

Zircon Hf isotope of Iranian porphyry copper deposits: Constraints on the source of porphyry Cu magma

Mehraj Aghazadeh *

Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

In this research, zircon Hf isotopic ratios from Sungun, Sar Cheshmeh, Meiduk, Darreh Zar and Bondar Hoza porphyry mineralized intrusions has been studied. The Hf isotopic ratios in the studied porphyry intrusions are similar and the average of zircon ϵHf values from Sar Cheshmeh, Meiduk, Darreh Zar, Bondar Hanza and Sungun porphyry intrusions are +8.2, +9.3, +9.2, +10 and +8.6, respectively. Also, the averages of zircon T_{DM}^{C} ages from the Sar Cheshmeh, Sungun, Meiduk, Darreh Zar and Bondar Hanza porphyry intrusions are 573, 550, 502, 510 and 464, respectively. The positive and restricted ϵHf values in the studied porphyry intrusion zircons along with the lack of inherited zircons shows continental crust did not contribute in the evolution of the porphyry magmas. The ϵHf in the studied zircons is between depleted mantle and lower crust values with a tendency towards the depleted mantle. According to adakitic nature of studied porphyry intrusions, post collisional tectonomagmatic setting and their zircon ϵHf values, the primary magma has been likely originated from a juvenile metamorphosed mafic lower crust with an impressive contribution of depleted mantle.

Keywords: Hf isotope; Zircon; Source of magma; Porphyry copper deposits

* mehrajaghazadeh@yahoo.com

نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم در بلورهای زیرکن توده‌های میزبان کانسارهای مس پورفیری ایران: رهیافتی بر خاستگاه کانسارهای مس پورفیری

مهرج آقازاده *

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، ایران

چکیده

در این بررسی ویژگی‌های ایزوتوپی Hf در بلورهای زیرکن از توده‌های کانه‌دار پورفیری کانسارهای سونگون در منطقه ارسباران و سرچشمه، میدوک، دره‌زار و بندر هنزا از پهنه کرمان بررسی شده‌اند. دامنه نسبت‌های ایزوتوپی Hf در این کانسارها همسان بوده و میزان میانگین ϵ_{Hf} در بلورهای زیرکن توده‌های پورفیری سرچشمه، میدوک، دره‌زار، بندر هنزا و سونگون به ترتیب $+8/2$ ، $+9/3$ ، $+9/2$ ، $+10$ و $+8/6$ است. میانگین سن‌های مدل دو مرحله‌ای هافنیم (TDM^{C}) در بلورهای زیرکن توده‌های پورفیری کانسارهای سرچشمه، سونگون، میدوک، دره‌زار و بندر هنزا به ترتیب ۵۷۳، ۵۵۰، ۵۰۲، ۵۱۰ و ۴۶۴ میلیون سال پیش به دست آمده است. میزان ϵ_{Hf} مثبت و با دامنه تغییر کم و نبود زیرکن‌های به‌ارث‌رسیده نشان می‌دهد پوسته قاره‌ای مشارکت چشمگیری در خاستگاه آنها نداشته است. در زیرکن‌های این توده‌ها، دامنه ϵ_{Hf} میان محدوده معرف پوسته زیرین و گوشته تهی شده و نزدیک به خاستگاه گوشته تهی شده است. با توجه به سرشت آداکیتی و پهنه زمین‌ساختی جایگزینی پس از برخوردی این توده‌های پورفیری و همچنین، دامنه ϵ_{Hf} در بلورهای زیرکن، به نظر می‌رسد ماگمای اولیه آنها از ذوب‌بخشی پوسته زیرین مافیک دگرگون شده جوان، به‌همراه مشارکت چشمگیر گوشته تهی شده، پدید آمده باشد. واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ Hf، زیرکن، خاستگاه ماگما، کانسارهای پورفیری ایران

مقدمه

بالا و آبدار آزاد شده‌اند (Seedorff *et al.*, 2005). این ماگماها از یک گوئه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با سیال‌های پدیدآمده از قطعه فرورونده ریشه گرفته‌اند (Arculus, 1994). سپس ماگماهای پدیدآمده در پهنه فرورانش، در مرز میان گوشته و پوسته، دچار فرایندهای MASH (شامل آلیش، انباشت و همگن شدن ماگما)

بیشتر کانسارهای پورفیری همراه با ماگماهای فلسیک کالک‌آلکانی وابسته به فرورانش در کمان‌های ماگمایی یافت می‌شوند (Sillitoe, 1972, 2010). این کانسارها از سیال‌های هیدروترمالی پدید می‌آیند که از ماگماهای کمانی، غنی از سولفور، با فوگاسیته اکسیژن

* mehrajaghazadeh@yahoo.com

ماگما روی می‌دهد و ماگما در پی فرایند ذوب‌بخشی از یک خاستگاه سرشاز از فلز پدید می‌آید (Kay and Mpodozis, 2001; Mungall, 2002; Shafiei et al., 2009).

(۲) برخی پژوهشگران پیدایش کانسارهای پورفیری را پیامد همزمانی فرایندهای بسیاری در پهنه کمان‌های معمولی می‌دانند. در این الگو، در پی فرایندهای گوناگون ذوب، آلیش، انباشت و همگن‌شدن (MASH process: Melting, Assimilation, Storage, and Homogenization)، در بخش زیرین کمان ماگمایی، ماگمای بارور پدید می‌آید (Richards, 2003; Stern et al., 2010).

اگر چه این فرایندها پیشنهاد شده است؛ اما هنوز خاستگاه قطعی ماگماها شناسایی نشده است. همچنین، برای شناخت فرایندها یا مؤلفه‌های دخیل در خاستگاه ماگماهای وابسته به کانسارهای مس پورفیری و تکامل واپسین آنها در هنگام بالآمدن از پوسته بالایی بررسی‌های دقیقی نیاز است. پرسش پایه‌ای در هنگام بررسی سنگ‌های نفوذی در نهشته‌های پورفیری، گسترش دگرسانی‌های گوناگون در سنگ‌های نفوذی میزان آنهاست؛ زیرا نخستین تغییر در ویژگی‌های شیمیایی و بافتی آنها را در پی دارد. پس بررسی کانی‌های ویژه، مانند زیرکن، که دچار دگرسانی نمی‌شود (Cherniak and Watson, 2003)، در شناسایی ویژگی‌های نخستین ماگماهای دربرگیرنده می‌تواند موثر باشد. این ویژگی به‌همراه فراوانی آنها در توده‌های نفوذی فلسیک و همچنین، حضور عناصر کمیاب فراوان در کانی زیرکن، این کانی را یک کانی آرمانی برای بررسی ویژگی‌های ماگماهایی که از آن متبلور شده‌اند می‌سازد. از این رو، می‌توان از ویژگی‌های عناصر کمیاب در بلورهای زیرکن، در شناسایی تکامل سنگ‌زایی (پتروژنتیک) ماگماهایی که از آنها تبلور یافته‌اند بهره گرفت (Muñoz et al., 2012).

می‌شوند (Hildreth and Moorbath, 1988). ماگماهای اکسیدان و آبدار (بیشتر از ۴ درصد وزنی) در نزدیک سطح زمین (۳ تا ۵ کیلومتری) سیال‌های خود را آزاد می‌کنند و در پی آن کانسارهای پورفیری در پهنه کمان آتشفشانی پدید می‌آیند (Richards, 2003).

بررسی‌های نوین نشان داده است که کانسارهای پورفیری در پهنه‌های زمین‌ساختی پس از برخورد همراه با ماگماهای پتاسیم‌بالای فلسیک نیز پدید می‌آیند (Hou et al., 2003; Richards, 2009; Shafiei et al., 2009; Aghazadeh et al., 2015). بیشتر این کانسارها از نوع مس-مولیبدن پورفیری بوده و با ماگماهای کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا و شوشونیتی، با سرشت آداکیتی، همراه هستند (Hou et al., 2004; Shafiei et al., 2009). کانسارهای پورفیری پهنه‌های برخوردی با کانسارهای پورفیری در پهنه کمان آتشفشانی بسیار همانند هستند. این کانسارها به‌علت جایگزینی در پهنه پس از برخورد دارای میزان بالای پتاسیم در توده میزبان‌شان هستند و خاستگاه ماگمای آنها بیشتر پوسته‌ای است (Hou et al., 2011).

بررسی‌های بسیاری بر روی کانسارهای پورفیری انجام شده است. برپایه این بررسی‌ها، الگوهای زمین‌ساختی و همچنین، ماگمایی-شیمیایی گوناگونی برای پیدایش کانسارهای پورفیری پیشنهاد شده است. با وجود بررسی‌های گسترده، خاستگاه ماگماهای پدیدآورنده کانی‌زایی مس پورفیری همچنان بحث‌برانگیز است. الگوهای گوناگونی که برای خاستگاه ماگماها پیشنهاد شده است بیشتر شامل دو الگوی زیر هستند:

(۱) فرایندهای نخستینی که غنی‌شدگی از فلز در هنگام پیدایش ماگما را در پی دارند. در این الگو غنی‌شدگی از فلزها همزمان با فرایند پیدایش

گسلیده ترسیری پدیده آمده است (شکل ۱). برپایه ویژگی‌های زمین‌شناسی، پهنه کرمان را می‌توان به دو بخش شمال‌باختری (دهج-ساردوییه) و جنوب‌خاوری (جبال بارز) پهنه‌بندی کرد. در بخش دهج-ساردوییه کانسارهای مس پورفیری فراوان‌تر از بخش جبال بارز بوده و بخش جنوب‌خاوری به نرخ فرسایش بالایی دچار شده است. بیشتر رخنمون‌ها شامل توده‌های گرانیتوئیدی گرانولار نوع جبال بارز هستند (شکل ۱).

در پهنه کرمان فعالیت ماگمایی از دوره ائوسن آغازین آغاز شده و در ائوسن میانی-پایانی به اوج خود رسیده است. سپس در الیگوسن آغازین نیز ولکانیسم ادامه یافته است؛ اما در دوره‌های الیگوسن پایانی و میوسن ولکانیسم کاهش یافته و پلوتونیسم گسترده‌ای در منطقه روی داده است.

