که می‌توان گفت که غلظت عناصر LILE ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد؛ در حالی که غلظت عناصر HFSE توسط شیمی منشأ و فرایندهای بلور-مذاب که در هنگام تکوین سنگ رخ می‌دهد، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993).

(et al., 2010; Gill, 2010; Gill, 2012). لذا این امر، ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر در حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد؛ ولی بسیاری از زمین‌شناسان مانند اینو و هافمن (Ionov and Hofmann, 1995)، استالدور و همکاران (Stalder et al., 1998)، برنان و همکاران (Brenan et al., 1995) و آیرس (Ayers, 1998)، نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون دگرنهادکننده گوشته و باقی‌ماندن آنها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن، آپاتیت و زیرکسن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آنها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون می‌دانند (Pearce and Peate, 2010).



شکل 6. نمودارهای هارکر برای اکسیدهای اصلی در مقابل سیلیس (SiO_2) توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه

Fig. 6. Harker diagrams for major oxides versus SiO_2 of the granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD



شکل 7. A: الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984) و B: الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری در کانسار مس پورفیری سرچشمه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989).

Fig. 7. A: Abundances of REEs in granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD normalized to average chondrite (Boynton, 1984), and B: Abundances of REEs and selected trace elements in granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD normalized to primitive mantle in the Sarcheshmeh PCD (Sun and McDonough, 1989).

می‌شوند (Borg et al., 1997). همچنین مقادیر بالای Sr و مقادیر پایین Nb و Ti (شکل 7-B) نیز می‌توانند مربوط به حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن-تیتان دار مانند روتیل و ایلمنیت و نبود پلاژیوکلاز در منشأ باشد (Rollinson, 1993; Martin, 1999). از طرفی در شرایط نبود یا ناپایداری پلاژیوکلاز، Sr افزایش یافته و بی‌هنجاری منفی Eu در ماگمای به‌دست آمده، مشاهده نمی‌شود (Defant and Drummond, 1990; Kepezhinskas, 2001; Defant et al., 2002; Defant and Rosu et al., 2004) و لذا مقادیر بالای Sr و

توده نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب مقادیر Nb حدود 5 و کمتر از 11 گرم در تن داشته و اغلب آنها دارای آنومالی مثبت Sr هستند. چنان‌که بیان شد، کاهیدگی Nb از ویژگی‌های مشتق‌شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن، اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند (Zhang et al., 2006; Maanijou, 2007; Asran and Ezzat, 2012). در مناطق فرورانش، سیالات آزادشده از بخش بالایی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند، به گوه گوشته‌ای افزوده

Ba/Ta نشان‌دهنده محیط حاشیه فعال قاره یا ماگماهای کمان قاره‌ای است که در سنگ‌های مورد بررسی این موضوع نیز مشهود است و نسبت Ba/Nb در نمونه‌های گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب حدود 161 و 88 و نسبت Ba/Ta به ترتیب حدود 1650 و 1065 است و در نتیجه نشان‌دهنده یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای است. کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته غنی شده و کمی غنی شده تقسیم کرد. اگر این نسبت بیشتر از 15 باشد، کمان از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از 15 باشد، از نوع کمی غنی شده است (Juteau and Maury, 1997). همچنین در کمان‌های کمی غنی شده این دو عنصر با یکدیگر تغییر می‌کنند؛ اما در کمان‌های غنی شده مقدار این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در محل منشأ، میزان ذوب‌بخشی، مشارکت رسوبات روی صفحه فرورونده در تولید مذاب و یا میزان واکنش متقابل بین مذاب گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای است (Juteau and Maury, 1997). لذا میانگین این نسبت در توده نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب حدود 23 و 44 است که این نسبت‌ها بیانگر وابستگی گروه‌های سنگی یادشده به یک کمان ماگمایی غنی شده است که این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای، میزان پایین ذوب‌بخشی محل منشأ و همچنین آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای باشد. نسبت‌های بالای Sr/Y نشان‌دهنده ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانشی است (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005; Wilson, 2007; Moyen 2009; Shimoda, 2009) که در نمونه‌های مورد بررسی کانسار سرچشمه این ویژگی مشهود است و در نمونه‌های گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب حدود 30 و 48 است. لذا محتوای کم TiO_2 (0/0-2/7) و P_2O_5 (0/0-12/33) همراه با نسبت کم Hf/Sm (حدود 1) (Lafleche et al., 1991) و نسبت‌های بالای Ba/La (حدود 25/6) و Ba/Zr (حدود 6/3) (Ajaji et al., 1998) نشان‌دهنده ماگماتیسم کوهزایی وابسته به فرورانش

نبود بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند به نبود پلاژیوکلاز در محل منشأ ماگمای سازنده این سنگ‌ها نسبت داده شود. مقادیر پایین Nb و Ti نیز می‌تواند با فرایندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگ‌های گوشته نیز مرتبط باشد (Gust et al., 1993; Woodhead et al., 1977). ناهنجاری منفی سفر در نمونه‌های مورد بررسی نیز می‌تواند در نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu et al., 2003).

نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی که نسبت به REE کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند در شکل A-7 نشان داده شده است. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد بررسی تقریباً هم‌راستا و موازی یکدیگر و با شیبی تند هستند (شکل A-7)، به عبارت دیگر، در نمودارهای حاصل از نمونه‌های یادشده؛ غنی‌شدگی زیاد در LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که شاخص ماگماهای تشکیل شده در زون فرورانش است (Rollinson, 1993; Gill, 2012; Ma et al., 2014). همچنین این روند، وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های کالک‌آلکانل نشان می‌دهد (Winter, 2001). لذا چنانچه در بالا در مورد ارتباط پلاژیوکلاز با غنی‌شدگی بحث شد، می‌توان عنوان کرد که غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک یا LREE، عدم مشاهده یا حضور آنومالی منفی Eu؛ می‌تواند نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلازهای کلسیک به‌عنوان عامل کنترل‌کننده تحول ماگما یا نبود آنها در سنگ منشأ به‌عنوان فاز باقی‌مانده و یا فوگاسیته بالای اکسیژن باشد (Atherton et al., 1985; Rollinson, 1993; Martin, 2007; Wilson, 1999). حضور گارنت (و احتمالاً هورنبلند) در باقی‌مانده حاصل از ذوب، می‌تواند سبب تهی‌شدن ماگما از عناصر خاکی کمیاب سنگین¹ و به‌ویژه Yb شود (Defant and Drummond, 1990; Kepezhinskas, 2001; Defant et al., 2002; Defant and Rosu et al., 2004). فیتون و همکاران (Fitton et al., 1988) و مک‌دونالد و همکاران (MacDonald et al., 2000) عنوان کرده‌اند که مقادیر بالاتر از 28 در نسبت Ba/Nb و بالاتر از 450 در نسبت

