

ЭХ ӨГҮҮЛЭЛ

**ХОЙД МОНГОЛЫН ХЭСЭГТ ОРШИХ ЭРДЭНЭТИЙН ОВОО CU-МО-НЫ ПОРФИРИЙН ОРДЫН CU БА S-ИЙН ИЗОТОПЫН ШИНЖ: ТҮҮНИЙ ГАРАЛ ҮҮСЭЛ, ХАЙГУУЛЫН НӨХЦӨЛ БАЙДАЛ**

Yeongmin Kim<sup>a</sup>, Insung Lee<sup>a,\*</sup> | С.Оюунгэрэл<sup>a,б</sup> | Л.Жаргал<sup>б</sup> | Ц.Цэдэнбал<sup>в</sup>

<sup>a</sup> Сөүлийн Үндэсний Их Сургууль, Дэлхий ба Байгаль Орчны Шинжлэх Ухааны Сургууль, Сөүл 08826, БНСУ

<sup>б</sup> Монгол Улсын Их Сургууль, Шинжлэх Ухааны Сургууль, Улаанбаатар 14201, Монгол улс

<sup>в</sup> Эрдэнэт үйлдвэр, Орхон аймаг, 61027, Монгол улс

	Хураангуй
<b>Хүлээн авсан:</b> 2018.07.25	<p>Монголын хойд хэсэгт орших Эрдэнэтийн Овоо Cu-Мо порфирийн ордын хүдрийн эрдсүүдийн зэс (<math>\delta^{65}\text{Cu}</math>) ба хүхрийн (<math>\delta^{34}\text{S}</math>) изотопын найрлагыг хэмжив. Cu (I) сульфидийн эрдсүүдийн <math>\delta^{65}\text{Cu}</math> утга нь 0.14 ‰-ээс 2.69 ‰ хооронд хэлбэлзэж байгаа нь Cu нь зонхилох байдлаар магмын эх үүсвэрээс гаралтай гэсэн бол Cu (II) эрдсүүд болох хризосола, малахит, азурит зэрэг нь -1.01‰-ээс 10.0‰ хүртэл <math>\delta^{65}\text{Cu}</math>-ийн утгуудын хооронд их хэлбэлзэлтэй байв. Анхдагч ба хоёрдогч Cu-ийн сульфидийн эрдсүүдийн хоорондох ялимгүй ялгаа нь Cu изотопын фракцлах процессын шинжийг илтгэдэг бөгөөд үүнийг их хэмжээний зөөвөрлөлт ба/эсвэл биогенийн үйл ажиллагааны оролцоотой холбон тайлбарлаж болно. Анхдагч халькопиритийн <math>\delta^{65}\text{Cu}</math>-ийн утга нь эх үүсвэрийн өөр өөр шинж чанартай байдал ба/эсвэл өндөр температурын нөхцөлд изотопын фракцжилтын хуримтлалыг бий болгодог. <math>\Delta_{\text{Cu(II) эрдэс} - \text{Cu(I) эрдэс}}</math>-ийн эерэг утга нь тухайн ордод Cu-г бага хэмжээгээр зөөвөрлөх, массын үлдэгдэл, ба хурдан исэлдэн ангижрах урвалыг илэрхийлж байгаа юм. 0‰ рүү дөхсөн бөөгнөрөл нь хүхэр ихэвчлэн нэгэн төрлийн магмын эх үүсвэрээс гаралтай болохыг харуулж байна.</p> <p>Анхдагч сульфидийн эрдсүүдийн (пирит, молибденит ба халькопирит) <math>\delta^{34}\text{S}</math> утга 0 ‰ орчимд бөөгнөрсөн байгаа нь ихэвчлэн нэгэн төрлийн магмын эх үүсвэрээс гаралтай хүхэр болохыг харуулж байна. Үүний эсрэгээр хоёрдогч Cu-ийн сульфидийн эрдсийн <math>\delta^{34}\text{S}</math> утга -3.2 ‰-ээс 0.3 ‰ хооронд хэлбэлзэж, дунджаар -1.6 ‰ байна. Бага <math>\delta^{34}\text{S}</math>-ийн утгууд нь S изотопыг фракцлах процесс эсвэл тэдгээрийн үүсэх үеийн изотопын найрлага бүхий хүхрийн оролцооны аль нэгээр тодорхойлогддог.</p> <p>Эдгээр хүдрийн эрдсүүдэд хэмжсэн <math>\delta^{65}\text{Cu}</math> ба <math>\delta^{34}\text{S}</math> утгууд нь Cu нь ойр орчмын зэргэлдээ газрууд руу их хэмжээгээр зөөвөрлөгдөж байгааг нь Эрдэнэтийн Овоо ордын бүсэд далд Cu-ийн илрэл байх магадлал багатай байгааг харуулж байна.</p>
<b>Засварлагдсан:</b> 2018.10.18	
<b>Зөвшөөрөгдсөн:</b> 2018.11.23	
<b>Түлхүүр үг:</b> Эрдэнэтийн Овоо орд, Cu-ийн изотоп, S-ийн изотоп, Порфирын Cu-Мо-ны орд, Монгол	
<b>Харилцах зохиогч:</b> Insung Lee Дэлхий болон хүрээлэн буй орчин судлалын сургууль, Сөүлийн үндэсний их сургууль, Сөүл 151-747, Өмнөд Солонгос Имэйл: insung@snu.ac.kr	

Ишлэлийг Yeongmin, K., et al., 2019. "Cu and S isotopic signatures of the Erdenetiin Ovoo porphyry Cu-Mo deposit, northern Mongolia: Implications for their origin and mineral exploration", *Ore Geology Reviews*, 104, 656–669. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.025> хийнэ үү.

## ОРШИЛ

Шилжилтийн метал болох зэс нь  $^{63}\text{Cu}$  (69.15%) болон  $^{65}\text{Cu}$  (30.85%) гэсэн хоёр тогтвортой изотоптой (de Laeter et al., 2003). Cu нь байгалийн систем дэх биологийн ба биологийн бус механизмын аль алинд өргөн хэрэглэгддэг (e.g., Beard et al., 2004; Styrup et al., 2008; Weiss et al., 2008), гэхдээ Cu-ийн изотопын найрлагын хэмжилтийн өмнөх ажлуудад шинжилгээний алдаа нь иончлолын өндөр энергиэс шалтгаалан Дулаан Ионжилтийн Масс Спектрометрээр (Thermal Ionization Mass Spectrometry TIMS) хэмжихэд 1.5 % хүрч байсан (Walker et al., 1958; Shields et al., 1965). Уг шинжилгээний муу нарийвчлал нь Cu-ийн изотопын шинжилгээг олон арван жилийн турш олон судалгааны ажилд хэрэглэхийг хязгаарласан болно. Гэсэн хэдий ч шинжилгээний багаж хэрэгслийг сайжруулснаар Cu-ийн изотопыг 0.2‰-ээс илүү нарийвчлалтай Олон Цуглуулагчтай Индукцийн Хос Плазмт Масс Спектрометрээр (Multi Collector-Induced Coupled Plasma-Mass Spectrometry MC-ICP-MS) хэмжих боломжтой болсон (Marichal et al., 1999; Zhu et al., 2000). Хүдэр үүсгэгч орчин дахь Cu-ийн изотопын найрлага нь түүний эх үүсвэр, уусмалын хөдөлгөөнийг шууд нотлох баталгаа болох тул Cu-ийн хүдрийн ордуудын гарал үүсэл ба Cu-ийн изотопын фракцжилтын явцыг ойлгохын тулд өөр өөр төрлийн хүдрийн ордын Cu агуулсан эрдсүүдийн Cu-ийн изотопын харьцааг харьцуулан ( $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ ) судлах нь нэмэгдсээр байна (Larson et al., 2003; Ehrlich et al., 2004; Graham et al., 2004; Rouxel et al., 2004; Mathur et al., 2005, 2009; Markl

et al., 2006; Asael et al., 2007; Maher and Larson, 2007; Wall et al., 2007; Li et al., 2010; Berkenbosch et al., 2015; Ripley et al., 2015; Duan et al., 2016; Wang et al., 2017; Wu et al., 2017a,b; Luczaj and Huang, 2018). Ялангуяа Cu порфирийн ордууд нь Cu-ийн ордын бусад төрлүүдтэй харьцуулбал  $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ -ийн харьцааг харьцангуй их хэмжээгээр харуулдаг бөгөөд энэ нь гол төлөв бага температуртай орчинд исэлдэн ангижрах урвал явагдахад Cu-ийн изотопын фракцжилтийн харьцаа харьцангуй их байдаг тул тухайн ордын гарал үүсэл ба хүдэр үүсгэгч орчны талаар үнэлж барашгүй мэдээллийг өгдөг (Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Mathur et al., 2009; Li et al., 2010; Palacios et al., 2011; Wu et al., 2017b). Cu-ийн хүдрийн эрдсүүдийн доторх Cu-ийн изотопын найрлагын ялгаралт нь Cu-ийн хүдрийн эрдсүүдийн төрлүүдийг (анхдагч ба хоёрдогч) тодорхойлоход хэрэгтэй үзүүлэлт байж болох юм (Mathur et al., 2012, 2013, 2018; Duan et al., 2016; Wu et al., 2017b). Саяхан Mathur нар (2018) Cu-ийн изотопын найрлагад үндэслэж хийсэн халькозины ангилал нь эрдэсжилтийн загварыг сайжруулахад тустай гэж нотолсон. Цаашилбал, Cu (I) ба Cu (II) эрдсүүдийн хослолуудын хоорондох Cu-ийн изотопын зөрүүг ордын хэмжээнд Cu-ийн зөөвөрлөлтийн чухлыг үнэлж, илрээгүй Cu-ийн илрэлийг судлахад ашиглаж болно гэсэн хэд хэдэн судалгааг санал болгов (Markl et al., 2006; Asael et al., 2007; Mathur et al., 2009). Хүдрийн ордууд дахь сульфидийн эрдсүүдийн хүхрийн (S) изотопын найрлага ( $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ) нь хүхрийн эх үүсвэрийг хязгаарлах, гидротермаль уусмалд агуулагдах хүхрийн зүйлийн

хувьсал өөрчлөлтийг үнэлэхэд ашиглаж ирсэн (Ohmoto, 1972, 1979; Taylor, 1987; Seal et al., 2000; Seal, 2006). Си-ийн порфирийн систем дэх сульфидийн эрдсийн  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  харьцаа нь мантийн гаралтай хүхрийн эх үүсвэрийн шинжийг харуулдаг (жишээлбэл, Taylor, 1987; Seal, 2006; Wilson et al., 20007 ба тэдгээрт дурдсан жагсаалт), харин исэлдсэн ба ангижирсан зүйлийн хооронд изотопын фракцжилтаас болж исэлдсэн хүхрийн ихсэлт гидротермаль уусмал дахь зүйлүүд  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -ийн харьцааг бууруулдаг (Rye, 1993; Seal et al., 2000; Rye, 2005; Seal, 2006). Жишээлбэл, Хашгэрэл нар (2006) Оюу толгойн Си порфирийн систем дэх сульфидийн эрдсүүдийн  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  харьцаа бага байгаа нь гидротермаль уусмалын исэлдэлтийн нөхцөлтэй хамааруулж үзсэн.

Монголын хамгийн том Си-Мо-ны порфир ордуудын нэг болох Эрдэнэтийн Овоо орд нь Монголын хойд хэсэгт Орхон аймгийн төв хэсэгт байрлах Эрдэнэт хотын ойролцоо, Улаанбаатар хотоос баруун хойд зүгт 384 км зайд оршдог. Энэ ордыг 1964 онд анх илрүүлж, 1978 оноос олборлож эхэлсэн (Gerel et al., 2005; Gerel and Munkhtsengel, 2005). АНУ-ын Геологийн Судалгааны (USGS) тайланд дурдсанаар Эрдэнэтийн Овоо орд нь 1 780 сая тонн хүдэр агуулдаг ба 0.62% Си ба 0.015% Мо агуулгатай, 11 тонн Си ба 0.162 тонн Мо металлын нөөцтэй (Singer et al., 2008). Якубчук нар (2012) Си-ийн ордын ангиллыг санал болгосноор Эрдэнэтийн Овооны ордыг 10 сая.тонн Си-аас дээш агуулсан асар том Си-ийн орд болгон тодорхойлсон. Ордын хэмжээ, нөөц, эдийн засгийн хувьд Монголын аж үйлдвэрт ихээхэн ач холбогдол өгдөг тул геологийн

тогтоц, геохимийн шинж чанар, хүдэр үүсэх процесс, үүслийн насны талаар олон судалгааг ордыг нээж ашигласнаас хойш явуулсан (Khasin et al., 1977; Koval et al., 1982; Gavrilova et al., 1984, 1990; Sotnikov et al., 1995; Dejidmaa and Naito, 1998; Gerel, 1998; Watanabe and Stein, 2000; Gerel et al., 2005; Gerel and Munkhtsengel, 2005; Berzina and Sotnikov, 2007; Kavalieris et al., 2017). Магмын интрузив чулуулаг болон ордын хүдэржилтийн насыг тодорхойлохын тулд цацраг идэвхит изотопын хэд хэдэн шинжилгээ хийсэн, гэхдээ металын эх үүсвэр, үүслийн процессыг шууд нотлох баримт, мөн Си-ийн далд илрэлүүдийн байж болзошгүй боломжийн тухай хүдрийн ашигт малтмалын тогтвортой изотопын судалгааг цөөн хийсэн болно.

Энэхүү судалгаанд бид Эрдэнэтийн Овоо Си-Мо-ны порфир ордын хүдрийн эрдсүүдийн Си ба S изотопын өгөгдлийг илтгэхдээ: (1) хүдрийн эрдсүүдийн изотопын шинж чанараас Си ба хүхрийн эх үүсвэрийг тодорхойлох, (2) эрдэсжилтийн явц дахь изотопын фракцжилтын процессыг ойлгох, (3) Си-ийн изотопын өгөгдлөөс судалгаа хийж буй бүсэд ордын хайгуулын болон ордын орчинд үзүүлэх нөлөөллийг хэлэлцэх.

## ГЕОЛОГИЙН ТОГТОЦ

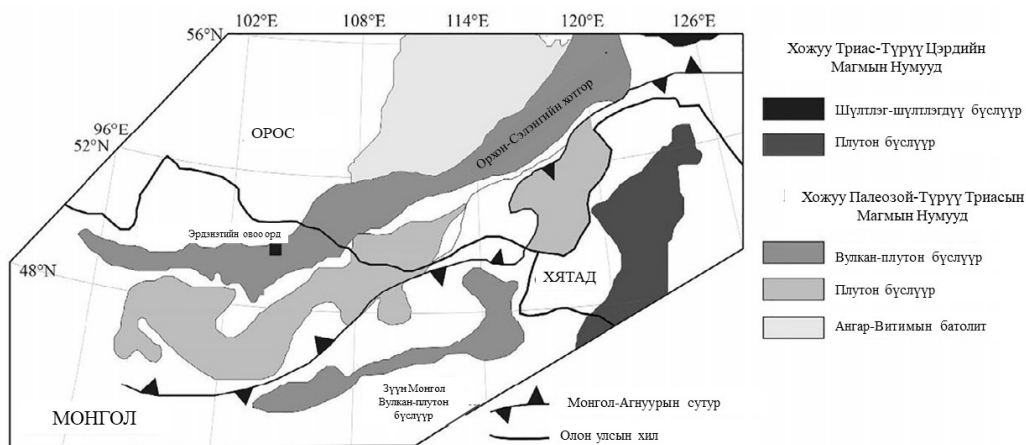
### 2.1.Региональ геологи

Төв Азийн долоон Си-ийн бүслүүрийн нэг болох Монголын дэд мужид багтсан хожуу Пермээс түрүү Триасын Орхон-Сэлэнгийн хотгор нь Сибирийн кратоны идэвхтэй захын нэг хэсэг юм (Yakubchuk et al., 2012). Энд хожуу палеозойгоос мезозой хүртэл субдукцтай холбоотой вулканоген чулуулаг тархсан ба энэ

нь Сибирийн кратон болон түрүү Кембрийн үеийн чулуулаг бүхий гурван массиваас бүрдсэн Төв Монголын массивын хооронд байрладаг (Зураг 1; Watanabe and Stein, 2000; Yakubchuk et al., 2012). Ганц том Амурын массив мезозойн үед эдгээр массивуудыг нэгтгэж, Монгол-Агнуурын далайгаар Сибирийн кратоноос тусгаарласан (Gerel and Munkhtsengel, 2005). Хожуу Палеозойгоос Мезозой хүртэл Монгол-Агнуурын далай хаагдаж, хойд зүгт Сибирийн кратоны доогуур

субдукцлэсэн (Watanabe and Stein, 2000; Gerel and Munkhtsengel, 2005; Windley et al., 2007).

