



Research Article

Determination of oxygen fugacity from ore-bearing magma responsible for Gazu copper mineralization: Cerium data in zircon mineral

Alireza Almasi*, Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Lorestan, Khoramabad, Iran

almasi.al@lu.ac.ir

Amir Mahdavi, Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

am.mahdavi@birjand.ac.ir

Jingwen Mao, Professor, Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Resource Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037

jingwenmao@263.net

Abstract

Porphyry Cu deposits are typically oxidized. Oxygen fugacity (fO_2) is a key factor, which controls the formation of porphyry Cu deposits. Trace element compositions of Cretaceous magmatic zircon grains (65.9-65.1 Ma) were determined from ore-bearing intrusive rocks of Gazu porphyry Cu deposit in the Tabas block. Then Ce^{4+}/Ce^{3+} of zircons were calculated, and estimated the oxygen fugacity of their parental magmas. The values of Ce^{4+}/Ce^{3+} in Gazu magmatic zircons are medium to low (range from 10 to 385 with an average of 110) which indicate a small deposit. The low oxygen fugacity values (average $\Delta FMQ \sim +1$) of Gazu magma indicate that during the crystallization of magmatic zircons, the magma did not show high oxidized state (above hematite-magnetite buffer (HM) and $\sim \Delta FMQ + 4$), which is not favorable for porphyry mineralization. This is confirmed by evidence such as magma generation due to metasomatized lithospheric mantle peridotite melting with low involving of the slab and mineralogy of deposit (lack of hematite-magnetite intergrowth and anhydrite). The contamination process during the ascent and emplacement had a decreasing effect on the oxygen fugacity of the Gazu emplaced bodies.

Key words: cerium, zircon, oxygen fugacity, ore-bearing intrusive rocks, oxidized magma, Gazu Porphyry Cu

* Corresponding author



تعیین فوگاسیتۀ اکسیژن ماگمای کانه‌دار عامل کانی‌سازی مس گزو: داده‌های سریم در کانی زیرکن

علیرضا الماسی*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

almasi.al@lu.ac.ir

امیر مهدوی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

am.mahdavi@birjand.ac.ir

جینگون مائو، استاد، آزمایشگاه مرکزی ارزیابی فلزایی و ذخیره‌های معدنی، مؤسسه ذخیره‌های معدنی، آکادمی

علوم زمین چین

jingwenmao@263.net

چکیده

ذخیره‌های مس پورفیری به‌طور شاخص اکسیدان هستند. فوگاسیتۀ اکسیژن (fO_2) یک فاکتور کلیدی کنترل‌کننده برای پیدایش ذخیره‌های مس پورفیری است. برپایۀ مقدار عنصرهای فرعی در کانی زیرکن، مقدار Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن‌های ماگمایی کرتاسه (65/9-65/1 میلیون سال پیش) مربوط به توده‌های آذرین درونی کانه‌دار اندیس مس پورفیری گزو در بلوک طبس و فوگاسیتۀ اکسیژن ماگمای مادر آن برآورد شد. مقدار Ce^{4+}/Ce^{3+} در زیرکن‌های توده گزو متوسط تا کم (بازۀ 10 تا 385 با میانگین 110) است که نشان‌دهندۀ ذخیره‌ای کوچک است. با توجه به مقدار فوگاسیتۀ اکسیژن کم ماگمای گزو (میانگین $\Delta FMQ \sim +1$)، هنگام تبلور زیرکن‌های ماگمایی، ماگما حالت فوق اکسیدان (بالای بافر هماتیت-مگنتیت (HM) و $+4 \Delta FMQ$) نشان نمی‌دهد که این ویژگی برای رخداد کانی‌سازی پورفیری مطلوب نیست. این حالت با شواهدی مانند پیدایش ماگما از ذوب پریدوتیت گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده با دخالت کم صفحۀ فروران‌ش و کانی‌شناسی ذخیره (نبود هم‌رشدی هماتیت-مگنتیت و انیدریت) تایید می‌شود. فرایند آغشتگی هنگام بالا آمدن و جایگزینی، اثر کاهشی بر فوگاسیتۀ اکسیژن توده‌های جایگزین‌شده گزو داشته است.

واژه‌های کلیدی: سریم، زیرکن، فوگاسیتۀ اکسیژن، توده‌های آذرین درونی کانه‌دار، ماگمای اکسیدان، مس پورفیری گزو

مقدمه

فرایندهای کانه‌ساز تأثیر می‌گذارد (Sun et al., 2015).

فوگاسیتۀ اکسیژن معمولاً به‌عنوان تغییرات نسبت به بافر اکسیژن برداشت می‌شود. بافر اکسیژن به مجموعه یا

فوگاسیتۀ اکسیژن (fO_2) پارامتر زمین‌شناسی مهمی است که روی پایداری کانی‌ها، تکامل ماگماها و

* نویسنده مسئول



اکسیدهای Fe-Ti و وجود کانی‌های شاخص fO_2 بالا مانند مگنتیت، هماتیت و انیدریت (Shen *et al.*, 2015) و ترکیب دانه‌های زیرکن، سنجید (Ballard *et al.*, 2002; Shen *et al.*, 2015; Hattori *et al.*, 2017). دگرسانی گرمابی وسیع ذخیره‌های مس پورفیری معمولاً ترکیب شیمیایی کانی‌های اولیه و سنگ‌کل را تغییر می‌دهد. زیرکن یک کانی مقاوم است که از زمان تبلور ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی اولیه خود را حفظ کرده (Cherniak *et al.*, 1997) و داده‌های شیمیایی مربوط به ماگماهای مادر را فراهم می‌کند (Shen *et al.*, 2015). این کانی هنگام تبلور تنوعی از عنصرهای فرعی را دربر می‌گیرد که شامل عنصرهای خاکی کمیاب (REE¹)، اورانیوم، توریم و تیتانیوم است که این مسئله به‌طور ویژه زیرکن را برای ردیابی شیمی ماگما و همچنین، سن‌سنجی و زمین‌دما-فشارسنجی (ژئوترموبارومتري) کارآمد می‌کند (Hoskin and Schaltegger, 2003; Watson and Harrison, 2005). در میان عنصرهای خاکی کمیاب، سریم (Ce) به حالت‌های Ce^{4+} و Ce^{3+} دیده می‌شود و زیرکن به‌طور ترجیحی Ce^{4+} را به جای Zr^{4+} در ساختار خود جا می‌دهد. از آنجایی که درجات ناهنجاری‌های مثبت به شرایط اکسیداسیون ماگمای مادر مربوط می‌شود، نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} برای نشان‌دادن سرشت اکسیدان ماگماهای مادر سنگ‌های آذرین همراه با ذخیره‌های پورفیری در نقاط مختلف دنیا به کار برده می‌شود (Ballard *et al.*, 2002; Liang *et al.*, 2006; Qiu *et al.*, 2013; Han *et al.*, 2013; Shen *et al.*, 2015).

کانسار مس گزو به‌عنوان کانی‌سازی مس پورفیری مرتبط با فروروانش در بلوک طبس معرفی شده است که در پی فروروانش پوسته اقیانوسی سبزوار به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در کرتاسه-پالئوسن پدید آمده

ترکیب‌های کانیایی اشاره دارد که فوگاسیته اکسیژن را به‌عنوان تابعی از دما و فشار در نظر می‌گیرد. بافرهای اکسیژنی که به‌طور متداول در آزمایش‌های فشار بالا و دما بالا به کار برده می‌شوند شامل فایالیت-مگنتیت-کوارتز (FMQ)، کبالت-اکسید کبالت (Co-CoO)، نیکل-اکسید نیکل (Ni-NiO؛ به‌اختصار NNO)، هماتیت-مگنتیت (HM) و منگانوسیت-هاسمانیت ($MnO-Mn_3O_4$) هستند (Sun *et al.*, 2015). این بافرها همچنین، به‌عنوان نشانه‌هایی در اندازه‌گیری فوگاسیته اکسیژن سنگ‌ها و ماگماهای طبیعی کارآمد هستند. بافر اکسیژن FMQ به‌طور گسترده در بررسی نمونه‌های طبیعی به کار برده می‌شود. داده‌های فوگاسیته اکسیژن بیشتر سنگ‌های آذرین در بازه چند واحد لگاریتمی بافر FMQ جای می‌گیرند. فوگاسیته‌های اکسیژن نمونه‌های طبیعی بیشتر به‌صورت تغییرات واحد لگاریتمی بافر FMQ، یعنی در واحدهای ΔFMQ ، در نظر گرفته می‌شود. برای نمونه، $+2 \Delta FMQ$ بدین معناست که فوگاسیته اکسیژن 2 واحد لگاریتمی بیشتر از مقدارهای تعریف‌شده توسط بافر FMQ است (Sun *et al.*, 2015).

ذخیره‌های مس پورفیری که بیشتر منابع مس دنیا را تامین می‌کنند (Sillitoe, 2010; Zhang *et al.*, 2017)، همراه با ماگماهای اکسیدان با ترکیب حد واسط تا اسیدی مرتبط با فروروانش پدید می‌آیند (Ishihara, 1977; Dilles, 1987). تفکیک ماگمایی مس با پایداری سولفید کنترل می‌شود و نوع گوگرد با فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود. پس فوگاسیته اکسیژن تأثیری قوی بر رفتار مس هنگام ماگماتیسم پورفیری دارد (Sun *et al.*, 2015). ماگماهای اکسیدان می‌توانند فلزها و گوگرد را در منابع‌شان به هم بیامیزند و بدون جدایش، یک مذاب سولفیدی غیرقابل امتزاج را به سطوح کم ژرفای پوسته حمل کنند (Hattori, 2018). شرایط اکسیداسیونی ماگماها را می‌توان برپایه نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} سنگ‌کل، ترکیب

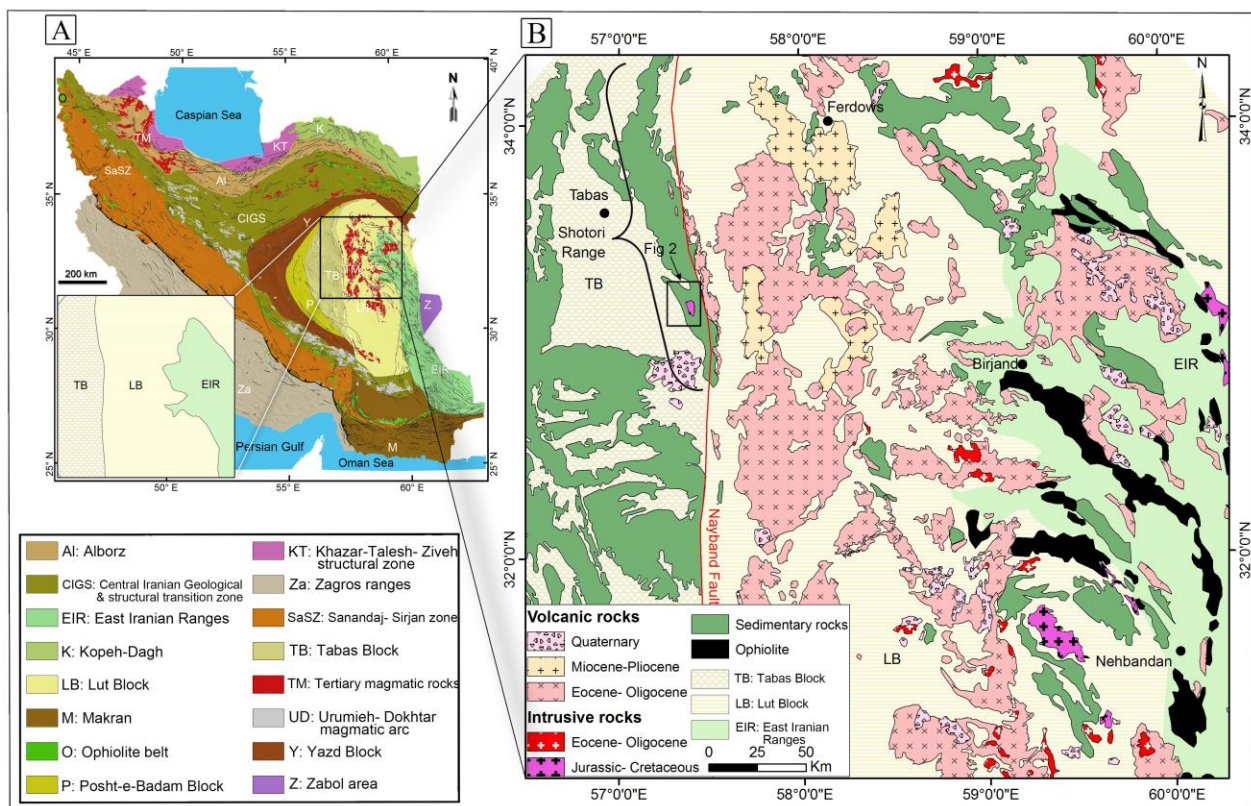
¹ Rare Earth Element

مقایسه شدند. نتایج به دست آمده برای ادامه بررسی های اکتشافی ذخیره های پورفیری کراتاسه در این بخش از کشور تأثیرگذار خواهد بود.

زمین شناسی و کانی سازی منطقه گزو

محدوده گزو در خاوری ترین بخش بلوک طبس نزدیک به مرز باختری بلوک لوت جای دارد (شکل 1). بلوک طبس ویژگی های زمین شناسی متفاوتی از بلوک لوت در خاور و بلوک یزد در باختر نشان می دهد (Aghanabati, 2004) که شامل سنگ های ماگمایی کم، چینه شناسی متفاوت و فرونشست ژرف کربونیفر هستند (Mahdavi et al., 2016). برخلاف بلوک طبس، بلوک لوت دچار ماگماتیسم شدیدی شده است و بیشتر رخنمون های سنگی آن سنگ های آتشفشانی و درونی هستند (Karimpour et al., 2011, شکل 1).