1. HREE

توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل B-8). لذا می‌توان بیان کرد که بیشتر کانسارهای پورفیری به همراه ماگماهای فلسیک کالک‌آلکان وابسته به فرورانش و در کمان‌های ماگمایی ایجاد می‌شوند (Sillitoe, 2010). همچنین بررسی‌ها بیانگر آن است که کانسارهای پورفیری در پهنه‌های زمین‌ساختی پس از برخوردی و همراه با ماگماهای فلسیک پتاسیم بالا نیز پدید می‌آیند (Hou et al., 2003; Richards, 2009; Aghazadeh et al., 2015) و لذا بیشتر این کانسارها از نوع مس-مولیبدن پورفیری هستند و طبق بررسی‌های انجام شده با ماگماهای کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی همراه هستند (Hou et al., 2004).

نمونه‌های حاصل دارای دامنه تغییرات K_2O نسبتاً وسیع هستند (3/35 تا 4/12 درصد وزنی) که این محتوای بالای K_2O و کالک‌آلکان بودن سنگ‌های مورد بررسی بیانگر شکل‌گیری نمونه‌ها در محیطی فرورانشی است (Fitton et al., 1988). در این مناطق، سیالات مشتق از ورقه فرورونده که حاوی مقادیر زیادی عناصر واسطه با شدت کم یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Cs, Ba, K, Rb و Sr) هستند (Leuthold et al., 2013) به درون گوه گوشته‌ای منتقل و در اعماق زیاد موجب متاسوماتیسم گوشته می‌شود (Gill, 2012; Kolb et al., 2013). از نمودارهای فراست و همکاران (Frost et al., 2001) نیز برای تمایز سری‌های ماگمایی توده‌های نفوذی استفاده شده است. در این نمودار از تغییرات میزان Na_2O+K_2O-CaO در مقابل سیلیس (SiO_2) و $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر سیلیس (SiO_2) برای تمایز سرهای ماگمایی کلسیک تا آلکالی (شکل C-8) و سرهای ماگمایی فروئن¹ و مگنیزین² (شکل D-8) استفاده می‌شود و ملاحظه می‌شود که نمونه‌های مورد بررسی، اغلب در محدوده کالک‌آلکالیک و آلکالی کلسیک قرار داشته و اغلب یک ماگمای مگنیزین نوع I هستند که اکسید شده‌اند (شکل C-8 و D).

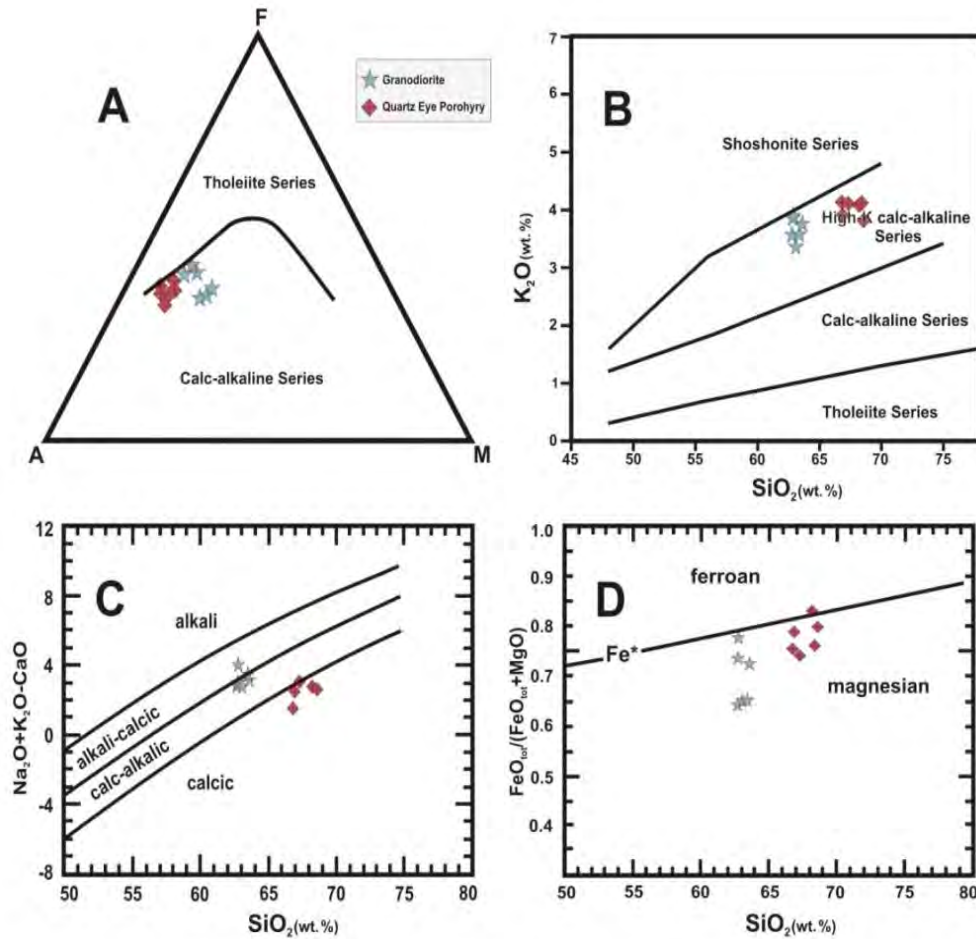
است. همچنین نسبت‌های بالای La/Yb و Th/Yb در توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری با پیدایش آنها در پهنه‌های زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره (Condie, 1989) همخوانی دارد. نسبت La/Nb برای شناسایی جایگاه درون صفحه‌ای از جایگاه حاشیه هم‌گرا به کار برده می‌شود (Rudnick and Fountain, 1995). ماگماهای درون صفحه‌ای نسبت کم La/Nb (<1) دارند؛ اما حاشیه‌های هم‌گرا عموماً نسبت‌های La/Nb بالایی دارند (Sun and McDonough, 1989). لذا این مقدار در توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری به ترتیب 5/73 و 3/41 است.

تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار سرچشمه

برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های سنگی حاصل از توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار سرچشمه از نمودارهای AFM، پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976) و فراست و همکاران (Frost et al., 2001) استفاده شده است (شکل A-8، B، C و D). بر اساس نمودار AFM از ایروین و باراگار (Irvine and baragar, 1971) نمونه‌های حاصل از گروه‌های سنگی یادشده در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل A-8) که این مسئله نشان‌دهنده بالابودن نسبی فشاربخشی اکسیژن در هنگام تفریق ماگمایی است. وجود مگنتیت و کانی‌های کدر در توده‌های نفوذی مورد بررسی و غالب بودن نسبت پلاژیوکلاز به ارتوکلاز در دایک‌ها و همچنین جایگاه فرورانشی سنگ‌های منطقه مورد بررسی این امر را تأیید می‌کنند.

نمودار پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976) بیانگر سری‌های ماگمایی تولیتی تا شوشونیتی است و چنان‌که در این نمودار نشان داده شده است، نمونه‌های حاصل از

1. Ferroan
2. Magnesian



شکل 8. تعیین سری ماگمایی نمونه‌های حاصل از توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه، A: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (A= Na₂O+K₂O, F= FeO_t, M= MgO) یا ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971). B: با استفاده از نمودار پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976) و C و D نمودار تغییرات میزان Na₂O+K₂O-CaO در مقابل سیلیس (SiO₂) و FeO_t/(FeO_t+MgO) در برابر سیلیس (SiO₂) از فراست و همکاران (Frost et al., 2001)

Fig. 8. Magmatic series of samples from the granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD, A: AFM diagram of Irvine and Baragar (1971) (A=K₂O+Na₂O, F=FeO_t, M=MgO), B: Peccerillo and Taylor (1976) diagram, C and D: FeO_t/(FeO_t+MgO) versus SiO₂ diagram, and Na₂O+K₂O-CaO versus SiO₂ diagram; based on the classification of Frost et al. (2001)

سندج-سیرجان و ایران مرکزی جدا می‌کند و کانسارهای ولکانوسدیمتر مهمی در این کمان قابل مشاهده‌اند و ضخامت کمان یادشده بیش از 10 کیلومتر است (Dimitrijevic, 1973).

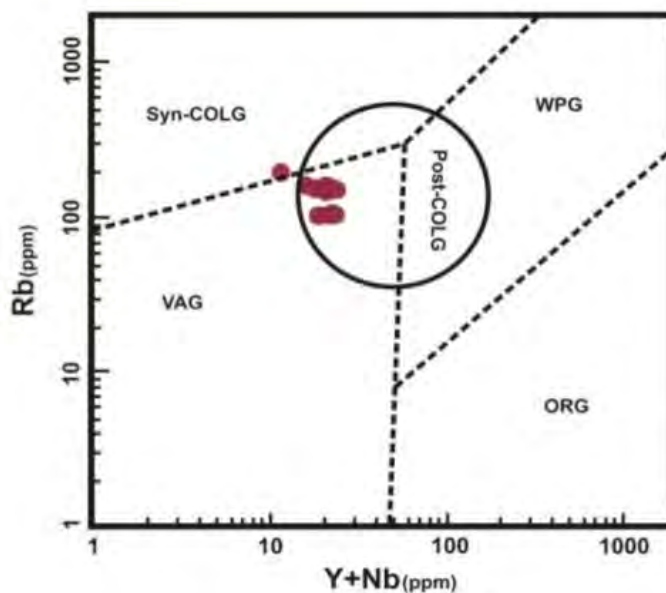
محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی

کمان ماگمایی ارومیه دختر بین زون سندج-سیرجان¹ و ایران مرکزی واقع شده و موازی زاگرس رورانده و زون سندج-سیرجان است. لذا یک مرز توپوگرافی این کمان را از زون

1. Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ)

نمونه‌های مورد بررسی کانسار مس پورفیری سرچشمه بیانگر محیط‌های کمانی بالغ بوده و لذا می‌توان به این نتیجه رسید که یک محیط پس از برخوردی در جایگزین شدن این نوع از کانسارها در منطقه کرمان و کمربند ارومیه-دختر نقشی اساسی داشته است. در گاهی و همکاران (Dargahi et al., 2010) با بررسی بر روی کمربند کرمان به این نتیجه رسیدند که زمان برخورد پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و صفحه عربی اتوسن پایانی بوده و شواهد امر بیانگر آن است که استوک پورفیری سرچشمه و به‌ویژه توده‌های نفوذی مورد بررسی در محیطی پس از برخوردی جایگزین شده و تشکیل کانه‌زایی مس پورفیری همانند دیگر استوک‌های پورفیری در این کمربند در یک محیط پس از برخوردی صورت گرفته است (شکل 9).