در پلیوسن و کواترنری نیز رخداد ولکانیسم در پهنه کرمان به‌ویژه در بخش شمال‌باختری بوده است (Dimitrijevic, 1973; Hassanzadeh, 1993). پلوتونیسم الیگوسن پیدایش توده‌های نوع جبال بارز را در پی داشته است که از دیدگاه کانی‌زایی عقیم هستند. سن‌سنجی توده‌های نوع جبال بارز نشان داد که آنها دامنه سنی از 29.7 ± 0.3 تا 16.9 ± 0.2 میلیون سال پیش دارند (Conrad et al., 1977; Ghorashizadeh, 1978; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2003). توده‌های نوع جبال بارز ویژگی ماگماهای نوع کرمان را نشان می‌دهند و آداکیتی نیستند (Shafiei et al., 2009). توده‌های با ویژگی آداکیتی میوسن که به نوع کوه پنج معروف هستند، دارای کانی‌سازی نوع پورفیری مس-مولیبدن هستند. سن‌های گزارش شده برای نفوذی‌های جوان نوع کوه پنج از ۵ تا ۲۸ میلیون سال پیش است (Ghorashizadeh, 1978; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2003, 2005; Shahabpour and Kramers, 1987; Aghazadeh et al., 2015).

کانسارهای پورفیری در ایران در دوره ترسیری و در کمان‌های ماگمایی گوناگون ارسباران، بخش میانی پهنه ارومیه-دختر، کرمان و خاور ایران پدید آمده‌اند (Aghazadeh et al., 2015). توده‌های پورفیری در کمان‌های گوناگون ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی گوناگونی دارند (Aghazadeh 2009; Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Aghazadeh et al., 2015; Jamali and Mehrabi, 2015).

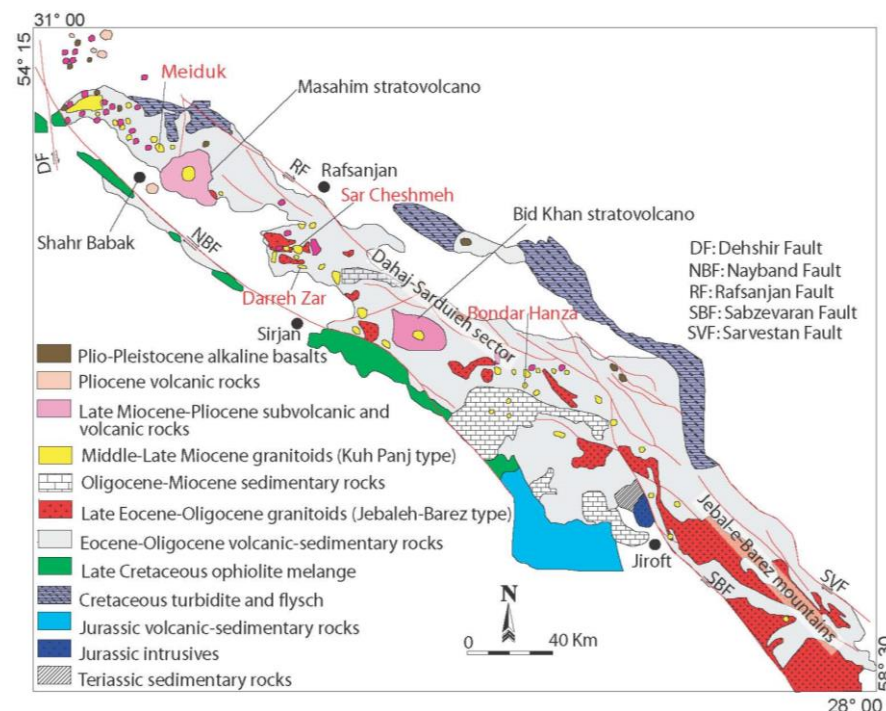
پهنه زمین‌ساختی پیدایش کانسارهای پورفیری در ایران به پهنه‌های پس از برخورد نسبت داده شده است (Shafiei et al., 2009; Ahmadian et al., 2009; Aghazadeh et al., 2015; Aghazadeh, 2015; Aghazadeh and Badrzadeh, 2015). با وجود این، درباره خاستگاه ماگمای توده‌های پورفیری در پهنه‌های ارسباران و کرمان کمتر گفته شده است. در این بررسی ویژگی‌های ایزوتوپی‌های Hf زیرکن از توده‌های پورفیری کرمان (شامل سرچشمه، میدوک، دره‌زار و بندر هنزا) و ارسباران (شامل سونگون) مقایسه شده است. همچنین، برپایه ویژگی‌های ایزوتوپی Hf و زمین‌شیمیایی توده‌های میزبان کانی‌سازی پورفیری به ارزیابی خاستگاه ماگمای آنها پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه‌ای

کانسارهای پورفیری سرچشمه، میدوک، دره‌زار و بندر هنزا در پهنه کانی‌زایی پورفیری کرمان جای دارند و کانسار سونگون در پهنه ارسباران جای دارد. از این‌رو، در زیر به ویژگی‌های زمین‌شناسی این دو پهنه پرداخته خواهد شد. پهنه مس پورفیری کرمان با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری نزدیک به ۵۰ الی ۷۰ کیلومتر پهنای ۵۰۰ کیلومتر درازا دارد و ادامه جنوب‌خاوری کمان ماگمایی ارمیه-دختر است. این پهنه تنها از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی چین‌خورده و

کانسارهای میوسن آغازین، میانی و پایانی جداشدنی هستند (Aghazadeh *et al.*, 2015). کانسارهای سرچشمه و میدوک به سن میوسن میانی، دره زار به سن میوسن آغازین و بندرهنزا به سن الیگوسن پایانی هستند.

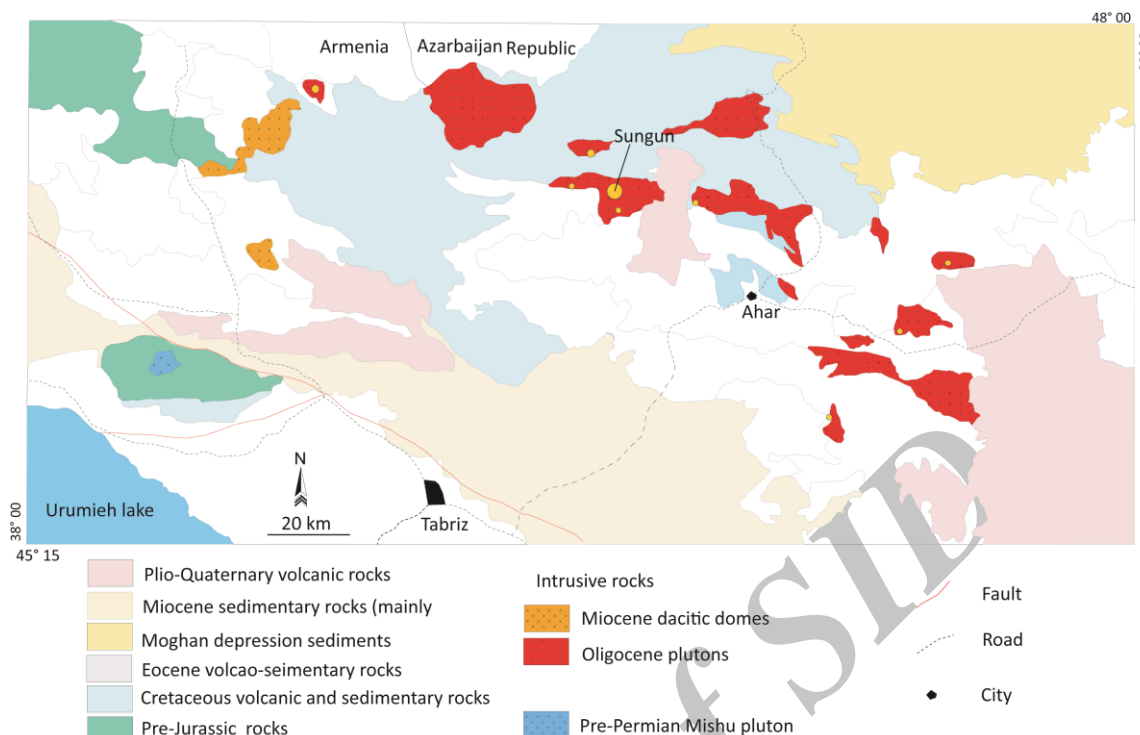
کانسارهای پورفیری فراوانی، بیشتر در بخش شمال باختری پهنه کرمان و در ارتباط با توده های جوان کوه پنج پدید آمده است (شکل ۱). کانسارهای مس پورفیری در پهنه کرمان در دوره های الیگوسن پایانی و میوسن پدید آمده اند و کانسارهای میوسن نیز به



شکل ۱- نقشه زمین شناسی پهنه کرمان و موقعیت کانسارهای پورفیری در آن (Shafiei *et al.*, 2009).

مذکور است (Aghanabati, 2006). رخنمون های کمیابی از سازندهای پرکامبرین و پالئوزوییک (همانند ایران مرکزی)، گواهی بر تاریخچه یکسان این منطقه (و در کل آذربایجان) با ایران مرکزی در دوره های یاد شده است (Aghanabati, 2006). نهشته های فلیش گونه کرتاسه و کربنات های سکوی قاره ای به ویژه به همراه سنگ های آتشفشانی سنوزوییک، نهشته های کهنی تر را در پهنه ارسباران می پوشانند. در این پهنه فعالیت ماگمایی در کرتاسه پایانی آغاز شده و به گونه گسترده در سنوزوییک و کواترنری ادامه یافته است (Aghazadeh, 2009).

پهنه مس پورفیری ارسباران در شمال باختر ایران جای دارد و از شمال باختری به رشته کوه های قره باغ آذربایجان و از سوی جنوب و جنوب خاوری به پهنه متالورژی ایران مرکزی پیوسته است. پهنه ارسباران ۷۰ الی ۸۰ کیلومتر پهنا و ۴۰۰ کیلومتر درازا دارد و در برگیرنده نهشته های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه و سنوزوییک و همچنین، توده های نفوذی سنوزوییک است (شکل ۲). حضور رخنمون های نادری از سازندهای پرکامبرین و پالئوزوییک مشابه با ایران مرکزی، شاهی بر تاریخچه یکسان این منطقه و به طور عموم آذربایجان با ایران مرکزی در دوره های



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی پهنه ارسباران و موقعیت کانسار سونگون در این پهنه (بر گرفته شده از Aghazadeh, 2009).

گرانودیوریتی و مونزونیتی که نفوذی‌های پیشین را بریده‌اند، گویای آخرین رخداد پلوتونیزم در این پهنه هستند.