است (Mahdavi et al., 2016). توده های آذرین درونی اسیدی و حد واسط مختلفی شامل هورنبلند گرانیت و هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری در منطقه گزو نفوذ کرده و کانی سازی را پدید آورده اند. هنگام این رویداد فرورانشی، توده های مشابهی مانند گرانیتوئیدهای کجه (Najafi et al., 2014) و بجستان (Jung et al., 1983;) در بلوک لوت نیز نفوذ کرده اند. با توجه به اهمیت و ارزش کانی سازی پورفیری در اقتصاد یک کشور، ما شرایط اکسیداسیونی ماگمای عامل کانی سازی مس گزو را به عنوان نمونه ای از کانی سازی مس کراتاسه ایران در نظر قرار دادیم تا بدانیم آیا شرایط ماگمای عامل از نظر فوگاسیته اکسیژن برای کانی سازی پورفیری مطلوب بوده است یا نه؟ در اینجا نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن در 2 توده آذرین درونی کانه دار گزو را بررسی کردیم. نتایج با برخی ذخیره های مهم دنیا



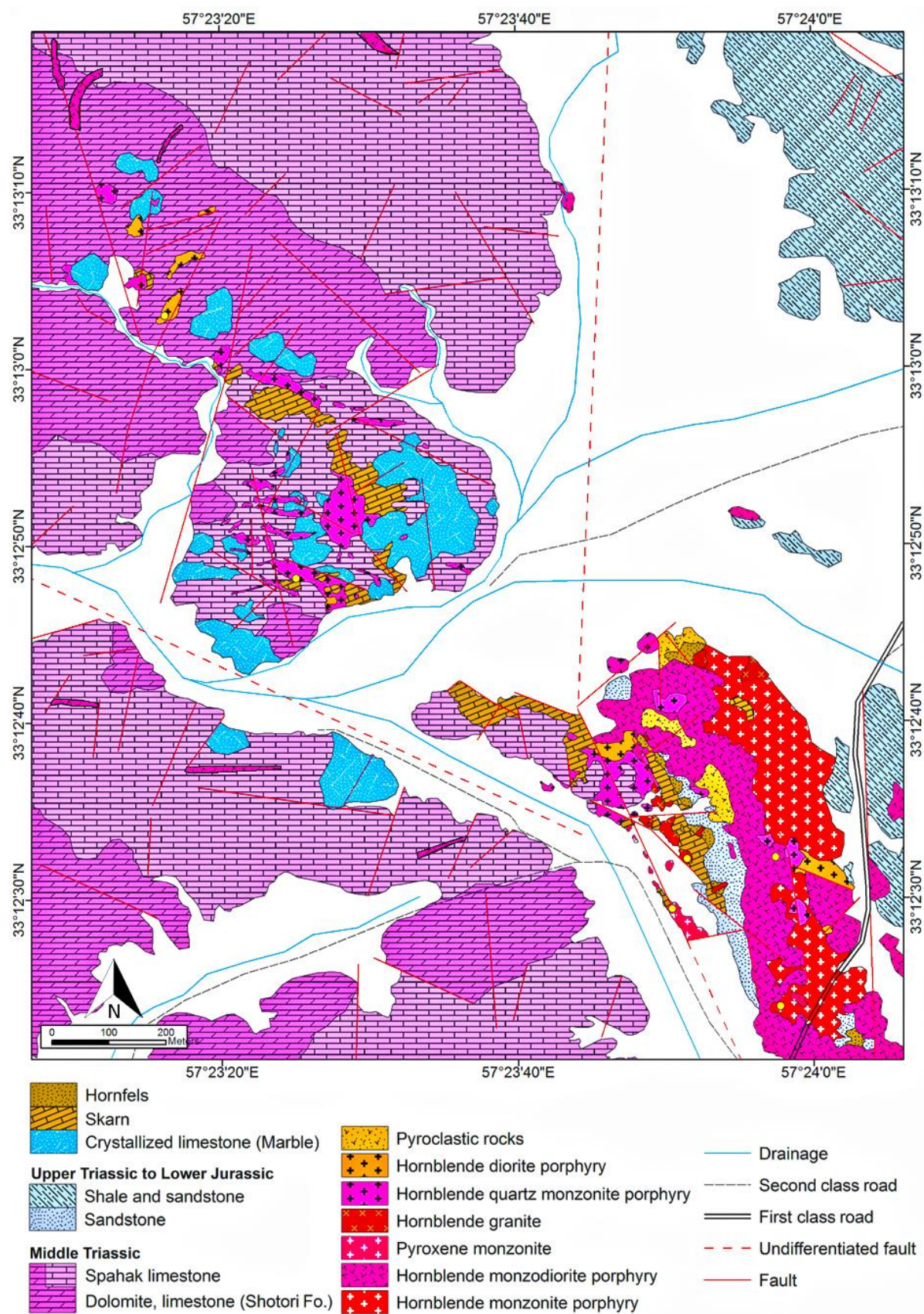
شکل 1- A) نقشه ساختاری ساده شده ایران (Aghanabati, 1998; Rajabi et al., 2014) و محل بلوک های لوت و طبس در خردقاره ایران مرکزی؛ B) نقشه زمین شناسی ناحیه ای بلوک لوت و طبس و جایگاه کنسار گزو

کوارتز مونزونیت پورفیری به ترتیب با سن $65/9 \pm 1/2$ و $65/1 \pm 1/2$ میلیون سال پیش؛
 - پس از کانی سازی (هورنبلند دیوریت پورفیری با سن $65/1 \pm 1/2$ میلیون سال پیش) (شکل 2).
 برپایه ویژگی های صحرایی، هورنبلند مونزونیت پورفیری (قدیمی ترین توده) را دیگر سنگ های آذرین درونی در مکان های مختلف قطع کرده اند. هورنبلند مونزودیوریت پورفیری از هورنبلند مونزونیت پورفیری جوان تر و از پیروکسن مونزونیت قدیمی تر است. هورنبلند مونزونیت پورفیری را دایک های کوچک هورنبلند مونزودیوریت پورفیری قطع کرده اند. زینولیت های کوچک هورنبلند مونزودیوریت پورفیری در پیروکسن مونزونیت دیده می شوند. دایک ها و سیل های نفوذ کرده در واحدهای رسوبی منطقه ترکیب هورنبلند مونزودیوریت پورفیری دارند. این دایک ها روند خاوری-باختری نشان می دهند و به علت سختی بالاتر دولومیت ها در مقایسه با آنها، همچنین، تیره تر بودن واحد آذرین به نسبت دولومیت ها، دایک ها به صورت خطواره های فرورفته تیره رنگ درون سازند شتری به آسانی شناسایی می شوند. همه این سنگ ها را هورنبلند گرانیت و هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری قطع کرده اند که با کانی سازی همزمان هستند. از این رو، هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزودیوریت پورفیری و پیروکسن مونزونیت پیش از کانی سازی پدید آمده اند. رابطه میان هورنبلند گرانیت و هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری روشن نیست. هورنبلند دیوریت پورفیری دگرسانی ندارد و دیگر نفوذی ها و کانی سازی مس را قطع کرده است. از این رو، به عنوان پدیده ای پس از کانی سازی شناخته می شود. کانسار گزو رخنمون های سطحی کوچکی دارد. ذخیره گزو در پی کانی سازی پورفیری و اسکارن پدید آمده است.

زمین شناسی محدوده کانسار گزو بیشتر شامل سازندهای شتری تریاس میانی و شمشک ژوراسیک است (شکل 2). سازند شتری بیشتر از دولومیت و به میزان کمتر آهک و سازند شمشک از شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا با میان لایه های زغال دار ساخته شده است. کهن ترین سنگ ها شامل آهک و دولومیت های سازند بهرام در شمال خاوری محدوده کانی سازی هستند (شکل 2). ماسه سنگ، شیل و آهک دونین-کربونیفر سازند شیشتو، شیل و ماسه سنگ کربونیفر سازند سردر، آهک و دولومیت پرمین بالایی سازند جمال و شیل تریاس زیرین سازند سرخ شیل از دیگر واحدها به شمار می روند. گسل های محلی با روندهای شمالی-جنوبی، شمال باختری-جنوب خاوری و تقریباً خاوری-باختری رخ داده اند. فعالیت آذرین بیشتر در راستای گسل های شمالی-جنوبی و هم روند با گسل اصلی نایبند (جداکننده بلوک های لوت و طبس) رخ داده است. هنگام رویداد این فرایند آذرین، سنگ های آذرین درونی اسیدی و حد واسط به سن کرتاسه تا پالئوسن (Mahdavi et al., 2016) درون سنگ های رسوبی نفوذ کرده اند. جایگزینی این سنگ های آذرین در امتداد مرز میان دولومیت و آهک سازند شتری و ماسه سنگ و شیل سازند شمشک، رخداد کانی سازی پورفیری و اسکارن گزو را به دنبال داشته است (شکل 2). ویژگی های صحرایی و سن سنجی به روش U-Pb زیرکن (Mahdavi et al., 2016) سه مرحله را برای جایگزینی توده های آذرین درونی نشان می دهند:

- نفوذی های پیش از کانی سازی (هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزودیوریت پورفیری و پیروکسن مونزونیت به ترتیب با سن $68/1$ ، $67/74 \pm 0/72$ و $67/41 \pm 0/94$ میلیون سال پیش)؛

- همزمان با کانی سازی (هورنبلند گرانیت و هورنبلند



شکل 2- نقشه زمین شناسی کانسار گزو (مقیاس 1:2000) (Mahdavi et al., 2016)

دگرسانی گرمابی گسترده‌ای در منطقه روی داده است که شامل دگرسانی‌های کوارتز-سریسیت-پیریت (QSP)، سریسیت-کلریت-کربنات (SCC)، آرژیلیک-سریسیت (AS)، پروپلیتیک (P) و کربناتی (C) است. اگرچه دگرسانی در سنگ‌های دیواره به‌خوبی گسترش یافته است، اما هیچ مرز روشنی میان پهنه‌های دگرسانی و کانی‌سازی دیده نمی‌شود و معمولاً رابطه‌ای تدریجی دارند. کانی‌سازی به‌صورت افشان، استوکورک، جانشینی سنگ‌های کربناته و کمی برش‌های گرمابی دیده می‌شود. هورنبلند گرانیت و هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری از توده‌های عامل کانی‌سازی هستند. هر دو توده یادشده کانی‌سازی پیریت و کالکوپیریت به‌صورت افشان دارند که با دگرسانی کوارتز-سریسیت-پیریت (QSP) همراه هستند. کانی‌سازی اسکارن مرتبط با این دو توده در مرز با سنگ کربناته میزبان (سازند شتری) به‌صورت توده‌های با پهنای 2 تا 7 متر رخ داده است. اسکارن‌ها از گارنت غنی از آندرادایت، هیدنبرژیت و دیوپسید ساخته شده‌اند (Mahdavi et al., 2016). پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و اسفالریت به همراه مقدارهایی از مگنتیت و مولیبدنیت از کانی‌های فلزی نخستین (هیپوژن) هستند. مالاکیت، کریزوکلا، آتاکامیت، فیروزه و اکسیدهای آهن از کانی‌های پهنه اکسیدان به‌شمار می‌روند. کانی‌های کوپریت، کالکوسیت و کوولیت در پهنه سوپرژن دیده می‌شوند. پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانسار گزو است. در پهنه‌های دگرسانی در توده‌های آذرین درونی مقدار پیریت برابر با 1 تا 7 درصد است. شرایط اکسیداسیون سطحی در رخنمون‌های کانسار گزو جانشینی بخش بزرگی از این کانی به اکسیدهای آهن را

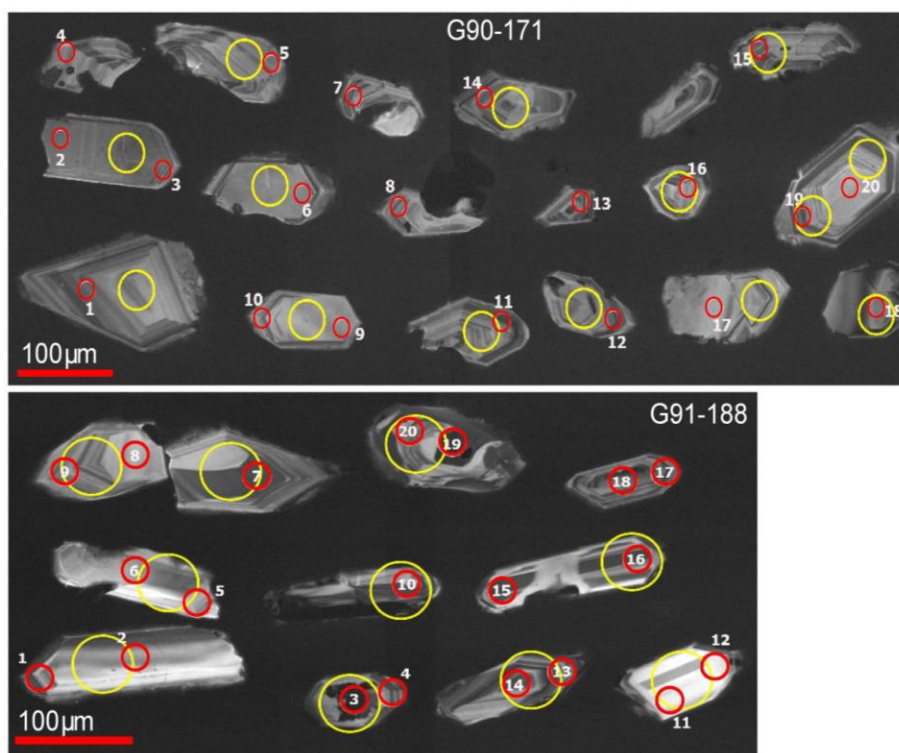
به‌دنبال داشته است. کالکوپیریت با فراوانی 0/5 تا 5 درصد کانه اصلی مس در کانسار گزو به‌شمار می‌رود. این کانی همراه با بورنیت و پیریت در دگرسانی کوارتز-سریسیت-پیریت به‌صورت افشان و رگچه‌ای پدید آمده است. فراوانی اسفالریت تا نزدیک به 1 درصد است. میزان بورنیت بسیار کمتر از کالکوپیریت و به اندازه 0/5 درصد است. مقدار مولیبدنیت کمتر از 0/5 درصد است. کانی‌های ثانویه مس در کانسار گزو به فراوانی در امتداد شکستگی‌ها، درون حفره‌ها و به‌صورت پراکنده دیده می‌شوند. کوولیت و کالکوسیت در بخش‌های مختلف کانسار گزو از اکسیداسیون کالکوپیریت و بورنیت پدید آمده‌اند و در پهنه‌های غنی از کالکوپیریت، در حاشیه این کانی دیده می‌شوند. کوپریت در کانسار گزو فراوانی از 0/5 تا 1 درصد دارد و تنها در برخی حفره‌ها و رگچه‌ها دیده می‌شود. مالاکیت بسته به فراوانی کانی‌های سولفیدی کانسار در بخش اکسیدان در پهنه‌های دگرسانی توده‌های آذرین درونی پدید آمده است و گاه همراه با کریزوکلا و آتاکامیت دیده می‌شود.

آماده‌سازی نمونه و تجزیه عنصر فرعی زیرکن

شمار 2 نمونه از توده‌های آذرین درونی کانه‌دار منطقه (نمونه‌های هورنبلند کوارتز مونزودیوریت پورفیری (G90-171) و هورنبلند گرانیت (G91-188)) با کمترین میزان دگرسانی برای جداسازی زیرکن تا اندازه نزدیک به 60 مش (250 میکرومتر) پودر شدند. جداسازی کانی سنگین با تکنیک‌های جداسازی ثقلی و مغناطیسی مرسوم انجام شد. زیرکن‌ها در زیر میکروسکوپ بینوکولار به‌صورت دستی جدا شدند. دانه‌ها در رزین اپوکسی محکم و سپس صیقل داده شدند تا

110/1 پی پی ام تا 301/2 پی پی ام (میانگین: 201/3 پی پی ام) است. محتوای U برابر با 178/3 پی پی ام و 390/8 پی پی ام (میانگین: 299/4 پی پی ام) است. زیرکن های نمونه G91-188 بی رنگ تا قهوه ای کمرنگ، شفاف و بیشتر شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. آنها شکل های منشوری کوتاه با طول بلورهای متوسط 50-100 میکرومتری و نسبت طول به عرض از 1:1 تا 2:1 به نمایش می گذارند. تصویر CL آنها منطقه بندی نوسانی معمولی نشان می دهد که نشان دهنده خاستگاه ماگمایی آنهاست (شکل 3).