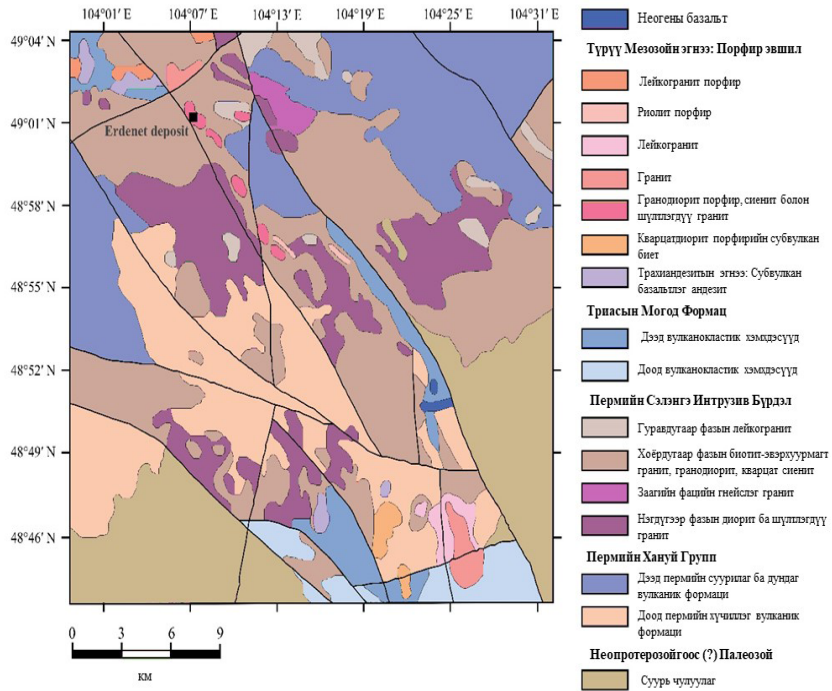
Тэд энэхүү коллиз ба субдукц Монгол дахь дунд Юрийн галавын үед дууссан бөгөөд Хангай-Хэнтийн уулархаг газар, тэр дундаа Орхон-Сэлэнгийн хотгорыг дээш өргөхөд хүргэсэн гэж үзсэн. Эрдэнэтийн Овоо орд нь субдукцийн бүсээс 320 км зайд оршдог бөгөөд Хангай-Хэнтийн уулархаг газрын өмнөд хилийг эзлэн оршдог.



**Зураг 1.** Сибирийн өмнөд, Хятадын хойд болон Монголын хойд хэсэгт орших Монгол-Агнуурын атираат бүслүүрийн бүдүүвч зураг (Gerel and Munkhtsengel, 2005)

Орхон-Сэлэнгийн хотгорыг Пермээс Мезозойн эхэн үеийн вулканоген гаралтай тунамал чулуулгууд болон Зураг 2-т үзүүлсний дагуу дундаас дээд Триас ба Юрагийн настай вулканоген гаралтай чулуулгууд байна. Хануй бүлэгт хамаарах Пермийн вулканоген гаралтай чулуулаг нь Неопротерозойн хувирмал чулуулаг, Палеозойн тунамал үелсэн хурдас, Девоны гранитоидууд

ба интрузив бус чулуулгуудаас бүрдсэн суурийн чулуулгууд дээр байрладаг. (Gerel and Munkhtsengel, 2005). Хануй групп нь дээд Пермийн суурилаг болон дундлаг найрлагатай вулканоген формацаас болон доод Пермийн хүчиллэг вулканоген формац нь суурилаг вулкан болон вулканоген хэмхдэст чулуулгаар хучигдсан байна (Зураг. 2).



**Зураг 2.** Эрдэнэтийн Овоо Cu-Mo-ны порфир ордын талбайн геологийн зураг (Gerel and Munkhtsengel, 2005)

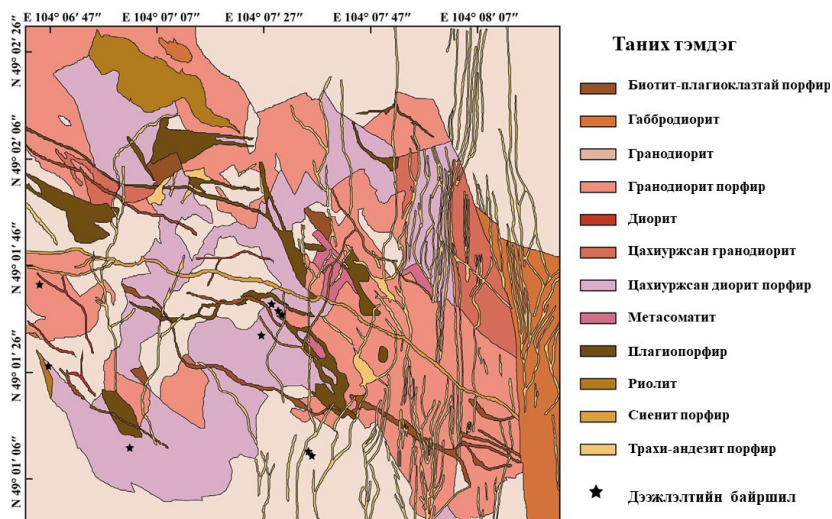
Эрдэнэтийн Овоо орд нь хожуу Пермийн Сэлэнгэ интрузив бүрдлийн гранит, габбро, диоритод агуулагдах ба Сэлэнгэ бүрдлийг гурван фазад (түрүү, гол болон сүүлийн) хуваагддаг (Gerel, 1998; Watanabe and Stein, 2000; Gerel and Munkhtsengel, 2005; Berzina and Sotnikov, 2007) (Зураг. 3). Түрүү фаз нь диоритоос монзонит хүртэл эгнээг үүсгэх ба энд габбродиорит, диорит, сиенодиорит, монзонит ба кварц монзонитууд багтана. Гол фаз нь гранитоидоос тогтох ба тухайлбал граносиенит, гранодиорит болон лейкогранит, сүүлийн фазад лейкогранит болон гранит зонхилно. Сэлэнгийн бүрдэл нь хожуу Пермээс түрүү Триасын Эрдэнэт порфир бүрдлийг түрсэн байх ба энэ нь габбродиоритоос гранодиорит, гранитаас диоритын

эгнээ болон гранодиоритоос голлон бүрддэг (Dejidmaa and Naito, 1998; Watanabe and Stein, 2000; Gerel and Munkhtsengel, 2005). Dejidmaa, Naito (1998) нар Эрдэнэт порфир бүрдлийг 3 үе шатад хуваасан байдаг: диорит порфир бүрдэл, гранодиорит порфир бүрдэл болон брекчитэй эвшил үүсгэсэн гранодиорит. Гэрэл, Мөнхцэнгэл нар (2005) мөн эрдэсжилттэй холбоотой Эрдэнэт порфир бүрдэл нь субвулкан ба тэсрэлтийн штокууд, үүнд кварц-диорит порфирит, диорит, кварц-сиенит, гранодиорит, гранит, лейкогранит орно. Сиенит порфирийн дайкууд ба трахит-трахиандезит-шүлтлэг базальтын эгнээтэй холбоотой порфирууд нь Сэлэнгийн интрузив ба Эрдэнэт порфир бүрдлүүдийг түрсэн (Watanabe and Stein, 2000; Gerel and Munkhtsengel, 2005).

## 2.2. Ордын геологи

Эрдэнэтийн овооны хүдрийн дүүрэг нь 20-25 км-ийн диаметр бүхий структур дотор, олон тооны интрузив

төвүүд болон дайкуудтай, хувирсан гранодиоритын штокуудтай, ордын хүдрийн биет нь 2x1 км-ийн талбайд оршдог (Зураг 3).



**Зураг 3.** Эрдэнэтийн Овоо орд дахь ил уурхайн геологийн зураг ба судалгааны дээжийн байршил

Эрдэнэтийн Овоо хүдрийн дүүрэгт үүссэн Cu-Mo эрдэсжилт нь кварц-диорит, гранодиорит порфир ба гранит порфирээс бүрдсэн Эрдэнэт порфир бүрдэлтэй холбоотой бөгөөд хүдэр агуулсан штокверк нь Сэлэнгийн интрузив бүрдлийн гранодиорит, гранит, кварцатсиенитийг түрсэн (Watanabe and Stein, 2000; Gerel and Munkhtsengel, 2005). Ордын эрдэсжилт нь бараг босоо ба хоолой маягийн хожуу Триасын гранодиорит порфиртэй холбоотой ба сарнисан болон судлаар хянагдсан эрдэсжилт хөгжсөн (Gerel and Munkhtsengel, 2005). Хээрийн жоншны судалтай сул потассик хувирлын бүс нь агуулагч чулуулагт тохиолддог бөгөөд судлын бөөгнөрөл болон Cu-Mo-ийн эрдэсжилтэнд чухал кварц-серицитийн хувирал дээр нь хучсан байдалтай

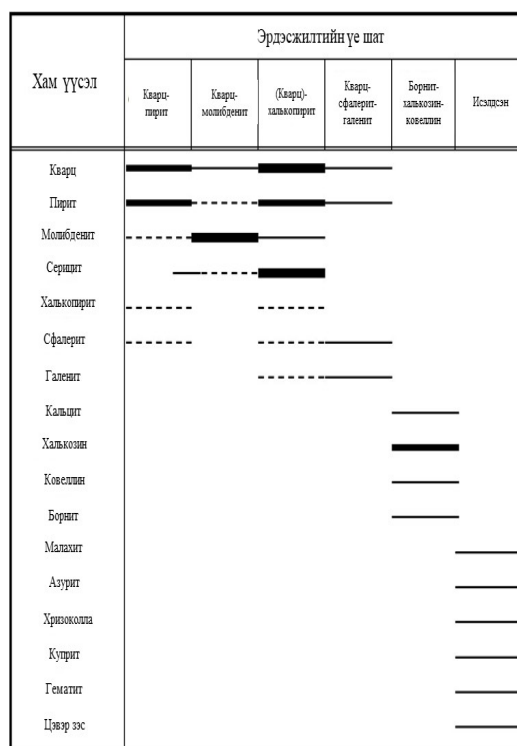
байна (Watanabe and Stein, 2000; Gerel and Munkhtsengel, 2005). Өргөн тархсан кварц-серицитийн хувиралд хээрийн жонш нь цагаан гялтгануураар түрэгдэж байгааг харуулна (Gerel et al., 2005). Хүдрийн эрдсүүд нь пирит, молибденит, халькопирит, халькозин, борнит нь агуулагч чулуулагт судланцар болон/ эсвэл сарнисан байдлаар агуулагддаг (Watanabe and Stein, 2000). Хүдрийн гол эрдсүүд болон хувирлуудын аль алин нь ордын дотор бүсчлэл үүсгэж сайн хөгжсөн байдаг (Gerel et al., 2005; Gerel and Munkhtsengel, 2005). Пирит нь голчлон захын хэсэгт тохиолддог, өндөр агуулгатай халькопирит-халькозин-борнитын хүдэр нь цөмдөө байдаг (Gerel and Munkhtsengel, 2005). Серицитийн (кварц-серицит), дундлаг аргиллитжих (хлорит-серицит) ба профиллит (хлорит

ба эпидот-хлорит) хувирлын бүсүүд нь ордын цөмөөс зах руугаа хөгжсөн (Gerel et al., 2005). Борнит-халькозин-ковеллины бөөгнөрөл бүхий 30-300 м зузаантай Си-ийн хоёрдогч баяжилтын бүсийн дээд талд хучсан байдлаар гиперген бүсэд цэвэр Си болон Си-ийн хүчилтөрөгчтэй нэгдлүүд болох малахит, азурит, куприт зэрэг эрдсүүд байдаг (Watanabe and Stein, 2000; Gerel and Munkhtsengel, 2005).

Эрдэнэтийн Овоо ордын эрдэсжилт, хувирлын үе шатыг хэд хэдэн судлаачид судалсан. Watanabe болон Stein (2000) нар Жаргалсайханы 1996 онд ордын эрдэсжилтийн дараалсан үе шатуудыг дараах байдлаар авч үзснийг танилцуулсан: (1) магнетит, (2) пирит-кварц, (3) молибденит-кварц, (4) халькопирит-пирит-кварц, (5) пирит, (6) пирротин-халькопирит ± кубанит, (7) халькозин-борнит (8) галенит-сфалерит-теннантит. Түүнчлэн Гэрэл болон Мөнхцэнгэл (2005) нар Эрдэнэтийн Овоо ордын хүдрийн гол эрдсүүдийн хам үүслийн дарааллыг өмнөх судалгаануудаас (Khasin et al., 1977; Gavrilova et al., 1984, 1990) нэгтгэж, эрдэсжилтийн нэгдсэн үе шатуудыг тайлбарласныг тодорхойлвол: (1) кварц-серицит, (2) кварц-халькопирит-пирит, (3) кварц-пирит-молибденит-халькопирит, (4) кварц-халькопирит-теннантит, (5) кварц-пирит-галенит-сфалерит, (6) борнит-халькозин-ковеллин, (7) гипс-кальцит-пирит. Тэд хүдрийн өмнөх эхний үе шат гэж ангилж, дараа нь хүдэржилтийн дөрвөн үе шат, нэг Си-ийн хоёрдогч баяжилтын үе шат, хүдрийн дараах сүүлийн үе шат гэж ангилсан.

Эрдсүүдийн хам гарал үүслийн дарааллыг эдгээр судалгаануудаас

ялимгүй зөрүүтэй боловч эрдэсжилтийн таван үе шатуудад дараах байдлаар хуваадаг: кварц-пирит, кварц-молибденит, (кварц)-халькопирит, кварц-сфалерит-галенит (полиметаллын), борнит-халькозин-ковеллин (хоёрдогч баяжилтын бүс) (Khasin et al., 1977; Gavrilova et al., 1984; Gerel and Munkhtsengel, 2005). Гол хүдэр ба хүдрийн бүс эрдсүүдийн хам гарал үүслийн дарааллыг Зураг 4-т үзүүлэв.



**Зураг 4.** Эрдэнэтийн Овоо ордын гол хүдэр ба хүдрийн бүс эрдсүүдийн хам гарал үүслийн дараалал (Гаврилова нар, 1984-ээс өөрчилсөн)

### 2.3. Ордын нас

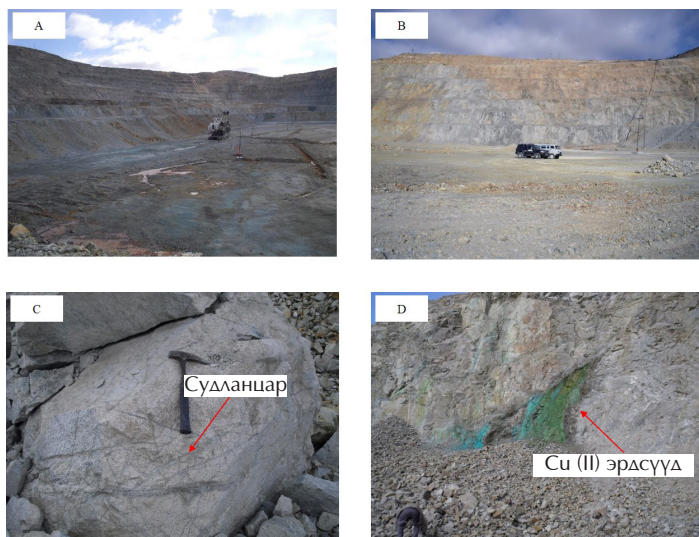
Хоёр бүрдлийн насны судалгааны үр дүнг хэд хэдэн судалгаа, ялангуяа Сотников ба бусад судлаач нарын (1995) хийсэн анхдагч судалгаагаар оруулсан.

Сэлэнгийн интрузив бүрдлийн K-Ar нас нь 290-260 сая.жилийн хооронд хэлбэлздэг бөгөөд Эрдэнэт порфир бүрдлээс авсан биотитийн K-Ar насны үр дүнг ойролцоогоор 250 сая.жил ба 230 сая.жил гэж авч үзсэн (Sotnikov et al., 1995). Эдгээр үр дүн нь хоёр үе шаттай магматизм үүссэнийг илтгэнэ гэж хэмээн тэд санал болгов. Rb-Sr аргаар гаргаж авсан ижил төстэй насны үр дүнгээс харахад хоёр үе шаттай магматизм илэрч, эхний шатанд 253 ± 18 сая.жил, 252 ± 11 сая.жил, 248 ± 17 сая.жил, 223 ± 9 сая.жил ба 220 ± 7 сая.жил байна (Sotnikov et al., 1995; Berzina et al., 1999). Гэрэл ба Мөнхцэнгэл нар (2005) Эрдэнэт порфирийн бүрдлийн гранитад хийсэн K-Ar-ны аргаар хийсэн насны үр дүн 245-226 сая.жил ба 226-21 сая.жилийн хооронд хэлбэлздэг болохыг танилцуулав.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  насны судалгаагаар плагиоклаз (225 ± 7 сая.жил Berzina et al. (1999)) ба серицит (207 ± 5 сая.жил Lamb and Cox (1998)) дээр хийсэн. Ватанабе, Стейн нар (2000) Эрдэнэтийн Овоо ордоос

240.7 ± 0.8 ба 240.4 ± 0.8 сая.жилийн настай молибденитийн насыг анхдагч эрдэсжилтийн процесст хамруулсан. Эдгээр үр дүнгүүд нь  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  наснаас хамаагүй эрт байсан гэж нотолсон нь гидротермаль үйл явцын туршид  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  насыг дахин хамааруулсантай холбоотой байж болох юм. Кавалиерис нарын хийсэн саяхны судалгаагаар (2017) гэсэн хэдий ч мусковитын  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  насны шинэ үр дүнг 239.7 ± 1.6 ба 240 ± 2.0 сая мэдээлсэн нь өмнөх Re-Os насуудтай тун ойрхон байна.