توده‌های نفوذی شوشونیتی و نیز گنبد‌های جوان دارای سرشت آداکیتی هستند؛ اما سرشت نفوذی‌های کهن، آهکی-قلیایی عادی است (Aghazadeh *et al.*, 2011). کانی‌سازی مس پورفیری در پهنه ارسباران همواره همراه با توده‌های نفوذی الیگو-میوسن روی داده است. سن‌سنجی کانسارهای پورفیری پهنه ارسباران نشان داد که کانی‌زایی در این پهنه در دو دوره الیگوسن پایانی و میوسن آغازین رخ داده است (Aghazadeh *et al.*, 2015). در این پهنه بیش از ۱۰ کانسار و محدوده با توان کانی‌سازی مس پورفیری شناسایی شده‌اند (شکل ۲). از میان آنها کانسار سونگون اندوخته‌ای در رده جهانی دارد و در دوره میوسن آغازین پدید آمده است (Aghazadeh *et al.*, 2015).

در هنگام الیگوسن-میوسن، توده‌های نفوذی گسترده‌ای با سرشت و سن گوناگون در پهنه ارسباران جایگزین شده‌اند (Babakhani *et al.*, 1990; Jahangiri, 2007; Aghazadeh *et al.*, 2010, 2011; Castro *et al.*, 2013) که در اثر عملکرد این توده‌ها، پهنه‌های دگرسانی گسترش یافته است. همچنین، کانی‌زایی‌های گوناگونی مانند انواع پورفیری، اسکارن و اپی‌ترمال در این پهنه گسترش یافته است (Mehrpartou 1993; Aghazadeh 2009; Jamali *et al.*, 2009; Hassanpour, 2013). پلوتونیزم در پهنه ارسباران در زمان الیگوسن میانی تا پایانی (۳۰ تا ۳۵ میلیون سال پیش) با نفوذی‌های آهکی-قلیایی آغاز شده و با نفوذی‌های شوشونیتی الیگوسن پایانی-میوسن آغازین (۲۳ الی ۲۸ میلیون سال پیش) دنبال شده است (Aghazadeh *et al.*, 2011; Castro *et al.*, 2013). گنبد‌های داسیتی و

زمین‌شناسی کانسارهای پورفیری

کانسار مس پورفیری سرچشمه در بخش مرکزی پهنه کرمان جای دارد (شکل ۱). نهشته‌های آتشفشانی آندزیتی و آذرآواری مربوط به پالئوژن از کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی در کناره‌های استوک پورفیری سرچشمه هستند. این نهشته‌ها با توده‌های فراوانی قطع شده‌اند که برخی پیش از جایگزینی استوک پورفیری سرچشمه و برخی نیز پس از آن جایگزین شده‌اند. کهن‌ترین توده نفوذی در محدوده کانسار سرچشمه توده گرانودیوریتی گرانولار است که بخشی از باتولیت بند مزار را به‌شمار می‌رود (شکل ۱). استوک گرانودیوریتی، با بافت پورفیری و با کوارتزهای چشمی، در بخش باختری پیت معدن رخنمون دارد و پیش از توده پورفیری سرچشمه جایگزین شده است. استوک پورفیری سرچشمه در بخش‌های مرکزی و باختری پیت معدن سرچشمه رخنمون دارد و عامل کانی‌زایی مس پورفیری در این معدن است. استوک گرانودیوریتی سرچشمه پورفیری به دگرسانی‌های گوناگون پتاسیک و فلیک دچار شده است. برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb، میانگین وزن‌دار سن‌ها در توده سرچشمه پورفیری برابر $0.24 \pm 12/97$ میلیون سال پیش (MSWD) است (Aghazadeh et al., 2015). در بخش خاوری محدوده پیت معدن سرچشمه توده نفوذی دیگری حضور دارد که این استوک فاز تأخیری استوک سرچشمه پورفیری به‌شمار می‌رود (Waterman and Hamilton, 1975). توده تأخیری دانه‌ریز، بافت پورفیری دانه‌ریزی داشته و در مقایسه با توده سرچشمه پورفیری استوک ورک‌های سیلیسی و عیار کمتری دارد. برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb، میانگین وزن‌دار سن‌ها در توده تأخیری برابر $0.17 \pm 12/36$ میلیون سال پیش (MSWD) گزارش شده است (Aghazadeh et al., 2015). در محدوده کانسار رخنمون‌های فراوانی از دایک‌های گوناگون دیده می‌شوند که می‌توانند به دو نسل دایک‌های نخستین یا کانه‌زایی پایانی (Late

mineralization dykes) و دایک‌های تأخیری پس از کانه‌زایی (Post mineralization dykes) تقسیم‌بندی شوند. دایک‌های تأخیری نخستین به‌گونه گسترده در سطح و گمانه‌ها دیده می‌شوند. از آنجایی که آمفیبول نوع هورنبلند در این سنگ‌ها فراوان است، به نام هورنبلند دایک‌ها شناخته می‌شوند. این دایک‌ها دامنه ترکیبی گسترده‌ای از دیوریت تا کوارتز دیوریت و گرانودیوریت دارند. برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb، میانگین وزن‌دار سن‌ها در دایک‌های تأخیری نخستین برابر $0.17 \pm 12/36$ میلیون سال پیش (MSWD) (Aghazadeh et al., 2015). افزون بر این دایک‌ها، دایک‌های تأخیری بعدی نیز با فراوانی کمتر در محدوده کانسار دیده می‌شوند. این دایک‌ها را می‌توان به دایک‌های سرشار از فلدسپار (FD) و سرشار از بیوتیت (BD) رده‌بندی کرد.

کانسار سونگون در پهنه ارسباران جای دارد و در این کانسار استوک پورفیری سونگون با ترکیب مونزونیته تا کوارتز مونزونیته (توده سونگون پورفیری) و نفوذی‌های تأخیری در داخل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه تا ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). در پی نفوذ توده سونگون پورفیری در سنگ‌های رسوبی کالک‌سیلیکاته کرتاسه هاله اسکارنی و همچنین، دگرگونی مجاورتی روی داده است. سنگ‌های رسوبی کرتاسه بیشتر در بخش‌های خاوری و شمالی کانسار رخنمون دارند؛ اما توده نفوذی سونگون پورفیری، انواع دایک‌های تأخیری و سنگ‌های آتشفشانی کواترنری در بخش باختری و جنوبی کانسار رخنمون دارند. به‌سوی بخش‌های باختری و جنوبی و در بیرون از محدوده کانسار، سنگ‌های آتشفشانی گوناگون ائوسن رخنمون دارند. گنبد ریوداسیتی چال‌داغی و نهشته‌های گدازه‌ای کوه داش‌دیبی از جوان‌ترین رخنمون‌های سنگی در محدوده کانسار سونگون هستند. برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb، میانگین وزن‌دار سن‌ها برای بخش‌های مرکزی توده سونگون برابر $0.15 \pm 21/01$

قطع شده است. برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb، از توده بندر هنزا پورفیری، میانگین وزن دار سن‌ها برابر $0/71 \pm 27/35$ میلیون سال پیش (MSWD = 2/1) گزارش شده است (Aghazadeh *et al.*, 2015).

روش انجام پژوهش

برای ارزیابی ویژگی‌های ایزوتوپی Hf زیرکن، نخست به ارزیابی صحرایی کانسارهای پورفیری پرداخته شد. سپس نمونه‌های معرف از توده‌های میزبان کانی‌زایی از کانسارهای سرچشمه، میدوک، دره‌زار و بندر هنزا در پهنه کرمان و توده سونگون در پهنه ارسباران برداشت شد. برای ارزیابی ویژگی‌های سنی و همچنین، نسبت‌های ایزوتوپی Hf زیرکن در استوک‌های گوناگون این کانسارهای پورفیری، یک نمونه از پهنه پتاسیک برداشت شد. سپس نمونه‌های برداشت‌شده، خرد شده و ۵۰ الی ۱۰۰ بلور زیرکن از هر نمونه برپایه روش‌های متداول مغناطیسی و با به‌کارگیری مایع بروموفورم در انستیتو منابع کانی شهر پکن کشور چین جدایش شدند. برای خالص‌سازی، بلورهای جداشده در زیر میکروسکوپ بیناکولار دوباره به‌دقت بررسی شدند. بلورهای جداشده به‌همراه نمونه‌های استاندارد در رزین اپوکسی جاسازی شده و پس از صیقل‌دادن با میکروسکوپ نوری و اسکنر الکترونی بررسی شدند. بلورهای زیرکن نخست با روش U-Pb سن‌سنجی شدند و برپایه داده‌های بررسی‌های اسکنر الکترونی و سن‌سنجی‌ها، بلورهای به‌ارث‌رسیده کهن در نمونه‌ها دیده نشدند. داده‌های سن‌سنجی بلورهای زیرکن در مقاله Aghazadeh و همکاران (۲۰۱۵) در دسترس است. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Hf در آزمایشگاه انستیتو منابع کانی شهر پکن کشور چین و با دستگاه Thermo Finnigan Neptune MC-ICPMS ساخت کشور آلمان انجام شد.

مقدارهای $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ برپایه سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

میلیون سال پیش (MSWD = 1/01) است (Aghazadeh *et al.*, 2015). همچنین، سن‌سنجی انواع دایک‌های تأخیری نخستین و بعدی در توده سونگون به‌ترتیب میانگین وزن دار سن‌های $0/36 \pm 19/85$ میلیون سال پیش (MSWD = 2/6) و $0/33 \pm 9/28$ میلیون سال پیش (MSWD = 1/7) را در پی داشته است (Aghazadeh *et al.*, 2015).

کانسار میدوک در بخش شمال‌باختری پهنه کرمان جای دارد و در این کانسار توده گرانودیوریتی پورفیری میدوک در داخل نهشته‌های آذرآواری و آندزیتی ائوسن نفوذ کرده است (شکل ۱). همچنین، دایک‌های تأخیری دیوریتی تا کوارتزدیوریتی توده پورفیری میدوک را قطع می‌کنند. برپایه نتایج داده‌های سن‌سنجی U-Pb، از توده میدوک پورفیری، میانگین وزن دار سن‌ها برابر $0/21 \pm 11/58$ میلیون سال پیش (MSWD = 0/64) گزارش شده است (Aghazadeh *et al.*, 2015).