محیط زمین‌ساختی بیشتر کانسارهای پورفیری به محیط‌های کمانی هم‌زمان با فرورانش نسبت داده می‌شود (Allen, 2009; Sillitoe, 2010). لذا عمرانی و همکاران (Omrani et al., 2008) نشان دادند که سنگ‌های ماگمایی کمان ارومیه-دختر از منبعی گوشه‌ای مرتبط با فرورانش حاصل شده‌اند؛ ولی محیط زمین‌ساختی پس از برخوردی نیز برای برخی از کانسارهای مس پورفیری پیشنهاد شده است (Hou et al., 2005; Hou et al., 2009; Richards, 2009; Sillitoe, 2010; Richards et al., 2012; Asadi, 2018). در نتیجه برای کمان ارومیه-دختر و به‌خصوص کمربند مس‌دار کرمان، محیط زمین‌ساختی تشکیل کانسارهای مس پورفیری را یک محیط پس از برخوردی¹ معرفی کرده‌اند (Shafiei et al., 2009; Mahmoudi Nia et al., 2017; Asadi, 2018). چنان‌که در ادامه بحث به این مهم دست خواهیم یافت،



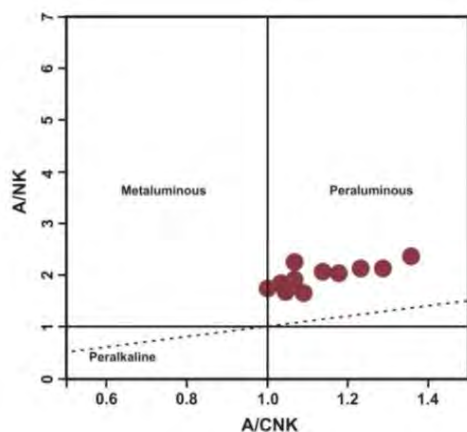
شکل 9. نمودار Y+Nb در مقابل Rb، در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی از توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس پورفیری سرچشمه در محدوده کمان پس از برخوردی قرار می‌گیرند که این ویژگی بیانگر کانسارسازی پس از برخورد دو صفحه‌ی قاره‌ای بوده و بیانگر گرانیتوئیدهای نوع I در این منطقه است (نمودار از پیرس (Pearce, 2008)).

Fig. 9. Rb versus Y+Nb diagram (Pearce, 2008). Granodiorite and quartz eye porphyry of the Sarcheshmeh PCD plot in post-collision arc field that can be characteristics of collision of two continental plates and representative of I-type magmas in the region.

1. post-collision area

(Finger et al., 1997;) (برخورد هم‌زمان یا پس از برخوردی) (Sylvester, 1998) مرتبند. بر اساس نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ یا شاخص اشباع از آلومینیم (ASI) و نمودار ACNK-ANK (Shand, 1969) که بر اساس مولال اکسیدهاست، توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری کانسار مس سرچشمه از نوع متآلومینوس و اغلب پرآلومینوس هستند (شکل 10). این در صورتی است که شاخص اشباع از آلومینیم برای گرانیتهای نوع S بیشتر از 1/1 و برای گرانیتهای نوع I کمتر از 1/1 است (Chappell and White, 2001).

توده‌های نفوذی پرآلومینوس در کمربندهای کوه‌زایی و محیط‌های مرتبط با فرورانش فراوان هستند و می‌توانند اطلاعاتی مهم از رشد و جزء به جزء شدگی پوسته یا تحول در ترکیب پوسته‌های بالایی و زیرین، ویژگی‌های محیط زمین‌ساختی، تکامل گرمایی کمربند کوه‌زایی در اختیار قرار دهند (Sylvester, 1998; Kemp et al., 2007). گرانیتهای متآلومینوس و پرآلومینوس در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلفی حضور دارند و بیشتر با محیط‌های فرورانش (Collins and Richards, 2008)، مرزهای فرورانشی (Cai et al., 2011)، یا شروع فرورانش (Chen et al., 2014) و/یا برخورد قاره‌ای



شکل 10. نمودار ACNK (نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) در مقابل ANK (نسبت مولی $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) (نمودار از شاند (Shand, 1969))، چنان‌که ملاحظه می‌شود نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرچشمه اغلب در محدوده پرآلومینوس قرار می‌گیرند.

Fig. 10. ACNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ molar ratio) versus ANK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O molar ratio) (Shand, 1969). The samples of the Sarcheshmeh PCD plot in the per-aluminous field.

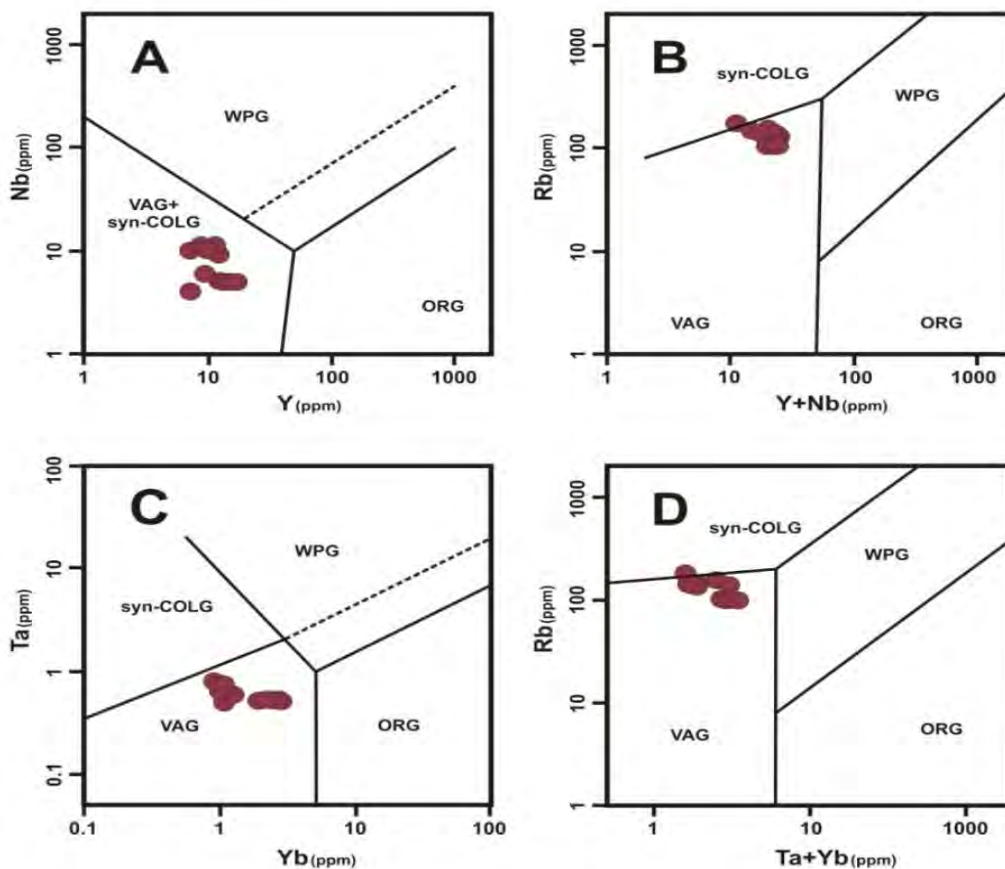
فعال را در ایجاد توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری نمایان می‌سازد. همچنین با توجه به این نکته که استفاده از نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) و دیگر نمودارهای ژئوشیمیایی از این قبیل برای تعیین محیط زمین‌ساختی صورت می‌گیرد، گاهی عواملی مانند ترکیب شیمیایی سنگ منشأ و یا تحولات ماگمایی ممکن است بر آنها تأثیر داشته باشد. گرین