### ДЭЭЖИЙН ТОДОРХОЙЛОЛТ

Эрдэнэтийн Овоо ордын ил уурхайгаас чулуулаг, хүдрийг төлөөлөх дээжүүдийг цуглуулсан ба эдгээр нь судланцар болон сарнисан янз бүрийн хүдрийн эрдсүүдийг агуулдаг (Зураг. 5А). Дээжлэлтийн ихэнх байршил нь гол эрдэсжилтийн процесстой холбоотой гранодиорит, гранодиорит порфир ба цахиуржсан диорит порфиртай эвшил үүсгэнэ (Зураг 5Б).

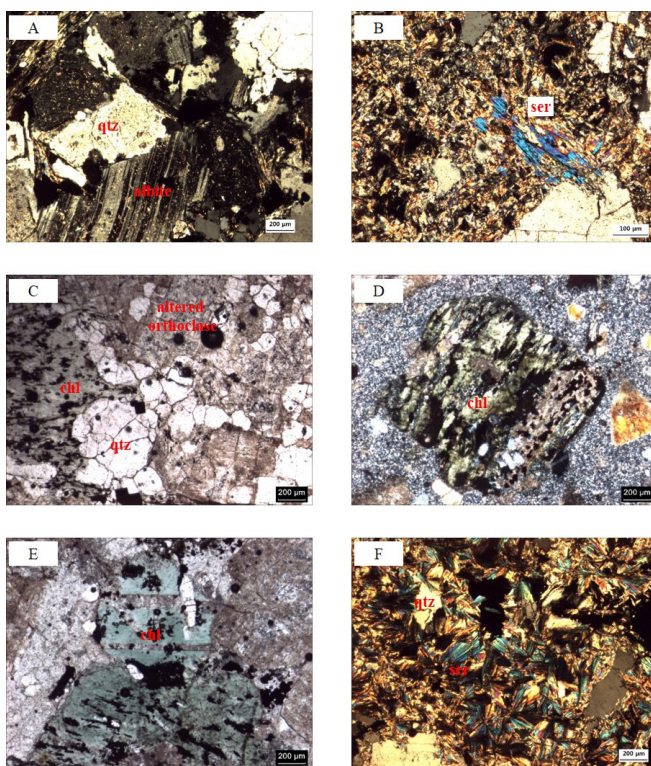


**Зураг 5.** (А) ба (Б) Эрдэнэтийн Овоо ордын ил уурхайн ерөнхий байдал, (В) т чулуулагт үүссэн судланцарууд ба (Г) Cu (II) эрдсийн хуримтлал



Цуглуулсан гранодиорит порфирийн дээжүүд нь кварцын судлуудтай хувирсан гранодиорит ба Эрдэнэт порфир бүрдэлтэй холбоотой хүдэр агуулсан штокверкээс бүрдэнэ (Зураг 5В). Си-ийн ислийн эрдсүүд болох малахит, азурит болон хризоколла сайн хөгжсөн байдаг (Зураг 5Г). Хээрийн жонш болох альбит нь ихэрлэлт үүсгэсэн ба кварц нь изометрлэг зөв бүс хэлбэртэй (Зураг 6-А). Хоёрдогч хувирлын улмаас плагиоклазын

полисинтетик ихэрлэлт эрчимтэй серицитжих хувирлаас шалтгаалан сайн харагддаггүй (Зураг 6Б). Плагиоклаз нь андезины найрлагатай хавтгайлаг, призмлэг хэлбэртэй, серицитэд бага зэрэг хувирсан (Зураг 6В). Хлорит нь бараан өнгөтэй эрдсүүд болох эвэрхуурмаг ба биотит хувирахад үүссэн (Зураг 6В-Д). Кварц-серицитийн хувирал нь кварц, серицит болон пиритүүдтэй ба потассик хувирлын дээд хэсгээр хучсан байдаг (Зураг 6Е).



**Зураг 6.** Эрдэнэтийн Овоо орд дахь агуулагч чулуулгуудын микробичиглэлийн зураг. (А) Альбитын тод полисинтетик ихэрлэлт ба изометрлэг бүтэцтэй кварц бүхий; (Б) плагиоклазын серицитийн хувирал; (В) хлорит, кварц ба хувирсан ортоклаз; (Г)-(Д) бараан эрдсийн хувирлаар үүссэн хлорит (Е) өргөн тархсан кварц-серицитийн хувирал. chl: хлорит, qtz: кварц, ser: серицит

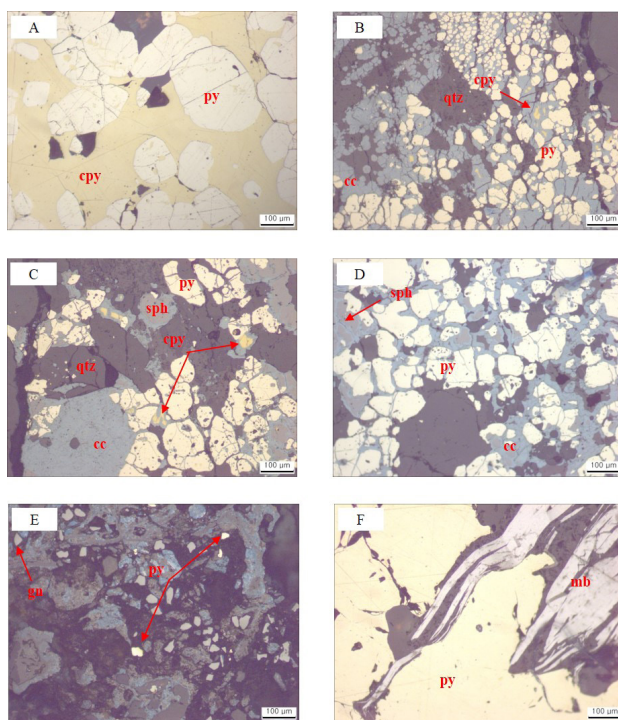
Шүлтгүйжиж исэлдсэн оройн бүс аль хэдийн элэгдэж, ордын ихэнх хэсгийг эзлэх сульфидийн хоёрдогч баяжилтын

бүсэд олборлолтын явц үргэлжилж байна. Энэ бүс хөгжсөн 1325 м-ээс 1310 м, 1250 м-ээс 1235 м-ийн

түвшинүүдээс чулуулгийн дээжүүдийг цуглуулсан.

Сульфидийн эрдсүүдээс хамгийн түгээмэл пирит нь изометрлэг, хэдэн миллиметрийн хэмжээтэй ба силикат эрдсүүдтэй тухайлбал кварц, серицит болон бусад хүдрийн эрдсүүдтэй эвшил үүсгэнэ (Зураг 7А). Ордод агуулагдах гипоген Си-ийн сульфидийн эрдэс нь халькопирит бөгөөд кварц-пирит эсвэл халькозин-борнит-ковеллин дагалддаг юм (Зураг 7А–В). Борнит, ковеллин зэрэг бусад сульфидийн эрдсүүд өргөн тархсан байдаг. Гиперген баяжилтын бүс нь 300 м хүртэл зузаантай, өндөр агуулгатай бүс бөгөөд бусад

сульфидийн эрдсүүдийг хоёрдогч халькозин түрж зонхилсон байдаг. Энэ нь пирит ба халькопирит дээр ууссан байдаг (Зураг 7А–В). Борнит ба ковеллин нь пирит ба халькопиритыг хучсан байдалтай, ургалт нь халькозинтой хамт байна. Сфалерит ба галенит нь кварц-пирит-халькопирит эсвэл кварц-молибдениттэй хамт тохиолддог (Зураг 7В–Д). Өөр сульфидийн хүдрийн эрдэс болох молибденит нь Си давамгайлсан эрдэсжилтийн процессоос өмнө кварц-молибденит судлууд эсвэл кварц-пириттэй холбоотой байдаг (Зураг 7Е). Молибденит нь халькопириттэй хамт ховор тохиолддог.



**Зураг 7.** Эрдэнэтийн Овоо орд дахь хүдрийн эрдсүүдийн ойсон гэрлийн микроскопын зураг. (А) Зонхилох гипоген эрдсүүд: халькопирит, пирит; (Б) Бусад анхдагч эрдсүүдийг зонхилон түрсэн хоёрдогч эрдэс-халькозин; (В) сфалерит дагалдсан гипоген эрдсүүд; (Г)-(Д) пириттэй хамт тохиолддог сфалерит ба галенит; ба (Е) кварц-молибденит судалтай буюу кварц-пиритийн судалтай молибденит. сс: халькозин, сру: халькопирит, gn: галенит, mb: молибденит, py: пирит, qtz: кварц, sph: сфалерит

## ШИНЖИЛГЭЭНИЙ АРГУУД

Силикат ба хүдрийн эрдсүүдийг микроскопоор судлахын тулд чулуулгийн шиф болон хүдрийн аншлифийг бэлтгэсэн. Си ба S-ийн изотопын шинжилгээнд хамрагдах пирит, молибденит, Си-ийн хүдрийн эрдсүүдийг хүдэр агуулсан чулуулгийг буталсны дараа бинокуляр ашиглан түүж авсан.

### 4.1. Си-ийн изотопын шинжилгээ

Си-ийн хүдрийн дээжийг урьдчилан боловсруулж, цэвэршүүлэх бүх химийн үйл ажиллагааг БНСУ-ын Очан хотод байрладаг Солонгосын Суурь Шинжлэх Ухааны Хүрээлэн (Korea Basic Science Institute KBSI)-ийн цэвэр өрөөнд (Өрөө 100) хийсэн. Давхар нэрсэн нэрмэл ус ба азотын хүчил ( $\text{HNO}_3$ ), давсны хүчил (HCl), хайлуур хүчил (HF) зэрэг урвалжуудыг ашигласан болно.

#### 4.1.1. Си-ийн изотопыг урьдчилан боловсруулах үйл явц

Ойролцоогоор 0.1 г гар аргаар ялгасан Си-ийн хүдрийн эрдсийг тефлон шилэн аяганд хийж,  $180\text{-}200^\circ\text{C}$ -т 3:5 харьцаатай хольсон  $\text{HNO}_3$  ба HF-ийн 8 мл уусмалд хийж уусгана. Дээжийг уусгаж бүрэн дууссаны дараа тунадасажсан цахиурын тетрафторид ( $\text{SiF}_4$ )-ийг арилгахын тулд 5 мл 6Н HCl нэмсэн. Дараа нь уусмалыг хатааж, 5%  $\text{HNO}_3$ -аар шингэлж, Си-ийн бөөгнөрлийг Индуктив Хосолсон Плазм-Оптик Ялгаруулалтын Спектрометрийн (Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry (ICP-OES, PerkinElmer Optima 8300) багажаар шинжлэв.

#### 4.1.2. Си ялгах ион солилцооны хроматографи

Бид Маречал (1999) нараас гаргасан анион солилцооны хроматографийн аргаар Си ялгах аргачлалын дагуу явуулсан. Си-г уусмалаас ялгахын тулд анионы солилцооны давирхай (AG® MP-1 M, 100-200 торон) хроматографийн багана (Bio-rad компанийн Poly-Prep®, 0.8 Ч 4 см) ашигласан болно. Баганыг 10% HCl-аар цэвэрлэж, 2 мл (ойролцоогоор 1.2 г) анион солилцооны давирхайгаар дүүргэсэн. Давирхайг 7 мл 0.5Н  $\text{HNO}_3$ , 5 мл 7Н HCl, 2 мл нэрмэл усаар дараалан 3 удаа цэвэрлэж, давирхай доторх жижиг хэсгүүдийг зайлуулсан.. Дараа нь давирхайг 6 мл 7Н HCl + 0.001% устөрөгчийн хэт исэл ( $\text{H}_2\text{O}_2$ )-аар ангижруулсан. Давирхай дээр 0.5 мл 7Н HCl + 0.001%  $\text{H}_2\text{O}_2$  хольцоор нэмсний дараа дээжийг 0.5 мл 7Н HCl + 0.001%  $\text{H}_2\text{O}_2$ -ийн уусмалд хийж давирхай руу хийж шингээнэ. Холбогч хэсгийг 10 мл 7Н HCl + 0.001%  $\text{H}_2\text{O}_2$ -д арилгаж, дараа нь Си-ийг 24 мл 7Н HCl + 0.001%  $\text{H}_2\text{O}_2$ -тай хольсон. Багана хроматографиар ялгах ажиллагааг хүснэгт 1-д тайлбарласан болно. Ион солилцооны хроматографийн аргаар Си ялгах үр ашгийг тодорхойлохын тулд ICP олон элементийн стандарт шийдэл (AccuTrace™ лавлагааны стандарт) ба АНУ-ын хоёр Геологийн Алба (USGS) харьцангуй өндөр Си-ийн агууламж бүхий геологийн лавлах материал (BHVO-2 ба BIR-1a) -ийг туршиж үзсэн. Материалыг нөхөн сэргээх түвшин 95% -иас дээш байсан ба баганаар ялгах явц нь илрүүлэх хязгаарт байсан.

**Хүснэгт 1. Си-ийн изотопын шинжилгээний багана  
хроматографиар ялгах ажиллагаа**

Процесс	Дунд	Эзэлхүүн (мл)
Давирхайг ачаалах	AG® MP-1M, 100-200 нүх	2
Давирхайг цэвэрлэх*	0.5N HNO <sub>3</sub>	7
	7N HCl	5
	H <sub>2</sub> O	2
Ангжруулах	7N HCl + 0.001% H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	6
Дээж ачаалах		0.5
		0.5
Na, Mg ялгах		10
Cu ялгах		2 x 12

\* Гурван удаа давтана

**4.1.3. Си-ийн изотопын шинжилгээ**

Хүдрийн дээжүүдийн Си-ийн изотопын найрлагыг MC-ICP-MS (Neptune, Thermo Scientific) дээр Очан дахь KBSI дээр хэмжсэн. Хэмжих хэрэгслийн массын фракцийг хязгаарлах, засах зорилгоор жишиг стандарт хаалт (SSB) аргыг ашигласан болно. Хэмжсэн дээжүүдийн Си-ийн изотопын харьцааг дараах байдлаар ашиглалтын стандарт материал болгон ашигладаг олон улсын Си стандарт материал (ERM®-AE647)-тай харьцуулж тэмдэглэв.

$$\delta^{65}\text{Cu}_{(\text{ERM}^{\circ}\text{-AE647})} = \left[ \frac{({}^{65}\text{Cu}/{}^{63}\text{Cu})_{\text{дээж}}}{({}^{65}\text{Cu}/{}^{63}\text{Cu})_{(\text{ERM}^{\circ}\text{-AE647})}} \right] \times 1000$$

Урьд өмнө мэдээлэгдсэн ихэнх Си-ийн изотопын утгыг ( $\delta^{65}\text{Cu}$ ) өөр олон улсын Си-ийн стандарт материалтай харьцуулсан (NIST SRM976) ба  $\delta^{65}\text{Cu}$  (ERM®-AE647)-ээс ойролцоогоор 0.21‰-аар ялгаатай  $\delta^{65}\text{Cu}$  (SRM 976) болно (Moeller нар, 2012). Хэмжсэн  $\delta^{65}\text{Cu}$  (ERM®-AE647) утгыг дараах тэгшитгэлийг ашиглан  $\delta^{65}\text{Cu}$  (SRM 976) утга уруу тохируулав.

$$\delta^{65}\text{Cu}_{(\text{NIST SRM976})} (\text{‰}) = \delta^{65}\text{Cu}_{(\text{ERM}^{\circ}\text{-AE647})} (\text{‰}) + 0.21$$

**4.2. S-ийн изотопын шинжилгээ**

Гар аргаар сонгосон сульфидийн эрдсийг ацетон ба нэрмэл усаар цэвэрлэсэн агатан нухуур дотор нунтаглаж бэлтгэсэн. Нунтагийг 3.5x5 мм-ийн цагаан тугалган цаасан аяганд хийж, элементийн анализатор (EA) -д 1030°C температурт урвалж материалтай хамт савласан шаталтын хоолой дотор шатаав. Урвалжийн багана нь 0-1 см кварцын мяндас, 1-7 см кварцын хэлтэрхий, 7-7.5 см кварцын мяндас, 7.5-14 см 0.5 мм-ийн хэт цэвэр Си утас, 14-14.5 см кварцын мяндас, 14.5-16.5 см кварцын хэлтэрхий, 16.5-17 см кварцын мяндас, 17-18.5 см кварцын хэлтэрхий, 18.5-19.5 см кварцын мяндаснаас бүрдсэн. S-ийн изотопын харьцааг Сөүлийн Үндэсний Их Сургуулийн Дэлхий Ба Хүрээлэн Буй Орчны Шинжлэх Ухааны Сургуулийн Continuous Flow (CF)-EA-IRMS (IsoPrime-EA) багажаар хэмжсэн. Стандарт материал болох IAEA Ag<sub>2</sub>S стандарт S-1-ийг дээжийн хамт дотор хаалтанд хийж, ижил үйл ажиллагааны дагуу шинжлэв. Үр дүнг стандартын шугаман бууралтын аргаар тооцоолсон бөгөөд дээжийн S-ийн изотопын найрлагыг Vienna-Canyon Diablo Troilite (V-CDT) -тай харьцуулан  $\delta$

тэмдэглэгээг ашиглан дараах байдлаар мэдээлэв:

$$\delta^{34}\text{S}(\text{V} - \text{CDT}) = \left[ \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{дээж}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{стандарт}}} \right] \times 1000$$

Бүх дээж, стандартыг давхардуулан шинжилсэн бөгөөд урт хугацааны шинжилгээнд гаднах нөхөн үйлдвэрлэх чадвар нь  $\pm 0.2$  ‰-ээс илүү байсан.