کانسار دره‌زار در بخش میانی پهنه کرمان و در جنوب کانسار سرچشمه جای دارد (شکل ۱). در این کانسار توده گرانودیوریت پورفیری در توده میکرودیوریتی و همچنین، نهشته‌های بازالتی، آندزیتی و آذرآواری ائوسن نفوذ کرده است. دایک‌های تأخیری با ترکیب میکرودیوریتی با فراوانی کم توده دره‌زار پورفیری را قطع می‌کنند. برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb، از توده دره‌زار پورفیری، میانگین وزن دار سن‌ها برابر $0/22 \pm 16/4$ میلیون سال پیش (MSWD = 1/13) گزارش شده است (Aghazadeh *et al.*, 2015).

کانسار بندر هنزا در بخش جنوب‌خاوری پهنه ساردوییه-دهج پهنه کرمان جای دارد. در این کانسار توده گرانودیوریتی در داخل توده‌های دیوریت و گرانودیوریتی از نوع جبال بارز و همچنین، نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. در این کانسار توده پورفیری توسط استوک گرانیتی و دایک‌های تأخیری با ترکیب متنوع دیابازی تا آندزیتی و میکرودیوریتی

مدل Hf تک مرحله‌ای (TDM) در برابر ترکیب گوشته تهیه شده با نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ برابر 0.00384 (Vertoort *et al.*, 1999; Griffin *et al.*, 2000) به دست آمده است. مقادیر $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ از 0.279718 در $4/55$ تا 0.283250 در زمان حاضر است. در جدول ۱ داده‌های تجزیه‌ای نسبت‌های Lu-Hf بلورهای زیرکن این توده‌های پورفیری آورده شده‌اند.

به دست آمده و مقادیرهای $\epsilon\text{ND}(T)$ در برابر مخزن کندریتی (Blichert-Toft and Albarede, 1997) با نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ و نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.332$ به دست آمده‌اند. سن‌های مدل (model age) Hf دو مرحله‌ای (TDMC) بر پایه نسبت فرضی $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.15$ در ترکیب میانگین پوسته قاره‌ای (Griffin *et al.*, 2002) به دست آمده است. سن‌های

جدول ۱- داده‌های تجزیه Lu-Hf مربوط به توده‌های کانسارهای پورفیری از پهنه ارسباران و کرمان.

Deposit	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283026	0.282975	0.282993	0.283001	0.283003	0.282997	0.283006	0.282991	0.282964	0.282983	0.282972
2σ	0.000012	0.000018	0.000013	0.000011	0.000014	0.000017	0.000011	0.000012	0.000014	0.000012	0.000014
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.00053	0.000952	0.000724	0.001007	0.001132	0.0009	0.000944	0.000891	0.000838	0.000886	0.000928
2σ	0.000002	0.000015	0.000004	0.000005	0.000037	0.000005	0.000005	0.000001	0.000008	0.000001	0.000007
Age	12.9	13.1	13.3	12.3	12.2	12.4	12.9	12.8	13.5	13.3	13.3
$\text{Hf}(t)$	9	7.2	7.8	8.1	8.2	8	8.3	7.7	6.8	7.5	7.1
$\text{Hf}(t)$	9.2	7.5	8.1	8.4	8.4	8.2	8.6	8	7.1	7.8	7.4
T_{DM}	317	391	364	355	354	360	348	369	406	379	396
T_{DM}^C	504	618	579	560	556	570	549	584	644	600	626
Deposit	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC	SAC
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.282992	0.283021	0.283001	0.28301	0.282988	0.282999	0.283005	0.282995	0.282988	0.28299	0.283002
2σ	0.000017	0.000012	0.00001	0.000012	0.000014	0.000013	0.000015	0.000014	0.000016	0.000026	0.000015
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.000792	0.000943	0.000838	0.000806	0.001159	0.000773	0.000867	0.001006	0.000949	0.001064	0.000873
2σ	0.000012	0.000013	0.000004	0.000014	0.000012	0.00001	0.000005	0.000007	0.000003	0.000006	0.000008
Age	13.3	12.6	13.3	13.1	13.1	13.1	12.5	13.3	13.3	13.3	12.6
$\text{Hf}(t)$	7.8	8.8	8.1	8.4	7.6	8	8.2	7.9	7.7	7.7	8.1
$\text{Hf}(t)$	8.1	9.1	8.4	8.7	7.9	8.3	8.5	8.2	7.9	8	8.4
T_{DM}	367	326	354	340	375	356	349	364	373	372	353
T_{DM}^C	581	515	560	539	590	564	552	574	589	585	559
Deposit	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283047	0.283004	0.28312	0.283049	0.283032	0.28301	0.283023	0.283011	0.283002	0.28303	0.283018
2σ	0.000017	0.000023	0.000026	0.000021	0.000018	0.000017	0.000019	0.00002	0.000018	0.000018	0.000017
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.001039	0.001392	0.000881	0.00085	0.000665	0.000742	0.000802	0.000647	0.000857	0.000742	0.000534
2σ	0.000031	0.000011	0.000004	0.000023	0.000007	0.000002	0.000004	0.000016	0.000014	0.000013	0.000006
Age	10.8	10.8	10.8	10.8	11.9	11	11.5	11.7	11.7	11.9	11.6
$\text{Hf}(t)$	9.7	8.2	12.3	9.8	9.2	8.4	8.9	8.4	8.1	9.1	8.7
$\text{Hf}(t)$	9.9	8.4	12.5	10	9.4	8.7	9.1	8.7	8.4	9.4	8.9
T_{DM}	291	355	185	287	309	340	322	338	352	312	327
T_{DM}^C	458	556	290	453	491	540	511	538	558	495	523
Deposit	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	MDK	DAZ
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.28301	0.282986	0.283039	0.283026	0.282999	0.283037	0.283034	0.283028	0.28304	0.283028	0.283036
2σ	0.000021	0.000018	0.000017	0.000014	0.000019	0.00002	0.000013	0.000009	0.00001	0.000013	0.000015
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.000755	0.000533	0.000861	0.001379	0.001535	0.001088	0.000706	0.000657	0.000702	0.00061	0.001051
2σ	0.000016	0.000006	0.000011	0.00004	0.00002	0.000051	0.000005	0.000006	0.000004	0.000003	0.000004
Age	11.8	10.9	11.7	11.5	11.5	11.5	11.7	12	12	12	16.1
$\text{Hf}(t)$	8.4	7.6	9.4	9	8	9.4	9.3	9.1	9.5	9	9.3
$\text{Hf}(t)$	8.7	7.8	9.7	9.2	8.3	9.6	9.5	9.3	9.7	9.3	9.7
T_{DM}	341	373	301	323	364	306	306	314	297	314	306
T_{DM}^C	541	596	475	505	566	480	486	499	471	500	480
Deposit	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283016	0.283055	0.28301	0.283049	0.283041	0.283032	0.283018	0.283015	0.283038	0.283002	0.282999
2σ	0.000015	0.000014	0.000016	0.000013	0.000012	0.000014	0.000014	0.000014	0.000018	0.000019	0.000018
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.000903	0.000807	0.000867	0.000555	0.001026	0.001151	0.0009	0.000953	0.000639	0.001164	0.001449
2σ	0.000004	0.000009	0.000011	0.000001	0.000005	0.000007	0.000008	0.000005	0.000002	0.000007	0.00001
Age	18.1	16.7	16.7	15.9	16.4	17.5	17.4	16.5	16.3	16.7	16.7
$\text{Hf}(t)$	8.6	10	8.4	9.8	9.5	9.2	8.7	8.6	9.4	8.1	8
$\text{Hf}(t)$	9	10.4	8.8	10.1	9.9	9.6	9.1	8.9	9.7	8.5	8.4
T_{DM}	333	276	341	284	298	312	330	336	301	355	363
T_{DM}^C	523	434	538	449	466	487	519	527	475	555	563

جدول ۱- ادامه.