همچنین از نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی استفاده شده است. در این نمودارها (شکل 11-A, B, C, D) که با بهره‌گیری از نسبت عناصر جزئی به تعیین خاستگاه‌های زمین‌ساختی پرداخته است، اغلب نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیتهای کمان‌های آتشفشانی¹ قرار می‌گیرند. لذا این امر رخداد فرورانش و تأثیر حاشیه‌های قاره‌ای

1. VAG

آن است که تبلور و جدایش برخی کانی‌های سیلیکاتی (مانند گارنت، آمفیبول و کلینوپیروکسن) از ماگما تفکیک Nb و Ta ایجاد می‌کند؛ اما ضریب تفکیک¹ یا (D'S) برای هر دو این عناصر خیلی پایین است. همچنین علاوه بر فرایندهای مؤثر آلاینش پوسته‌ای که احتمالاً در سنگ‌های منطقه سرچشمه دیده می‌شود، تهی‌شدگی Nb و Ta را می‌توان به حلال‌بودن بسیار کمتر آنها در حمل‌کننده‌های ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نسبت‌داد که باعث تمرکز آنها در پوسته اقیانوسی آب‌گیری شده می‌شود (Saunders et al., 1991).

(Green, 1995) معتقد است که مقدار Nb/Ta برای گوشته حدود 17/5 است؛ در صورتی که مقدار پوسته‌ای آن حدود 11-12 است. گرچه بر اساس مستندات گرین (Green, 1995) اثبات شده است که Nb/Ta برای مذاب‌های مشتق شده از پوسته کمتر (حدود 11) از گوشته است، تفکیک این دو عنصر در طول تکامل پوسته‌ای به اثبات رسیده است و پیشنهاد شده که تغییرات Nb/Ta ممکن است، بیانگر فرایندهای شیمیایی ویژه‌ای بین سیستم پوسته-گوشته باشد (Green, 1995). بررسی‌های تجربی بر روی مایعات کربناتی و سیلیکاتی در فشار بالا بیانگر



شکل 11. A، B، C و D: تعیین خاستگاه گرانیتوئیدهای کانسار مس پورفیری سرچشمه با استفاده از نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) و بهره‌گیری از عناصر کمیاب و نادر خاکی

Fig. 11. A, B, C, and D: Petrogenesis of the Sarcheshmeh PCD granitoids using Pearce et al. (1984) diagrams utilizing REEs and trace elements.

1. partition coefficient

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی مس پورفیری کمر بند دهج-ساردوئیه و منطقه کرمان با توده‌های نفوذی و جوان کوه‌پنج هم‌راه بوده و این توده نفوذی در بخش شمال‌غربی کمر بند یادشده رخنمون دارد؛ ولی توده‌های نابارور جبال بارز در بخش جنوب‌شرقی کمر بند دهج-ساردوئیه واقع شده‌اند. در این پژوهش، پس از بررسی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز چشمی پورفیری، با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، مشخص شد که این گروه‌های سنگی در محدوده سنگ‌های گرانودیوریتی حاصل از یک ماگمای کالک‌آلکالن واقع می‌شوند و همچنین توده‌های نفوذی یادشده پرآلومینوس و پتاسیم بالا هستند. در نمونه‌های مورد بررسی آنومالی منفی مشخصی در عناصر واسطه با شدت میدان زیاد به‌خصوص در عناصر Nb, P, Ti و Ta در مقابل عناصر واسطه با شدت کم یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون، که در عناصر Ba و Rb دارای آنومالی مثبت هستند، می‌تواند نشان‌دهنده وابستگی ماگمای سازنده این سنگ‌ها به پهنه‌های فرورانش و همچنین از مشخصه‌های بارز محیط‌های کماتی باشد. لذا به‌طوری کلی می‌توان گفت که غلظت عناصر LILE ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد؛ درحالی‌که غلظت عناصر HFSE توسط شیمی منشأ و فرایندهای بلور-مذاب که در هنگام تکوین سنگ رخ می‌دهد، کنترل می‌شود. همچنین در

نمودارهای حاصل از نمونه‌های یادشده، غنی‌شدگی زیاد در LREE نسبت به HREE نیز شاخص ماگماهای تشکیل‌شده در زون فرورانشی است. نسبت‌های عناصر نادر خاکی و کمیاب بیانگر آن است که این توده‌های نفوذی در پهنه‌ای فرورانشی و از کمان ماگمایی غنی شده، حاصل شده‌اند که این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای، میزان پایین ذوب‌بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای باشد. با توجه به بررسی‌های و آنالیزهای انجام شده، محیط زمین‌ساختی کانسار سرچشمه و توده‌های مورد بررسی، محیطی پس از برخوردی بوده که باعث کانی‌سازی در این منطقه شده است.