سطوح داخلی آنها نمایان شود. همه دانه ها با میکروگراف نوری عبوری و بازتابی و همچنین، تصویرهای کاتدولومینسانس (CL) ثبت شدند تا وضعیت ساختار درونی آنها به دست آید (شکل 3). در نمونه G90-171، زیرکن ها بیشتر به صورت بلورهای منشوری بی رنگ تا قهوه ای کمرنگ شکل دار تا نیمه شکل دار هستند که اندازه آنها از 50 تا 200 میکرومتر طول و 50 تا 100 میکرومتر عرض متغیر است. تصویرهای CL نشان می دهند بیشتر بلورهای زیرکن منطقه بندی رشدی واضح دارند (شکل 3). نسبت Th/U زیرکن ها برابر با 0/54 تا 0/81 (میانگین: 0/67) است. میزان Th برابر با



شکل 3- تصویرهای کاتدولومینسانس (CL) زیرکن های توده های آذرین درونی کانه دار گزو (دایره های سرخ رنگ محل آنالیزهای عنصر فرعی)

شناسایی زیرکن های دگرگونی از ماگمایی بسیار کارآمد است (Sun et al., 2002; Wu and Zheng, 2004). بازه محدود و یکسان نسبت های U/Th (0/1-69/84، جدول 1) و سن های U-Pb

مقدار Th در این زیرکن ها برابر با 129/6 تا 305/4 پی پی ام و غلظت U برابر با 223/9 و 486/7 پی پی ام است. نسبت Th/U از 0/41 تا 1 متغیر است. نسبت های U/Th زیرکن برای

خاستگاه ماگمایی آنها هستند.

نوارها و هسته‌ها در زیرکن‌های گزو نشان‌دهنده

جدول 1- داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن به روش LA-ICP-MS (مقادیرهای Ce^{4+}/Ce^{3+} ، fO_2 و دمای Ti در زیرکن برای زیرکن‌های ماگمایی توده‌های آذرین درونی کانه‌دار گزو به‌دست آورده شده‌اند)

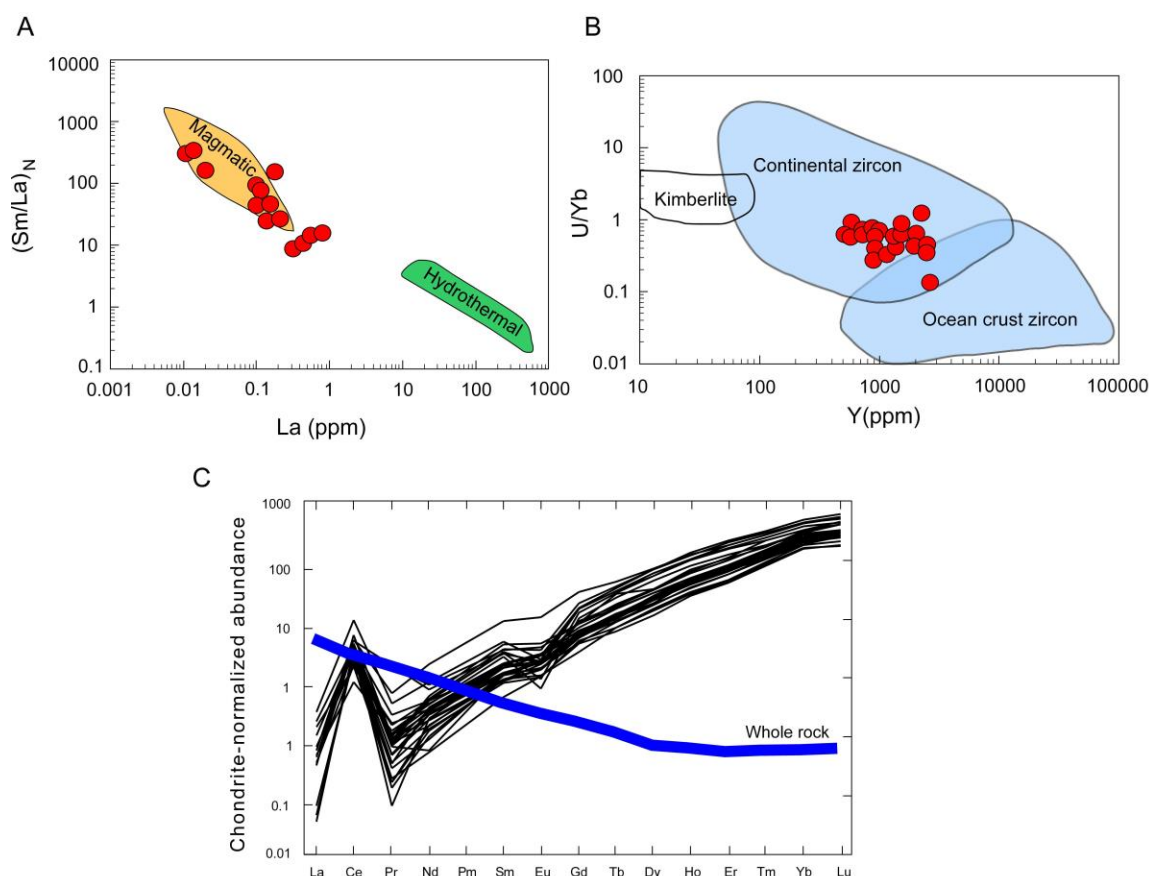
Sample No.	$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		Concordance (%)	Eu/Eu*	U/Th	Ce^{4+}/Ce^{3+}	T*(°K)	Log fO_2	ΔFMQ
	Age (Ma)	1σ	Age (Ma)	1σ							
G90-171-1	64.5	12.0	62.3	3.3	96%	0.54	1.58	162	873	-18.73	1.35
G90-171-2	67.4	7.4	66.2	3.0	98%	0.66	1.83	143	1008	-15.11	1.13
G90-171-3	67.9	11.3	67.1	3.4	98%	0.69	1.24	25	969	-16.26	0.99
G90-171-4	69.7	7.7	67.7	3.2	97%	0.78	1.84	291	1004	-15.73	0.62
G90-171-7	67.4	8.1	63.0	3.7	93%	0.84	1.84	58	1002	-15.50	0.88
G90-171-8	65.7	7.0	62.0	2.4	94%	0.71	1.59	198	1047	-14.47	0.86
G90-171-9	59.8	7.7	66.7	3.1	89%	0.83	1.47	259	981	-15.60	1.32
G90-171-10	66.7	5.3	64.3	2.8	96%	0.56	1.76	385	1010	-15.05	1.15
G90-171-11	72.0	18.0	69.1	5.1	95%	0.57	1.44	48	1071	-13.93	0.85
G90-171-13	65.6	3.9	63.6	1.5	96%	0.71	1.37	117	1023	-14.76	1.14
G90-171-14	71.5	9.6	67.0	3.4	93%	0.63	1.27	161	1037	-14.56	0.98
G90-171-15	71.7	9.8	67.2	2.7	93%	0.71	1.38	108	977	-15.97	1.05
G90-171-16	62.9	5.3	63.2	1.8	99%	0.72	1.61	121	1050	-14.18	1.07
G90-171-17	72.5	6.9	69.1	2.3	95%	0.75	1.34	170	1057	-13.91	1.20
G90-171-18	67.4	14.3	67.2	3.8	99%	0.73	1.84	57	1001	-15.67	0.76
G90-171-19	63.7	6.2	65.5	1.7	97%	0.55	1.30	126	1038	-14.44	1.09
G90-171-20	69.2	10.5	64.0	2.5	92%	0.81	1.48	180	968	-16.56	0.70
G91-188-1	68.5	9.4	65.0	2.4	94%	0.6	1.10	153	1096	-13.19	1.08
G91-188-6	67.5	10.1	66.0	3.0	97%	0.65	0.69	10	995	-15.06	1.51
G91-188-8	66.2	6.4	65.8	4.2	98%	0.64	0.72	36	1021	-14.96	0.98
G91-188-9	67.7	4.3	67.2	1.8	99%	0.14	1.60	13	1004	-17.70	-1.37
G91-188-13	71.8	12.3	68.0	5.4	94%	0.39	1.26	80	1081	-12.25	2.33
G91-188-15	66.3	4.3	64.4	1.9	97%	0.60	0.88	190	1151	-12.38	0.81
G91-188-16	71.1	15.7	69.1	6.1	97%	0.41	1.73	53	1037	-14.42	1.14
G91-188-17	68.7	7.7	67.7	1.7	99%	0.67	1.43	30	901	-17.99	1.19
G91-188-22	69.7	4.7	68.7	3.2	98%	0.26	1.02	72	1122	-12.50	1.23
G91-188-24	65.1	4.5	62.3	3.4	94%	0.72	1.46	34	1011	-15.73	0.44
G91-188-2-5	66.6	10.4	65.3	3.2	96%	0.16	1.30	53	1093	-13.62	0.71
G91-188-2-6	71.4	8.3	67.0	4.4	96%	0.65	0.90	10	995	-15.06	1.51
G91-188-2-12	66.1	4.7	65.3	3.7	98%	0.27	1.23	22	999	-16.56	-0.10
G91-188-2-16	71.2	11.3	68.0	7.4	94%	0.41	1.44	53	1037	-14.42	1.14
G91-188-2-21	70.8	7.3	68.2	4.6	95%	0.51	1.38	119	915	-17.78	0.99

می‌دهد آنها از ماگمای سنگ‌کره قاره‌ای و متاسوماتیسم‌شده با مذاب حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی تبلور یافته‌اند (شکل‌های 4-A و 4-B). مقدار عنصرهای فرعی زیرکن با تجزیه سطوح بدون میانبار یا دگرسانی در مقطع زیرکن به‌دست

برپایه نمودارهای La در برابر $(Sm/La)_N$ (Hoskin, 2005) و Y در برابر U/Yb (Grimes et al., 2009)، ترکیب زیرکن‌های توده‌های آذرین درونی کانه‌دار گزو در قلمروی ماگمایی و مرز پوسته قاره‌ای و اقیانوسی جای دارد که نشان

تابش لیزری به کمترین اندازه برسد. سپس گاز آرگون برای بهبود کارایی حمل و نقل به کار برده شد. اندازه گیری های ICP-MS با کمک تجزیه انحلال-زمان و اوج پرش در یک نقطه در هر جرم انجام شد. هر پنج نمونه تجزیه شده با یک زیرکن استاندارد 91500 و یک دستگاه اندازه گیری NIST SRM 610 دنبال شدند. هر تجزیه نقطه ای تقریباً شامل 30 ثانیه جمع آوری پس زمینه و 40 ثانیه جمع آوری داده نمونه بود. با به کارگیری برنامه ICP-MS DataCal، انتخاب داده های خام نامتعارف، ادغام سیگنال های پس زمینه و تجزیه ای و اصلاح زمان و کالیبراسیون عددی برای مقدار عنصرهای فرعی انجام شدند (Liu *et al.*, 2010).

آورده شده است. تجزیه عنصر فرعی با لیزر و دستگاه طیف سنجی جرمی پلاسمای القایی (LA-ICP-MS) در آزمایشگاه ایزوتوپی زمین شناسی در انستیتوی منابع معدنی، آکادمی علوم زمین چین انجام شد. شرایط عملیاتی دقیق برای سیستم لیزر و ابزار MC-ICP-MS و تبدیل داده ها را Hou و همکاران (2009) توضیح داده اند. در این روش، یک سیستم لیزری ArF excimer (Geolas CQ) به یک دستگاه Agilent 7500a ICP-MS متصل است. انتخاب اندازه نقطه (60-160 μm) و نرخ تکرار پذیری (10- Helz) با تأثیر نزدیک به $10\text{J}/\text{cm}^2$ ، به شدت سیگنال بستگی دارد. هنگام تابش لیزر، گاز هلیوم به سلول نمونه وارد شد تا مقدار مواد زائد در پیرامون گودال



شکل 4- ترکیب زیرکن های توده های آذرین درونی کانه دار گزو در: (A) نمودار La در برابر $(\text{Sm}/\text{La})_N$ (Hoskin, 2005؛ B) نمودار U/Yb در برابر Y (Grimes *et al.*, 2007؛ C) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای زیرکن ها و سنگ کل سنگ های آذرین درونی کانه دار گزو (ترکیب کندریت برگرفته از McDonough و Sun (1995) است. به منحنی با شیب ملایم سنگ کل در برابر

آنومالی‌های زیاد Ce و آنومالی‌های منفی دانه‌های زیرکن توجه شود)

عنصرهای فرعی، چگونگی محاسبه نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} و فوگاسیتته اکسیژن زیرکن

داده‌های تجزیه عنصرهای فرعی زیرکن و داده‌های به‌دست‌آمده به ترتیب در جدول‌های 1 و 2 آورده شده‌اند. آنومالی‌های Eu (Eu/Eu^*) با روش مرسوم برپایه مقادارهای بهنجار شده Sm و Gd به‌دست آورده شده‌اند. از داده‌های سنگ‌کل (Mahdavi و همکاران، 2016) و عنصرهای فرعی زیرکن (جدول 2) برای به‌دست‌آوردن

نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن بهره گرفته شد. محاسبه آنومالی‌های Ce نیاز به به‌دست‌آوردن مقدار Ce^{3+} دارد که به‌طور متداول برپایه مقادارهای La و Pr انجام می‌شود. مقدار La و Pr در زیرکن بسیار کم و نزدیک به آستانه آشکارسازی دستگاه LA-ICP-MS است (جدول 2 و شکل C-4) و این نکته محاسبه دقیق Ce^{3+} را دشوار می‌کند.