Deposit	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283031	0.283029	0.283016	0.283016	0.282999	0.283017	0.283022	0.283039	0.28305	0.282997	0.283016
2σ	0.000016	0.000016	0.00001	0.000009	0.000011	0.000009	0.000017	0.000015	0.000016	0.000017	0.000011
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.001063	0.001234	0.001022	0.001206	0.000906	0.001348	0.000718	0.000981	0.001102	0.000745	0.001032
2σ	0.000002	0.000002	0.000004	0.000012	0.000006	0.000001	0.000004	0.000004	0.000002	0.000011	0.000008
Age	16.3	16.6	16.7	16.5	15.8	17.2	15.2	16.7	16.7	16.7	15.6
$\text{Hf}_{(o)}$	9.2	9.1	8.6	8.6	8	8.7	8.9	9.5	9.8	7.9	8.6
$\text{Hf}_{(i)}$	9.5	9.4	9	9	8.4	9	9.2	9.8	10.2	8.3	9
T_{DM}	313	318	334	336	357	335	323	301	287	359	334
T_{DM}^C	489	495	524	524	562	521	510	471	447	568	524
Deposit	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	DAZ	BON	BON	BON	BON	BON	BON
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283006	0.283019	0.283014	0.283026	0.28301	0.282988	0.283016	0.283001	0.283056	0.28305	0.283087
2σ	0.000011	0.000011	0.000009	0.00001	0.00001	0.00002	0.000018	0.000018	0.000025	0.000016	0.000018
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.00103	0.001003	0.000842	0.000643	0.000692	0.00499	0.002602	0.003972	0.00173	0.001837	0.001559
2σ	0.000003	0.000008	0.000017	0.000014	0.000002	0.00003	0.000124	0.000061	0.000031	0.000059	0.000014
Age	17.3	15.7	16.2	16.4	15.6	26.8	28.4	28.4	28.4	28.4	27.1
$\text{Hf}_{(o)}$	8.3	8.7	8.5	9	8.4	7.6	8.6	8.1	10	9.8	11.1
$\text{Hf}_{(i)}$	8.7	9.1	8.9	9.3	8.8	8.1	9.2	8.6	10.6	10.4	11.7
T_{DM}	348	330	336	317	339	418	349	386	283	292	237
T_{DM}^C	546	518	530	501	537	586	519	555	428	440	357
Deposit	BON	BON	BON	BON	BON	BON	SUN	BON	SUN	SUN	SUN
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283048	0.28307	0.283035	0.283	0.283033	0.283078	0.283026	0.283057	0.28302	0.283011	0.283031
2σ	0.000018	0.000018	0.000021	0.000025	0.000021	0.000023	0.000012	0.000018	0.000012	0.000011	0.000013
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.001932	0.001413	0.005673	0.002241	0.002523	0.0013	0.000757	0.00136	0.000646	0.000626	0.000645
2σ	0.000027	0.000069	0.000056	0.000014	0.000129	0.000037	0.000006	0.000014	0.000002	0.000001	0.000004
Age	28.9	29.2	27.9	28.3	27	29.2	21.9	29.1	20.8	20.7	21.8
$\text{Hf}_{(o)}$	9.8	10.5	9.3	8.1	9.2	10.8	9	10.1	8.8	8.5	9.2
$\text{Hf}_{(i)}$	10.4	11.1	9.8	8.6	9.8	11.4	9.5	10.7	9.2	8.9	9.6
T_{DM}	296	260	350	369	323	248	318	278	325	338	310
T_{DM}^C	444	395	479	555	480	376	498	423	511	533	487
Deposit	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.28301	0.283024	0.282969	0.283009	0.283011	0.283013	0.282985	0.283026	0.282982	0.282985	0.283006
2σ	0.000013	0.00001	0.000014	0.000011	0.000011	0.000019	0.000012	0.000016	0.000017	0.000012	0.000012
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.000716	0.000726	0.000914	0.000591	0.000495	0.000806	0.000496	0.000907	0.000768	0.000443	0.000473
2σ	0.000002	0.000003	0.000017	0.000003	0.000002	0.000009	0.000004	0.000007	0.000003	0.000004	0.000001
Age	20.7	20.7	21.6	20.6	20.9	20.9	21	21	21.2	19.9	20.8
$\text{Hf}_{(o)}$	8.4	8.9	7	8.4	8.5	8.5	7.5	9	7.4	7.5	8.3
$\text{Hf}_{(i)}$	8.9	9.4	7.4	8.8	8.9	9	8	9.4	7.9	8	8.7
T_{DM}	340	320	400	340	337	337	374	319	380	373	344
T_{DM}^C	535	503	628	537	532	529	592	499	598	592	544
Deposit	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN	SUN
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283013	0.283005	0.282976	0.282997	0.282997	0.282994	0.282998	0.282985	0.282995	0.282993	0.283027
2σ	0.000012	0.000013	0.000011	0.000016	0.000016	0.000011	0.000013	0.000012	0.000011	0.000012	0.000013
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.000677	0.000521	0.000438	0.000668	0.000668	0.000603	0.000824	0.000593	0.000417	0.000532	0.000461
2σ	0.000007	0.000001	0.000005	0.000005	0.000005	0.000002	0.000004	0.000007	0.000001	0.000001	0.000002
Age	21.2	20.9	20.5	21.6	21.7	21.2	20.9	20.7	21	20.9	21.9
$\text{Hf}_{(o)}$	8.5	8.2	7.2	8	8	7.9	8	7.5	7.9	7.8	9
$\text{Hf}_{(i)}$	9	8.7	7.6	8.4	8.4	8.3	8.5	8	8.3	8.3	9.5
T_{DM}	336	346	386	358	358	361	358	373	359	362	314
T_{DM}^C	529	547	613	564	564	571	561	591	569	574	496

داده‌های ایزوتوپی Hf

داده‌های تجزیه‌ای، نسبت‌های ایزوتوپی Hf و میزان خطاهای مربوطه و دامنه $\varepsilon\text{Hf}_{(i)}$ به همراه سن‌های مدل تک‌مرحله‌ای (T_{DM}) و دو مرحله‌ای (T_{DM}^C) در جدول ۱ آورده شده‌اند. از بلورهای زیرکن برداشت‌شده از توده پورفیری سرچشمه، ۲۲ نقطه تجزیه شدند. در نمونه‌های تجزیه‌شده دامنه نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ از ۰/۲۸۲۹۶۴ تا

۰/۲۸۳۰۲۶ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ۰/۲۸۲۹۹۸ است. همچنین، نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ در این توده از ۰/۰۰۵۳۰ تا ۰/۰۰۱۱۵۹ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۰۰۰۹ است. میزان $\varepsilon\text{Hf}_{(i)}$ در داده‌های تجزیه‌ای نمونه‌های سرچشمه پورفیری از ۷/۱+ تا ۹/۲+ بوده و میانگین داده‌ها برابر ۸/۲+ است. میزان سن‌های T_{DM} از ۳۱۷ تا ۴۰۶ میلیون سال پیش و سن‌های

۰/۲۸۲۹۹۸ تا ۰/۲۸۳۰۸۷ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۲۸۳۰۴۰ است. همچنین، نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ در این توده از ۰/۰۱۳۰۰ تا ۰/۰۵۶۷۳ بوده و میزان میانگین آن برابر ۰/۰۲۵۴۹ است. میزان $\varepsilon\text{Hf}(t)$ در داده‌های تجزیه نمونه‌های میدوک پورفیری از ۸/۱+ تا ۱۱/۷+ بوده و میانگین آنها برابر ۱۰+ است. میزان سن‌های T_{DM} از ۲۶۰ تا ۴۱۸ میلیون سال و سن‌های T_{DM}^{C} از ۳۵۷ تا ۵۸۶ میلیون سال پیش بوده و همچنین، میانگین این سن‌ها به ترتیب برابر ۳۱۵ و ۴۶۴ میلیون سال پیش است.

از زیرکن‌های جدا شده از نمونه مربوط به پهنه پتاسیک توده سونگون پورفیری ۲۶ نقطه تجزیه شدند. در نمونه‌های تجزیه‌شده نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ از ۰/۲۸۲۹۶۹ تا ۰/۲۸۳۰۲۷ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۲۸۳۰۰۳ است. همچنین، نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ در نمونه‌های تجزیه‌شده از این توده از ۰/۰۰۴۱۷ تا ۰/۰۰۹۱۴ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۰۰۶۳۱ است. میزان $\varepsilon\text{Hf}(t)$ در داده‌های تجزیه‌ای نمونه‌های سونگون پورفیری از ۷/۴+ تا ۹/۵+ بوده و میانگین آنها برابر ۸/۶+ است. میزان سن‌های T_{DM} از ۳۱۰ تا ۴۰۰ میلیون سال پیش و سن‌های T_{DM}^{C} از ۴۹۶ تا ۶۲۸ میلیون سال پیش در تغییر است و همچنین، میانگین این سن‌ها به ترتیب برابر ۳۴۹ و ۵۵۰ میلیون سال پیش است.

بحث

سیستم ایزوتوپی Lu-Hf برای ردیابی جدایش زمین‌شیمیایی زمین با ترکیب کلی سیلیکاته (پوسته و گوشته) به کار می‌رود؛ زیرا جدایش Lu از Hf در هنگام ماگمایی رخ می‌دهد. نسبت Lu/Hf نخستین کندریتی زمین با گذشت زمان زمین‌شناسی تغییر کرده است؛ به گونه‌ای که با جدایش مذاب بازالتی از گوشته، گوشته از Hf تهی شده و در پی آن، پوسته بازالتی سرشار از

T_{DM}^{C} از ۵۰۴ تا ۶۴۴ میلیون سال پیش بوده و میانگین این سن‌ها به ترتیب برابر ۲۶۲ و ۵۷۳ میلیون سال پیش است.

در توده پورفیری میدوک از بلورهای زیرکن جدا شده ۲۱ نقطه تجزیه شدند. در زیرکن‌های تجزیه‌شده دامنه نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ از ۰/۲۸۲۹۸۶ تا ۰/۲۸۳۰۴۹ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۲۸۳۰۲۷ است. همچنین، دامنه نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ در این توده از ۰/۰۰۵۳۳ تا ۰/۰۰۱۵۳۵ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۰۰۰۸۵۶ است. میزان $\varepsilon\text{Hf}(t)$ در داده‌های تجزیه نمونه‌های میدوک پورفیری از ۷/۸+ تا ۱۲/۵+ بوده و میانگین داده‌های برابر ۹/۳+ است. دامنه سن‌های T_{DM} از ۱۸۵ تا ۳۶۴ میلیون سال پیش و سن‌های T_{DM}^{C} از ۲۹۰ تا ۵۹۶ میلیون سال پیش بوده و میانگین این سن‌ها به ترتیب برابر ۳۱۷ و ۵۰۲ میلیون سال پیش است.

از بلورهای زیرکن برداشت‌شده از توده پورفیری دره‌زار ۲۸ نقطه تجزیه شدند. در نمونه‌های تجزیه‌شده دامنه نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ از ۰/۲۸۲۹۹۷ تا ۰/۲۸۳۰۵۵ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۲۸۳۰۲۲ است. همچنین، نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ در این توده از ۰/۰۰۵۵۵ تا ۰/۰۰۱۴۴۹ بوده و میزان میانگین این نسبت برابر ۰/۰۰۰۹۶۵ است. میزان $\varepsilon\text{Hf}(t)$ در داده‌های تجزیه نمونه‌های دره‌زار پورفیری از ۸/۳+ تا ۱۰/۴+ بوده و میانگین آنها برابر ۹/۲+ است. دامنه سن‌های T_{DM} از ۲۷۶ تا ۳۵۷ میلیون سال پیش و سن‌های T_{DM}^{C} از ۴۳۴ تا ۵۶۸ میلیون سال پیش بوده و میانگین این سن‌ها به ترتیب برابر ۳۲۵ و ۵۱۰ میلیون سال پیش است.

از بلورهای زیرکن جدا شده از توده پورفیری بندر هنزا ۱۳ نقطه تجزیه شدند. در نمونه‌های تجزیه‌شده دامنه نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ از

بلورهای زیرکن که از ماگماهای ریشه گرفته از پوسته قاره‌ای تبلور می‌یابند معرف ترکیب ایزوتوپی Hf پوسته قاره‌ای خاستگاه هستند. برای نمونه، اگر ماگمای گرانیته‌ای از ذوب‌بخشی پوسته جوانی پدید آید که به تازگی از گوشته تهی شده ریشه گرفته است (همانند بسیاری از کمان‌های آتشفشانی امروزی)؛ در بلورهای زیرکن ترکیب ایزوتوپی Hf رادیوژن نخستین ($\epsilon\text{Hf} > 0$) نزدیک به مقدار آن در گوشته خاستگاه خواهد شد؛ اما توده‌های گرانیته‌ای پدیدآمده از ذوب پوسته قاره‌ای کهن، دارای زیرکن‌های با مؤلفه Hf رادیوژن نیستند ($\epsilon\text{Hf} < 0$) (Amelin *et al.*, 1999). امروزه بیشتر پوسته قاره‌ای کمابیش از ماگماهای پدیدآمده از ذوب‌بخشی گوشته تهی شده پدید می‌آیند. تهی‌شدگی این گوشته در پی جدایش پوسته از گوشته با گذشت زمان روی داده است. برپایه بررسی‌ها، گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای غنی شده کهن دارای مقادیر منفی چشمگیر ϵHf نزدیک به -12 تا -30 را نشان می‌دهند (Griffin *et al.*, 2000). بررسی‌ها نشان می‌دهد که مقادیر مثبت اما کم ϵHf (۰ تا ۵) نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای و یا دارا بودن زیرکن‌های زینوکریست است. در صورتی که مقادیر مثبت با میزان بالا نشان‌دهنده ماگمای ریشه‌گرفته از گوشته و بدون آلاینش پوسته‌ای است (Patchett *et al.*, 1981; Corfu and Scott, 1993).