قدردانی

از شرکت ملی صنایع مس ایران به‌خاطر پشتیبانی و حمایت از این کار تحقیقاتی، سپاسگزاری می‌شود. از مدیر محترم تحقیق و توسعه مجتمع مس سرچشمه، جناب آقای دکتر حسن صحرایی پاریزی به‌خاطر همکاری و مساعدت‌های بی‌دریغشان تشکر و قدردانی می‌شود. از کارشناسان امور تحقیق و توسعه و بخش زمین‌شناسی مجتمع مس سرچشمه، مهندسان حسن محمدرضایی و اکبر اسفندیارپور هم به‌خاطر مساعدت‌های سازمانی و کمک در عملیات صحرایی تشکر می‌نمایم.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725.
- Aghazadeh, M., 2015. Petrogenesis and U-Pb age dating of intrusive bodies in the Sarcheshmeh deposit. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 25(97): 291–312. (in Persian with English abstract)
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and

- molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70: 385–406.
- Ajaji, T., Weis, D., Giret, A. and Bouabdellah, M., 1998. Coeval potassic and sodic calc alkaline series in the post collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 550(45): 371–393.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307(9): 1064–1095.
- Alirezaei, A., Arvin, M. and Dargahi, S., 2017. Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: constrains on geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 88: 370–383.
- Allen, M.B., 2009. Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanadaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society*, 166(5): 981–982.
- Amidi, S.M., Emami, M.H. and Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau*, 73(3): 917–932.
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth-Science Reviews*, 138: 25–46.
- Asadi, S., 2018. Triggers for the generation of post-collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr-Nd-Hf-O) data. *Gondwana Research*, 64(12): 97–121.
- Asran, M. and Ezzat, M., 2012. The Pan-African calc-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis. *Journal of Biology and Earth Sciences*, 2(1): 1–16.
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2007. The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. *Journal of Geochemical Exploration*, 93(1): 47–66.
- Atherton, M.P., Sanderson, M.L., Wander, V. and McCourt, W., 1985. The volcanic cover: chemical composition and the origin of the magmas of the calipuy group. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R. Beckinsale (Editors). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Springer Science and Business Media, New York, pp. 273–284.
- Ayers, J.C., 1998. Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(4): 390–404.
- Ayers, J.C. and Watson, E.B., 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutite in super critical fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, 335(1638): 365–375.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M.R., Dalconi, M.C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2010. Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 300 (1–2): 125–138.
- Bazin, D. and Hübner, H., 1969. Copper deposits in Iran. Geological survey of Iran, Tehran, Report 13, 232 pp.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Edithors), *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington, pp. 5–32.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity

- in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614.
- Boomeri, M., Biabangard, H. and Zeinadini, Z., 2019. Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e-Babak, Kerman. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 57–80. (in Persian with English abstract)
- Boomeri, A., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 38(4): 367–381.
- Borg, L.E., Clyne, M.A. and Bullen, T.D., 1997. The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascade Range. *The Canadian Mineralogist*, 35(2): 425–452.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. pp. 63–114.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Reyerson, F.J. and Phinney, D.L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace element at 900 c and 2 GPA: Constrains on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16): 3331–3335.
- Cai, K.D., Sun, M., Yuan, C., Zhao, G.C., Xiao, W.J., Long, X.P. and Wu, F.Y., 2011. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China. *Lithos*, 127(1–2): 261–281.
- Chappell, B. and White, A., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Chen, Y.X., Song, S.G., Niu, Y.L. and Wei, C.J., 2014. Melting of continental crust during subduction initiation: a case study from the Chaidanuo peraluminous granite in the North Qilian suture zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132(5): 311–336.
- Collins, W.J. and Richards, S.W., 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology*, 36(7): 559–562.
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significances. *Lithos*, 23(1–2): 1–18.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwine, London, 450 pp.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1–4): 190–204.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(10): 662–665.
- Defant, M.J. and Kepezhinskas, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 82(6): 67–69.
- Defant, M.J., Xu, J.F., Kepezhinskas, P., Wang, Q. and Xiao, L., 2002. Adakites: some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2): 129–142.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman region*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 52, 334 pp.
- Emami, M.H., 2000. *Magmatism in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran. Report 1, 608 pp.
- Etminan, H., 1977. Le porphyry cuprifere de Sarcheshmeh Rol des phases fluide les mecanismes alteration et de mineralization. Geological Survey of Iran, Tehran, 242 pp.
- Etminan, H., 1978. Fluid inclusion studies of the porphyry copper ore bodies at Sar-Cheshmeh, Darreh Zar and Mieduk (Kerman region, southeastern Iran) and porphyry copper discoveries at Sar-Cheshmeh, Gozan, and Kighal, Azarbaijan region (northwestern Iran).

- 5th Symposium of Genesis the ore deposits, Snowbird, Utah, United States.
- Farmer, G.L., 2003. Continental Basaltic Rocks. *Treatise on Geochemistry*, 3(6): 85 -121.
- Farhoudi, G., 1978. A comparison of Zagros geology to island arcs. *The Journal of Geology*, 86(3): 323 -334.
- Finger, F., Roberts, M.P., Haunschmid, B., Schermaier, A. and Steyrer, H.P., 1997. Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, 61(2): 67-96.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. and Leeman, W.P., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology, Special_Volume (1)*: 331-349.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Ghorashizadeh, M., 1978. Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, Sarcheshmeh porphyrycopper deposit, Iran. M.Sc Thesis, Brock University, Ontario, Canada.
- Gill, J.B., 2012. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Science and Business Media, Berlin, 392 pp.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes: A practical guide*. Wiley-Blackwell, New Jersey, 438 pp.
- Glenni, K.W., 2000. Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin, A tale to two Oceans. In: A.S. Alsharhan and R.W. Scott (Editors), *Middle east models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*. Society for Sedimentary Geology Special Publication, Tulsa, Oklahoma, pp. 9-20.
- Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3-4): 347-359.
- Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87(1-2): 23-49.
- 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(2): 374-365.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahre Babak area, Kerman Province): Unpublished Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles. United States, 204 pp.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and Mcdermott, F., 1993. Mantle slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21(1): 175-204.
- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3): 326-340.
- Hooper, R.J., Baron, R.D., Hatcher, J.R. and Agah, S., 1994. The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break up of Gondwana, Implications of the Zagros hydrocarbon province. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 4(1): 72-85.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y. and Mo, X.X., 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1-2): 139-155.
- Hou, Z.Q., Ma, H.W., Zaw, K., Zhang, Y.Q., Wang, M.J., Wang, Z., Pan, G.T. and Tang, R. L., 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet. *Economic Geology*, 98(1): 125-145.
- Hou, Z., Zhong, D., Deng, W. and Zaw, K., 2005. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone. In: T.M. Porter (Editor), *Super porphyry copper and gold deposits-A global perspective*. PGC Publishing, Adelaide, pp. 423-440.
- Hou, Z., Yang, Z., Qu, X., Meng, X., Li, Z., Beaudoin, G., Rui, Z., Gao, Y. and Zaw, K., 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36(1-3): 25-51.
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-

- rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4): 341-356.
- Irvin, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Jamali, H., 2017. The behavior of rare-earth elements, zirconium and hafnium during magma evolution and their application in determining mineralized magmatic suites in subduction zones: Constraints from the Cenozoic belts of Iran. *Ore Geology Reviews*, 81: 270-279.
- Juteau, T.b. and Maury, R., 1997. *Geologie de la croûte océanique, pétrologie et dynamique endogènes*. Masson, Paris, 469 pp.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114(1-2): 109-120.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M. and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315(5814): 980-983.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature*, 380(6571): 237-240.
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C.A., Fowler, S.J. and Cvetkovic, V., 2013. Adakite-like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the east Serbian segment of the Balkan-Carpathian arc. *Journal of Petrology*, 54(3): 421-451.
- Lafleche, M.R., Dupuy, C. and Dostal, J., 1991. Archaean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the Southern Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 52(1-2): 71-96.
- Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L.P., Putlitz, B. and Chiaradia, M., 2013. A detailed geochemical study of a shallow arc-related laccolith, the Torres del Paine mafic complex (Patagonia). *Journal of Petrology*, 54(2): 273-303.
- Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z. and Xu, B., 2014. Geochemistry of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton. *Gondwana Research*, 25(2): 859-872.
- Maanijou, M., 1993. Alteration halos and their connection to mineralization of Darrehzar porphyry Cu deposit and its geochemical zoning, Pariz area, Kerman, Iran. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 254 pp. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M., 2007. Geochemistry, origin of ore fluids, and formation of Chehelkureh copper deposit (NW of Zahedan). Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 236 pp. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Mostaghimi, M., 2013. The mass balance calculation of hydrothermal alteration in Sarcheshmeh porphyry copper deposit. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 175-199. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M., Mostaghimi, M., Abdollahy Riseh, M. and Sepahi Gerow, A.A., 2012a. Systematic studies of sulfur stable isotopes and fluid inclusions of various veinlet groups in the Sarcheshmeh porphyry copper deposit: based on new data. *Journal of Economic Geology*, 4(2): 217-239. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M., Rasa, I. and Lentz, D.R., 2012b. Petrology, geochemistry, and stable isotope studies of the Chehelkureh Cu-Zn-Pb deposit, Zahedan, Iran. *Economic Geology*, 107(4): 683-712.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. and Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49(1-4): 1-76.
- Machado, A.T., Chemale, Jr.F., Conceicao, R.V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O. and Schmus, W.R.V., 2005. Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos*, 82(3-4): 435-453.
- Mahmoudi Nia, H., Baghban, S. and Simmonds, V., 2017. Geology, geochemistry and petrogenesis of post-collisional adakitic intrusions and related dikes in the Khoynarood

- area, NW Iran. *Chemie der Erde*, 77(1): 53–67.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429.
- Martin, H., Smith, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T. and Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine Geology*, 21(7): 857–877.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E., Griffin, W.T. and Andrew, R.L., 2003. Timing of Mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran. In: D.G. Eliopoulos (Editor), *Mineral Exploration and Sustainable Development (7th Biennial SGA Meeting, Athens, August 24-28)*: Rotterdam. Millpress, pp. 1197–1200.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q. and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 467–498.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London, 266 pp.
- Mohajjel, M., Fergussen, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Mostaghimi, M., 2012. Stable isotope (S, O, and H) studies in Sarcheshmeh porphyry copper deposit (Kerman). M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran, 177 pp. (in Persian with English abstract)
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. *Lithos*, 112(3–4): 556–574.
- 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(3–4): 295–306.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2009. Reply to: Comment by Aftabi and Atapour on: Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 113(3–4): 847–849.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4): 14–48.
- Pearce, J.A., Harris, B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element of discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 251–285.
- 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.
- Ramezani, T., Maanijou, M., Asadi, S., Lentz, D. and Pirouznia, N., 2018. Comparison of mineralization of the Sungun and Kighal porphyry copper deposits, NW Iran: with an emphasis on fluid inclusion studies. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 403–424. (in Persian with English abstract)
- Richards, J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
- Ricou, L.E., 1994. Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries

- since 260 Ma from Central America to southeastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7(4): 169–218.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England, London, 352 pp.
- Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D.H.M., Szakacs, A., Pecskay, Panaiotu, C.E. and Nedelcu, L., 2004. Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*, 84(1): 153–172.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(2): 267–309.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. and Tarney, J. 1991. Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas. *Philosophical transactions of the Royal Society, Series A: Physical and Engineering Sciences*, 335(1638): 377–392.
- Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K.J., 1988. The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. *Journal of the Geological Society*, 37(1): 119–181.
- Sepahi, A.A., 2012. *Igneous petrology*. Nour Elm Publications, Tehran, 308 pp. (in Persian)
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1–2): 27–36.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283.
- Shahabpour, J., 1982. Aspects of alteration and mineralization at the Sarcheshmeh copper-molybdenum deposit. Kerman, Iran. Ph.D. Thesis, Leeds University, Leeds, England, 342 pp.
- Shahabpour, J., 1999. The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone. *Journal of Geodynamics*, 28(2–3): 237–250.
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(5–6): 652–665.
- Shahabpour, J. and Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Mineralium Deposita*, 22(4): 278–281.
- Shand, S. J., 1969. *Eruptive Rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits*. Hafner, New York, 488 pp.
- Shimoda, G., 2009. Genetic link between EMI and EMII: an adakite connection. *Lithos*, 112(3–4): 591–602.
- Sillitoe, R.H., 2010. *Porphyry Copper Systems*. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. and Horn, L., 1998. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 c and 3–5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1781–1801.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Journal of the Geological Society*, 42(1): 313–345.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1–4): 29–44.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1–20.
- Vernon, R.H., 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge, 594 pp.
- Walker, R.T., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. *Journal of Structural Geology*, 28(4): 654–668.
- Waterman, G.C. and Hamilton R., 1975. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology* 70(3): 568–576.
- Wilson, M., 2007. *Igneous petrogenesis: a global*

