



Por: **Jorge Acosta Ale¹** y **Thierry Sempere²**

¹INGEMMET (jacosta@ingemmet.gob.pe)

²Consultor (thierrysempere@icloud.com)

EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y METALOGÉNESIS DEL PERÚ

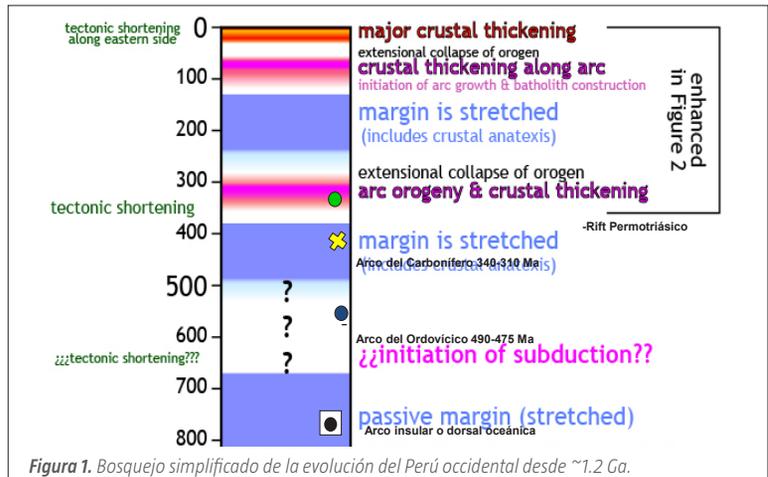
Para hacer que la exploración minera sea más eficiente en el Perú, es importante interconectar su historia geológica con los conocimientos de la metalogénesis. En este trabajo emprendemos una síntesis preliminar de la evolución geológica y tectónica que se puede reconstruir actualmente en base a las investigaciones en curso, junto con el análisis de datos metalogenéticos disponibles a la fecha. Se hace énfasis en el magmatismo dado que la gran mayoría de los depósitos minerales se relacionan con fenómenos magmáticos ocurridos en un arco de subducción.

2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

Desde el inicio del siglo XXI, el registro geológico disponible para el Perú ha progresado en forma marcada, en particular gracias a la multiplicación de dataciones U-Pb en zircón. Sin embargo, este registro se encuentra menos claro y detallado a medida que uno se hunde en el pasado remoto (Paleozoico inferior y Proterozoico).

2.1 Proterozoico

Un hito importante en la evolución proterozoica fue lo que se interpreta como colisiones ocurridas entre los bloques continentales llamados Laurentia, Amazonía, y Arequipa-Antofalla (que habría sido parte del bloque Kalahari) entre ~1.2 y ~1.0 Ga (Loewy et al., 2003; Fig. 1). Dado que por lo menos Laurentia se encontró luego en otra posición, esta amalgamación habría sido seguida por una separación continental, iniciada por algún rifting; sin embargo, no se han obtenido todavía datos que comprueben claramente este escenario para este intervalo de tiempo.



Bajo este punto de vista se propuso que el margen peruano evolucionó como margen pasivo de ~850 Ma hasta ~650 Ma, fecha en la cual se habría vuelto activo por iniciarse el fenómeno de subducción (Chew et al., 2008). Sin embargo, esta interpretación está basada solo en un histograma de zircones detríticos y necesita ser confirmada por datos más numerosos y diversos.

2.2 Paleozoico

Entre ~480 y ~440 Ma (Ordovícico), el Perú occidental parece haber sido afectado por fenómenos tectónicos y magmáticos, cuyas características geoquímicas sugieren la existencia de un arco (Mukasa & Henry, 1990; Bahlburg et al., 2006; Reitsma, 2012). Sin embargo, las características generales de los plutones ordovícicos son bastante diferentes de los típicos plutones de arco mesozoicos (Mukasa & Henry, 1990; Mamani et al., 2013). Observaciones y datos diversos sugieren que este período fue dominado por un fuerte estiramiento cortical (Fig. 1).