میزان میانگین ϵHf در بلورهای زیرکن کانسارهای سرچشمه، میدوک، دره‌زار، بندر هنزا و سونگون از پهنه‌های کرمان و ارسباران به ترتیب $+8/2$ ، $+9/3$ ، $+9/2$ ، $+10$ و $+8/6$ است. بر این پایه، میزان ترکیب ایزوتوپی Hf در این کانسارهای گوناگون تا اندازه‌ای همسان است. با این حال، توده پورفیری بندرهنزا میزان ϵHf بیشتری در مقایسه با سایر کانسارهای میوسن پهنه کرمان نشان می‌دهد. این پدیده نشان می‌دهد که در توده‌های کهن‌تر مشارکت بیشتری از منبع گوشته تهی شده روی داده است. همان‌گونه که در بخش زمین‌شناسی گفته شد، توده‌های میزبان کانسارهای پورفیری شناسایی

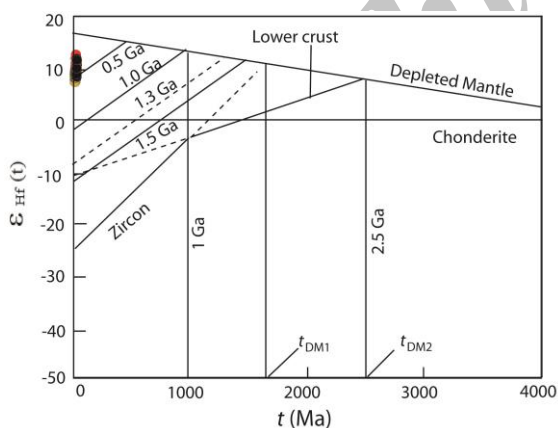
Hf پدید می‌آید. از این‌رو، با گذشت زمان، ترکیب ایزوتوپی Hf گوشته تهی‌شده ($\text{Lu}/\text{Hf} <$ کندریت) و پوسته از این نسبت سرشارتر می‌شود ($\text{Lu}/\text{Hf} >$ کندریت)؛ به گونه‌ای که پوسته قاره‌ای دارای میانگین پایین Lu/Hf (نزدیک به $0/1$) در برابر ترکیب گوشته تهی‌شده ($\text{Lu}/\text{Hf} = 0/367$) است. پس نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ در پوسته قاره‌ای پایین بوده و ϵHf در پوسته قاره‌ای دارای مقادیر منفی و کم است؛ اما ϵHf در گوشته تهی‌شده مقادیر مثبت و بالایی دارد (Knudsen *et al.*, 2001).

معمولاً نسبت Lu/Hf در بلورهای زیرکن بسیار کم و نزدیک به $0/002$ است؛ از این‌رو، در پی تبلور زیرکن در هر پهنه (محیط) زمین‌شناسی، Lu/Hf میان زیرکن و فازهای همزیست جدایش می‌یابد. نسبت $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ در زیرکن معمولاً کمتر از $0/0005$ است. پس تغییر زمانی در نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ پیامد واپاشی ^{176}Lu است و با سرعت ناچیزی در حال انجام است. از این‌رو، زیرکن نسبت $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ نخستین خاستگاه را در خود ثبت می‌کند و ترکیب ایزوتوپی Hf خاستگاه در زمان تبلور در بلورهای زیرکن ثبت می‌شود. از این‌رو، ترکیب ایزوتوپی Hf در زیرکن می‌تواند ردیاب زمین‌شیمیایی خاستگاه سنگ میزبان بلور زیرکن به‌شمار آید.

ترکیب ایزوتوپی‌های Hf در منابع زمین‌شیمیایی گوناگون (مانند کندریت، گوشته تهی‌شده و پوسته) یکسان نیست. از این‌رو، ترکیب ایزوتوپی‌های گفته‌شده می‌تواند در شناخت خاستگاه ماگماها به‌کار رود. پوسته قاره‌ای ترکیب ایزوتوپی Hf خود را از خاستگاه گوشته‌ای خود به ارث می‌برد. ترکیب ایزوتوپی Hf پوسته می‌تواند کمابیش رادیوژن نباشد ($\epsilon\text{Hf} < 0$) یا رادیوژن باشد ($\epsilon\text{Hf} > 0$). این پدیده به ترکیب ایزوتوپی Hf گوشته‌ای که پوسته از آن خاستگاه گرفته بستگی دارد. در حالت اول پوسته از گوشته غنی و در حالت دوم از گوشته تهی‌شده خاستگاه گرفته است (Knudsen *et al.*, 2001).

می‌دهند. این پدیده با توجه به دامنه سنی چشمگیر ۱۵ میلیون سال نشان‌دهنده خاستگاه همسان برای ماگماهای این توده‌هاست. دامنه ϵ_{Hf} تا اندازه‌ای محدود است و نبود زیرکن‌های به‌ارث‌رسیده نشان‌دهنده این است که دخالت پوسته در تحول ماگماهای توده‌های پورفیری ناچیز بوده یا وجود نداشته است؛ زیرا دخالت عوامل پوسته‌ای در تحول ماگماها، پیدایش دامنه منفی و گسترده ϵ_{Hf} در بلورهای زیرکن را در پی دارد (Kemp et al., 2007).

بر پایه ویژگی‌های ایزوتوپی Hf در بلورهای زیرکن، نمونه‌های توده‌های کانسار پورفیری از پهنه کرمان و ارسباران در محدوده شناخته‌شده برای پوسته زیرین و گوشته سنگ‌کره‌ای جای دارند (شکل ۳). میزان $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ در این توده‌های پورفیری مثبت است و میانگین آن از ۸ تا ۱۰، نشان‌دهنده این است که خاستگاه آنها گوشته تهی‌شده نیز مشارکت چشمگیری داشته است. مقادیر ϵ_{Hf} گزارش‌شده در گوته گوشته‌ای و گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای معمولاً منفی هستند و با مقادیر ϵ_{Hf} در این توده‌های پورفیری تفاوت دارند.



شکل ۳- نمودار $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ در برابر سن (بر پایه میلیون سال پیش) که نشان‌دهنده جایگاه نمونه‌ها در میان بخش پوسته زیرین و گوشته تهی‌شده است.

همان‌گونه که در نمودار سن در برابر $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ دیده می‌شود (شکل ۳) نمونه‌ها در محدوده میان پوسته زیرین و گوشته تهی‌شده جای دارند و میزان ϵ_{Hf} در

شده است و بر پایه داده‌های سن‌سنجی به‌دست‌آمده، توده‌های پورفیری بندرهنزا، دره‌زار، سرچشمه و میدوک به ترتیب ۲۷/۳۵، ۱۶/۴، ۱۲/۹۷ و ۱۱/۵۸ میلیون سال پیش و توده پورفیری سونگون ۲۱/۰۱ میلیون سال پیش جایگزین شده‌اند.

با توجه به دامنه سنی کمابیش بزرگ کانسارهای پورفیری کرمان که نزدیک به ۱۵ میلیون سال پیش است؛ اما میزان ϵ_{Hf} در این کانسارها تا اندازه‌ای همسان بوده و تغییر چندانی نشان نمی‌دهد. این پدیده نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای این کانسارها همسان بوده و فرایندهای تحول ماگمایی همسانی را متحمل شده‌اند. میزان ϵ_{Hf} در توده سونگون همانند کانسارهای کرمان است. این پدیده نشان‌دهنده خاستگاه و فرایندهای همسان در تحول ماگمای توده پورفیری سونگون و کانسارهای پورفیری کرمان است.

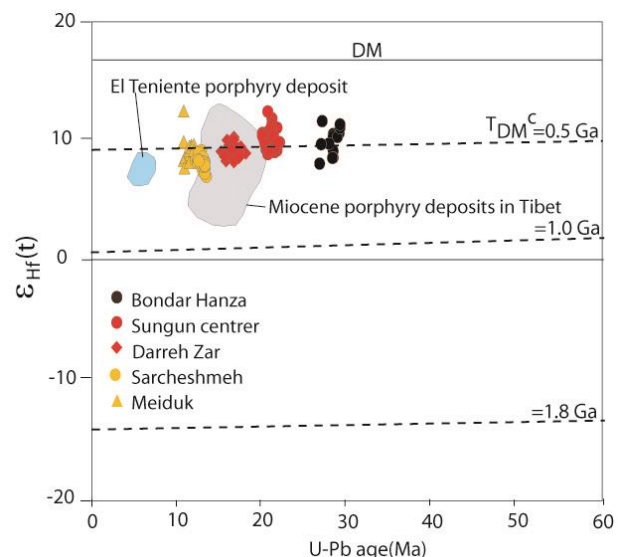
بررسی نسبت‌های ایزوتوپی Hf برای بخش‌های گوناگون حاشیه و مرکز این زیرکن‌ها نشان می‌دهد که الگوی ویژه‌ای از تغییر در نسبت‌های بالا دیده نمی‌شود. این پدیده نشان می‌دهد که در هنگام تحول ماگماها در پوسته بالایی، منبع پوسته بالایی در تحول آنها دخالت نکرده یا مشارکت ناچیزی داشته است. این گفته از آن رو درست است که در زیرکن‌های این توده‌های گوناگون پورفیری مقادیرهای نخستین $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ بالا (از 0.282964 تا 0.283078) است. همچنین، مقادیر ϵ_{Hf} مثبت ۸ تا ۱۰+ و نبود زیرکن‌های به‌ارث‌رسیده و زیرکن‌های دارای هسته‌های کهن، نشان‌دهنده پیدایش زیرکن‌ها از سیستم ماگمایی در این توده‌های نفوذی کانسارهای پورفیری گوناگون است. بر پایه بررسی تصویرهای CL، این زیرکن‌ها ماگمایی بوده و هیچ زیرکن پدیدآمده در پی فرایندهای هیدروترمالی دیده نمی‌شود. با وجود تفاوت‌های ترکیبی میان توده مونوزونیتی پورفیری سونگون و همچنین، توده‌های گرانودیوریتی سرچشمه، میدوک، دره‌زار و بندرهنزا، این توده‌ها نسبت‌های ایزوتوپی Hf همسانی را نشان