- tectonic approach. Springer, Netherlands, 466 pp.
- Winter, J.D., 2001. Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase 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(3–4): 241–273.
- Yang, W. and Li, S., 2008. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China craton. *Lithos*, 102(1–2): 88–117.
- Zahang, S., Mahoney, J.J., Ghazi, A.M., Milani, L., Crawford, A.J., Guo, T. and Zhao, Z.D. 2009. Evidence for a Widespread Tethyan upper mantle with Indian-Ocean-type isotopic characteristics. *Journal of Petrology*, 46(4): 829–858.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y., 2006, U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 75–88.



Petrology and tectonic settings of the Sarcheshmeh porphyry copper deposit with emphasis on granodiorite and quartz eye porphyry

Mohammad Maanijou^{1*}, Mohammad Mostaghimi¹, Mehdi Abdollahi Riseh² and Ali Asghar Sepahi¹

1) Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, 65174-33391, Iran

2) Sarcheshmeh Copper Mine Complex, National Iranian Copper Industries Company, Rafsanjan, Iran.

Submitted: May 26, 2019

Accepted: Jan. 01, 2020

Keywords: *Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Granodiorite, Quartz eye porphyry, Subduction, post-collision area*

Introduction

The Sarcheshmeh porphyry copper deposit (PCD) and other porphyry deposits occur in the the most important metallogenic belt in Iran, i.e. the Urumieh-Dokhtar magmatic belt (UDMB). The main phase of intrusion generation in various episodes of mineralization in the Sarcheshmeh area is a stock of granodiorite to tonalite (Shahabpour and Kramers, 1987) that is called the Sarcheshmeh porphyry. This stock intruded volcano-sedimentary rocks and alteration has centered on it. The oldest rock units of the area are Eocene volcanic rocks (Waterman and Hamilton, 1975), which are mainly andesites accompanying marine sedimentary rocks that is consistent with a submarine volcano-sedimentary basin environment. Granodiorite and quartz eye porphyry crop out in the northern part of the Sarcheshmeh PCD. The main objective of this study is to investigate their petrology and geotectonic environment.

Materials and Methods

Forty samples from drill cores and surface samples from granodiorite and quartz eye porphyry were collected. Twelve samples were chosen with the lowest degree of alteration (less than 5% of representative samples and low LOI) from amongst them for lithochemical analyses by ICP-OES and ICP-MS. Lithochemical analysis of the main elements was carried out using ICP-OES (Inductively Coupled Plasma-

Atomic Emission Spectroscopy) by lithiumborate fusion, and elemental analysis of trace and rare earth elements was performed by ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) using sodium peroxide fusion in the SGS Company, Toronto, Canada.

Results and Discussion

Based on the $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 values on Cox et al. (1979) and Middlemost (1985) diagram, also $\text{R}_1\text{-R}_2$ diagram of De la Roche et al. (1980), the samples were plotted in the field of granodiorite and quartz diorite. On Harker diagrams, the contents of FeO_t , CaO , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , and TiO_2 versus SiO_2 show a decreasing pattern. Decreasing amounts of MgO and TiO_2 can be related to early crystallization of ferromagnesian minerals and of CaO , Al_2O_3 , and P_2O_5 to plagioclase and apatite crystallization, respectively. The chemical relationship and continuous pattern of the samples indicate that they probably resulted from fractionation of a unique magma. On the basis of the AFM diagram, they have calc-alkaline affinities. These observations and the presence of magnetite and other opaque minerals indicate high $f\text{O}_2$ crystallization throughout fractionation stages. The samples of the study area were plotted in the calc-alkalic and alkali-calcic fields on a Frost et al. (2001) diagram and indicate that they are mainly magnesia consistent with oxidized I-type magmas.

*Corresponding author Email: mohammad@basu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>

The spider-diagrams show negative anomalies in HFSE (especially Ti and Nb) and positive anomalies in LILE (especially in Ba and Rb). Negative anomalies of HFSE such as Ti, Nb, P and Ta can be related to the subduction of the Arabian plate under Central Iran and reflect the chemistry of the origin and crystallization-melting processes during evolution of the rocks. Moreover, it can be concluded that these elements remained in the source during partial melting, which is characteristics of I-type arc-related magmas. The behavior of LILE can be attributed to the behavior of fluid phases that were involved during the subduction. The REE diagrams show enrichment of LREE relative to HREE which can also be attributed to the subduction of the Arabian plate under Central Iran. Shafiei et al. (2009) and Asadi, 2018 proposed post-collision environment for the PCDs of the UDMB, especially in the Kerman part.

By studying on the Dehaj-Sarduieh belt, Dargahi et al. (2010) concluded that the time of collision of the Arabian plate and the Central Iran continental plate was Late Eocene, and the Sarcheshmeh porphyry stock emplaced in post-orogenic environment like other stock porphyries of the UDMB. The samples of the Sarcheshmeh PCD plot in the mature arc area based on Rb vs

Y+Nb diagram and it can be envisaged that they are related to the post-collision magmatic arc.

References

- Asadi, S., 2018. Triggers for the generation of post-collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr-Nd-Hf-O) data. *Gondwana Research*, 64(12): 97–121.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1–4): 190–204.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283.
- Shahabpour, J. and Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Mineralium Deposita*, 22(4): 278–281.
- Waterman, G.C. and Hamilton R., 1975. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology* 70(3): 568–576.