جدول 2- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه عنصرهای فرعی (برپایه ppm) زیرکن توده‌های آذرین درونی کنده‌دار گزو

Sample No.	G91-188-2-21	G91-188-2-16	G91-188-2-12	G91-188-2-6	G91-188-2-5	G91-188-24	G91-188-22	G91-188-17	G91-188-16
U	311	429	288	400	490	145	1066	271	429
Th	130	248	185	583	305	109	1209	152	248
Hf	24046	17024	16217	9706	13328	18862	20392	19125	17024
Lu	162.5	144.9	130.3	173.1	139.7	95.9	165.6	128.8	144.9
Yb	900	681	671	915	778	441	878	640	681
Tm	93.6	69	70.1	87	77.2	43.4	87.2	54.9	69
Er	428	237	324	372	333	175	370	223	237
Ho	86.7	45.7	70.4	88.2	73.4	35.2	73.1	49	45.7
Dy	218.9	104.3	171.6	229.3	169.8	89.3	193.4	102	104.3
Tb	15.82	12.64	13.88	20.46	13.32	7.05	14.33	8.34	12.64
Gd	39.04	22.21	38.46	74.29	33.36	18.21	38.39	21.01	22.21
Eu	1.76	1.39	1.27	7.69	0.69	1.86	1.49	2.42	1.39
Sm	2.83	4.92	5.34	17.66	5.07	3.44	8.09	5.73	4.92
Nd	1.23	3.74	2.4	10.12	2.46	2.15	5.04	4.53	3.74
Pr	0.01	0	0.19	0.66	0.28	0.14	0.44	0	0
Ce	25.5	34.24	13.08	35.02	27.16	14.2	76.6	24.68	34.24
La	0.1	0	0.11	0.18	0.56	0.21	0.82	0	0
Ti	1.84	7.6	5.1	4.85	13.11	5.82	17.11	1.52	7.6

جدول 2- ادامه

Sample No.	G91-188-15	G91-188-13	G91-188-9	G91-188-8	G91-188-6	G91-188-1	G90-171-20	G90-171-19	G90-171-18
U	351	134	481	105	400	283	292	330	273
Th	201	157	107	77	583	211	185	223	199
Hf	15825	15314	15923	10350	9706	10550	11128	11886	11298
Lu	129.9	195.1	100.4	80.1	173.1	98.1	78.9	101	80.3
Yb	596	1000	566	385	915	491	421	565	449
Tm	58.3	102.7	57.4	33.9	87	40.2	33.7	46.5	37.1
Er	210	445	259	146	372	147	119	165	133
Ho	43	94.7	56.9	29.4	88.2	31.3	23.7	32.2	27.6
Dy	97.7	218.9	141.4	66.6	229.3	59	56.3	75.7	68.2
Tb	7.74	16.96	10.99	5.5	20.46	4.98	4.38	5.53	5.28
Gd	23.86	47.78	26.34	15.16	74.29	15.75	12.69	15.92	16.49
Eu	1.4	2.13	0.49	1.4	7.69	1.01	1.39	1.23	1.76
Sm	2.12	5.89	4.37	2.98	17.66	1.69	2.16	2.92	3.31
Nd	0.89	2.58	2.11	1.78	10.12	1.12	0.54	1.38	1.82
Pr	0.1	0.12	0.15	0.21	0.66	0.11	0.04	0.08	0.13
Ce	27.46	42.68	6.72	12.36	35.02	23.46	17.33	26.21	18.64
La	0	0.1	0.15	0.44	0.18	0	0.02	0	0.01

Ti	21.85	11.74	5.39	6.42	4.85	13.5	3.57	7.71	5.17
----	-------	-------	------	------	------	------	------	------	------

جدول 2- ادامه

Sample No.	G90-171-17	G90-171-16	G90-171-15	G90-171-14	G90-171-13	G90-171-11	G90-171-10	G90-171-9	G90-171-8
U	391	355	268	324	379	178	365	329	275
Th	301	242	201	201	274	140	266	229	156
Hf	11038	10255	11328	10699	10334	9139	9626	9723	9520
Lu	105.3	100.9	84.6	95.6	96.4	80.5	85.2	92.2	79.4
Yb	592	567	473	517	568	460	496	520	450
Tm	48	44.8	39.5	41.3	46	39.6	40.7	43.8	34.9
Er	172	160	141	144	158	151	139	150	121
Ho	33.6	32.4	28.4	28.2	32.3	31.5	27.5	29	24.8
Dy	80.3	76.2	69.2	67	77.5	67.2	65.3	68	55
Tb	5.21	5.56	4.76	4.93	5.6	5.73	5.03	4.9	4.21
Gd	14.09	13.31	15.11	12.86	14.21	15.53	12.24	12.4	10.15
Eu	1.37	1.33	1.32	1	1.47	1.32	1	1.26	1.07
Sm	2.2	2.39	2.15	1.81	2.83	3.24	2.38	1.77	2.09
Nd	1.5	1.66	1.4	1.16	1.6	1.9	0.34	0.75	0.59
Pr	0.11	0.09	0.06	0.06	0.1	0.04	0.08	0.02	0.02
Ce	30.51	25.35	21.3	22.76	26.73	15.65	25.19	25.38	18.31
La	0.14	0.01	0	0	0	0	0	0.33	0
Ti	9.27	8.72	3.97	7.65	6.56	10.73	5.72	4.15	8.43

جدول 2- ادامه

Sample No.	G90-171-7	G90-171-4	G90-171-3	G90-171-2	G90-171-1
U	306	203	273	214	301
Th	208	110	221	117	191
Hf	10093	9341	9164	9300	9499
Lu	87.7	57	80.9	65.9	56
Yb	521	324	490	376	342
Tm	40.5	25.9	41.7	30.3	27.5
Er	138	87	143	98	95
Ho	30	17.4	32.2	20.4	19.3
Dy	73.5	37.3	89.6	47.3	43.8
Tb	5.08	2.86	7.23	3.31	3.42
Gd	14.41	10	21.22	7.15	11.15
Eu	1.74	0.77	2.76	0.79	0.74
Sm	2.81	0.91	7.05	1.87	1.59
Nd	2.47	0.32	2.88	0.94	0.81
Pr	0.1	0.02	0.1	0.02	0.04
Ce	19.81	12.86	18.81	17.77	20.41
La	0	0	0	0	0
Ti	5.27	5.35	3.59	5.61	1.03

آورده شدند. شعاع یونی REE از روش پیشنهادی Shannon (1976) به دست آمد.

در این پژوهش، فوگاسیته های اکسیژن ($\log fO_2$) برپایه روش های کالیراسیون پیشنهادی Smythe و Brenan (2015) و Trail و همکاران (2012)، به دست آورده شدند. در الگوی پیشنهادی Smythe و Brenan (2015)، کالیراسیون فوگاسیته اکسیژن به پارامترهای دما، نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} مذاب، ترکیب و مقدار آب مذاب بستگی دارد. مشابه با کالیراسیون نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن، برای به دست آوردن نسبت های Ce^{4+}/Ce^{3+} مذاب ها از الگوی کرنش شبکه (معادله 1؛ Blundy and Wood, 1994) بهره گرفته شد که در آن، D_0 ضریب تفکیک جبران کرنش، E مدول یانگ، NA عدد آووگادرو، R ثابت گاز و T دما (سانتیگراد) هستند. حاصل رسم کردن $\ln Di$ در برابر عبارت $(r_i/3 + r_0/6) \times (r_i - r_0)^2$ رابطه ای خطی برای سری هایی از کاتیون های هم ظرفیت است. از آنجایی که شعاع یونی Ce^{4+} و Ce^{3+} معلوم است، ضریب تفکیک شان با درون یابی به دست آورده می شود.

برای محاسبه مقادیرهای Ce^{4+}/Ce^{3+} روش Smythe و Brenan (2015) به کار برده شد. در این روش، مقدار عنصرهای خاکی کمیاب سبکی مانند La, Pr و Eu برای محاسبه Ce^{3+} و نیز کاتیون 4 ظرفیتی U برای محاسبه Ce^{4+} به کار برده نمی شود؛ زیرا میانبارهای کوچک می توانند مقدار کم این عنصرها را بهم بریزند. ضریب های تفکیک های زیرکن-مذاب برای Ce^{3+} و Ce^{4+} برپایه الگوی کرنش شبکه (Blundy and Wood, 1994) به دست

معادله 1:

$$\ln D_i = \ln D_0 - (4\pi \times E \times N_A \times (r_i/3 + r_0/6) \times (r_i - r_0)^2) / (R \times (T + 273.15))$$

مقدار $D_{Ce}^{zircon/melt}$ بین ضریب‌های تفکیک دو عضو پایانی حالت ظرفیت $(Ce^{3+}$ و $Ce^{4+})$ است و fO_2 از ترکیب معادله‌های 2 و 3 به دست آورد.

معادله 2:

$$(Ce/Ce^*)_D = D_{Ce}^{zircon/melt} / (D_{La}^{zircon/melt} \times D_{Pr}^{zircon/melt})^{1/2}$$

معادله 3:

$$\ln (Ce/Ce^*)_D = (0.1156 \pm 0.0050 \times \ln fO_2) + ((13.860 \pm 708)/(T + 273.15)) - (6.15 \pm 0.484)$$

که در آنها، $D_{La}^{zircon/melt}$ ، $D_{Ce}^{zircon/melt}$ و $D_{Pr}^{zircon/melt}$ به ترتیب ضرایب تفکیک Ce ، La و Pr بین زیرکن و مذاب هستند و T دماست (برپایه درجه کلونین). اگرچه مذابی وجود ندارد، اما ترکیب کل سنگ می‌توان بجای آن به کار برد.

مشابه با کالیبراسیون نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن، برای به دست آوردن نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} مذاب‌ها، الگوی کرنش شبکه (معادله 2؛ Blundy and Wood, 1994) به کار برده شد. دمایی به کار برده شده با دماسنج Ti در زیرکن (روش پیشنهادی Ferry و Watson, 2007) به دست آمد. در دماسنج Ti در زیرکن، دمای تبلور زیرکن برپایه مقدار Ti (برپایه ppm) در زیرکن (Ti_{zircon}) و اکتیویته‌های SiO_2 (a_{SiO_2}) و TiO_2 (a_{TiO_2}) در مذاب می‌زبان و با به کارگیری معادله 4 به دست آورده می‌شود:

معادله 4:

$$\log Ti_{zircon} = (5.711 \pm 0.072) - (4.800 \pm 86) / (T + 273.15) - \log a_{SiO_2} + \log a_{TiO_2}$$

که در این معادله Smythe و Brenan (2015) مقدار اکتیویته SiO_2 و TiO_2 به ترتیب 1 و 0/7 فرض شده است. بازه دماهای محاسبه شده زیرکن‌ها در سنگ‌های آذرین درونی کانهدار گزو برابر با 873 تا 1151 درجه کلونین است (جدول 1). از آنجایی که

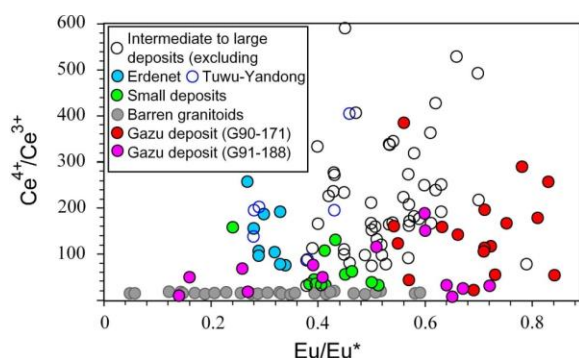
ماگماهای کانهدار به طور شاخص از آب غنی هستند (بیشتر از 10 درصد مقدار آب ماگمای پورفیری کانهدار گزارش شده (Lu et al., 2015))، مقدار آب ماگمای پورفیری گزو 6/5 درصد وزنی فرض شد. برای محاسبه خطای فوگاسیته اکسیژن، به خطاهای آنالیزی هر دوی عنصرهای فرعی زیرکن و عنصرهای اصلی و فرعی سنگ کل توجه شد. میزان خطای فوگاسیته اکسیژن ($\log fO_2$) به دست آمده در این پژوهش از 1/32 کمتر است.

نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} و فوگاسیته‌های اکسیژن استنباط شده زیرکن

برپایه مقدارهای عنصر فرعی (جدول 2) و الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (شکل 4-C)، زیرکن‌های نفوذی‌های کانهدار گزو الگوهای REE مشابهی دارند. همه زیرکن‌ها غنی‌شدگی از HREE نسبت به LREE، آنومالی‌های Ce مثبت قوی و آنومالی‌های Eu منفی نشان می‌دهند. آنومالی Eu به دست آمده برای دانه‌های زیرکن بازه‌ای از 0/14 تا 0/86 دارند که در همه نمونه‌ها، مگر چند نمونه، مقدارهای بالاتر از 0/4 نشان می‌دهند (جدول 1).

برپایه داده‌های محاسباتی جدول 1، مقدارهای Ce^{4+}/Ce^{3+} به دست آمده برای زیرکن‌های نمونه کوارتز مونزودیوریت (G90-171) در بازه 25 تا 385 (میانگین: 153) و برای هورنبلند گرانیت (G91-188) در بازه 10 تا 190 (میانگین: 62) و در مجموع دو نمونه در بازه 10 تا 385 (میانگین: 110) جای گرفته‌اند. مقدار فوگاسیته اکسیژن استنباط شده برای توده‌های پورفیری گزو برای زیرکن‌های نمونه کوارتز مونزودیوریت در بازه 0.6 ΔFMQ تا 1.4 ΔFMQ

می‌دهند. نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} به‌دست‌آمده برای زیرکن در نفوذی‌های ذخیره‌های کوچک کمربند کوهزایی آسیای مرکزی بازه ای از 28 تا 158 دارند. نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} به‌دست‌آمده برای ذخیره‌های بزرگ همانند ذخیره‌های متوسط است (شکل 5). مقایسه مقدار Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن‌های نمونه کوارتز مونزودیوریت با بازه 25 تا 385 و هورنبلند گرانیته با بازه 10 تا 190 (مجموع هر دو نمونه با بازه 10 تا 385) مربوط به نفوذی‌های کانه‌دار گزو با مقدار ذخیره‌های کمربند کوهزایی آسیای مرکزی نشان‌دهنده رخداد ذخیره‌ای متوسط تا کوچک و چه‌بسا عقیم در منطقه گزو است (شکل 5).



شکل 5- مقایسه مقدار Ce^{4+}/Ce^{3+} در برابر Eu/Eu^* توده‌های آذرین درونی کانه‌دار گزو با ذخیره‌های پورفیری بزرگ، متوسط و کوچک مربوط به کمربند کوهزایی آسیای مرکزی (Shen et al., 2015)

همان‌گونه‌که گفته شد، آنومالی Eu به‌دست‌آمده برای دانه‌های زیرکن گزو بازه‌ای از 0/14 تا 0/86 نشان می‌دهد که در نمونه‌ها، مگر چند نمونه، مقدار آن از 0/4 بالاتر است (جدول 1؛ شکل 5). زیرکن با $Eu/Eu^* > 0/4$ ویژگی بسیاری از ماگماهای کم‌انی کانه‌دار است (Ballard et al., 2002; Burnham and Berry, 2012; Trail et al., 2012) و نشان می‌دهد

(میانگین: 1 ΔFMQ) و برای هورنبلند گرانیته در بازه $-0.1 \Delta FMQ$ تا $2.3 \Delta FMQ$ (میانگین: $1.1 \Delta FMQ$) است، مگر یک نمونه که $-1.37 \Delta FMQ$ دارد و در مجموع دو نمونه با بازه‌ای از $-1.37 \Delta FMQ$ تا $+2.33 \Delta FMQ$ (میانگین: $+1 \Delta FMQ$) جای دارد (جدول 1).