مقدار میانگین ε_{Hf} در زیرکن‌های مربوط به توده پورفیری کانسار El Teniente نزدیک به $+7/4$ است؛ اما میانگین ε_{Hf} گزارش شده برای توده‌های کانسارهای پورفیری میوسن تبت نزدیک به $+8$ است. چنانچه گفته شد، میزان میانگین ε_{Hf} در این توده‌های پورفیری $+8/2$ ، $+9/3$ ، $+9/2$ ، $+10$ و $+8/6$ است. این مقادیرها نشان می‌دهند که توده‌های پورفیری ایران در مقایسه با توده‌های تبت و همچنین، توده پورفیری معدن El Teniente مقادیر بالاتری از ε_{Hf} را نشان می‌دهند. بدین گونه به نظر می‌رسد که گوشته تهی شده مشارکت بیشتری در خاستگاه توده‌های پورفیری در کانسارهای پورفیری ایران را دارد. خاستگاه توده‌های پورفیری پس از برخوردی میوسن تبت به ذوب بخشی پوسته مافیک دگرگون شده ستمبر نسبت داده شده است که در پی انباشت ماگمای سست کره‌ای پیشین در زیر پوسته پدید آمده است (Hou *et al.*, 2013 و منابع آن)؛ اما خاستگاه توده‌های پورفیری در شیلی که در هنگام فرورانش پوسته اقیانوسی اقیانوس آرام به زیر پوسته قاره‌ای آمریکای جنوبی پدید آمده به فرایند MASH (ذوب، آلیش، انباشت و همگن شدن) نسبت داده شده است. در این پهنه ماگماهای پدیدآمده از ذوب گوشته سنگ کره‌ای با ماگماهای پدیدآمده از ذوب پوسته زیرین مافیک و جوان آمیخته شده و ماگماهای بارور را پدید می‌آورند (Muñoz *et al.*, 2012 و منابع آن).

بررسی‌های انجام شده روی کانسارهای پورفیری در ایران نشان می‌دهد که توده‌های میزبان کانی‌زایی ویژگی آداکیتی نشان می‌دهند (Shafiei *et al.*, 2009; Aghazadeh, 2009; Aghazadeh, 2015). این نکته در نمودارهای شکل ۵ نیز دیده می‌شود که توده‌های نفوذی پورفیری از پهنه‌های ارسباران و کرمان در محدوده آداکیتی جای دارند. ماگماهای آداکیتی در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون مانند پهنه‌های کمان‌های آتشفشانی معمولی و همچنین،

این توده‌ها به منبع گوشته تهی شده گرایش دارد و این پدیده بازگوکننده درگیری چشمگیر گوشته تهی شده در خاستگاه و سنگ‌زایی آنهاست. سن‌های مدل برای برآورد جدایش مذاب از یک مخزن منبع مانند گوشته تهی شده (DM) یا مخزن کندریتی یکنواخت (CHUR) به کار برده می‌شوند. میانگین سن‌های مدل دو مرحله‌ای هافنیم T_{DM}^{C} توده‌های کانسارهای سرچشمه، سونگون، میدوک، دره‌زار و بندر هنزا به ترتیب 573 ، 550 ، 502 و 510 میلیون سال پیش به دست آمده است. سن‌های مدل گفته شده نشان‌دهنده ریشه گرفتن ماگماها از یک خاستگاه جوانی است که در اوایل پالئوزویک از گوشته منبع جدا شده است.

مقایسه مقادیر ε_{Hf} از توده‌های پورفیری در پهنه‌های ارسباران و کرمان با توده‌های پورفیری ترسیری شیلی و تبت پیشنهاد جالبی ارائه می‌دهد (شکل ۴). از این رو، از ε_{Hf} در زیرکن توده‌های پورفیری پهنه پس از برخورد میوسن تبت و همچنین، توده پورفیری معدن El Teniente شیلی بهره گرفته می‌شود (Muñoz *et al.*, 2012; Hou *et al.*, 2013).

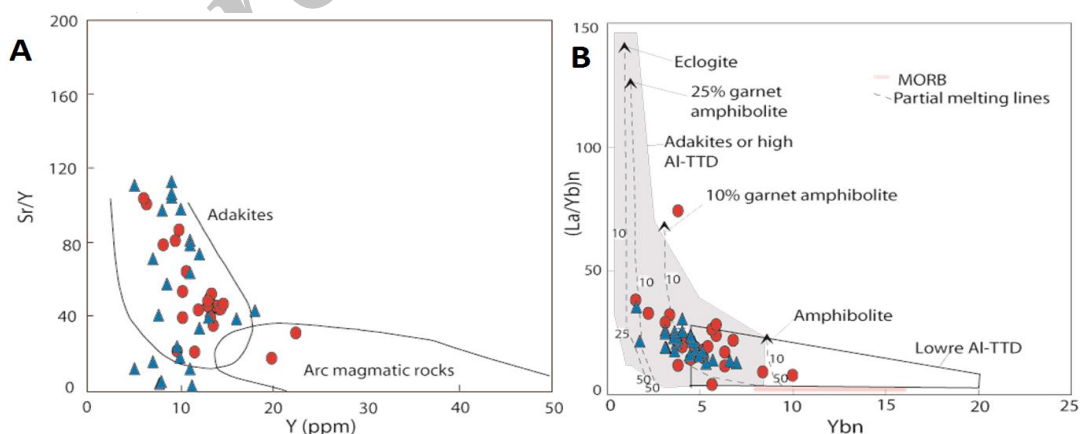


شکل ۴- نمودار $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ در برابر سن U-Pb (بر پایه میلیون سال پیش) و مقایسه توده‌های پورفیری با داده‌های توده‌های کانسارهای پورفیری از تبت (Hou *et al.*, 2013) و معدن El Teniente شیلی (Muñoz *et al.*, 2012).

منابع گوناگونی سرچشمه می‌گیرند که بیشتر شامل گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده در پی فرورانش و پوسته زیرین مافیک دگرگون شده است. افزون بر این، گوشته سست‌کره‌ای و پوسته بالایی نیز در پیدایش ماگماهای وابسته به پهنه‌های همزمان با برخورد و پس از برخورد مشارکت دارند (Bonin, 2004). فراوانی خاستگاه ماگماها در پهنه‌های برخوردی می‌تواند در خاستگاه ماگماهای کانسارهای پورفیری که در پهنه‌های برخوردی پدید می‌آیند نیز رخ دهد. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، مانند سرشت آداکیتی، توده‌های میزبان کانی‌زایی پورفیری نمی‌توانند از خاستگاه گوشته ژرف و همچنین، پوسته قاره‌ای بالایی پدید آیند. پس خاستگاه این ماگماها می‌توانسته گوشته سنگ‌کره‌ای یا پوسته قاره‌ای زیرین و یا مشارکت هر دو منبع باشد. در پهنه‌های پس از برخورد، توده‌های دارای کانی‌زایی مس پورفیری بیشتر ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده در پی فرورانش یا ذوب پوسته زیرین مافیکی دانسته شده که دارای کوموله‌های انباشت‌شده در هنگام فعالیت ماگمایی کمان بوده است (Richards, 2011).

پهنه‌های پس از برخورد پدید می‌آیند (Richards and Kerrich, 2007). خاستگاه این سنگ‌ها را بیشتر ذوب پوسته اقیانوسی و یا ذوب پوسته زیرین مافیک می‌دانند (Castillo, 2012) و منابع آن.

کانسارهای پورفیری در ایران، در چهار پهنه کانی‌زایی ارسباران، کرمان، بخش میانی پهنه ارومیه - دختر و خاور ایران پدید آمده‌اند (Aghazadeh *et al.*, 2015). این کانسارها در دوره‌های زمانی گوناگون از ائوسن پایانی در خاور ایران آغاز و تا میوسن پایانی در پهنه کرمان ادامه یافته‌اند. در هر یک از پهنه‌های ارسباران و کرمان دوره‌های کانی‌زایی پورفیری گوناگونی شناسایی شده است که نشان‌دهنده تداوم چرخه‌های کانی‌زایی پورفیری در پی فرایندهای زمین‌ساختی ماگمایی (tectonomagmatic) در دوره‌های گوناگون است (Aghazadeh *et al.*, 2015). برپایه بررسی‌های انجام‌شده در پهنه کرمان و ارسباران توده‌های میزبان کانی‌زایی پورفیری در پهنه زمین‌ساختی پس از برخورد جایگزین شده‌اند (Shafiei *et al.*, 2009; Aghazadeh *et al.*, 2015). در پهنه‌های پس از برخورد ماگماها از



شکل ۵- شناسایی سرشت ماگمای توده‌های پورفیری در پهنه‌های ارسباران و کرمان در: (A) نمودار Sr/Y در برابر Y از Defant و همکاران (۲۰۰۲)؛ (B) نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Y_{BN} از Defant و Drummond (۱۹۹۰). داده‌های توده‌های پورفیری از Aghazadeh (۲۰۰۹)، Shafiei، و همکاران (۲۰۰۹)، Jamali و همکاران (۲۰۱۵) و Aghazadeh و همکاران (۲۰۱۵) هستند.

هنگام فرایند ذوب پوسته زیرین، ورود مذاب‌های گوشته‌ای، افزایش درجه ذوب‌بخشی و گسترش فرایند ذوب را در پی داشته است. در مرحله بعد، فرایند آمیزش و همگن‌سازی ماگماها صورت گرفته و ماگمای حاصل از این فرایندها، به‌سوی سطوح بالا در پوسته بالایی حرکت کرده و تحول یافته است. ماگمای پدیدآمده بلورهای زیرکنی را متبلور کرده که دارای ϵHf مثبت و بالا هستند و ویژگی‌های هر دو خاستگاه گفته‌شده را به ارث برده‌اند.