## ҮР ДҮН

Эрдэнэтийн Овоо Cu-Mo-ны порфир ордоос авсан гол Cu-ийн эрдсүүдэд хэмжсэн Cu-ийн изотопын найрлага ( $\delta^{65}\text{Cu}$ )-ийг Хүснэгт 2-т үзүүлэв. Cu-ийн хүдрийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга нь  $-1.01$  ‰-ээс  $10.0$  ‰-ийн хооронд хэлбэлздэг. Cu (I) сульфидийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга нь дунджаар  $0.82$  ‰, нийт хэлбэлзэл нь  $2.55$  ‰ байна. Малахит, азурит зэрэг Cu (II) эрдсүүд дунджаас

илүү өндөр утгатай байдаг (тус бүр  $6.88$  ‰ ба  $6.29$ ‰), харин хризокolla харьцангуй бага  $\delta^{65}\text{Cu}$   $0.04$  ‰ байна. Халькопиритийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгууд нь  $0.14$  ‰-ээс  $2.69$  ‰ хооронд хэлбэлздэг бөгөөд дундаж утга нь арай өндөр ( $1.35$  ‰) ба бусад Cu (I) сульфидийн эрдсүүд болох борнит, халькозин, ковеллин зэрэг нь  $0.6$ ‰-ийн ойролцоо бага ба нарийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  эгнээнд бөөгнөрдөг (Хүснэгт 2).

Сульфидийн эрдсүүдийн S-ийн изотопын найрлага ( $\delta^{34}\text{S}$ )  $-3.2$  ‰-аас  $1.3$  ‰ хүртэл хэлбэлздэг, дунджаар  $-0.8$  ‰ (Хүснэгт 2). Cu-ийн сульфидийн эрдсүүд нь  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утгаас арай доогуур байгааг харуулж байна: үүнд халькопиритийн хувьд  $-0.5$  ‰, ковеллины хувьд  $-1.1$  ‰, халькозиных  $-1.7$  ‰ ба борнитынх  $-2.0$  ‰, пирит ба молибденитийн дундаж утга нь тус бүр  $0.1$  ‰ ба  $0.5$  ‰ байна.

**Хүснэгт 2. Эрдэнэтийн Овоо Cu-Mo-ны порфир ордын хүдрийн эрдсүүдийн Cu ба S изотопын найрлага. AZ: азурит, BN: борнит, CC: халькозин, CH: хризокolla, CPY: халькопирит, CV: ковеллин, MC: малахит, MB: молибденит, PY: пирит.**

Дээж	Эрдэс	$\delta^{65}\text{Cu}$	2SD	n	$\delta^{34}\text{S}$			Өндөр (м)
					I	II	утга	
ER01	CPY	2.69	0.03	6	0.2	0.2	0.2	1280
ER02	CPY	0.26	0.04	3	-0.3	-0.3	-0.3	1280
ER03	CPY	0.14	0.05	3	-0.4	-0.4	-0.4	1275
ER04	CC	0.77	0.02	3	-1.4	-	-1.4	1352
ER05	CC	0.48	0.05	3	-2.6	-	-2.6	1274
ER06	CH	-1.01	0.01	3	-	-	-	1332
ER07	CH	1.49	0.05	3	-	-	-	1332
ER08	CH	-0.37	0.02	3	-	-	-	1332
ER09	AZ	4.72	0.04	3	-	-	-	1332
ER10	MC	5.76	0.01	3	-	-	-	1332
ER11	CV	0.51	0.06	3	-0.5	-0.1	-0.3	1352
ER12	MC	10.0	0.07	2	-	-	-	1320
ER13	AZ	9.05	0.09	3	-	-	-	1310
ER14	CV+PY	0.21	0.14	2	-2.3	-	-2.3	1250
ER15	BN+PY	0.44	0.02	2	-2.3	-2.4	-2.3	1250

ER16	MB	-	-	-	0.1	0.2	0.2	1250
ER17	BN+PY	0.40	0.06	2	-3.2	-	-3.2	1250
ER18	CV+PY	1.09	0.06	3	-1.0	-1.0	-1.0	1310
ER19	PY	-	-	-	-0.5	-0.4	-0.5	1310
ER20	BN	0.86	0.03	3	-1.1	-1.4	-1.2	1265
ER21	CC	0.88	0.03	2	-2.1	-2.1	-2.1	1265
ER22	CV+PY	0.89	0.08	3	-1.1	-0.8	-1.0	1265
ER23	BN+PY	0.84	0.06	3	-1.9	0.9	-0.5	1265
ER24	PY	-	-	-	-0.4	-	-0.4	1265
ER25	CC+PY	0.63	0.07	2	-0.9	-0.8	-0.8	1280
ER26	BN+PY	0.49	0.09	3	-2.6	-2.3	-2.5	1335
ER27	PY	-	-	-	-2.0	-2.1	-2.0	1335
ER28	CPY	2.32	0.05	3	-1.4	-1.5	-1.4	1310
ER29	MC	5.31	0.03	3	-	-	-	1332
ER30	MC	4.06	0.06	2	-	-	-	1293
ER31	PY	-	-	-	0.4	0.4	0.4	1293
ER32	PY	-	-	-	0.4	0.2	0.3	1274
ER33	PY	-	-	-	-0.1	-0.3	-0.2	1280
ER34	MB	-	-	-	-0.2	-0.1	-0.2	1332
ER35	MB	-	-	-	0.3	0.5	0.4	1332
ER36	MB	-	-	-	0.4	0.5	0.5	1310
ER37	PY	-	-	-	1.3	1.2	1.3	1332
ER38	PY	-	-	-	-0.2	0.0	-0.1	1275
ER39	MB	-	-	-	0.4	0.4	0.4	1275

## ХЭЛЭЛЦҮҮЛЭГ

### Магмын чулуулаг ба хүдрийн ордуудын $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгууд

Cu-ийн хүдрийн эрдсүүдийн Cu изотопын найрлага 2000-аад оноос хойш тэмдэглэгдэж байгаа бөгөөд  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга хүдрийн ордын төрлөөс хамаарах бөгөөд энэ нь эргээд Cu-ийн гарал үүсэл ба гарал үүслийн процесстой холбоотой юм. Cu нь мантийн эхүүсвэрээс гаралтай гэж үздэг магмын ба гидротермаль ордуудын Cu-ийн сульфидийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга нь мантийн эх үүсвэр  $0.06 \pm 0.20$  ‰ (2SD)-ийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгатай ойролцоо 0 ‰ орчим хадгалагдан үлддэг, энэ нь Дэлхийн Нийт Силикат (BSE) -ийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга гэж санал болгосон байна Liu et al. (2015). Порфирийн ордын

гаралтай гипоген Cu-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга  $-3.31$ ‰-ээс  $2.28$  ‰ хооронд хэлбэлздэг боловч Зураг 8-т үзүүлсний дагуу ихэвчлэн  $-1$  ‰-ээс  $1$  ‰ хооронд бөөгнөрдөг (Marichal et al., 1999; Larson et al., 2003; Mathur et al., 2009, 2012, 2013, 2018; Li et al., 2010; Mirnejad et al., 2010; Braxton and Mathur, 2011; Palacios et al., 2011; Wu et al., 2017b). Ni-Cu-ЦБМ-ийн ордууд ба вулканоген цул сульфидийн (VMS) ордуудын Cu-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга  $-5.26$ ‰-ээс  $3.98$  ‰ хүртэл (Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014; Ripley et al., 2015; Zhao et al., 2017) ба  $-0.34$ ‰-ээс  $2.97$  ‰-гийн хооронд тус тус хэлбэлзэнэ (Mason et al., 2005; Ikehata et al., 2011). Магмын Cu изотопын найрлагыг судлахын тулд ердийн солир, цэвэр

Cu, магмын чулуулгууд болох боржин, вулканоген чулуулаг, хэт суурилаг болон суурилаг чулуулгийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг хэмжсэн (Luck et al., 2003; Li et al., 2009; Ikehata and Hirata, 2012; Dekov et al., 2013; Liu et al., 2015; Savage et al., 2015; Huang et al., 2016; Baggio et al., 2018). Эдгээр чулуулаг нь ердийн солирт  $-0.51\text{‰}$ -ээс  $0.10\text{‰}$ -ийн хооронд  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн маш нарийн явцуу утгыг илэрхийлдэг (Luck et al., 2003), цэвэр Cu-нд  $-1.07\text{‰}$ -ээс  $1.18\text{‰}$  -ийн хооронд ((Dekov et al., 2013; Baggio et al., 2018), гранитад  $-0.46\text{‰}$ -ээс  $1.51\text{‰}$ -ийн хооронд (Li et al., 2009), вулканоген чулуулагт  $-0.22\text{‰}$ -ээс  $0.51\text{‰}$  (Liu et al., 2015; Huang et al., 2016) ба хэт суурилаг болон суурилаг чулуулагт  $-0.64\text{‰}$ -ээс  $1.82\text{‰}$ -ийн хооронд (Ikehata and Hirata, 2012; Liu et al., 2015) байна. Ялангуяа, ДГНБ and ДАБ-д  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга нь  $-0.18\text{‰}$ -ээс  $0.21\text{‰}$  хүртэл нарийн эгнээг үүсгэнэ (Liu et al., 2015; Savage et al., 2015; Huang et al., 2016). Метасоматид өртөөгүй перидотитүүд нь ДГНБ and ДАБ-тэй давхцаж,  $-0.15\text{‰}$ -ээс  $0.18\text{‰}$  хооронд хэлбэлздэг (Liu et al., 2015), энэ нь мантийн эх үүсвэртэй нэгэн төрлийн Cu-ийн изотопын найрлагыг илэрхийлдэг.

Магмын процессын явцад мантийн хэсэгчилсэн хайлалт, магмын дифференциаци, өндөр температурын нөхцөл дэх талжилтын фракцжилт зэрэг ялгагдах шинж чанар бүхий Cu изотопын фракцжилт хэд хэдэн судалгаагаар цэвэр магмын чулуулгийн Cu изотоп үүсэх явцад нэгэн төрлийн магмын шинжийг хадгалж байгааг харуулж байна (Li et al., 2009; Ikehata and Hirata, 2012; Huang et al., 2016). Li (2009) нар I-төрлийн гранит ( $0.03 \pm 0.15\text{‰}$ , 2SD) -ийн хувьд  $0\text{‰}$ -ийн ойролцоо

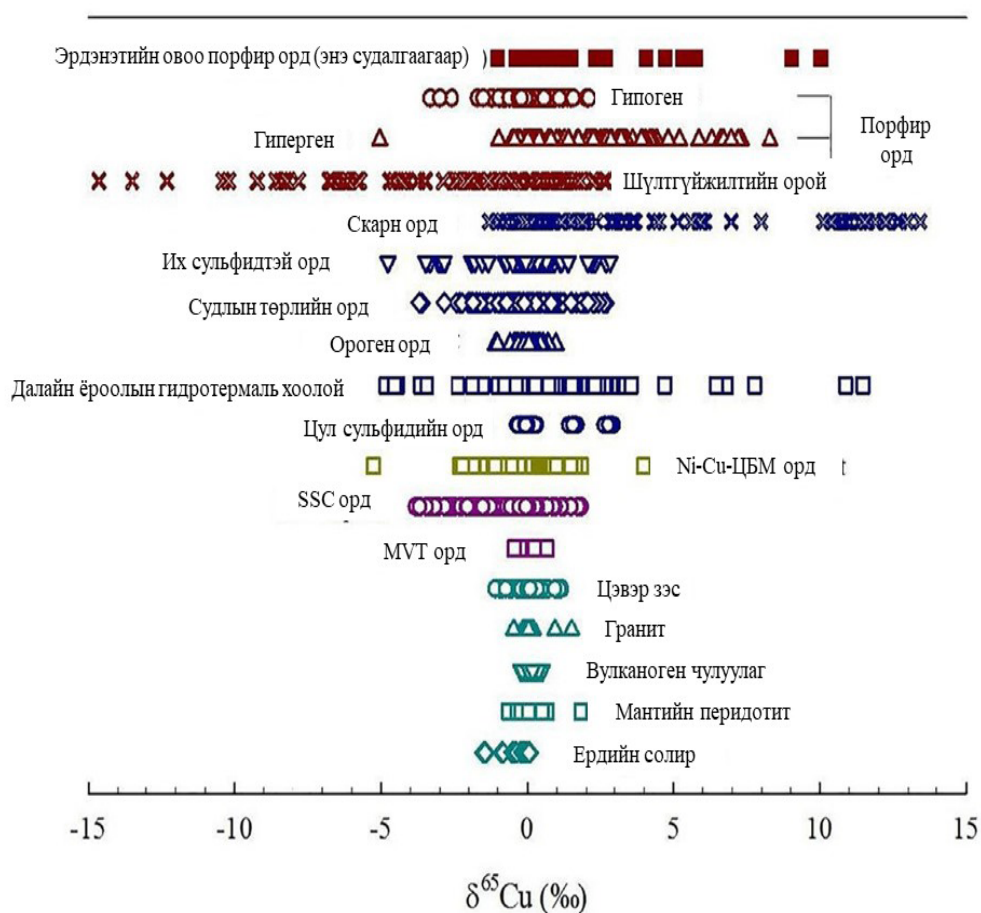
$\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн нягт багцлагдсан утгын талаар мэдээлж, Cu-ийн изотопын нэгэн төрлийн мантийн эх үүсвэр ба ялимгүй фракцжилтын процессыг санал болгов. Үүний эсрэгээр S төрлийн гранит нь илүү хувьсах  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг ( $-0.03 \pm 0.42\text{‰}$ , 2SD) хамарч, тунамал эх үүсвэрүүдийн гетероген Cu изотопын найрлагыг бүрдүүлдэг (Li et al., 2009). Үүнтэй адил нум ба эх газрын базальт ба метасоматитжсан перидотитийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгын эгнээ нь  $-0.19\text{‰}$ -ээс  $0.47\text{‰}$  ба  $-0.64\text{‰}$  -аас  $1.82\text{‰}$  хооронд тус тус хэлбэлздэг (Liu et al., 2015).  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгын энэхүү илүү өргөн хэлбэлзэл нь исэлдэн ангижрах ба гидротермаль процессын улмаас царцдасын материалыг Cu изотопын нэг төрлийн бус байдалтай холбож өгсөн гэж үзэв (Li et al., 2009; Liu et al., 2015). Тунамал хураагуурын олон янзын Cu изотопын найрлага нь тунамал хурдаст агуулагдсан зэсийн стратиформ хэлбэртэй (SSC) ордын  $\delta^{65}\text{Cu}$   $-3.44\text{‰}$ -ээс  $1.85\text{‰}$  хүртэл хувьсах утгуудад тохиромжтой гэж үздэг (Зураг 8), гэвч бусад нөхцөлд, тухайлбал, исэлдэн ангижрах урвал, Eh ба pH-ийн хэлбэлзэл нь  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг энэ ордын Cu-ийн эрдсүүдийн төрөлд нөлөөлөлтэй болгож чаддаг (Asael et al., 2007, 2009, 2012; Mathur et al., 2018). Гипоген хүдрийн ордуудын талаархи өмнөх зарим судалгаанууд нь өндөр температурын магмын ба гидротермаль процесуудад ялгаатай  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн хэлбэлзэл, ялангуяа Cu изотопыг фракцлах процессыг фазын тусгаарлалт эсвэл шингэний буцлах явцад хий, шингэний фазуудад хуваагдсаныг илрүүлжээ (Seo et al., 2007; Li et al., 2010; Maher et al., 2011; Yao et al., 2016; Wu et al., 2017a). Квантын химийн тооцоо (Seo et al.,

2007) ба туршилтын ((Li et al., 2010; Maher et al., 2011) судалгаанууд Cu изотопын фракцлах замын эсрэг заалттай байв. Эхнийх нь илүү хүнд Cu изотопыг хуваахыг санал болгосон ( $^{65}\text{Cu}$ )-ийг хийн фазуудад, тухайлбал  $\text{Cu}_3\text{Cl}_3$ , харин сүүлийнх нь хөнгөн Cu-ийн изотоп ( $^{63}\text{Cu}$ ) нь рН ба давсжилтийн хэлбэлзлийн дор кинетик изотопын фракцжилтын процессоор хянагддаг хийгээр баяжсан болохыг илтгэнэ.