بحث

عدد جادویی فوگاسیته اکسیژن برای کانی‌سازی پورفیری از $+2 \Delta FMQ$ بیشتر است (Mungall, 2002; Sun et al., 2013b). فوگاسیته اکسیژن چند ذخیره Z مس پورفیری دنیا برابر با $+1.5 \Delta FMQ$ است (Sun et al., 2015; Shen et al., 2015; Smythe and Brennan 2015; Hattori et al., 2017). برای پایه، مقدار میانگین $+1 \Delta FMQ$ برای همه زیرکن‌های گزو از مقدار میانگین $+1.5 \Delta FMQ$ در ذخیره‌های مس پورفیری دنیا به میزان تقریباً $0.5 \Delta FMQ$ کمتر است. در داده‌های گزو، مگر در دو نمونه، همه مقدارها از $+1.5 \Delta FMQ$ کمتر است. مقادیرهای Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* ذخیره‌های پورفیری مختلف کمربند کوهزایی آسیای مرکزی (Shen et al., 2015) و نمونه‌های زیرکن گزو در شکل 5 آورده شده‌اند. همه سنگ‌های آذرین درونی کانه‌دار ذخیره‌های مس پورفیری بزرگ کمربند کوهزایی آسیای مرکزی بیشتر از 4 میلیون تن مس دارند و نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} به‌دست‌آمده برای دانه‌های زیرکن آنها با بازه‌ای از 74 تا 592 بالا به‌شمار می‌رود. مقدارهای Ce^{4+}/Ce^{3+} به‌دست‌آمده برای دانه‌های زیرکن دو ذخیره با اندازه متوسط کمربند کوهزایی آسیای مرکزی (ذخیره‌های Erdenet و Tuwu-Yandong) بازه ای از 74 تا 332 نشان

نسبت‌های $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ در ماگماهای اکسیدان بالاست. نسبت‌های Eu/Eu^* در دانه‌های زیرکن به فاکتورهایمانند شرایط اکسیداسیون ماگماهای مادر و نیز تبلور برخی کانی‌ها مانند پلاژیوکلاز از ماگما بستگی دارد (Shen *et al.*, 2015). در مذاب سیلیکاته یوروپیم (Eu) به صورت Eu^{2+} و Eu^{3+} وجود دارد و Eu^{2+} به طور ترجیحی در جایگاه Ca^{2+} پلاژیوکلاز جای می‌گیرد. از این رو، تبلور پلاژیوکلاز Eu را در مذاب بجامانده کاهش می‌دهد و در هر فازی که پس از پلاژیوکلاز متبلور شود، Eu/Eu^* کم می‌شود (Sun *et al.*, 2015).

سرزمین ایران مرکزی متشکل از سه پهنه پوسته‌ای با جهت N-S (از خاور به باختر شامل بلوک‌های لوت، طبس و یزد؛ شکل 1-A) درون سیستم کوهزایی آلپی-همالیایی و بخشی از قاره بزرگ‌تر سیمیرین است که در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس پدید آمده است (مانند Sengör, 1987; Stöcklin, 1968). این سرزمین همراه با دیگر بلوک‌های سیمیرین در ایران (پهنه البرز و سنندج-سیرجان) در شمال خاوری پهنه برخوردی نئوتتیس زاگرس-مکران جای دارد (Stöcklin, 1968). برپایه بررسی‌های Berberian (1977)، در زمان پالئوزوییک تا تریاس زیرین، بلوک‌های لوت و طبس تاریخچه رسوبی مشابهی داشته‌اند. بازسازی حرکت‌های صفحه‌ای (Regard *et al.*, 2010; Allen *et al.*, 2011) نشان می‌دهد بلوک لوت یک قطعه قاره‌ای کمابیش سخت بوده است که میان دو برخورد جداگانه زاگرس در باختر و همالیا در خاور، گرفتار شده است. بلوک‌های لوت-طبس و یزد با یک کمر بند طولانی، کمائی و از نظر ساختاری

پیچیده که به صورت پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان (KKTZ) در شکل 1-A این مقاله به صورت بلوک پشت‌بادام نشان داده شده است) شناخته شده است، از یکدیگر جدا می‌شوند (Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003). برخلاف بلوک‌های همسایه طبس و یزد، KKTZ بیرون زدگی‌های چشمگیری از سطوح پوسته‌ای ژرف‌تر با سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوییک بالایی و پالئوزوییک زیرین را در دسترس می‌گذارد. برپایه نتایج پژوهش‌های ساختاری و سن‌سنجی (^{40}Ar - ^{39}Ar) کمائی همزمان روی میلوئیت‌های کمپلکس‌های دگرگونی بیرون‌زده در KKTZ (Masoodi *et al.*, 2013)، هنگام کوهزایی سیمیرین، در تریاس-ژوراسیک زیرین آغازی (پیش از 186~ میلیون سال پیش؛ سیمیرین زیرین)، رویداد پیوستن قاره‌ای همزمان با حرکت‌های برشی راستگرد بزرگ در KKTZ روی داده است. در ژوراسیک میانی (168~ میلیون سال پیش؛ سیمیرین میانی)، حرکت‌های برشی نرمال با شیب شمال خاوری، بیرون‌زدگی کمپلکس‌های دگرگونی را به دنبال داشته است. رویدادهای فشارشی سیمیرین پایانی (کرتاسه بالایی) پهنه‌های برشی همراه با گسل‌های معکوس و چین‌های بسیار برگشته را پدید آورده‌اند (Masoodi *et al.*, 2013).

پهنه‌های برشی راستگرد و سن‌های ^{40}Ar - ^{39}Ar به دست آمده با پهنه برخوردی مورب در جایگاه کمائی هنگام تریاس بالایی-کرتاسه زیرین در سراسر KKTZ که برای سرزمین ایران مرکزی پیشنهاد شده است، سازگار هستند (Ramezani and Tucker, 2003; Bagheri and)

همگرایی کمان مورب، در پی حرکت صفحه، دگرریختی تفکیک شده (شامل برش خوردگی راستالغز و یک مولفه کشش موازی کوهزایی) رخ می دهد. فعالیت تکتونوماگمایی پیوسته با گرایش کمائی تا برخوردی در سرزمین ایران مرکزی هنگام مزوزوییک را چندین پژوهشگر گزارش کرده اند (Crawford, 1977; Immel *et al.*, 1997; Ramezani and Tucker, 2003; Reyer and Mohafez, 1970). همچنین، جایگزینی گرانیتویدهای شاه کوه (Esmaily *et al.*, 2005)، سرخ کوه (Karimpour *et al.*, 2011) و باتولیت کلاته آهنی (Karimpour *et al.*, 2014) با سن هایی در بازه 162~ تا 165 میلیون سال پیش به خوبی نشان دهنده رویداد برخوردی ژوراسیک است. به پیشنهاد Wilmsen و همکاران (2009b)، در تریاس بلوک های ایران مرکزی با بیشترین احتمال جهت باختری - خاوری داشته اند و بلوک لوت در روبروی نئوتتیس جای داشته است؛ اما به باور Shafiei و همکاران (2009)، در کرتاسه پسین، فروانش نئوتتیس به زیر بلوک لوت موازی پهنه سنندج - سیرجان رخ داده است. افیولیت های کرتاسه در بخش خاوری بلوک لوت (نشان دهنده وجود اقیانوس قدیمی سیستان میان بلوک های لوت و افغانستان؛ شکل 1) بخشی از اقیانوسی بوده اند که خردقاره ایران مرکزی را در کرتاسه فراگرفته بوده اند (McCall, 1997). اقیانوس سیستان در آغاز کرتاسه پیشین باز شده است (Babazadeh and Wever, 2004) و در کرتاسه پسین هنوز وجود داشته است (Zarrinkoub *et al.*, 2012)؛ اما سازوکار و زمان بسته شدن اقیانوس هنوز به درستی شناخته نشده است. برای بسته شدن اقیانوس سیستان

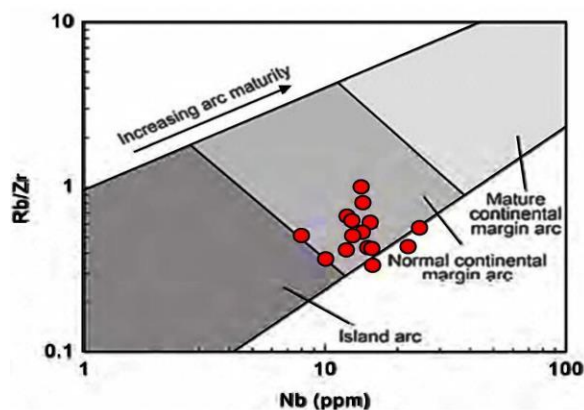
Stampfli, 2008; Sheikholeslami *et al.*, 2008; Zanchi *et al.*, 2006, 2009a, 2009b; Wilmsen *et al.*, 2009a, 2009b). برای این پایه، پهنه های برشی راستگرد قدیمی در پهنه KKTZ، به صورت گسل های پیونددهنده بلوک لوت - طبس و بلوک یزد در ایران مرکزی رفتار کرده اند. ویژگی های زیر نشان دهنده رویداد این برخورد هستند:

- 1) تغییر چشمگیر رسوبگذاری کربناته پلتفورم تریاس میانی (سازند شتری) به سنگ های سیلیسی آواری گروه شمشک (نورین - بازوسین) در بلوک طبس ایران مرکزی (Wilmsen *et al.*, 2009b) (شکل 1-B)؛
- 2) ناپیوستگی زاویه دار تریاس بالایی در ایران مرکزی و البرز (Aghanabati, 2004; Davoudzadeh and Schmidt, 1984; Fürsich *et al.*, 2005)؛
- 3) گسترش برگوارگی دگرگونی درجه بالا در شرایط رخساره آمفیبولیت و ضخیم شدگی پوسته ای در کمپلکس شترکوه، بخش شمال خاوری بلوک کویر بزرگ (Rahmati-Ilkhchi *et al.*, 2010).

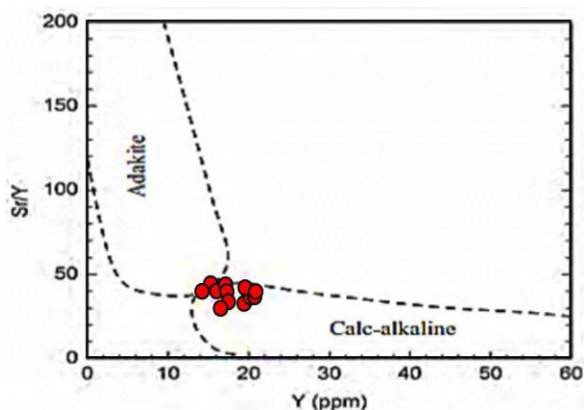
نتایج حرکت های برشی راستگرد بزرگ در KKTZ هنگام ژوراسیک زیرین آشکارا نشان دهنده رویداد چرخشی پادساعتگرد بزرگ برای بلوک لوت - طبس (135 درجه) هستند. چرخش بلوک های برخوردی در پی فعالیت راستالغز هنگام ادغام شان را Wilmsen و همکاران (2009b) پیشنهاد کرده اند. فعالیت ماگمایی پیوسته همراه با حرکت های راستالغز برای رژیم های کمان همگرایی مورب قدیمی و نیز جدید معمول است (Barnes *et al.*, 1998; de Saint Blanquat *et al.*, 1998).

نظریه‌های گوناگونی (مانند: فرورانش پالتوسن بالایی-اؤسن پیشین به‌سوی خاور در پی برخورد بلوک‌های لوت و افغان (Tirrul *et al.*, 1983; Pang *et al.*, 2013; Saccani *et al.*, 2010 Zarrinkoub *et al.*, 2012)؛ فرورانش همزمان به‌سوی خاور و باختر (Arjmandzadeh *et al.*, 2011)؛ فرورانش درون‌اقیانوسی به‌سوی خاور (Saccani *et al.*, 2010)) پیشنهاد شده‌اند. ماگماتیسم پس از برخورد در راستای خط درز شمالی- جنوبی و درازای بیشتر از 1000 کیلومتری کمپلکس‌های رتوک و نه و نیز بلوک لوت، هنگام اؤسن تا الیگوسن (Karimpour *et al.*, 2011; Richards *et al.*, 2012) پیامد زوال سنگ‌کره و بالاآمدن زبانه‌های سست‌کره‌ای هنگام رمبش کششی خاور ایران دانسته شده است (Pang *et al.*, 2013).

برپایه بررسی‌های Mahdavi و همکاران (2016)، توده‌های آذرین درونی گزو ویژگی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا نوع I دارند و در نمودار Nb در برابر Rb/Zr (شکل 6)، در قلمروی کمان فرورانش قاره‌ای جای می‌گیرند. همچنین، برپایه نمودار Y در برابر Sr/Y آنها ویژگی آداکیتی ندارند (شکل 7).



شکل 6- نمودار زمین‌ساختی Nb در برابر Rb/Zr (Brown *et al.*)



شکل 7- نمودار شناخت آداکیت از سنگ‌های کالک‌آلکالن کمان نرمال (Defant and Drummond, 1990) برای سنگ‌های آذرین کانه‌دار گزو برپایه داده‌های سنگ‌کل از Mahdavi و همکاران (2016)

برپایه ایزوتوپ‌های Lu-Hf (Mahdavi *et al.*, 2016)، خاستگاه توده‌های آذرین درونی گزو، ماگماهای گوشته‌ای با آغشتگی پوسته قدیمی است. در خاستگاه ماگمای مادر احتمالاً هورنبلند و اکسیدهای آهن و تیتانیم (روتیل، ایلمنیت) بجامانده‌اند. از دیدگاه کانی‌سازی، کانسار گزو کانی‌های فلزی اولیه اصلی کالکوپیریت، بورنیت و اسفالریت همراه با کانی‌های فرعی پیریت و مگنتیت را دارد. برپایه داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن و ویژگی‌های صحرایی (Mahdavi *et al.*, 2016)، توده‌های آذرین درونی کانه‌دار کانسار گزو در زمان کوتاهی و در کمتر از نزدیک به 1 میلیون سال پیش جایگزین شده‌اند (65/9-65/1 میلیون سال پیش). زمین‌شیمی سنگ‌کل و مقدرهای $\epsilon\text{Hf}(t)$ و سن‌های مدل برای زیرکن در توده‌های گزو (Mahdavi *et al.*, 2016) نشان می‌دهد ذوب‌بخشی خاستگاهی هیبرید متشکل از ترکیب‌های جداشده از گوشته متاسوماتیسم‌شده با محلول‌های جداشده از صفحه اقیانوسی فرورانده و

دارند و ماگماهای مادر آنها از آب و اکسیدان غنی هستند (Ballard *et al.*, 2002; Mungall, 2002; Sillitoe, 2010). هم‌رشدی‌های مگنتیت و هماتیت نشان می‌دهند بیشتر فوگاسیته‌های اکسیژن ذخیره‌های پورفیری به مقدارهای مشخص شده به بافر هماتیت-مگنتیت (HM) می‌رسند. سولفات یک شاخص رایج از فوگاسیته اکسیژن بالای ذخیره‌های پورفیری است (Vila *et al.*, 1991; Halter *et al.*, 2005; Imai *et al.*, 2007; Stern *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2008; Liang *et al.*, 2009; Cooke *et al.*, 2011; Kavalieris *et al.*, 2011; Ling *et al.*, 2013). افزون بر سولفات، هماتیت و اسپیکولاریت اولیه نیز در بسیاری از ذخیره‌های پورفیری گزارش شده است (Vila and Sillitoe, 1991; Vila *et al.*, 1991; Spry *et al.*, 1996; Baker *et al.*, 1997; Hedenquist *et al.*, 1998; Imai, 2001; Seedorff and Einaudi, 2004; Imai *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2008; Sillitoe, 2010).