نتیجه‌گیری

در این بررسی ویژگی‌های ایزوتوپی Hf از توده‌های پورفیری مربوط به کانسارهای سونگون در پهنه ارسباران و سرچشمه، میدوک، دره‌زار و بندرهنزا در پهنه کرمان بررسی شده است. میزان میانگین ϵHf در بلورهای زیرکن کانسارهای سرچشمه، میدوک، دره‌زار، بندر هنزا و سونگون به ترتیب $+8/2$ ، $+9/3$ ، $+9/2$ ، $+10$ ، و $+8/6$ است. میزان مثبت و با دامنه تغییرات پایین ϵHf در این توده‌های پورفیری و نبود زیرکن‌های به‌ارث‌رسیده نشان می‌دهد پوسته قاره‌ای مشارکت چشمگیری در پیدایش ماگماها نداشته است. دامنه ϵHf در این توده‌ها میان محدوده ترکیبی پوسته زیرین و گوشته تهی شده است. با توجه به دامنه سنی ۲۸ تا ۱۰ میلیون سال پیش برای این توده‌های پورفیری، گویا در این دوره زمانی تغییر گسترده‌ای در منبع پدید نیامده است. برپایه سرشت آداکیتی و پهنه زمین‌ساختی جایگزینی پس از برخوردی این توده‌های پورفیری، گویا ماگمای نخستین آنها از ذوب‌بخشی پوسته زیرین مافیک دگرگون‌شده جوان به‌همراه مشارکت چشمگیر گوشته تهی شده پدید آمده است.

همان‌گونه که در بالا گفته شد این توده‌ها دارای میزان ϵHf مثبت و در نمودار شکل ۴ در محدوده میان گوشته تهی شده و پوسته زیرین جای می‌گیرند. این نکته گویای آنست که هر دو منبع می‌توانند در خاستگاه این ماگماها دخالت داشته باشد. همچنین، توده‌های پورفیری در پهنه‌های گوناگون ایران در پهنه برخوردی جایگزین شده‌اند و سرشت آداکیتی دارند. خاستگاه توده‌های با کانی‌سازی پورفیری در پهنه‌های برخوردی به دو منبع پوسته زیرین و گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده نسبت داده شده است. برپایه میزان ϵHf و همچنین، سرشت آداکیتی توده‌های پورفیری می‌توان پیشنهاد کرد که خاستگاه ماگمای این توده‌های پورفیری از ذوب‌بخشی پوسته زیرین مافیک جوان به‌همراه اضافه‌شدن مقادیر چشمگیری از ماگمای بارور از گوشته زیرین در یک پهنه پس از برخوردی پدید آمده‌اند. این فرایند می‌تواند در پی کشش پس از برخورد و فرایند پوسته‌پوسته‌شدن (Delamination) سنگ‌کره‌ای روی دهد (Aghazadeh *et al.*, 2105).

سن‌های مدل دو مرحله‌ای (TDM^c) نشان می‌دهند که پوسته زیرین مافیک در هنگام رویداد ماگمایی پیشین و جوان پدید آمده است. همچنین، با تحول مذاب‌های کمانی و در پی آن، انباشت کوموله‌ها در زیر پوسته، این پوسته مافیک کلفت‌تر می‌شود. پوسته زیرین مافیک دارای کوموله‌های سرشار از مس است که در هنگام فرایند تحول ماگماهای کمانی پیشین در بخش کوموله‌ها انباشته می‌شوند. ذوب چنین منبعی می‌تواند مذاب‌های بارور را پدید آورد (Shafiei *et al.*, 2009; Richards, 2009). در هنگام رویداد برخورد و افزایش کلفتی سنگ‌کره، پوسته زیرین دگرگون شده و گارنت در پوسته آمفیبولیتی پدید آمده است (شکل ۵). ذوب چنین خاستگاه آمفیبولیت گارنت‌داری پیدایش مذاب‌های آداکیتی را در پی داشته است. همچنین، در

سپاس‌گزاری

مستخرج از طرح پژوهشی با نام «منشاء ماگمای توده‌های کانسارهای پورفیری ایران» است و با پشتیبانی مالی دانشگاه پیام‌نور انجام شده است.

نگارنده از آقای Zengqian Hou برای تجزیه نسبت‌های ایزوتوپی Hf بلورهای زیرکن سپاس‌گزاری می‌کند. این مقاله

منابع

- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Aghazadeh, M. (2009) Petrology and geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (North and East of Ahar, Eastern Azerbaijan) with references to associated mineralization. Unpublished PhD thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Aghazadeh, M. (2015) Petrogenesis and U-Pb age dating of intrusive bodies in the Sar Cheshmeh deposit. *Geoscience Scientific Quarterly Journal* 97: 291-312 (in Persian).
- Aghazadeh, M. and Badrzadeh, Z. (2015) Geology and U-Pb age dating of intrusive bodies in the Sungun deposit. *Petrology* 22(6): 1-24 (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: The Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148(5-6): 980-1008.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N.R., Emami, M. H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38(5): 199-219.
- 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.
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., Reza Ghorbani, M., Emami, M. H. and Murata, M. (2009) High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 121: 857-868.
- Amelin, Y., Lee, D. C., Halliday, A. N. and Pidgeon, R. T. (1999) Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature* 399: 252-255.
- Arculus, R. J. (1994) Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33:189-208.
- Babakhani A. R., Lesquer, J. L. and Rico, R. (1990) Geological map of Ahar quadrangle. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Blichert-Toft, J. and Albarède, F. (1997) The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148:243-258.
- Bonin, B. (2004) Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78: 1-24.
- Castillo, P. R. (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos* 134-135: 304-316.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180-181: 109-127.

- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2003) Diffusion in zircon. In: Zircon (Eds. Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 113-143. Mineralogical Society of America and Geochemical Society.
- Conrad, G., Conrad, J. and Girod, M. (1977) Les formation continentales tertiaries et quaternaries du bolc Lout (Iran). Importance du plutonisme et du volcanisme. *Memoire Hors Serie-Societe Geologique de France* 8: 53-75
- Corfu, F. and Stott, G. M. (1993) Age and petrogenesis of two late Archean magmatic suites, northwestern Superior Province, Canada: Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic relations. *Journal of Petrology* 34: 817-838.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- Defant, M. J., Xu, J. F., Kepezhinskias, P., Wang, Q., Zhang, Q. and Xiao, L. (2002) Adakites: Some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica* 18: 129-142.
- Dimitrijevic, M. D. (1973) Geology of the Kerman region. Geological Survey of Iran, Report No. 52.
- Ghorashizadeh, M. (1978) Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran. M. Sc. thesis, Brock University, Ontario, Canada.
- Griffin, W. L., Pearson, N. J., Belousova, E., Jackson, S. E., Van Acherbergh, E., O'Reilly, S. Y. and Shee, S. R. (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 133-147.
- Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., Pearson, N. J., O'Reilly, S. Y., Xu, X. S. and Zhou, X. M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Toonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos* 61: 237-269.
- Hassanpour, S. (2013) The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of copper-bearing Anjerd skarn, north of the Shayvar Mountain, NW Iran. *International Journal of Earth Sciences* 102(3): 687-699.
- Hassanzadeh, J. (1993) Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Unpublished Ph. D. Thesis, University of California, Los Angeles, USA.
- Hildreth, W. and Moorbath, S. (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98:455-489
- 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: 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: 125-145.
- Hou, Z. Q., Zhang, H. R., Pan, X. F. and Yang, Z. M. (2011) Pporphyry Cu (-Mo-Au) systems in non-arc settings: Examples from the Tibetan-Himalyan orogens and the Yangtze block. *Ore Geology Reviews* 39: 21-45.
- Hou, Z. Q., Zheng, Y. C., Yang, Z. M., Rui, Z. Y., Zhao, Z. D., Qu, X. M., Jiang, S. H. and Sun, Q. Z., (2013) Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet. *Mineralium Deposita* 48: 173-192.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and

- geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433–447.
- Jamali, H. and Mehrabi, B. (2015) Relationships between arc maturity and Cu–Mo–Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt. *Ore Geology Reviews* 65: 487–501.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B. (2009) Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Reviews* 52(4-6): 608–630.
- Kay, S. M. and Mpodozis, C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolved shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today* 11:4-9.
- 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.
- Knudsen, T. L., Griffin, W. L., Hartz, E. H., Andresen, A. and Jackson, S. E. (2001) In situ hafnium and lead isotope analyses of detrital zircons from the Devonian sedimentary basin of NE Greenland: a record of repeated crustal reworking. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 83- 94.
- 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: *Mineral Exploration and Sustainable Development* (Ed. Eliopoulos, D.) 7th Biennial SGA Meeting, Athens 1197–1200. Rotterdam, Millpress.
- 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: 467–498.
- Mehrpour, M. (1993) Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit (North-West of Iran). Ph. D. thesis, Hamburg University, Hamburg, Germany.
- Mungall, J. E. (2002) Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology* 30: 915–918.
- Muñoz, M., Charrier, R., Fanning, C. M., MaksaeV, V. and Deckart, K. (2012) Zircon trace element and O–Hf isotope analyses of mineralized intrusions from El Teniente ore deposit, Chilean Andes: Constraints on the source and magmatic evolution of porphyry Cu–Mo related magmas. *Journal of Petrology* 53: 1091–1122.
- Patchett, P. J., Kouvo, O. and Hedge, C. E., Tatsumoto, M. (1981) Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78:279-297.
- Richards, J. P. (2003) Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology* 98:1515–1533.
- 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. (2011) Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews* 40: 1–26.
- Richards, J. P. and Kerrich, R. (2007) Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology* 102: 537-576.
- 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(5): 295–332.

- Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J. J., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D. and Barton, M. (2005) Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology* 100: 251–298.
- 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 Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Mineralim Deposita* 22: 278–281.
- Sillitoe, R. H. (1972) A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 67: 184–197.
- Sillitoe, R. H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105:3-41.
- Stern, C. R., Skewes, A. and Arevalo, A. (2010) Magmatic evolution of the giant El Teniente Cu-Mo deposit, Central Chile. *Journal of Petrology* 52: 1591-1617.
- Vertoort, J. D., Patchett, P. J., Blichert-Toft, J. and Albarède, F. (1999) Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth and Planetary Science Letters* 168:79-99.
- Waterman, G. C. and Hamilton, R. L. (1975) The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology* 70: 568-576.

Archive of SID

Archive of SID