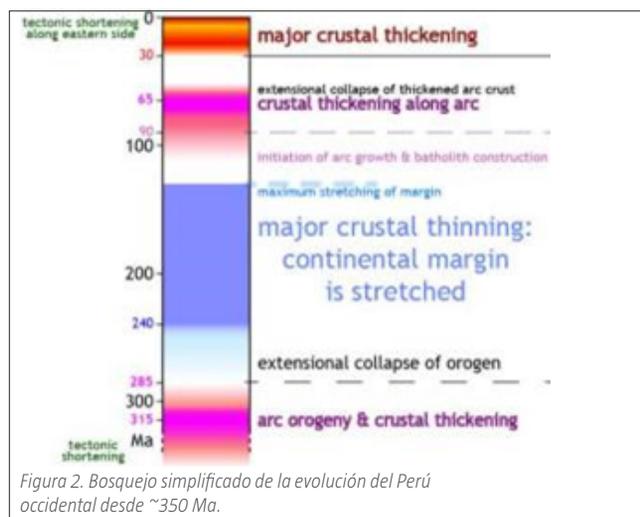
Un magmatismo indudablemente de arco estuvo activo durante el Carbonífero (Mišković et al., 2009), después de un período caracterizado por deformación compresional de estratos devónicos y más viejos (Mégard, 1978). Este voluminoso magmatismo carbonífero se desarrolló en forma creciente a partir de ~350 Ma (Misisipiano inferior) para aparentemente culminar por ~310 Ma (Pensilvaniano superior) y terminarse por ~285 Ma (Pérmico inferior) (Mišković et al., 2009). Dado el registro estratigráfico coetáneo (grupos Ambo y Tarma), es muy probable que esta intensa actividad magmática carbonífera resultó en una considerable orogenia de arco a lo largo de la Cordillera Oriental del Perú (que antaño se denominaba "fase eohercínica"). Esta orogenia de arco (Fig. 2)

causó en profundidad un metamorfismo importante, llegando a migmatitas, representado por gran parte de lo que se ha mapeado como “Complejo Marañón” (Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009; Mišković et al., 2009).

Siguiendo un proceso clásico, la corteza sobre-engrosada del orógeno carbonífero terminó por colapsar extensionalmente durante el Pérmico y Triásico inferior (Mišković et al., 2009) (Fig. 2).

2.3 Mesozoico y Cenozoico

La evolución mesozoica se inició por un fuerte estiramiento de la corteza a partir de ~240 Ma (Triásico medio), continuando hasta el Cretácico inferior, con marcada migración del sistema arco-cuencas hacia el oeste. Esta migración se detuvo alrededor de ~130 Ma, para luego reanudarse en dirección al este. El magmatismo de arco se incrementó primero en ~110 Ma y más nítidamente en ~90 Ma, y a partir de ~75 Ma sufrió una verdadera “llamarada” (flare-up) que resultó en un sustancial engrosamiento magmático de la corteza, lo cual causó deformaciones en los flancos del arco (Noury et al., 2014). Siguiendo el proceso clásico, la corteza sobre-engrosada del arco sufrió a partir de ~60 Ma un colapso gravitacional que prosiguió durante el Paleogeno inferior (Fig. 2), produciendo otras deformaciones de varios tipos.



La migración del arco hacia el noreste prosiguió en forma mucho más marcada en el sur del país a partir de ~50 Ma (Fig 5); ahí la actividad del arco construyó el Batolito Andahuaylas-Yauri hasta ~30 Ma (Fig. 6), para luego migrar otra vez hacia el suroeste (Fig. 8) hasta hoy (Mamani et al., 2010). En el Perú central y del norte, las migraciones cenozoicas del arco fueron menos marcadas y quedan por investigar.

En el sur, la actividad magmática se incrementó drásticamente a partir de ~30 Ma, con una aceleración a partir de ~5 Ma, resultando en un engrosamiento descomunal de la corteza sur-peruana. Este fenómeno generó un sobre-engrosamiento de la corteza inferior dúctil, lo que provocó que ésta se pusiera a fluir por *channel flow* en dirección al norte, llegando a engrosar

a su vez la corteza del Perú central y norte en forma progresiva (Picard et al., 2008), y generando axialmente y lateralmente una variedad de fenómenos tectónicos, incluyendo en particular la propagación de estructuras compresionales en el piedemonte amazónico.