بررسی‌های پیشین روی کانی‌سازی گزو در منطقه گزو (Mahdavi *et al.*, 2016)، نشان داده‌اند مگر مگنتیت که اکسید آهن رایج است، هیچ هماتیت و/یا اسپیکولاریت اولیه‌ای همراه با کانی‌سازی در کانسار گزو دیده نشده است. همچنین، کانی انیدریت همراه با ذخیره نیز گزارش نشده است. این شواهد نشان‌دهنده نبود رخداد کانی‌سازی گزو در بالای بافر هماتیت-مگنتیت (HM) هستند. این حالت با مقدارهای نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} و فوگاسیته‌های اکسیژن ($\Delta FMQ + 1$) استنباط شده زیرکن سازگار است.

مس، طلا و مولیبدن عنصرهای کالکوفیل با ضریب‌های تفکیک بالا میان سولفید و مذاب هستند. سولفید رفتارهای مس و طلا را به شدت کنترل می‌کند. هنگام ذوب شدن گوشته، مس و

ترکیب‌های پوسته‌ای کمابیش قدیمی ایران مرکزی، توده‌های آذرین درونی در منطقه گزو را پدید آورده است. برپایه بررسی‌های Mahdavi و همکاران (2016)، شباهت ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنی توده‌های آذرین درونی گزو با گرانیتوئیدهای بجستان (Jung *et al.*, 1983; Ahmadi Rouhani *et al.*, 2016) و کجه در باختر فردوس (Najafi *et al.*, 2014) و جایگیری آنها در شمال بلوک لوت چه‌بسا نشان‌دهنده فرورانشی در جهت جنوب‌باختری در شمال بلوک ایران مرکزی باشد که هنگام آن گرانیتوئیدهای بجستان، کجه و توده‌های گزو جایگزین شده‌اند. به باور Stampfli و Borel (2004) و Mahdavi و همکاران (2016) عامل این رویداد فرورانشی بسته‌شدن حوضه پشت‌کمان سبزو در میان ایران مرکزی و کوه‌های البرز در کرتاسه پسین تا ائوسن و فرورانش آن به زیر ایران مرکزی (Verdel *et al.*, 2011; Stampfli and Borel 2002; Moix *et al.*, 2015; Shafaii Moghadam *et al.*, 2008) بوده است که در پی همگرایی پیوسته میان صفحه عربی و ایران رخ داده است (Agard *et al.*, 2011; Rossetti *et al.*, 2014).

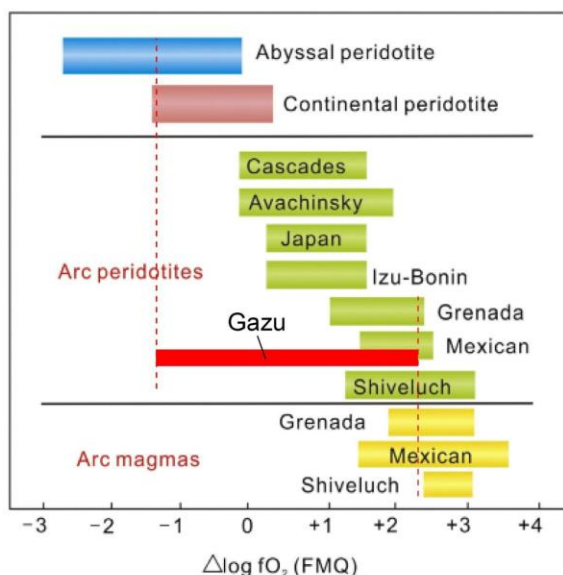
برپایه بررسی‌های گسترده، ذخیره‌های پورفیری رابطه نزدیکی با ماگماهای اکسیدان دارند (Burnham and Ohmoto, 1980; Candela, 1992; Hedenquist and Lowenstern, 1994; Mungall, 2002; Liang *et al.*, 2006; Liang *et al.*, 2009; Sillitoe, 2010; Sun *et al.*, 2012, 2013b). همچنین، به ماگماهای سری مگنتیتی شناخته می‌شوند (Ishihara and Terashima, 1989). این ذخیره‌های مس-مولیبدن-طلا تقریباً همیشه با ماگمای آداکیتی اکسیدان غنی از گوگرد و فلز ارتباط

+2.5 Δ FMQ، هرچه سیستم اکسیدان تر شود، مقدار گوگرد در ماگما بالاتر می‌رود، در نتیجه، فوگاسیتئ اکسیژن بالا مؤثرترین راه برای حذف سولفیدهای بجامانده است (Lee et al., 2012; Sun et al., 2013b). حلالیت سولفید در ماگماها به فوگاسیتئ اکسیژن در زیر بافر FMQ وابسته نیست (Mavrogenes and O'Neill, 1999) و این بدین معناست که بیشتر گوگرد به شکل سولفات در فوگاسیتئ اکسیژن بالا حذف می‌شود (Jugo, 2009). حذف گوگرد عنصرهای کالکوفیل بسیار بیشتری را آزاد می‌کند (Sun et al., 2004b; Liang et al., 2009; Lee et al., 2012). فوگاسیتئ اکسیژن زیر +1 Δ FMQ ذوب‌بخشی 10 درصد یا کمتر گوه گشته‌ای سولفیدهای بجامانده را حفظ می‌کند. در فوگاسیتئ‌های اکسیژن بالاتر هیچ سولفیدی بجا نمی‌ماند؛ مگر اینکه گوگرد از صفحه فرورانش افزوده شود که در واقعیت احتمال آن وجود دارد. هنگام دگرگونی صفحه در حال فرورانش، گوگرد سنگ‌های دگرگونی شیبست آبی تا آمفیبولیت مهاجرت می‌کند (Tomkins, 2010; Sun et al., 2013a). به دنبال آن، گوگرد و عنصرهای کالکوفیل گوه گشته‌ای آزاد می‌شوند (Li et al., 2013a). با توجه به این حالت، سنگ‌های کمان عادی (نرمال) برای کانی‌سازی مس پورفیری مطلوب نیستند (Sun et al., 2015).

ماگماهای کمان احتمالاً عنصرهای اقتصادی ارزشمند غنی‌شده‌ای مانند مس را با خود ندارند (Lee et al., 2010; Lee et al., 2012). در عوض، بیشتر ذخیره‌های مس پورفیری همراه با آداکیت‌ها برای کانی‌سازی مس پورفیری مطلوب هستند (Thieblemont et al., 1997; Oyarzun

همچنین، طلا و مولیبدن عنصرهایی به‌طور متوسط ناسازگار هستند (McDonough and Sun, 1995; Sun et al., 2003a, 2003b, 2004a). مقدار مس تخمینی در گوشته 30 پی‌پی‌ام است (McDonough and Sun, 1995)؛ اما مقدار مس در MORB که تا کنون منتشر شده بازه‌ای از 70 تا 150 پی‌پی‌ام دارد (Hofmann, 1988; Sun et al., 2003b). هنگامی که هیچ سولفید بجامانده‌ای در خاستگاه گوشته‌ای وجود نداشته باشد، مس و عنصرهای کالکوفیل بسیار ناسازگار می‌شوند (Lee et al., 2012; Liu et al., 2014). مقدار گوگرد در گوشته اولیه نزدیک به 200-250 پی‌پی‌ام (McDonough and Sun, 1995) و در گوشته تهی‌شده نزدیک به 150 پی‌پی‌ام (Lorand, 1990; Mavrogenes and O'Neill, 1999) برآورد می‌شود. در برابر پریدوتیت گوشته، MORB مقدارهای گوگرد حدود 1000 پی‌پی‌ام دارد (O'Neill and Mavrogenes, 2002). اثرات فوگاسیتئ اکسیژن بر سولفیدهای بجامانده، و در نتیجه، مقدار مس در مذاب‌ها، با در نظر گرفتن ذوب‌بخشی صفحه‌های اقیانوسی فرورانده شده بسیار روشن‌تر می‌شود. غالباً نوع گوگرد در ماگماها را فوگاسیتئ اکسیژن کنترل می‌کند (Jugo et al., 2005, 2010; Jugo, 2009). در فوگاسیتئ‌های اکسیژن کمتر از بافر FMQ، سولفید نوع گوگرد غالب است. نسبت‌های سولفات در بالای بافر FMQ شروع به افزایش می‌کند. در +2 Δ FMQ بیشتر گوگرد ماگماها به صورت سولفات وجود دارد (Jugo et al., 2005, 2010; Jugo, 2009). آزمایش‌ها نشان داده‌اند در ماگماها، حلالیت سولفات بسیار بیشتر از سولفید است. در فوگاسیتئ‌های اکسیژن 0 Δ FMQ تا

نمودار شرایط فوگاسیته اکسیژن ($\log fO_2$) در برابر دما توضیح داده می شود (شکل 9). در این نمودار مسیر تکاملی ماگمای نوع I تا رسیدن به سطح زمین و پیدایش یا نبود پیدایش یک ذخیره پورفیری نشان داده شده است. بر پایه آن، اگرچه ماگمای نوع I در شرایط سیستم باز اکسیدان است، اما به علت از دست دادن گوگرد نمی تواند مقدار مناسبی از فلزها (به ویژه مس) را حمل کند و از این رو، کانی سازی رخ نخواهد داد (شکل 9، مسیر A).



شکل 8- فوگاسیته اکسیژن ($\log fO_2$) رژیم های زمین ساختی گوناگون (Sun et al., 2015). توجه شود پس از حذف نمونه های پریدوتیتی رژیم های کمانی، بازه فوگاسیته اکسیژن برای پریدوتیت قاره ای بسیار کمتر از مقدار پیشنهادی Bryant و همکاران (2007) است. فوگاسیته های اکسیژن ماگماهای حاشیه قاره به طور منظم از مقدار رژیم های درون صفحه بیشتر است. کانی سازی ماگماهای رژیم های درون صفحه ای بدون تأثیرپذیری از فرورانن صفحه ای بسیار کاهش می یابد. مقدارهای $\log fO_2$ در توده های کانه دار گزو بازه ای کمابیش گسترده با ویژگی ماگماهای کمانی و غالباً پریدوتیت های کمانی نشان می دهد که برای کانی سازی پورفیری چندان مطلوب نیست.

et al., 2001; Sajona and Maury, 1998; Sun et al., 2010, 2012). بیشتر آداکیت های کانی ساز از راه ذوب صفحه فرورانده شده پدید می آیند (Sun et al., 2011, 2012)؛ یعنی از خود پوسته اقیانوسی در حال فرورانن جدا می شوند تا از گوته گوشته ای روی آن (Sun et al., 2015).

همان گونه که گفته شد، عدد جادویی فوگاسیته اکسیژن برای کانی سازی پورفیری بالاتر از $\Delta FMQ + 2$ است (Mungall, 2002; Sun et al., 2013b). این دقیقاً همان نقطه ای است که در آن ذوب بخشی نزدیک به 10٪ صفحه فرورانده سولفید بجا مانده را حذف می کند و مذاب هایی با مقدارهای مس اولیه بیشتر از 1000 پی پی ام را پدید می آورد. در برابر، در فوگاسیته اکسیژن تنها کمی کمتر، مانند $\Delta FMQ + 1.7$ ، بیشترین مقدار مسی که از راه ذوب صفحه فرورانده پدید می آید نزدیک به 450 پی پی ام است. بر پایه نمودار تغییرات $\log fO_2$ (شکل 8؛ Sun et al., 2015)، فوگاسیته های اکسیژن کم در سنگ های آتشفشانی کمان ژاپن ($\Delta FMQ + 2$) در مقایسه با فوگاسیته های اکسیژن بالای سنگ های آتشفشانی قاره های آمریکای باختری (بیشتر از $\Delta FMQ + 3$) فاکتور کلیدی مهمی در کنترل توزیع ذخیره های مس پورفیری هستند. برای نمونه، ذخیره های مس پورفیری در قاره های آمریکای باختری روی داده اند؛ اما هیچ ذخیره ای در ژاپن دیده نمی شود (Sun et al., 2012, 2013b).

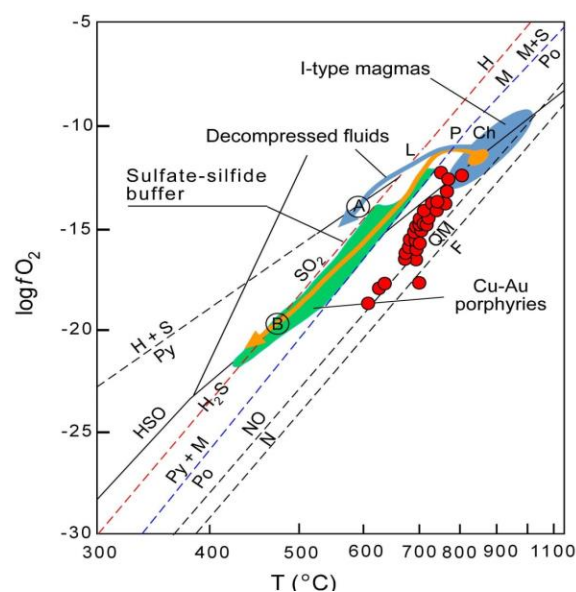
توده های کانه دار گزو با ویژگی غالباً در حد پریدوتیت های کمانی و تا میزان کمی ماگماهای کمانی، برای کانی سازی پورفیری چندان مطلوب نیستند (شکل 8). این ویژگی به گونه بهتری با

در فوگاسیته‌های اکسیژن بالاتر از $+2 \Delta\text{FMQ}$ ، گوگرد در ماگماها بیشتر به صورت سولفات (مانند انیدریت) است و در چنین ماگماهایی معمولاً مقدار مجموع گوگرد و عنصرهای کالکوفیل بیشتر است. ترسیب نهایی مس هنگام کانی‌سازی بیشتر با رفتار گوگرد احیایی کنترل می‌شود (Sun *et al.*, 2004a, 2013b; Liang *et al.*, 2009). پس در مرحله پایانی کانی‌سازی، احیای سولفات به سولفید در ماگماهای منبع اکسیدان ضروری است (Sun *et al.*, 2013b).