Хүдрийн орддахь Cu-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга бага температурын эрдэсжилтийн үйл явцууд ихэвчлэн исэлдэн ангижрах урвалтай холбоотой илүү их хэлбэлзлийг харуулдаг (Зураг 8). Порфирийн ордод, гиперген баяжуулалт ба шүлтгүйжилтийн бүсээс гарсан Cu-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн хэлбэлзэл нь  $-16.5\text{‰}$ -аас  $8.30\text{‰}$  хүртэл хэлбэлздэг (Зураг 8), харин гипоген сульфидийн эрдсүүд ихэвчлэн халькопиритийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга нь  $0\text{‰}$ -ийн ойролцоох нарийн явцуу бөөгнөрлийг хамардаг (Maruchal et al., 1999; Larson et al., 2003; Mathur et al., 2009, 2012, 2013, 2018; Li et al., 2010; Mirnejad et al., 2010; Braxton and Mathur, 2011; Palacios et al., 2011; Wu et al., 2017b). Их сульфидтэй Cu-ийн ордын  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн өгөгдөлд ижил төстэй хэв шинжийг харагдах бөгөөд  $-4.76\text{‰}$ -ээс  $2.84\text{‰}$  (Зураг 8) гэсэн нийт  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн нийт утгын өргөн хүрээтэй боловч

гипоген гарал үүсэлтэй  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн ихэнх утгууд нь  $1\text{‰}$  бага хэлбэлзэлтэй байна. (Duan et al., 2016; Wu et al., 2017a). Эдгээр судалгаанууд нь гипоген Cu-ийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  шинж порфирийн системтэй адил гиперген орчинд исэлдэн ангижрах нөхцөл өөрчлөгдсөнөөр хувирч байгааг харуулж байна. Далайн ёроолын гидротермаль ордод  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга  $-4.82\text{‰}$ -ээс  $11.5\text{‰}$ -ийн хооронд хэлбэлзсэн өргөн хэлбэлзэл ажиглагдсан (Maruchal et al., 1999; Zhu et al., 2000; Rouxel et al., 2004; Berkenbosch et al., 2015) гол төлөв анхдагч Cu сульфидийн исэлдэлттэй холбоотой гэж үзсэн боловч бусад нарийнтөвөгтэй процессууд, тухайлбал: гидротермаль боловсруулалт, далайн ус ба гидротермал уусмалуудыг хооронд нь холих зэрэг нь Cu изотопын фракцжилтанд чухал үүрэг гүйцэтгэж магадгүй юм (Rouxel et al., 2004). Галт уулын лав (Baggio et al., 2018) ба мантийн чулуулгаас (Ikehata and Hirata, 2012) гаралтай цэвэр Cu-ийнх  $-0.9\text{‰}$ -ээс  $2.9\text{‰}$  ба  $-0.67\text{‰}$ -ээс  $0.14\text{‰}$ -ийн хооронд тус тус хэлбэлздэг (Зураг 8). Аль ч судалгаагаар анхдагч цэвэр Cu нь магмын гарал үүслийн анхны  $\delta^{65}\text{Cu}$  шинжийг хадгалж, хоёрдогч Cu-ийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгууд нь гидротермаль өөрчлөлтүүд, тухайлбал гиперген нөхцөлд исэлдэлт, шүлтгүйжилт зэргээс шалтгаалан илүү их хэлбэлзэлтэй байдаг.





**Зураг 8.** Энэхүү судалгаанд хамрагдсан орд ба бусад порфирийн Cu орд болон янгу бүрийн Cu-ийн ордын төрлүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгуудын эгнээ (Marichal et al., 1999; Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Mathur et al., 2009, 2010, 2012, 2013; Li et al., 2010; Mirnejad et al., 2010; Braxton and Mathur, 2011; Palacios et al., 2011; Asadi et al., 2015; Wu et al., 2017b), скарн ордууд (Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Maher & Larson, 2007; Wang et al., 2017), их сульфидтай эпитеpmал ордууд (Duan et al., 2016; Wu et al., 2017a), судлын төрлийн ордууд (Jiang et al., 2002; Markl et al., 2006; Haest et al., 2009; Yao et al., 2016), ороген ордууд (Molnabr et al., 2016; Wang et al., 2018), далайн ёроолын гидротермаль хоолойнууд (Marichal et al., 1999; Zhu et al., 2000; Rouxel et al., 2004; Berkenbosch et al., 2015), вулканоген цул сульфидын ордууд (Mason et al., 2005; Ikehata et al., 2011), Ni-Cu-ЦБМ-ын ордууд (Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014; Ripley et al., 2015; Zhao et al., 2017), SSC ордууд (Asael et al., 2007, 2009, 2012; Li et al., 2010; Mathur et al., 2018), MVT ордууд (Luczaj and Huang, 2018), ба төрөл бүрийн магмын чулуулаг, тухайлбал цэвэр Cu, гранит, вулканоген чулуулаг, мантийн перидотит ба ердийн солир (Luck et al., 2003; Li et al., 2009; Ikehata and Hirata, 2012; Liu et al., 2015; Huang et al., 2016).

Скарн төрлийн ордын  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгын эгнээ нь исэлдэн ангижрах урвал явагдаж байгаатай адил юм. Graham нарын (2004) хийсэн түрүү Cu-ийн изотопын судалгаанд халькопиритийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга өргөн хүрээтэй 1.26 ‰-ээс 13.4‰ хүртэл гэж тэмдэглэгдсэн. Үүний эсрэг хэд хэдэн судалгаагаар халькопирит  $-0.15$  ‰-ээс  $0.77$  ‰ хүртэл харьцангуй нарийн (Wang et al., 2017), халькопирит ба борнит  $-1.29$  ‰-ээс  $3.07$  ‰ хүртэл (Maher and Larson, 2007) харьцангуй нарийн явцуу байгааг тэмдэглэсэн нь скарн системд исэлдэн ангижрах үйл ажиллагаа явагдаж байгааг нотлох баримт юм. Өмнөх судалгаагаар скарн орд дахь гипоген Cu-ийн ердийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн шинжийг үзүүлсэн бөгөөд үүний дараа хэмжсэн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн хэлбэлзэл нь исэлдэн ангижрах урвалаас илүүтэйгээр изотопын бусад фракцжилтын механизмууд, ба эрдэс болон уусмалын хоорондын изотопын фракцжилтын тэнцвэртэй холбоотой гэж үзэв. Карбонатад агуулагдсан Миссисипийн хөндийн төрлийн (MVT) ордын халькопиритийн хязгаарлагдмал  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг ( $0 \pm 0.5$  ‰) авч (Зураг 8), магмын гаралтай нэгэн төрлийн Cu-ийн эх үүсвэр, исэлдэн ангижрах урвалын бага зэргийн нөлөөлөл,  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгын дараагийн өөрчлөлтийг харуулсан болно (Luczaj and Huang, 2018).

### **Cu изотопын өгөгдөл**

#### **Cu-ийн сульфидийн эрдсүүдийн $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга**

Эрдэнэтийн овооны Cu-Mo порфирийн ордын Cu сульфидийн эрдсүүдэд хэмжсэн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга нь  $0.14$  ‰-ээс  $2.69$  ‰ хооронд хэлбэлзэж байгаа ба Cu-ийн

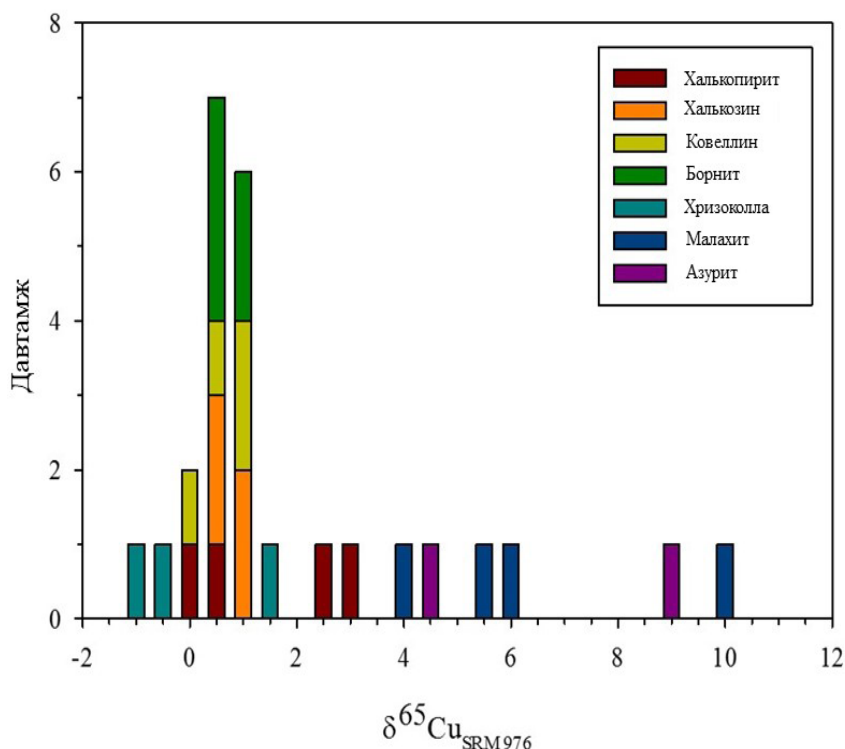
сульфидийн эрдсүүдийн дундаж  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга бага байгаа (халькопиритийн хувьд  $1.35$  ‰, халькозины хувьд  $0.69$  ‰, борнитийн хувьд  $0.61$  ‰, ковеллины хувьд  $0.68$  ‰) нь Эрдэнэтийн Овоогийн орд дахь Cu-ийн эх үүсвэр нь мантийн гарал үүсэлтэй бөгөөд магмын шинжээ хадгалж байгааг харуулж байна. Халькопиритийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгууд нь бусад Cu-ийн сульфидийн эрдсүүдтэй харьцуулахад их, зарим талаараа сарнисан харагдаж байна (Зураг 9). Эдгээр хоёр дээжийг эс тооцвол бусад халькопиритийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн дундаж утга нь  $0.20$ ‰ бөгөөд энэ нь BSE-ийнхтэй ойролцоо байна ( $0.06 \pm 0.20$  ‰).

Дээр дурдсанчлан, Maher нарын (2018) хийсэн саяхны судалгаагаар халькозины гарал үүслийг  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгаас хамааран гурван бүлэгт ангилж болно гэж үзсэн. Халькозины  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгууд нь  $-1$  ‰-ээс  $1$  ‰-ийн хооронд хэлбэлздэг бөгөөд тэнцвэрт фракцилалт давамгайлсан өндөр температурын гипоген эрдэсжилтийг илэрхийлнэ. Үүний эсрэгээр тунамал Cu-ийн үе ба гиперген баяжжилтын бүсээс гарсан халькозинууд  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн  $-1$  ‰-ээс бага ба  $1$  ‰-ээс их утгыг тус тус харуулдаг бөгөөд энэ нь анхдагч Cu-ийн эрдсийн исэлдэн ангижрах урвалаас үүдэлтэй юм. Эдгээр шалгууруудыг үндэслэн Эрдэнэтийн Овоо орд дахь халькозины хэмжсэн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга нь гипоген гарал үүслийг илэрхийлж болно.

Анхдагч ба хоёрдогч эрдсүүдийн хоорондох  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгын ялгаа нь анхдагч Cu-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга ба исэлдэн ангижрах урвалын зэргээс хамаарч харилцан адилгүй байдаг (Larson et al., 2003; Markl et al., 2006; Asael et al., 2007, 2009; Mathur et al., 2009, 2018). Cu-ийн изотопын

найрлагаар гарал үүслийн ангиллыг олон тооны өгөгдлөөр дэмждэг боловч анхдагч ба хоёрдогч халькозины дундаж  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгын хэмжээ зарим тохиолдолд давхцаж болзошгүй (Mathur et al., 2018),  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга дээр үндэслэн гарал үүслийг тодорхойлоход хөндлөнгөөс оролцож байна. Mathur нар (2009) жишээлбэл Монтана мужийн

Бутте-гээс гаралтай анхдагч (халькозин ба ковеллин) ба хоёрдогч (халькозин) Си-ийн эрдсүүдийг хэмжсэн болно. Эхнийх нь  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн дундаж утга 0.06 ‰, харин сүүлчийнх нь арай өндөр дундаж  $\delta^{65}\text{Cu}$  (0.40 ‰) байгаа нь гиперген процессын явцад хүнд Си изотопыг бага хэмжээгээр баяжуулж байгааг харуулж байна.



**Зураг 9.** Эрдэнэтийн Овоо ордын Си-ийн хүдрийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгуудын хистограм

Ойсон гэрлийн микроскопын ажиглалтын үр дүн (Зураг 7) ба эрдсүүдийн хам гарал үүслийн дараалал (Зураг 4) нь Эрдэнэтийн Овоо ордын гиперген баяжилтын орчны хоёрдогч халькозины шинж чанарыг илэрхийлдэг. Халькозин нь ихэвчлэн пирит ба халькопирит дээр хучсан эсвэл ууссан хэлбэрээр тохиолддог

(Зураг 7Б–Д). Макро ажиглалтаар нь халькозин нь массив хэлбэрээр бус харин бусад сульфидийн мөхлөгийг голчлон бүрхсэн байдалтай харагдана. Ковеллин ба борнитын мөхлөгүүд нь халькозины мөхлөг болон бусад сульфидийн мөхлөгүүдийг түрснээр үүсдэг. Тиймээс Эрдэнэтийн Овоо ордын ихэнх судалгаанд Си-ийн

эрдсүүдийн нэгдлийг (халькозин-борнит-ковеллин) хоёрдогч фазад хувааж, 300 м хүртэл зузаантай, өндөр агуулгатай гиперген баяжилтын хучаасыг үүсгэдэг (e.g., Khasin et al., 1977; Gavrilova et al., 1984; Gerel and Munkhtsengel, 2005). Порфирийн ордуудын Си-ийн сульфидийн эрдүүдийн  $\delta^{65}\text{Si}$ -ийн ердийн утгуудтай харьцуулахад (Зураг 8), анхдагч халькопирит ба хоёрдогч Си-ийн сульфидийн эрдсүүдийн хоорондох  $\delta^{65}\text{Si}$ -ийн харьцангуй бага ялгаа нь Си-ийн изотопын үүсэх үеийн исэлдэн-ангиграх урвалаар ялгагдах шинж чанарыг илэрхийлсэн гэж үздэг.

Порфирийн ордын хоёрдогч Си-ийн эрдсүүд дэх хүнд Си изотопыг ( $\delta^{65}\text{Si}$ ) баяжуулж, голчлон анхдагч Си-ийн сульфидийн исэлдэн ангиграх нөхцлийн явцад Си-ийн исэлдэлт буурч, хоёрдогч эрдсүүд хур тунадасын уусмалаар өдөөгдсөн болохыг олон судалгаа харуулдаг (Larson et al., 2003; Markl et al., 2006; Mathur et al., 2009, 2018; Palacios et al., 2011). Хүнд Си-ийн изотопыг ( $^{65}\text{Si}$ ) анхдагч Си-ийн сульфидийн эрдсүүдээс бага рН-тэй уусмалаар урвалд орон, түүний валентийн төлөв нь зэсийн ион ( $\text{Cu}^{2+}$ ) болж өөрчлөгдөж, 3 ‰ хүртэл Си изотопын фракцжилтад хүргэдэг болохыг хэд хэдэн судалгаа харуулав (Zhu et al., 2002; Mathur et al., 2005; Kimball et al., 2009; Wall et al., 2011). Эрлих нар (2004) 20°C-д ангиграх процессын явцад хөнгөн Си изотоп ( $^{63}\text{Si}$ )-ыг 3 ‰ хүртэл ковеллинд баяжсан гэж тэмдэглэгдсэн бөгөөд энэ нь уусалтын процессоор Си изотопийн фракцжлах түвшинтэй төстэй юм. Хоёрдогч Си-ийн эрдсүүд нь исэлдсэн уусмалын  $^{65}\text{Si}$ -аар баяжсан шинжийг хадгалж чаддаг бөгөөд энэ нь голчлон

өмнөх гиперген эрдсүүдийг дараалан дахин боловсруулж, усны түвшинд бүрэн ангиграх процесс явуулдагтай холбоотой юм (Chbvez, 2000; Mathur et al., 2005, 2018; Braxton and Mathur, 2011).

Эрдэнэтийн Овоо Си-Мо-ны порфир ордын баяжилтийн бүсийн зузааны өргөжилтийн явцад Си-ийн изотопын бага зэргийн фракцжилтийг хоёр боломжоор тайлбарлаж болно. Нэгдүгээрт, хоёрдогч Си-ийн эрдсийн тунадасжилтийн үед их хэмжээний массыг усан уусмалаас эрдсийн фаз руу зөөвөрлөхөд изотопын фракцжилт бага ажиглагдах болно (Ehrlich et al., 2004). Исэлдэн ангиграх урвал явагдахад уусмал ба эрдсийн фазын хоорондох Си изотопын фракцжилтын хэмжээ аажмаар багасаж байгааг хэд хэдэн судалгаа мэдээлсэн (Mathur et al., 2005; Fernandez and Borrok, 2009; Kimball et al., 2009; Wall et al., 2011). Хоёрдугаарт, биогенийн механизмыг татан оролцуулснаар исэлдэн ангиграх урвалын урвалын үед изотопын фракцжилт буурахад хүргэж болзошгүй (Zhu et al., 2002; Ehrlich et al., 2004). Zhu et al. (2002). Жу нар (2002) бага температурын нөхцөлд явуулсан туршилтын судалгаагаар Си-ийн изотопын бага фракцжилт нь биогенийн бус системээс илүү бактерийн оролцоотой исэлдэн ангиграх процесс байдаг болохыг батлав (Zhu et al., 2002; Ehrlich et al., 2004). Zhu et al. (2002).