تبلور/دگرسانی مگنتیت و حتی هماتیت اغلب به عنوان فرایند کنترل‌کننده کانی‌سازی پورفیری به عنوان Cu و Au از راه احیای سولفات و نوسان‌های فوگاسیته اکسیژن دانسته می‌شود (Liang *et al.*, 2009; Sun *et al.*, 2004a, 2013b, 2015). هم‌رشدی‌های هماتیت-مگنتیت اولیه در ذخیره‌های مس پورفیری فراوانی در سراسر جهان (تقریباً همه ذخیره‌های پورفیری اصلی در چین (Sun *et al.*, 2013b)، افزون‌بر برخی ذخیره‌های آمریکای جنوبی (Vila and Sillitoe, 1991; Patricio and Gonzalo, 2001; Ballard *et al.*, 2002)، جزیره‌های جنوب‌باختری اقیانوس آرام (Hedenquist *et al.*, 1998; Imai *et al.*, 2007) و مغولستان (Khashgerel *et al.*, 2008)) گزارش شده است. رخداد هماتیت اولیه در ارتباط نزدیک با مگنتیت فوگاسیته اکسیژن بسیار بالایی را نشان می‌دهد؛ به گونه‌ای که هنگام کانی‌سازی مس پورفیری، فوگاسیته اکسیژن به بافر هماتیت-مگنتیت (HM) (معادل $+4 \Delta\text{FMQ}$) رسیده است.

افزون‌بر شواهد کانی‌سازی اندیس گزو، یعنی نبود هماتیت و انیدریت همراه با کانی‌سازی مس که در بالا از آنها یاد شد، شواهد گوناگون

برای پیدایش ذخیره پورفیری، ماگمای اکسیدان باید به صورت سیستم بسته رفتار کند و با انتقال مقدارهای مناسبی از فلزها و گوگرد در مرحله پایانی، کانی‌سازی پورفیری را در شرایط اکسیدان تری (بالای بافر هماتیت (H)) انجام دهد (شکل 9، مسیر B). نمایش نمونه‌های کانه‌دار گزو در این نمودار (شکل 9) نشان می‌دهد اگرچه ماگمای کانه‌دار گزو در مراحل نخستین شرایط اکسیدان خوبی همانند ماگماهای نوع I داشته است، اما در ادامه، مسیر مطلوب برای پیدایش ذخیره‌های پورفیری (بالای بافر هماتیت (H)) را نگذرانده است.



شکل 9- نمایش شرایط فوگاسیته اکسیژن ($\log f\text{O}_2$) در برابر دما (در فشار 1 کیلو بار) برای ماگماهای نوع I و محلول گرمایی مرتبط (از Sun و همکاران (2015) با تغییراتی پس از Oyarzun و همکاران (2001)) و جایگاه همه نمونه‌های کانه‌دار گزو در آن. مسیرهای فرضی محلول گرمایی پس از تزریق ماگما: مسیر A، ماگما با رهاشدگی گازها (سیستم باز)؛ B ذخیره‌های مس پورفیری بزرگ (سیستم بسته) (L: پورفیری‌های Luzon، P: Pinatubo؛ El Chichón، Ch: هماتیت؛ S: گوگرد؛ M: مگنتیت، Po: پیروتیت؛ P: پیریت؛ Q: کوارتز؛ F: فایالیت؛ NO: اکسید نیکل؛ N: نیکل)

زمین ساختی و ماگمایی مانند پیدایش سنگ های آذرین درونی در کمان حاشیه قاره عادی و آداکیتی نبودن آنها، مقدارهای $\text{EHf}_{(t)}$ و سن مدل های زیرکن در توده های گزو نشان دهنده خاستگاه گوشته غنی شده با دخالت کم صفحه فرورانش و دخالت ترکیب های پوسته ای (Mahdavi et al., 2016) است. همه این ویژگی ها نشان دهنده نبود شرایط مناسب برای پیدایش ماگمای عامل ذخیره پورفیری مطلوب در منطقه گزو است. برای اطمینان از این موضوع بررسی های بیشتری نیاز است.

با توجه به قرارگیری کانسار گزو در مرز میان دو بلوک لوت و طبس با ویژگی های چینه شناسی متفاوت، پیچیدگی درک تکامل زمین ساختی ناحیه ای، جهت های اصلی و مقدار جابجایی در پهنه KKTZ و میزان و چگونگی چرخش 135 درجه پاد ساعتگرد بلوک لوت- طبس، کافی نبودن داده های ماگماتیسم کرتاسه-پالئوسن و دیگر ویژگی های شاخص فرورانش در دیگر بخش های این ناحیه، بررسی سناریوی تکتونوماگماتیسم و کانی سازی گزو با دشواری و تردید همراه است. ارتباط ماگماتیسم گزو با فرورانش پوسته اقیانوسی سبزو به زیر بلوک لوت مشکلات بسیاری (مانند نبود شاخص های فرورانشی مهم مانند کمان آتشفشانی کرتاسه-ئوسن و دگرگونی شист آبی) است. از سوی دیگر، داده های ما در این مقاله به خوبی نشان دهنده ذوب پریدوتیت تحت تأثیر اندک مذاب های پدید آمده از ذوب پوسته اقیانوسی در ماگمای مادر توده های گزو هستند. داده های زمین شیمیایی سنگ کل توده های گزو (Mahdavi et al., 2016) نیز از این نتیجه پشتیبانی می کنند. نظریه هایی که درباره فرورانش پوسته اقیانوسی سیستان در خاور ایران پیشنهاد شده اند هنوز

ابهامات بسیاری دارند. مهم ترین چالش این سناریوها، در نظر گرفتن چرخش های خردقاره ایران مرکزی است. نخست اینکه اگر خردقاره ایران مرکزی به جایگاه تریاس پایانی خود برگردانده شود، بلوک لوت در کنار پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان جای می گیرد و موازی آن خواهد بود. در این صورت، اگر در آغاز ژوراسیک کافتی میان افغان و ایران پدید آمده باشد، باید نه میان بلوک لوت و افغان، بلکه میان سه بلوک لوت، طبس، یزد از یک سو و بلوک افغان بوده باشد. این ایراد به همه الگوها وارد است. دوم اینکه در الگوی فرورانش دو سویه، همزمانی فرورانش دو سویه مورد توجه است. باید به این نکته توجه کرد که یک فرورانش دو سویه همزمان نمی تواند در یک سو کمان ماگمایی کرتاسه (در خاور زمین درز سیستان و درون بلوک افغان) و در سوی دیگر کمان ماگمایی ترشیری (در باختر زمین درز و درون بلوک لوت) را داشته باشد.

با توجه به داده های این مقاله و نیز آنچه گفته شد، سناریوی زیر برای پیدایش ماگمای پورفیری گزو پیشنهاد می شود:

در زمان تریاس- ژوراسیک، جایگیری بلوک لوت به صورت خاوری- باختری، موازی پهنه سنندج- سیرجان و روبروی نئوتتیس سبب فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر آن شد. فرورانش مورب و چرخش پاد ساعتگرد همزمان بلوک لوت گسل های راستالغز در پوسته قاره ای لوت، کشش ناشی از همزمانی فرورانش مورب و چرخش در راستای آنها را به دنبال داشته است. کاهش فشار ناشی از این حالت، ذوب سنگ کره قاره ای بالای پهنه فرورانش (سوپراسادکشن) با تأثیر کم مذاب های فرورانشی همزمان را در پی داشته است. چنین ماگمایی فوگاسیته های اکسیژن اولیه

اکیانوسی فرورانده خاستگاه گرفته‌اند. از آنجایی که ماگماهای عامل کانی‌سازی گزو از ذوب پریدوتیت گوشته‌ای کم متاسوماتیسم شده با مذاب‌های پوسته فرورانده در خاستگاه پدید آمده‌اند، فوگاسیته اولیه برای حمل مقدار بسیاری مس خوب نبوده است. با بالا آمدن چنین ماگمایی از میان پوسته قاره‌ای احيایی، از مقدار اولیه فوگاسیته اکسیژن آن نیز کاسته شده است. از این‌رو، مقدارهای میانگین فوگاسیته اکسیژن توده‌های آذرین درونی کانه‌دار گزو ($1 + \Delta FMQ$)، در خور کانی‌سازی پورفیری در منطقه گزو نبوده است.

سپاس‌گزاری

از مؤسسه منابع معدنی CAGS، پکن چین برای پشتیبانی مالی بخشی از پروژه سازمان زمین‌شناسی چین به شماره 12120113093600 سپاس‌گزاری می‌شود. نگارندگان از آقای دکتر Kejun Hou برای لطف و کمک‌شان در زمینه آماده‌سازی نمونه‌ها و آنالیزها بسیار سپاس‌گزارند.

مطلوبی (بالا) نداشته است. با بالا آمدن ماگما از میان پوسته قاره‌ای احيایی توده‌های آذرین درونی گزو در کرتاسه-پالئوسن جایگزین شده‌اند. این سناریو برای توده‌های آذرین درونی گزو با فوگاسیته اکسیژن اولیه متوسط و سپس کاهش بعدی پیوسته آن به خوبی سازگار است. کاهش تدریجی فوگاسیته اکسیژن (شکل 9) را می‌توان با بالا آمدن و جایگزینی در فرایند آغشتگی با پوسته قاره‌ای توجیه کرد. این حالت با داده‌های ایزوتوپ Hf سنگ‌کل (بازه وسیع و کمی مثبت، اما متغیر $\epsilon Hf(t)$) وجود زینوکریست‌های زیرکن پوسته قاره‌ای قدیمی کادومین ایران مرکزی در توده‌های گزو (Mahdavi et al., 2016) و سن‌های T_{DM} زیرکن‌ها که اغلب برابر با 550 تا 650 میلیون سال پیش (سن پی‌سنگ ایران مرکزی؛ Shafaii Moghadam et al., 2013) هستند، سازگار است.

برداشت

مطلوب‌ترین شرایط فوگاسیته اکسیژن (بالای بافر $4 \text{ HM} + \Delta FMQ$) در ماگماهای کمان بالغ فرورانش حاشیه قاره روی می‌دهد که از ذوب پوسته

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P. and Meyer, B. (2011) Zagros orogeny: a subduction dominated process. *Geological Magazine* 148(506): 692–725
- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Journal of Geoscience* 7: 29–30.
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ahmadi Rouhani, R., Karimpour, M. H., Rahimi, B., Malekzadeh Shafaroudi, A., Klötzli, U. and Santos, J. F. (2016) Petrology, geochronology, geochemistry and petrogenesis of Bajestan granitoids, North of Ferdows, Khorasan Razvi Province, *Journal of Economic Geology* 8(2): 525–552 (in Persian).
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H. and Jones, S. J. (2011) Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 184(2): 555–574.

- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011) Sr/Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41(3): 283-296.
- Babazadeh, S. A. and Wever, P. (2004) Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas* 26(2): 185-206.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451(1-4): 123-155.
- Baker, T., Ash, C. H. and Thompson, J. F. H. (1997) Geological setting and characteristics of the Red Chris porphyry copper-gold deposit, northwestern British Columbia. *Exploration and Mining Geology* 6(4): 297-316.
- Ballard, J. R., Palin, J. M. and Campbell, I. H. (2002) Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 347-364.
- Barnes, P. M., Le Pinay (de), B. M., Collot, J. Y., Delteil, J. and Audru, J. C. (1998) Strain partitioning in the transition area between oblique subduction and continental collision, Hikurangi margin, New Zealand. *Tectonics* 17(4): 534-557.
- Berberian, M. (1977) Against the rigidity of the "Lut Block". A seismotectonic discussion. In: *Contribution to the Seismotectonics of Iran* (Berberian, M.), Part III. *Geology and Mineralogy Survey of Iran* 40: 203-228.
- Blundy, J. and Wood, B. (1994) Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372: 452-454.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society London* 141: 413-426.
- Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M. and Churikova, T. G. (2007) Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8(4): 1-24, DOI: 10.1029/2006GC 001443
- Burnham, A. D. and Berry, A. J. (2012) An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 95: 196-212.
- Burnham, C. W. and Ohmoto, H. (1980) Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology* 8: 1-12.
- Candela, P. A. (1992) Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems — an experimental and computational approach. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 317-326.
- Cherniak, D. J., Watson, E. B. and Hanchar, J. M. (1997) Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology* 134(4): 289-301.
- Cooke, D. R., Deyell, C. L., Waters, P. J., Gonzales, R. I. and Zaw, K. (2011) Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio District, Philippines. *Economic Geology* 106(8): 1399-1424.
- Crawford, A. R. (1977) A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India. *Memoire Hors Serie – Societe Geologique de France* 8: 251-260.
- Davoudzadeh, M. and Schmidt, K. (1984) A review of the Mesozoic paleogeography and

- paleotectonic evolution of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie Abhandlungen* 168: 182–207.
- de Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C. and Vigneresse, J. L. (1998) Transpressional Kinematics and Magmatic Arcs. In: *Continental Transpression and Transtension Tectonics* (Eds. Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. and Dewey, J. F.) Special Publications, 135: 327–340. Geological Society of London, UK.
- Dilles, J. H. (1987) Petrology of the Yerington batholith, Nevada: evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology* 82(7): 1750–1789.
- Esmailya, D., Nédélec, A., Valizadeha, M. V., Moorec, F. and Cottend, J. (2005) Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Science* 25(6): 961–980.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F. and Majidifard, M. R. (2005) The upper Shemshak Formation (Toarcian–Aalenian) of the eastern Alborz (Iran): biota and palaeoenvironments during a transgressive–regressive cycle. *Facies* 51: 365–384.
- Grimes, C. B., John, B. E., Kelemen, P. B., Mazdab, F. K., Wooden, J. L., Cheadle, M. J., Hanghøj, K. and Schwartz, J. J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology* 35: 643–646.
- Haghipour, A. and Pelissier, G. (1977) Geology of the Saghand Sector. In: *Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map* (Eds. Haghipour, A., Valeh, N., Pelissier, G. and Davoudzadeh, M.) H8: 10–68. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Halter, W., Heinrich, C. and Pettke, T. (2005) Magma evolution and the formation of porphyry Cu–Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita* 39(8): 845–863.
- Han, Y. G., Zhang, S. H., Pirajno, F., Zhou, X. W., Zhao, G. C., Qu, W. J., Liu, S. H., Zhang, J. M., Liang, H. B. and Yang, K. (2013) U–Pb and Re–Os isotopic systematics and zircon Ce⁴⁺/Ce³ ratios in the Shiyagou Mo deposit in eastern Qinling, central China: insights into the oxidation state of granitoids and Mo (Au) mineralization. *Ore Geology Review* 55: 29–47.
- Hattori, K. (2018) Porphyry Copper Potential in Japan Based on Magmatic Oxidation State. *Resource Geology* 68(2): 126–137, DOI: 10.1111/rge.12160
- Hattori, K., Wang, J., Kobylinski, C., Baumgartner, R., Morfin, S. and Shen, P. (2017) Zircon composition: indicator of fertile igneous rocks related to porphyry copper deposits (Extended Abstract). *The Society for Geology Applied to Mineral Deposits* 2: 295–298.
- Hedenquist, J. W. and Lowenstern, J. B. (1994) The role of magmas in the formation of hydrothermal ore-deposits. *Nature* 370: 519–527.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. and Reynolds, T. J. (1998) Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast–Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 93(4): 373–404.
- Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297–314.
- Hoskin, P. W. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69(3): 637–648.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1): 27–62.
- Hou, K. J., Li, Y. H. and Tian, Y. R. (2009) In situ U–Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS. *Mineralium Deposita* 28(4): 481–492 (in Chinese with English abstract).