Эрдэнэтийн Овоо ордын анхдагч Си-ийн сульфидийн эрдэс болох халькопирит нь  $\delta^{65}\text{Si}$ -ийн утгууд 0 ‰ ба 2.5 ‰ орчимд байгааг харуулж байна (Зураг 9). Энэхүү салангид байдал нь өндөр температурын нөхцөлд магмын Си-ийн эх үүсвэр ба

/ эсвэл Cu-ийн изотопыг фракцлах процессын нэг төрлийн бус байдлыг илтгэж болно. Өндөр температурын эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгын хэлбэлзэл нь эх үүсвэрийн нэг төрлийн бус байдлаас шалтгаалан царцдас материалын оролцоо (Liu et al., 2015; Ripley et al., 2015) буюу метасоматизм нь өөрчлөгдсөн литосфероос үүссэн гидротермал уусмалын нөлөөлөлөөр тооцогддог (Huang et al., 2016). Магмын өндөр температурын ба гидротермаль процесст Cu-ийн изотопын фракцжилт нь исэлдэн ангижрах урвалаар дамжих гиперген орчинтой харьцуулахад хамаагүй бага боловч өндөр температурт орших гипоген эрдсийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн хэмжээ 2.6 ‰ хүртэл хэлбэлздэг (Larson et al., 2003; Markl et al., 2006; Asael et al., 2009; Li et al., 2010; Maher et al., 2011; Berkenbosch et al., 2015; Yao et al., 2016; Wu et al., 2017b). Өндөр температурт Cu-ийн изотопын фракцжилт болох үйл явц нь исэлдэн ангижрахаас үүдэлтэй урвалыг эс тооцвол нарийн төвөгтэй зүйлүүдийн изотопын фракцжилт зэрэг физик-химийн өөрчлөлт тухайлбал рН ба Eh, изотопын фракцжилтын тэнцвэр, сульфид ба хий, давслаг уусмалын хоорондох фазын ялгаралт, эрдэс сульфидийн тунадасжилтын явц дахь ба уусмалын хоорондох Cu изотопуудын хуваалт зэрэг болно (Graham et al., 2004; Markl et al., 2006; Seo et al., 2007; Li et al., 2010; Maher et al., 2011; Berkenbosch et al., 2015; Savage et al., 2015).

Гэрэл, Мөнхцэнгэл нар (2005) Эрдэнэтийн Овоо ордын гарал үүслийн загварыг боловсруулж, дээд мантийн олон удаагийн хэсэгчлэн хайлалтаас диоритоос гранит хүртэл агуулагч чулуулгийн найрлагыг өргөн хүрээнд

гаргасан. Тэд олон хэсэгчилсэн хайлалт, түрэлтээс болж янз бүрийн найрлага, бүтэц, насны онцлог шинж чанар бүхий хамгийн багадаа гурван ялгагдах интрузив чулуулаг үүссэн гэж тэд үзсэн (Koval et al., 1982). Иймээс Эрдэнэтийн Овоо орд дахь халькопиритийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг ялгаатай Cu изотопын найрлагатай ялгаатай магм буюу гидротермал уусмалын эх үүсвэрээс үүссэн гэж ойлгож болно. Гэсэн хэдий ч Эрдэнэтийн Овоо орд дахь халькопиритийн хувьсах  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг нэг төрлийн бус Cu-ийн эх үүсвэрүүдээр хянах эсэх нь тодорхой нотолгоо байхгүй тул тодорхойгүй байна. Maher et al. (2011) зарим хүдрийн ордууд дахь гипоген эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн илүү их утгын тайлбар нь судалгаа ба ордын төрлөөс хамааран бага зэрэг өөрчлөгддөг бөгөөд шалтгааныг бүрэн ойлгоогүй болохыг тэмдэглэжээ. Эрдэнэтийн Овоо ордын халькопиритийн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн энэ их хэлбэлзлийг тайлбарлахын тулд нэмэлт судалгаа хийх шаардлагатай байна.

### **Cu (II) эрдсүүдийн $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгууд**

Cu (II) эрдсүүдийн (хризоколла, малахит ба азурит) хэмжсэн  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга нь Cu сульфидуудтай харьцуулахад тодорхой ялгарсан эгнээг илэрхийлдэг (Зураг 9). Хризоколлагийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгууд нь -1.01 ‰-ээс 1.49 ‰-ийн хооронд бага, дунджаар 0.04 ‰ байдаг бол малахит ба азурит нь 4.06 ‰-ээс 10.0 ‰ (дундаж 6.29 ‰) ба 4.72 ‰-ээс 9.05 ‰ хүртэл (дундаж 6.88 ‰) түүнээс их хэлбэлзэлтэй байдаг (Хүснэгт 2). Бага температурын нөхцөлд эрдэсжсэн уусмалаас хоёрдогч Cu-ийн эрдэс үүсгэхэд Cu изотопын фракцжилтын хэмжээ нь эрдэсжилтийн үе шатнаас

хамаарч харилцан адилгүй байдаг (Zhu et al., 2002; Ehrlich et al., 2004). Дээр дурдсанчлан тунадасжсан уусмалаас 3‰ хүртэл харьцангуйгаар хоёрдогч Си-ийн сульфидийн эрдсүүд хөнгөн Си-ийн изотопоор баяжсан байж болно (Larson et al., 2003; Ehrlich et al., 2004; Mathur et al., 2005; Braxton and Mathur, 2011). Үүний эсрэгээр  $\text{Cu}^{2+}$  хэлбэрээр Си байдаг Си (II) хоёрдогч эрдсүүд нь Си изотопын фракцжилтыг илүү бага хэмжээгээр харуулж байна (Marichal and Sheppard, 2002; Ehrlich et al., 2004). Marichal and Sheppard нарын (2002) туршилтын судалгаагаар 30°C-т малахитын 0.20‰–0.38‰ ба уусмал дахь  $\text{Cu}^{2+}$  ионы хооронд Си изотопын фракцжилт тэмдэглэгдсэн.

Эрдэнэтийн Овоо ордын Си (II) эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгын онцлог шинжүүд нь өөр  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгатай уусмалаас тунадасжсан эсвэл гиперген орчин нөхцөлд өөр цаг хугацаанд тогтоогдсон болохыг харуулж байна. Си (II) хүдрийн эрдсүүдийн тунадасжилтийн явцад Си-ийн изотопын фракцжилт бага байдаг тул тэдгээр нь эрдэсжсэн уусмалын  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг харуулж өгдөг. Эдгээр үр дүнгээс харахад хризоколла нь  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ээс бага утгатай уусмалаас тунадасждаг бол  $^{65}\text{Cu}$ -аар баяжсан уусмалаас малахит ба азурит үүсдэг.

Гиперген орчинд дахь уусмалаас хоёрдогч Си сульфидийн эрдсүүд тунадасжсан тул  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга нь хөнгөн Си изотоп ( $^{63}\text{Cu}$ )-ийг эрдсийн фазад хуваах давуу байдлынхаа ачаар улам хүнд болж байна. Хэрэв хоёрдогч Си (II) эрдсүүд нэг уусмалаас тунадасжсан бол  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн бага утгатай хризоколлагийн тунадасжилт нь  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга нь урьд өмнө бага байсан уусмалын хувьслын харьцангуй эрт үе шатанд хуримтлагдсан. Дараа

нь хоёрдогч Си эрдсийн хөнгөн Си изотопыг болгон хувааснаас болж  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утга өсөхийн хамт малахит ба азурит тунадасжих болно.

Гэхдээ Эрдэнэтийн Овоо ордын хоёрдогч Си (I)-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга ганц эрдэсжилтийн уусмалын хувьслын үр дүнд бий болох боломжтой байх нь үнэмшилгүй юм

Гиперген хүдрийн эрдсүүд дахь Си изотопын найрлагын байгалийн хэлбэлзэл нь -16.5‰-ээс 12‰-ын хооронд хэлбэлзэж байгаа нь туршилтын судалгаанд хэмжигдсэн Си изотопын фракцжилтын хүчин зүйлээс хамаагүй их байна (e.g., Larson et al., 2003; Mathur et al., 2005, 2009). Байгалийн хүдрийн эрдсүүдэд ажиглагдсан  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгуудын илүү их хэлбэлзэл нь янз бүрийн хүчин зүйлүүд, тухайлбал, исэлдэн ангижрах урвалын олон үе, уусмал доторх ууссан зүйлүүдийн хоорондох хуваагдах процесс ба тунадасжилтын явцад ууссан ба хатуу фазын хоорондох байдал, хаалттай систем дэх Rayleigh фракцжилт, нээлттэй систем дэх фракцжилтийн төлөв байдал ба лиганд холбогч шинж чанарууд байдаг (Markl et al., 2006; Asael et al., 2009; Sherman, 2013; Moynier et al., 2017).

Си (I) ба Си (II) эрдсүүдийн хослолуудын  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга нь ордын хэмжээнд Си-ийн зөөвөрлөлтийн сарнилтын шинж тэмдэгт тустай байж болно (Markl et al., 2006; Asael et al., 2007; Mathur et al., 2009). Матхур нар (2009) гиперген орчин нөхцөлдэх Си-ийн зөөвөрлөлтийг Си (I) ба Си (II) эрдсүүдийн хослолуудын  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгыг хэмжих замаар шалгаж болно гэж санал болгосон. Хэрэв Си (II) ба Си (I) эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгуудын хоорондох ялгаа эерэг ( $\Delta_{\text{Cu (II) эрдэс} - \text{Cu (I) эрдэс}} > 0$ ) бол Си-ийн ач холбогдолгүй

хөдгөөнжилт байдаг. Энэ нь урвалын үед энгийн массын тэнцвэрт байдал үүсэх ба бүтээгдэхүүнүүд урвалын талбайн ойролцоо байдгийг харуулж байна (Mathur et al., 2009). Үүний эсрэгээр, массын тэнцвэрт байдал үүсэхгүй бөгөөд ихэнх Cu-г хажуу тийш нь зөөхөд хүргэдэг  $\Delta_{\text{Cu (II) эрдэс} - \text{Cu (I) эрдэс}}$  утга сөрөг байна (Mathur et al., 2009).

Cu (II) ба Cu (I) эрдсүүдийн хоорондох  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн эерэг ялгаа (Хүснэгт 2) нь Эрдэнэтийн Овоо ордын Cu-ийн ач холбогдолгүй зөөвөрлөлтийг харуулж байгаа ба Cu (II) эрдсийн тунадасжилт нь урвал явагдсан зэргэлдээ орших талбайн исэлдэн ангижрах урвалаар явагдана. Тиймээс, исэлдэн ангижрах урвал маш хурдан явагддаг ба алслагдсан газар руу Cu-г зөөвөрлөхөд цаг хугацаа хангалтгүй байна. Энэ тохиолдолд шүлтгүйжилтийн оройн болон баяжилтийн бүсийн хоорондох хил хязгаар нь бага зэрэг өөрчлөгдөх чиглэлтэй байна. Гэсэн хэдий ч Эрдэнэтийн Овоо ордод шүлтгүйжилтийн оройн бүс аль хэдийн элэгдсэн тул харилцаа холбоог тодорхойлоход хэцүү байдаг.

### **S-ийн изотопын өгөгдөл**

Эрдэнэтийн Овоо орд дахь сульфидийн эрдсүүдийн  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн дундаж утга  $-0.8\text{‰}$  байгаа нь хүхэр нь ихэвчлэн гүний эх үүсвэрээс гаралтай бөгөөд магмын шинжээ хадгалдаг гэсэн үг юм.  $-3.2\text{‰}$ -ээс  $1.3\text{‰}$ -ийн хоорондох  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн явцуу эгнээ нь дэлхий даяархи Cu-ийн порфир ордын  $-3\text{‰}$ -ээс  $1\text{‰}$  хүртэлх ердийн  $\delta^{34}\text{S}$  утгатай маш төстэй (Wilson et al., 2007 ба тэдгээрийн ишлэлүүд), энэ нь нэгэн төрлийн хүхрийн эх үүсвэр ба магмын өчүүхэн царцдасын бохирдолыг харуулж байна. Царцдасын хүхрийн  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн хэмжээ маш их

хэлбэлздэг тул царцдасын материалаас гаргаж авсан хүхрийн оролцоо нь магмын хүхрийн  $\delta^{34}\text{S}$  утгад нөлөөлж, улмаар магмын-гидротермаль орд дахь сульфидийн эрдсийн  $\delta^{34}\text{S}$  утгыг өөрчилж чаддаг (Ripley and Li, 2003; Seal, 2006).

Анхдагч сульфидийн эрдсүүд (пирит, халькопирит ба молибденит) нь хоорондоо маш ойрхон  $\delta^{34}\text{S}$  утгууд ба эгнээг харуулдаг (Зураг 10) нь магмын эх үүсвэрүүдийн S-ийн изотопын найрлага нь өндөр температурын нөхцөлд тунадасжилтийн явцад ижил байдлаа хадгалж байгааг харуулж байна. Нэмж дурдахад, сарнисан хэлбэр ба кварцын судлын төрлүүдийн доторх анхдагч сульфидийн эрдсүүдийн хооронд  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утгын ялгаа байхгүй байна. Хүдрийн гол эрдсүүдийн хам гарал үүслийн дарааллын дагуу (Зураг 4) эдгээр төрлүүд нь эрдэсжилтийн үндсэн үе шатуудтай байдаг. Энэ нь Эрдэнэтийн Овоо орд газарт олон удаагийн интрузивын түрэлт ба гидротермаль эрдэсжилт явагдаж байгаа ч (Koval et al., 1982; Gerel and Munkhtsengel, 2005), магм ба гидротермаль уусмалууд дахь нэгэн төрлийн S-ийн изотопын найрлага гипоген орчинд хадгалагдан үлдэж байгааг харуулж байна.

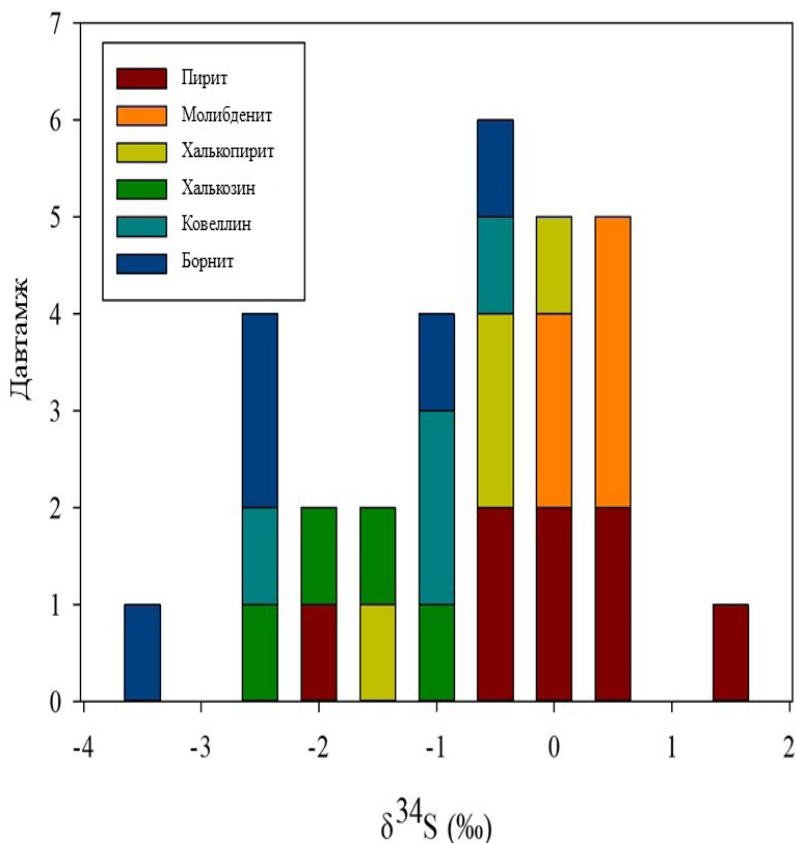
$0\text{‰}$  рүү дөхсөн бөөгнөрлийн анхдагч сульфидийн эрдсийн  $\delta^{34}\text{S}$  утгуудтай харьцуулахад хоёрдогч Cu-ийн эрдсүүд  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утгын доод хязгаарыг харуулж,  $-1.6\text{‰}$  -ийн дундажтай (Зураг 10), энэ нь бага температурын нөхцөлд үүсэх изотопын фракцжилт эсвэл  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн ялгаатай утгатай хүхрийн зүйлүүдийн оролцооны үрдүнд бий болно. Хоёрдогч Cu-ийн сульфидийн эрдэс үүсэхэд одоо байгаа сульфидийн эрдсийн исэлдсэн нөхцөлд ба уусмалаас тунадасжих тул

S изотопын фракцжилт нь  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утгад нөлөөлж болно. Жишээлбэл: үүссэн сульфат ионы ( $\text{SO}_4^{2-}$ )  $\delta^{34}\text{S}$  утга нь сульфидийн эрдсийн уусалтаас 2% хүртэл бага байж болно (Balci et al., 2007; Heidel et al., 2013). Үүний эсрэгээр хөнгөн жинтэй изотоп ( $^{32}\text{S}$ )-ийг сульфатын ангижрах процесст хүхрийн агуулга буурсан хэлбэрээр баяжигддаг (e.g., Strebel et al., 1990; Krouse and Mayer, 2000; Seal, 2006).