- Imai, A. (2001) Generation and evolution of ore fluids for porphyry Cu–Au mineralization of the Santo Tomas II (Philex) deposit, Philippines. *Resource Geology* 51(2): 71–96.
- Imai, A., Ohbuchi, Y., Tanaka, T., Morita, S. and Yasunaga, K. (2007) Characteristics of porphyry Cu mineralization at Waisoi (Namosi district), Viti Levu, Fiji. *Resource Geology* 57(4): 374–385.
- Immel, H., Seyed-Emami, K. and Afsharharb, A. (1997) Kreideammoniten aus dem iranischen Teil des Koppeh-Dagh (NE-Iran). *Zitteliana* 21: 159–190.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock. *Mining Geology* 27: 930–941.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1989) Carbon contents of the magnetite-series and ilmenite series granitoids in Japan. *Geochemical Journal* 23(1): 25–36.
- Jugo, P. J. (2009) Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology* 37(5): 415–418.
- Jugo, P. J., Luth, R. W. and Richards, J. P. (2005) Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69(2): 497–503.
- Jugo, P. J., Wilke, M. and Botcharnikov, R. E. (2010) Sulfur K-edge XANES analysis of natural and synthetic basaltic glasses: implications for S speciation and S content as function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74(20): 5926–5938.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, C., Baumann, A. and Horn, P. (1983) Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran. Ministry of Mines and Metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran 51: 285–336.
- Karimpour M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi Noghondar, M., Farmer, L. and Stern C. R. (2014) Geology, mineralization, Rb-Sr & Sm-Nd geochemistry, and U–Pb zircon geochronology of Kalateh-Ahani Cretaceous intrusive rocks, southeast Gonabad. *Journal of Economic Geology* 5(2): 267–290 (in Persian with English abstract).
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2011) Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Journal of Geopersia* 1(1): 19–36.
- Kavalieris, I., Rinchin, O., Gombojav, J., Gombosuren, N., Crane, D., Orssich, C. and Bat-Erdene, K. (2011) Characteristics of the Oyu Tolgoi porphyry deposits, South Gobi, Mongolia. *Let's Talk Ore Deposits* 1-2: 342–344.
- Khashgerel, B. E., Kavalieris, I. and Hayashi, K. (2008) Mineralogy, textures, and whole-rock geochemistry of advanced argillic alteration: Hugo Dummett porphyry Cu-Au deposit, Oyu Tolgoi mineral district. Mongolia. *Mineralium Deposita* 43: 913–932.
- Lee, C. T. A., Luffi, P., Chin, E. J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D. M., Le Roux, V., Yin, Q. Z. and Jin, D. (2012) Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation. *Science* 336(6077): 64–68.
- Lee, C. T. A., Luffi, P., Le Roux, V., Dasgupta, R., Albarede, F. and Leeman, W. P. (2010) The redox state of arc mantle using Zn/Fe systematics. *Nature* 468(7324): 681–685.
- Li, J. W., Zhao, X. F., Zhou, M. F., Vasconcelos, P., Ma, C. Q., Deng, X. D., de Souza, Z. S., Zhao, Y. X. and Wu, G. (2008) Origin of the Tongshankou porphyry-skarn Cu–Mo deposit, eastern Yangtze craton, Eastern China: geochronological, geochemical, and Sr–Nd–Hf isotopic constraints. *Mineralium Deposita* 43 (3): 315–336.
- Liang, H. Y., Campbell, I. H., Allen, C., Sun, W. D., Liu, C. Q., Yu, H. X., Xie, Y. W. and Zhang, Y. Q. (2006) Zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita* 41(2): 152–159.
- Ling, M. X., Li, Y., Ding, X., Teng, F. Z., Yang, X. Y., Fan, W. M., Xu, Y. G. and Sun, W. D. (2013)

- Destruction of the North China Craton induced by ridge subductions. *Journal of Geology* 121(2): 197–213.
- Liu, X., Xiong, X., Audétat, A., Li, Y., Song, M., Li, L., Sun, W. and Ding, X. (2014) Partitioning of copper between olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, spinel, garnet and silicate melts at upper mantle conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 125: 1–22.
- Liu, Y. S., Gao, S., Hu, Z. C., Gao, C. G., Zong, K. Q. and Wang, D. B. (2010) Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology* 51(1-2): 537–571.
- Lorand, J. P. (1990) Are spinel lherzolite xenoliths representative of the abundance of sulfur in the upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54(5): 1487–1492.
- Lu, Y. J., Loucks, R. R., Fiorentini, M. L., Yang, Z. M. and Hou, Z. Q. (2015) Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magmas in Tibet. *Geology* 43(7): 583–586.
- Mahdavi, A., Karimpour, M. H., Mao J., Haidarian Shahri, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Li, H. (2016) Zircon U-Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Gazu copper deposit, Iran: Petrogenesis and geological implications. *Ore Geology Reviews* 72(1): 818–837, DOI: 10.1016/j.oregeorev.2015.09.011.
- Masoodi, M., Yassaghi, A., Nogole Sadat, M. A., Neubauer, F., Bernroider, M., Friedl, G., Genser, J. and Houshmandzadeh, A. (2013) Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: Evidence from metamorphic units of the Kashmar–Kerman Tectonic Zone, *Tectonophysics* 588: 189–208.
- Mavrogenes, J. A. and O'Neill, H. S. C. (1999) The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(7–8), 1173–1180.
- McCall, G. J. H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* 15: 517–531.
- McDonough, W. and Sun S. (1995) The composition of the Earth: *Chemical Geology* 120(3-4): 223–253.
- Moix, P., Beccalotto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, F. and Stampfli, G. M. (2008) A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451(1-4): 7–39.
- Mungall, J. E. (2002) Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Auriferous Cu deposits. *Geology* 30(10): 915–918.
- Najafi, A., Karimpour, M. H., Ghaderi, M., Stern, C. R., Farmer, J. L. (2014) Zircon U-Pb geochronology, isotope geochemistry of Rb-Sr and Sm-Nd and petrogenesis of granitoid intrusive rocks in Kajeh exploration area, northwest of Ferdows: Evidence for Late Cretaceous magmatism in the Lut block. *Journal of Economic Geology* 1(6): 107–135 (in Persian with English abstract).
- O'Neill, H. S. C. and Mavrogenes, J. A. (2002) The sulfide capacity and the sulfur content at sulfide saturation of silicate melts at 1400 °C and 1 bar. *Journal of Petrology* 43(6), 1049–1087.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lillo, J., Lopez, I. and Rivera, S. (2001) Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita* 36(8), 794–798.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H. (2013) Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180–181: 234–251.

- Patricio, C. C. and Gonzalo, R. S. (2001) Oxide mineralization at the Radomiro Tomic porphyry copper deposit, northern Chile. *Economic Geology* 96(2): 387–400.
- Qiu, J. T., Yu, X. Q., Santosh, M., Zhang, D. H., Chen, S. Q. and Li, P. J. (2013) Geochronology and magmatic oxygen fugacity of the Tongcun molybdenum deposit, northwest Zhejiang, SE China. *Mineralium Deposita* 48: 545–556.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jerabek, P., Faryad, S. W. and Koyi, H. (2010) Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran. *Tectonophysics* 494(1-2): 101–117.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C. (2014) Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review* 54(14): 1–24.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303(7): 622–665.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M. and Abbassi, M. (2010) The transition between Makran subduction and the Zagros collision: Recent advances in its structure and active deformation: Geological Society of London Special Publications 330: 43–64.
- Reyer, D. and Mohafez, S. (1970) Une premiere contribution des accords NIOC-ERAP a la connaissance geologique de l'Iran. deuxieme partie. *evue de l'Institut Francais du Petrole, France*.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, 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.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Theye, T., Gerdes, A., Monie, P., Lucci, F. and Vignaroli, G. (2014) Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin* 126(3-4): 317–343.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 117(1-4): 209–228.
- Sajona, F. G. and Maury, R. C. (1998) Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences)* 326(1): 27–34.
- Seedorff, E. and Einaudi, M. T. (2004) Henderson porphyry molybdenum system. Colorado: II. Decoupling of introduction and deposition of metals during geochemical evolution of hydrothermal fluids. *Economic Geology* 99(1): 39–72.
- Sengör, A. M. C. (1987) Tectonics of the Tethysides: Orogenic Collage Development in a Collisional Setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15: 213–244.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R., Santos, J. F. and Wu, Y. (2013) Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex Iran: Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27(1): 439–452, DOI: 10.1016/j.gr.2013.10.014
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F., Stern, R. J., Li, Q. L. and Ghorbani, G. (2015) Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos* 216–217: 118–135.

- Shannon, R. T. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica, Section A: Crystal Physics, Diffraction, Theoretical and General Crystallography* 32(5): 751–767, DOI: 10.1107/S0567739476001551.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Emami, M. H. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj–Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 31(4-6): 504–521.
- Shen, P., Hattori, K., Jackson, S., Seitmuratova, E. (2015) Oxidation Condition and Metal Fertility of Granitic Magmas: Zircon Trace Element Data from Porphyry Cu Deposits in the Central Asian Orogenic Belt. *Economic Geology* 110(7), DOI: 10.2113/econgeo.110.7.1861
- Sillitoe R. H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105(1): 3–41.
- Smythe D. J. and Brennan J. M. (2015) Cerium oxidation state in silicate melts: combined fO(2), temperature and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 170: 173–187.
- Spry, P. G., Paredes, M. M., Foster, F., Truckle, J. S. and Chadwick, T. H. (1996) Evidence for a genetic link between gold–silver telluride and porphyry molybdenum mineralization at the Golden Sunlight deposit, Whitehall, Montana: fluid inclusion and stable isotope studies. *Economic Geology* 91(3): 507–526.
- Stampfli G. M. and Borel G. D. (2004) The TRANSMED Transects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. In: *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (Eds. Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G. M. and Ziegler P. A.) 53-80. Springer, Berlin, Heidelberg, DOI: 10.1007/978-3-642-18919-7_3
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196(1-2): 17–33.
- Stern, C. R., Funk, J. A., Skewes, M. A. and Arevalo, A. (2007) Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu–Mo deposit Chile, and the role of sulfur- and copper rich magmas in its formation. *Economic Geology* 102(7): 1335–1344.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229–1259.
- Sun, W. D., Arculus, R. J., Bennett, V.C., Eggins, S. M. and Binns, R. A. (2003a) Evidence for rhenium enrichment in the mantle wedge from submarine arc-like volcanic glasses (Papua New Guinea). *Geology* 31(10): 845–848.
- Sun, W. D., Arculus, R. J., Kamenetsky, V. S. and Binns, R. A. (2004a) Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. *Nature* 431(7011): 975–978.
- Sun, W. D., Bennett, V. C. and Kamenetsky, V. S. (2004b) The mechanism of Re enrichment in arc magmas: evidence from Lau Basin basaltic glasses and primitive melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters* 222(1): 101–114.
- Sun, W. D., Bennett, V. C., Eggins, S. M., Arculus, R. J. and Perfit, M. R. (2003b) Rhenium systematics in submarine MORB and back-arc basin glasses: laser ablation ICP-MS results. *Chemical Geology* 196(1–4): 259–281.
- Sun, W. D., Huang, R., Li, H. and Yongbin, H. (2015) Porphyry deposits and oxidized magma. *Ore Geology Reviews* 65(1): 97-131, DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.09.004
- Sun, W. D., Li, S., Yang, X. Y., Ling, M. X., Ding, X., Duan, L. A., Zhan, M. Z., Zhang, H. and Fan, W. M. (2013a) Large-scale gold mineralization in eastern China induced by an Early Cretaceous clockwise change in Pacific plate motions. *International Geology Review* 55(3): 311–321.
- Sun, W. D., Liang, H. Y., Ling, M. X., Zhan, M. Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X. Y., Li, Y. L.,

- Ireland, T. R., Wei, Q. R. and Fan, W. M. (2013b) The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 103: 263–275.
- Sun, W. D., Ling, M. X., Chung, S. L., Ding, X., Yang, X. Y., Liang, H. Y., Fan, W. M., Goldfarb, R. and Yin, Q. Z. (2012) Geochemical constraints on adakites of different origins and copper mineralization. *Journal of Geology* 120(1): 105–120.
- Sun, W. D., Ling, M. X., Yang, X. Y., Fan, W. M., Ding, X. and Liang, H. Y. (2010) Ridge subduction and porphyry copper–gold mineralization: an overview. *Science China Earth Sciences* 53(4): 475–484.
- Sun, W. D., Zhang, H., Ling, M. X., Ding, X., Chung, S. L., Zhou, J. B., Yang, X. Y. and Fan, W. M. (2011) The genetic association of adakites and Cu–Au ore deposits. *International Geology Review* 53 (5–6): 691–703.
- Sun, W., Williams, I. and Li, S. (2002) Carboniferous and Triassic eclogites in the western Dabie Mountains, east-central China: evidence for protracted convergence of the North and South China blocks. *Journal of Metamorphic Geology* 20(9): 873–886.
- Thieblemont, D., Stein, G. and Lescuyer, J. L. (1997) Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences)* 325(2): 103–109.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134–150.
- Tomkins, A. G. (2010) Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74(11): 3246–3259.
- Trail, D., Watson, E. B. and Tailby, N. D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 97: 70–87, DOI: 10.1016/j.gca.2012.08.032
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30(3): TC3008, DOI: 10.1029/2010TC002809.
- Vila, T. and Sillitoe, R. H. (1991) Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology* 86(6): 1238–1260.
- Vila, T., Sillitoe, R. H., Betzhold, J. and Viteri, E. (1991) The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile. *Economic Geology* 86(6): 1271–1286.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (2005) Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science* 308(5723): 841–844.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K. and Majidifar, M. R. (2009b) An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, East-Central Iran, South Caspian to Central Iran Basins. *Geological Society, London, Special Publications* 312: 323–344.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Taheri, J. (2009a) The Shemshak Group (Lower–Middle Jurassic) of the Binalud Mts., NE Iran: stratigraphy, depositional environments and geodynamic implications. *South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications* 312, 175–188.
- Wu, Y. and Zheng, Y. (2004) Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U–Pb age. *Chinese Science Bulletin* 49: 1554–1569.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. and Sabouri, J. (2006) Inversion tectonics in Central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28(11): 2023–2037.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J. (2009a) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran, South Caspian to Central

- Iran Basins. Special Publications 312: 31–56. Geological Society, London, UK.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G. (2009b) The Cimmerian evolution of the Naxos–Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin, South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications 312: 261–286.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y. (2012) Zircon U/Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 154: 392–405.
- Zhang, C., Sun, W., Wang, J., Zhang, L., Sun, S. and Wu, K. (2017) Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 206, 343–363, DOI: 10.1016/j.gca.2017.03.013.