Хэрэв Эрдэнэтийн Овоо орд дахь хоёрдогч Cu-ийн сульфидтэй нийлсэн хүхэр нь анхдагч сульфид эрдсийг сульфатад уусгаж, /эсвэл түүнийг абиотик эсвэл биотик урвалаар ангижруулснаас гаралтай бол бүтээгдэхүүн нь изотопын найрлага дахь валентийн төлөвт S изотопын найрлагын өөрчлөлтийг өөрчилж харуулах ёстой ба анхдагч сульфидийн эрдсээс бага  $\delta^{34}\text{S}$  утгатай байна. Ялангуяа сульфат-ангижруулах бактери зэрэг бичил биетний оролцоо нь сульфат анижруулах процессын явцад S изотопын фракцжилтын түвшинг нэмэгдүүлдэг (e.g., Aharon and Fu, 2003; Brunner et al., 2005). Эрдэнэтийн Овоо ордод биологийн идэвхжил байгаа гиперген баяжилтын бүсэд Cu-ийн изотопын бага хэмжээний фракцжилтын нэг тайлбарыг санал болгов. Гэсэн хэдий ч хоёрдогч Cu-ийн сульфидийн эрдсийн  $\delta^{34}\text{S}$ -ээс бага утгаар шууд батлах нь дутагдалтай тул

хүхрийн исэлдэн ангижрах өөрчлөлт холбоотой эсэх нь тодорхойгүй байна. Хоёрдогч Cu-ийн эрдсүүдийн бага  $\delta^{34}\text{S}$  утгын өөр нэг тайлбар нь  $\delta^{34}\text{S}$ -ээс бага утга агуулсан гидротермаль уусмал дахь хүхрийн зүйлийн оролцооны хүхрээс үүсэлтэй байдаг. Дээр дурдсанчлан Эрдэнэтийн Овоо ордын хүдрийн дүүрэгт олон удаа магмын түрэлт, гидротермаль эрдэсжилтийн үйл явцууд болж байсан (Koval et al., 1982; Gavrilova et al., 1984; Gerel and Munkhtsengel, 2005). Хоёрдогч сульфидийн эрдсүүд нь анхдагч сульфидийн эрдсүүдийн ихэнх нь аль хэдийн үүссэний дараа үед үүссэн тул (Зураг 4) тул хоёрдогч сульфидийн эрдсийн үүсэлтэй холбоотой уусмал нь харилцан адилгүй S изотопын найрлагатай байх магадлалтай байж болно. Магмын ба гидротермал уусмалын  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утга нь өндөр температурын нөхцөлд изотопын фракцжилтын процессоос хамааран өөр өөр байж болох ба температур, даралт, хүхрийн зүйл ба магмын химийн найрлага гэх мэт хэд хэдэн үзүүлэлтээр тодорхойлогддог (e.g., O'Neil, 1986). Энэхүү хэлбэлзэл нь ордыг ашиглах явцад магм ба гидротермал уусмалын S изотопын найрлага өөрчлөгдөж, эцэст нь сульфидийн эрдсийн  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утга тэдгээрийн үүссэн хэсэгт нөлөөлнө гэсэн үг юм.





**Зураг 10.** Эрдэнэтийн Овоо ордын сульфидийн эрдсүүдийн  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утгуудын хистограм

**Ордын орчин ба ашигт малтмалын хайгуулын нөхцөл байдал**

Сүүлийн үеийн хэд хэдэн судалгаагаар Си-ийн эрдсүүдийн Си изотопын утгыг Си порфир систем дэх Си-ийн далд илрэл (Mathur et al., 2012, 2013; Wu et al., 2017b) ба их сульфидтай Си-ийн ордуудад (Mathur et al., 2012; Duan et al., 2016) ашиглахыг илүүд үзэж байна. Илүү хүнд Си-ээр баяжсан бүс байхгүй (Mathur et al., 2012; Duan et al., 2016) эсвэл  $\delta^{65}\text{Si}$ -ийн утга ба силикатын хувирлын бөөгнөрөл хоорондын хамаарал (Mathur et al., 2013; Wu et al., 2017b)-ийг Си-ийн эрдсүүдийн илрүүлээгүй баяжилтын бүсийн заагч болгон ашиглаж болно.

Үүслийн тохиолдол нь массын тэнцвэрт байдлын үүднээс гиперген баяжилтын бүсийн хөгжилтэй холбоотой байсан бол дараагийн жишээг гидротермаль системийн төв болох өндөр температурын эрдэсжилтийн процесст ашиглаж болно. Ялангуяа Дуан нар (2016) Тиегелонгнаний өндөр сульфидтай ордууд дахь Си-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Si}$  утгыг хэмжиж, дөрвөн өрмийн цооногийн зөвхөн хоёрт нь  $\delta^{65}\text{Si}$ -ийн утгын маш их хэлбэлзлийг тогтоосон. Тэд өрөмдлөгийн хоёр цооногт изотопын хувьд хөнгөн эсвэл хүнд бүс байхгүй тул Си-ийн порфирийн систем дэх илрээгүй эрдэсжсэн бүсийг мөрдөхөд

ашиглаж болно гэж тэд санал болгов. Энэхүү судалгаанд хэмжсэн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгууд нь зонхилон эерэг байдаг (Хүснэгт 2), энэ нь Cu-ээр баяжсан бүс бусад газарт байх дохио байж болно. Массын тэнцвэрийг харгалзан үзэхэд порфирын системд илүү изотопын хувьд хүнд, хөнгөн бүс байхгүй байх нь Cu-ээр баяжсан илрэл илрээгүй оршиж байгааг илтгэж болох юм (Mathur et al., 2012; Duan et al., 2016). Учир нь шүлтгүйжилтын оройн бүс аль хэдийн элэгдэж, энэ нь Эрдэнэтийн Овоо ордын ийм бүсийн Cu-ийн изотопын найрлагыг тодорхойлоход хэцүү байдаг. Тиймээс, хөнгөн Cu-ийн изотоп нь шүлтгүйжилтийн оройн бүсэд үлдсэн эсвэл зөөвөрлөгдөх ба далд эрдэсжсэн бүсийг үүсгэдэг эсэх нь тодорхойгүй байна.

Эрдэнэтийн Овоо Cu-Mo-ны порфир ордод ялимгүй Cu-ийн хөдөлгөөний шинж байгаа боловч судалгааны талбайд экзотик (гаднын) Cu-ийн орд үүсэх магадлал бага байгааг харуулж байна. Энэхүү судалгаанд Эрдэнэтийн Овоо ордод хэмжсэн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утгууд нь Cu-ийн изотопын ихээхэн өөрчлөлтийг (11.0% хүртэл) харуулж байгаа бөгөөд энэ нь ихэвчлэн Cu (II) ба Cu (I) эрдүүдийн хоорондох  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн зөрүүтэй холбоотой байдаг. Дээр дурдсанчлан тооцоолсон  $\Delta\text{Cu}$  (II) эрдэс-Cu (I) эрдсийн утгууд нь ихэвчлэн эерэг байдаг бөгөөд тэдгээрийн үүсэх явц Cu-ийн ач холбогдолгүй зөөвөрлөлтийг илэрхийлдэг. Нэмж дурдахад анхдагч ба хоёрдогч Cu-ийн эрдсүүдийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга харьцангуй бага зөрүүтэй байдаг нь массын тэнцвэрт байдлын хангалттай байдлыг илтгэнэ.  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн утгуудын аль аль нь хоёулаа их хэмжээний массыг илтгэж байгаа мэт боловч Эрдэнэтийн Овоо хүдрийн дүүрэгт гиперген орчинд

Cu богино зайд зөөвөрлөлт явагджээ. Өөрөөр хэлбэл, Cu-ийн ихэнх хэсэг нь бага температурын исэлдэн ангижрах явцад анхдагч ба хоёрдогч Cu-ийн эрдсүүдээс шилжсэн урвал явагдаж зэргэлдээ байршилд шилжсэн байна.

## ДҮГНЭЛТ

Эрдэнэтийн овоо Cu-Mo-ны порфир ордод гаралтай Cu-ийн сульфидийн эрдсийн  $\delta^{65}\text{Cu}$  утга нь Cu-ийн гарал үүслийн магмын эхүүсвэр, мөн хоёрдогч Cu-ийн сульфидийн эрдсүүд үүсэх явцад Cu-ийн изотопын ялгаралын бага зэргийн нөлөө нь массын их хэмжээний зөөвөрлөлт ба/эсвэл биологийн идэвхижилтийн үүсэл байдаг. Үүний эсрэгээр Cu (II) агуулсан эрдсүүдийн (хризоколла, малахит, азурит) утга нь  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн  $-1.01\%$ -ээс  $10\%$  хооронд их хэмжээний хэлбэлзлийг үзүүлдэг. Судалгааны талбайн  $\Delta\text{Cu}$  (II) эрдсүүд - Cu (I) эрдсүүдийн нь эерэг утга нь Cu-ийн бага хэмжээний зөөвөрлөлт явагдсаныг улмаар массын тэнцвэрийг хангасан хурдан исэлдэн ангижрах урвал нь Cu зөөвөрлөгдөхөд хангалттай цаг хугацаа зарцуулах боломжийг олгодоггүй болохыг харуулж байна. Анхдагч сульфидийн эрдсүүдийн  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утга нь  $0\%$ -ийн ойролцоо  $0.2\%$ -ээс  $1.3\%$  орчим нарийн бөөгнөрлийг үзүүлдэг бөгөөд  $-0.1\%$  дундаж утгатай тул хүхэр нь гол төлөв нэг магмын эх үүсвэрээс гаралтай гэсэн үг юм. Үүний эсрэгээр, хоёрдогч сульфидийн эрдсүүдийн  $\delta^{34}\text{S}$ -ийн утга нь харьцангуй бага  $-3.2\%$ -ээс  $-0.3\%$ -ийн хооронд, дундажаар  $-1.3\%$  байгаа нь өөр өөр S-ийн изотопын найрлагатай, хүхрийн зүйлүүдийн оролт, эсвэл S-ийн изотопын фракцжилтийн процессын аль алины нь үр дүн гэж үздэг.

Анхдагч ба хоёрдогч Си-ийн сульфидийн эрдсүүд болон  $\Delta\text{Cu}$  (II) эрдэс-Си (I) эрдсийн эерэг утгуудын хоорондох  $\delta^{65}\text{Cu}$ -ийн бага ялгаа нь судалгааны бүсэд талбайд бага хэмжээний Си-ийн зөөвөрлөлт байсны шинж тэмдгийг харуулж байна. Энэ нь эргээд Эрдэнэтийн Овоо Си-Моны порфир ордод экзотик Си үүсэх боломж бага байгааг харуулж байна.

### Ашиг сонирхлын мэдүүлэг

Байхгүй

### ТАЛАРХАЛ

Энэхүү судалгааг NRF-2014R1A1A2055049, NRF-2014K1A3A1A08045036 төслүүд дэмжсэн болно. БНСУ-ын Сөүлийн Үндэсний Их Сургуулийн Дэлхий Ба Байгаль Орчны Шинжлэх Ухааны Сургуулийн "BK21" хөтөлбөрт талархал илэрхийлье. Солонгосын Суурь Шинжлэх Ухааны Хүрээлэнгийн Си-ийн изотопын судалгааны доктор Жонг-Сик Рю-т зохиогчдийн зүгээс талархал илэрхийлье.

### АШИГЛАСАН БҮТЭЭЛИЙН ЖАГСААЛТ

Aharon, P., Fu, B., 2003. Sulfur and oxygen isotopes of coeval sulfate-sulfide in pore fluids of cold seep sediments with sharp redox gradients. *Chem. Geol.* 195 (1), 201–218.

Asadi, S., Mathur, R., Moore, F., Zarasvandi, A., 2015. Copper isotope fractionation in the Meiduk porphyry copper deposit, Northwest of Kerman Cenozoic magmatic arc, Iran. *Terra Nova* 27 (1), 36–41.

Asael, D., Matthews, A., Bar-Matthews,

M., Halicz, L., 2007. Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization (Timna Valley, Israel). *Chem. Geol.* 243 (3–4), 238–254.

Asael, D., Matthews, A., Bar-Matthews, M., Harlavan, Y., Segal, I., 2012. Tracking redox controls and sources of sedimentary mineralization using copper and lead isotopes. *Chem. Geol.* 310, 23–35.

Asael, D., Matthews, A., Oszczepalski, S., Bar-Matthews, M., Halicz, L., 2009. Fluid speciation controls of low temperature copper isotope fractionation applied to the Kupferschiefer and Timna ore deposits. *Chem. Geol.* 262 (3–4), 147–158.

Baggio, S.B., Hartmann, L.A., Lazarov, M., Massonne, H.-J., Opitz, J., Theye, T., Viehhaus, T., 2018. Origin of native copper in the Parana volcanic province, Brazil, integrating Cu stable isotopes in a multi-analytical approach. *Miner. Deposita* 53 (3), 417–434.

Balci, N., Shanks III, W.C., Mayer, B., Mandernack, K.W., 2007. Oxygen and sulfur isotope systematics of sulfate produced by bacterial and abiotic oxidation of pyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71 (15), 3796–3811.

Beard, B.L., Johnson, C.M., Albarede, F., 2004. *Geochemistry of Non-traditional Stable Isotopes*. Mineralogical Society of Amer.

Berkenbosch, H., de Ronde, C., Paul, B., Gemmel, J., 2015. Characteristics of Cu isotopes from chalcopyrite-rich black smoker chimneys at Brothers volcano, Kermadec arc, and Niutahi volcano, Lau basin. *Mineral. Deposita* 50 (7), 811–824.

- Berzina, A., Sotnikov, V., 2007. Character of formation of the Erdenet-Ovoo porphyry Cu- Mo magmatic center (northern Mongolia) in the zone of influence of a Permo-Triassic plume. *Russ. Geol. Geophys.* 48 (2), 141–156.
- Berzina, A., Sotnikov, V., Ponomarchuk, V., Berzina, A., Kiseleva, V., 1999. Temporal periods of formation of Cu-Mo porphyry deposits, Siberia and Mongolia. *Mineral deposits: Processes to processing: Rotterdam, Balkema*, pp. 321–324.
- Braxton, D., Mathur, R., 2011. Exploration applications of copper isotopes in the super- gene environment: a case study of the Bayugo porphyry copper-gold Deposit, southern Philippines. *Econ. Geol.* 106 (8), 1447–1463.
- Brunner, B., Bernasconi, S.M., Kleikemper, J., Schroth, M.H., 2005. A model for oxygen and sulfur isotope fractionation in sulfate during bacterial sulfate reduction processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69 (20), 4773–4785.
- Chóvez, W., 2000. Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *SEG Newslett. Soc. Econ. Geol.* 41, 10–21.
- de Laeter, J.R., Buhlke, J.K., De Bièvre, P., Hidaka, H., Peiser, H., Rosman, K., Taylor, P., 2003. Atomic weights of the elements. Review 2000 (IUPAC Technical Report). *Pure Appl. Chem.* 75 (6), 683–800.
- Dejidmaa, G., Naito, K., 1998. Previous studies on the Erdenetiin ovoo porphyry copper- molybdenum deposit, Mongolia. *Bull. Geol. Surv. Jpn.* 49 (6), 299–308.
- Dekov, V.M., Rouxel, O., Asael, D., Helenius, U., Munnik, F., 2013. Native Cu from the oceanic crust: isotopic insights into native metal origin. *Chem. Geol.* 359, 136–149.
- Duan, J., Tang, J., Li, Y., Liu, S.-A., Wang, Q., Yang, C., Wang, Y., 2016. Copper isotopic signature of the Tiegelongnan high-sulfidation copper deposit, Tibet: implications for its origin and mineral exploration. *Miner. Deposita* 51 (5), 591–602.
- Ehrlich, S., Butler, I., Halicz, L., Rickard, D., Oldroyd, A., Matthews, A., 2004. Experimental study of the copper isotope fractionation between aqueous Cu (II) and covellite, CuS. *Chem. Geol.* 209 (3–4), 259–269.
- Fernandez, A., Borrok, D.M., 2009. Fractionation of Cu, Fe, and Zn isotopes during the oxidative weathering of sulfide-rich rocks. *Chem. Geol.* 264 (1–4), 1–12.
- Gavrilova, S., Maksimyyuk, I., Orolmaa, D., 1984. Features of magmatism and composition of ore of the copper-molybdenum deposit at Erdenetiin Ovoo [G]. *Endogenic Ore Formations Mongolia. Nauka* 101–105.
- Gavrilova, S., Maksimyyuk, I., Orolmaa, D., 1990. Stages of formation of the Erdenet molybdenum-copper porphyry deposit (Mongolia). *Geol. Rudnych Mestorozhdenii* 6, 3–17.
- Gerel, O., 1998. Phanerozoic felsic magmatism and related mineralization in Mongolia. *Bull. Geol. Surv. Jpn.* 49 (6), 239–248.
- Gerel, O., Dandar, S., Amar-Amgalan, S., Javkhlanbold, D., Myagamarsuren, S., Myagamarsuren, S., Munkhtsengel, B., Soyolmaa, B., 2005. Geochemistry of granitoids and altered rocks of the Erdenet porphyry copper-molybdenum deposit, central

- Mongolia. In: Paper presented at the Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge.
- Gerel, O., Munkhtsengel, B., 2005. Erdenetiin Ovoo porphyry copper-molybdenum deposit in northern Mongolia. In: *Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with a Special Emphasis on Copper and Gold Deposits*. CERCAMS, Natural History Museum, London, pp. 85–103.
- Graham, S., Pearson, N., Jackson, S., Griffin, W., O'reilly, S., 2004. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu–Au deposit. *Chem. Geol.* 207 (3–4), 147–169.
- Haest, M., Muchez, P., Petit, J.C., Vanhaecke, F., 2009. Cu isotope ratio variations in the Dikulushi Cu–Ag deposit, DRC: of primary origin or induced by supergene reworking? *Econ. Geol.* 104 (7), 1055–1064.
- Heidel, C., Tichomirowa, M., Junghans, M., 2013. Oxygen and sulfur isotope investigations of the oxidation of sulfide mixtures containing pyrite, galena, and sphalerite. *Chem. Geol.* 342, 29–43.
- Huang, J., Liu, S.-A., Wurner, G., Yu, H., Xiao, Y., 2016. Copper isotope behavior during extreme magma differentiation and degassing: a case study on Laacher See phonolite tephra (East Eifel, Germany). *Contrib. Miner. Petrol.* 171 (8–9), 76.
- Ikehata, K., Hirata, T., 2012. Copper isotope characteristics of copper-rich minerals from the Horoman peridotite complex, Hokkaido, northern Japan. *Econ. Geol.* 107 (7), 1489–1497.
- Ikehata, K., Notsu, K., Hirata, T., 2011. Copper isotope characteristics of copper-rich minerals from Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposits, Japan, determined using a femtosecond LA-MC-ICP-MS. *Econ. Geol.* 106 (2), 307–316.
- Jargalsaihan, D., 1996. Mineral resources of Mongolia. In: Jargalsaihan, D., Кбзмйр, М., Baras, Z., Sanjaadorj, D. (Eds.), *Guide to the Geology and Mineral Resources of Mongolia: Ulaanbaatar, Mongolia*. Geological Exploration, Consulting and Services, pp. 111–221.
- Jiang, S., Woodhead, J., Yu, J., Pan, J., Liao, Q., Wu, N., 2002. A reconnaissance of Cu isotopic compositions of hydrothermal vein-type copper deposit Jinman, Yunnan, China. *Chin. Sci. Bull.* 47 (3), 249–251.
- Kavalieris, I., Khashgerel, B.-E., Morgan, L.E., Undrakhtamir, A., Borohul, A., 2017. Characteristics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Erdenet Cu–Mo deposit, Mongolia. *Econ. Geol.* 112 (5), 1033–1053.
- Khashgerel, B.-E., Rye, R.O., Hedenquist, J.W., Kavalieris, I., 2006. Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au system, South Gobi, Mongolia. *Econ. Geol.* 101 (3), 503–522.
- Khasin, R., Marinov, N., Khurtz, C., Yakimov, L., 1977. The copper-molybdenum deposit at Erdenetiin Ovoo in northern Mongolia. *Geol. Ore Deposits* 6, 3–15.
- Kimball, B.E., Mathur, R., Dohnalkova, A., Wall, A., Runkel, R., Brantley, S.L., 2009. Copper isotope fractionation in acid mine drainage. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73 (5), 1247–1263.
- Koval, P., Gerel, O., Smirnov, V., 1982.

- Association of porphyritic intrusions in the Erdenet area. In: Paper presented at the Problems of Geology and Mineral Resources of Central and Eastern Mongolia. Thesis of IV Kherlen Expedition Symposium. Ulaanbaatar.
- Krouse, H.R., Mayer, B., 2000. Sulphur and oxygen isotopes in sulphate. In: Environmental Tracers in Subsurface Hydrology. Springer, pp. 195–231.
- Lamb, M.A., Cox, D., 1998. New 40 Ar/39 Ar age data and implications for porphyry copper deposits of Mongolia. *Econ. Geol.* 93 (4), 524–529.
- Larson, P.B., Maher, K., Ramos, F.C., Chang, Z., Gaspar, M., Meinert, L.D., 2003. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments. *Chem. Geol.* 201 (3–4), 337–350.
- Li, W., Jackson, S.E., Pearson, N.J., Alard, O., Chappell, B.W., 2009. The Cu isotopic signature of granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Chem. Geol.* 258 (1–2), 38–49.
- Li, W., Jackson, S.E., Pearson, N.J., Graham, S., 2010. Copper isotopic zonation in the Northparkes porphyry Cu–Au deposit, SE Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74 (14), 4078–4096.
- Liu, S.-A., Huang, J., Liu, J., Wurner, G., Yang, W., Tang, Y.-J., Chen, Y., Tang, L., Zheng, J., Li, S., 2015. Copper isotopic composition of the silicate Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 427, 95–103.
- Luck, J., Othman, D.B., Barrat, J., Albaride, F., 2003. Coupled 63Cu and 16O excesses in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67 (1), 143–151.
- Luczaj, J., Huang, H., 2018. Copper and sulfur isotope ratios in Paleozoic-hosted Mississippi Valley-type mineralization in Wisconsin, USA. *Appl. Geochem.* 89, 173–179.
- Maher, K.C., Jackson, S., Mountain, B., 2011. Experimental evaluation of the fluid– mineral fractionation of Cu isotopes at 250° C and 300° C. *Chem. Geol.* 286 (3–4), 229–239.
- Maher, K.C., Larson, P.B., 2007. Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocchohuayco and Tintay, Peru. *Econ. Geol.* 102 (2), 225–237.
- Malitch, K.N., Latypov, R.M., Badanina, I.Y., Sluzhenikin, S.F., 2014. Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes. *Lithos* 204, 172–187.
- Марйчал, С., Sheppard, S., 2002. Isotopic fractionation of Cu and Zn between chloride and nitrate solutions and malachite or smithsonite at 30 degrees and 50 degrees C. In: Paper presented at the *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Марйчал, С.Н., Тйлук, Р., Албариде, Ф., 1999. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry. *Chem. Geol.* 156 (1), 251–273.
- Markl, G., Lahaye, Y., Schwinn, G., 2006. Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70 (16), 4215–4228.
- Mason, T.F., Weiss, D.J., Chapman, J.B., Wilkinson, J.J., Tessalina, S.G., Spiro, B., Horstwood, M.S., Spratt, J., Coles, B.J., 2005. Zn and Cu isotopic

- variability in the Alexandrinka volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) ore deposit, Urals, Russia. *Chem. Geol.* 221 (3–4), 170–187.
- Mathur, R., Dendas, M., Titley, S., Phillips, A., 2010. Patterns in the copper isotope composition of minerals in porphyry copper deposits in southwestern United States. *Econ. Geol.* 105 (8), 1457–1467.
- Mathur, R., Falck, H., Belogub, E., Milton, J., Wilson, M., Rose, A., Powell, W., 2018. Origins of chalcocite defined by copper isotope values. *Geofluids* 2018.
- Mathur, R., Munk, L., Nguyen, M., Gregory, M., Annell, H., Lang, J., 2013. Modern and paleofluid pathways revealed by Cu isotope compositions in surface waters and ores of the Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska. *Econ. Geol.* 108 (3), 529–541.
- Mathur, R., Ruiz, J., Casselman, M.J., Megaw, P., van Egmond, R., 2012. Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Cacariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru. *Mineral. Deposita* 47 (7), 755–762.
- Mathur, R., Ruiz, J., Titley, S., Liermann, L., Buss, H., Brantley, S., 2005. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69 (22), 5233–5246.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., MaksaeV, V., Vervoort, J., Hart, G., 2009. Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits. *J. Geochem. Explor.* 102 (1), 1–6.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Einali, M., Dendas, M., Alirezaei, S., 2010. A comparative copper isotope study of porphyry copper deposits in Iran. *Geochem. Explor. Environ. Anal.* 10 (4), 413–418.
- Moeller, K., Schoenberg, R., Pedersen, R.B., Weiss, D., Dong, S., 2012. Calibration of the new certified reference materials ERM-AE633 and ERM-AE647 for copper and IRMM-3702 for zinc isotope amount ratio determinations. *Geostand. Geoanal. Res.* 36 (2), 177–199.
- Molnár, F., Mánttari, I., O'Brien, H., Lahaye, Y., Pakkanen, L., Johanson, B., Карыaho, A., Sorjonen-Ward, P., Whitehouse, M., Sakellaris, G., 2016. Boron, sulphur and copper isotope systematics in the orogenic gold deposits of the Archaean Hattu schist belt, eastern Finland. *Ore Geol. Rev.* 77, 133–162.
- Moynier, F., Vance, D., Fujii, T., Savage, P., 2017. The isotope geochemistry of zinc and copper. *Rev. Mineral. Geochem.* 82 (1), 543–600.
- O'Neil, J.R., 1986. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. *Rev. Mineral.* 16, 1–40.
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.* 67 (5), 551–578.
- Ohmoto, H., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, pp. 509–567.
- Palacios, C., Rouxel, O., Reich, M., Cameron, E.M., Leybourne, M.I., 2011. Pleistocene recycling of copper at a porphyry system, Atacama Desert, Chile: Cu isotope evidence. *Miner. Deposita* 46 (1), 1–7.

- Ripley, E.M., Dong, S., Li, C., Wasylenki, L.E., 2015. Cu isotope variations between conduit and sheet-style Ni–Cu–PGE sulfide mineralization in the Midcontinent Rift System, North America. *Chem. Geol.* 414, 59–68.
- Ripley, E.M., Li, C., 2003. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits. *Econ. Geol.* 98 (3), 635–641.
- Rouxel, O., Fouquet, Y., Ludden, J.N., 2004. Copper isotope systematics of the Lucky Strike, Rainbow, and Logatchev sea-floor hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge. *Econ. Geol.* 99 (3), 585–600.
- Rye, R.O., 1993. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment; the stable isotope perspective. *Econ. Geol.* 88 (3), 733–752.
- Rye, R.O., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chem. Geol.* 215 (1–4), 5–36.
- Savage, P.S., Moynier, F., Chen, H., Shofner, G., Siebert, J., Badro, J., Puchtel, I., 2015. Copper isotope evidence for large-scale sulphide fractionation during Earth’s differentiation. *Geochem. Perspect. Lett.*
- Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Rev. Mineral. Geochem.* 61 (1), 633–677.
- Seal, R.R., Alpers, C.N., Rye, R.O., 2000. Stable isotope systematics of sulfate minerals. *Rev. Mineral. Geochem.* 40 (1), 541–602.
- Seo, J.H., Lee, S.K., Lee, I., 2007. Quantum chemical calculations of equilibrium copper (I) isotope fractionations in ore-forming fluids. *Chem. Geol.* 243 (3–4), 225–237.
- Sherman, D.M., 2013. Equilibrium isotopic fractionation of copper during oxidation/reduction, aqueous complexation and ore-forming processes: predictions from hybrid density functional theory. *Geochim. Cosmochim. Acta* 118, 85–97.
- Shields, W., Goldich, S., Garner, E., Murphy, T., 1965. Natural variations in the abundance ratio and the atomic weight of copper. *J. Geophys. Res.* 70 (2), 479–491.
- Singer, D., Berger, V., Moring, B., 2008. *Porphyry Copper Deposits of the World: Database and Grade and Tonnage*. US department of the Interior, US Geological Survey.
- Sotnikov, V., Ponomarchuk, V., Berzina, A., Travin, A., 1995. Geochronological borders of magmatism of Cu-Mo-porphyry Erdenetuin-Obo deposit (Mongolia). *Geol. Geofiz.* 36 (3), 78–89.
- Strebel, O., Buttcher, J., Fritz, P., 1990. Use of isotope fractionation of sulfate-sulfur and sulfate-oxygen to assess bacterial desulfurication in a sandy aquifer. *J. Hydrol.* 121 (1–4), 155–172.
- Styrup, S., Hansen, H.R., Gammelgaard, B., 2008. Application of enriched stable isotopes as tracers in biological systems: a critical review. *Anal. Bioanal. Chem.* 390 (2), 541–554.
- Taylor, B., 1987. Stable isotope geochemistry of oreforming fluids. *Short course in stable isotope geochemistry of low temperature fluids*, pp. 337–445.
- Walker, E.C., Cuttitta, F., Senftle, F.E., 1958. Some natural variations in



- the relative abundance of copper isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 15 (3), 183–194.
- Wall, A., Heaney, P., Mathur, R., Post, J., 2007. Insights into copper isotope fractionation during the oxidative phase transition of chalcocite, using time-resolved synchrotron X-ray diffraction. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71 (15), A1081.
- Wall, A.J., Mathur, R., Post, J.E., Heaney, P.J., 2011. Cu isotope fractionation during bornite dissolution: an in situ X-ray diffraction analysis. *Ore Geol. Rev.* 42 (1), 62–70.
- Wang, C., Bagas, L., Chen, J., Yang, L., Zhang, D., Du, B., Shi, K., 2018. The genesis of the Liancheng Cu–Mo deposit in the Lanping Basin of SW China: constraints from geology, fluid inclusions, and Cu–S–H–O isotopes. *Ore Geol. Rev.* 92, 113–128.
- Wang, P., Dong, G., Santosh, M., Liu, K., Li, X., 2017. Copper isotopes trace the evolution of skarn ores: a case study from the Hongshan-Hongniu Cu deposit, southwest China. *Ore Geol. Rev.* 88, 822–831.
- Watanabe, Y., Stein, H.J., 2000. Re–Os ages for the Erdenet and Tsagaan Suvarga porphyry Cu–Mo deposits, Mongolia, and tectonic implications. *Econ. Geol.* 95 (7), 1537–1542.
- Weiss, D.J., Rehkemper, M., Schoenberg, R., McLaughlin, M., Kirby, J., Campbell, P.G., Arnold, T., Chapman, J., Peel, K., Gioia, Simone, 2008. Application of nontraditional stable-isotope systems to the study of sources and fate of metals in the environment. ACS Publications.
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., Harper, B.J., Deyell, C.L., 2007. Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implications for the genesis of alkalic porphyry gold–copper deposits. *Miner. Deposita* 42 (5), 465–487.
- Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W., Krüner, A., Badarch, G., 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc.* 164 (1), 31–47.
- Wu, L.-Y., Hu, R.-Z., Li, X.-F., Liu, S.-A., Tang, Y.-W., Tang, Y.-Y., 2017a. Copper isotopic compositions of the Zijinshan high-sulfidation epithermal Cu–Au deposit, South China: implications for deposit origin. *Ore Geol. Rev.* 83, 191–199.
- Wu, S., Zheng, Y.Y., Wang, D., Chang, H.F., Tan, M., 2017b. Variation of copper isotopes in chalcopyrite from Dabu porphyry Cu–Mo deposit in Tibet and implications for mineral exploration. *Ore Geol. Rev.* 90, 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.10.001>.
- Yakubchuk, A., Degtyarev, K., Maslennikov, V., Wurst, A., Stekhin, A., Lobanov, K., 2012. Tectonomagmatic settings, architecture, and metallogeny of the Central Asian copper province. *Soc. Econ. Geol., Inc. Spec. Publ.* 16, 403–432.
- Yao, J., Mathur, R., Sun, W., Song, W., Chen, H., Mutti, L., Xiang, X., Luo, X., 2016. Fractionation of Cu and Mo isotopes caused by vapor-liquid partitioning, evidence from the Dahutang W–Cu–Mo ore field. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17 (5), 1725–1739.
- Zhao, Y., Xue, C., Liu, S.-A., Symons, D.T., Zhao, X., Yang, Y., Ke, J., 2017. Copper isotope fractionation during

- sulfide-magma differentiation in the Tulaergen magmatic Ni–Cu deposit, NW China. *Lithos* 286, 206–215.
- Zhu, X., Guo, Y., Williams, R., Onions, R., Matthews, A., Belshaw, N., Canters, G., De Waal, E., Weser, U., Burgess, B., 2002. Mass fractionation processes of transition metal isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 200 (1–2), 47–62.
- Zhu, X., O’nions, R., Guo, Y., Belshaw, N., Rickard, D., 2000. Determination of natural Cu- isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geo- chemical tracers. *Chem. Geol.* 163 (1–4), 139–149