3. ÉPOCAS METALOGENÉTICAS

La edad de mineralización más antigua que se conoce es del Proterozoico y data 677+/-59 Ma en cromita y gabro con Sm-Nd (Tassinari et al., 2010) y corresponde al depósito de cromo en Tapo, alojado en rocas ultrabásicas de la Cordillera Oriental del centro del Perú. Sin embargo, es probable que otros depósitos correspondan a esta época metalogénica como Tarpuy (Fe alojado en el Complejo Basal de la Costa) y Huancapayac (depósitos de Cu-Ni en secuencias del Complejo Marañón).

3.1 Paleozoico

Durante el Paleozoico inferior, en la Cordillera Oriental se formaron depósitos de oro con geometrías vetiformes, lentes y cuerpos, alojados en pizarras y esquistos, probablemente relacionados con los eventos magmáticos del Ordovícico y del Siluro-Devónico (Santo Domingo, Untuca, La Rinconada). Durante el Carbonífero se formaron los depósitos orogénicos de Au-Pb-Zn-Cu de los distritos mineros de Pataz, Parcoy y Buldibuyo, asociados a un magmatismo calcoalcalino de 329-a 347 Ma perteneciente al Batolito de Pataz (Haeberlin Y., 2004). En el Pérmico, se formaron yacimientos de tipo pórfido-skarn de Cu-Mo-Zn en la Cordillera Oriental, como Cobriza, relacionado con un granito de dos micas del Batolito de Villa Azul de 253 ± 11 Ma (Noble et al., 1995).

3.2 Mesozoico

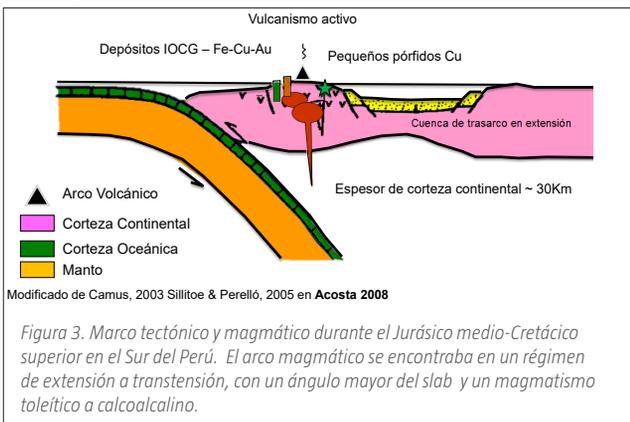
La depositación de las calizas de la Formación Chambará del Grupo Pucará en el Triásico, sirvió como rocas hospedantes para la mineralización tipo Mississippi Valley.

En el sur del Perú, se formaron yacimientos tipo pórfido Cu-Mo como Tía María, y depósitos de Fe-Cu-Au como Marcona y Mina Justa relacionados con el magmatismo del Jurásico medio-superior de ~165-160 Ma (Clark et al 1990).

En el Cretácico inferior en el norte del Perú, se formaron los sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au en un ambiente marino con magmatismo toleítico como Tambo Grande a 104 Ma (Winter, 2008). Los depósitos de Cu-Fe-Au aparecen en la costa norte y centro asociados con el magmatismo de la Cuenca Casma (~112 y 100 Ma) como Raul Condestable, Hierro Acarí, Eliana y Monterrosas. En el sur se relacionan con intrusivos de ~145 y ~110 y 95 Ma (Clark et al 1990).

En el sur del Perú, el Cretácico superior es relativa importancia, ya que aparecen pequeños pórfidos de cobre Cu-Mo relacionados con el Batolito de la Costa como Zafranal, Aguas Verdes, Lara, Puquio, Puca Corral, entre otros.

En el sur del Perú, los sistemas de fallas Nazca-Ocoña, Cincha-LLuta-Ilo, Ica-Islay-Ilo e Incapuquio controlaron la sedimentación, magmatismo y formación de yacimientos tipo IOCG, pórfidos de Cu-Mo y depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados al Batolito de la Costa durante 3 épocas metalogenéticas entre el Jurásico medio y el Cretácico superior (Acosta et al., 2008). El origen de los depósitos IOCG y pequeños pórfidos de Cu-Mo coincide cuando existía una corteza extendida y caliente. El origen de estos yacimientos se llevó a cabo dentro de regímenes tectónicos de extensión y transtensión bajo un magmatismo de composición basáltica-intermedia durante el Mesozoico medio – tardío, como se puede ver en la Fig.3 (Sillitoe, 2003; Sillitoe & Perelló, 2005).



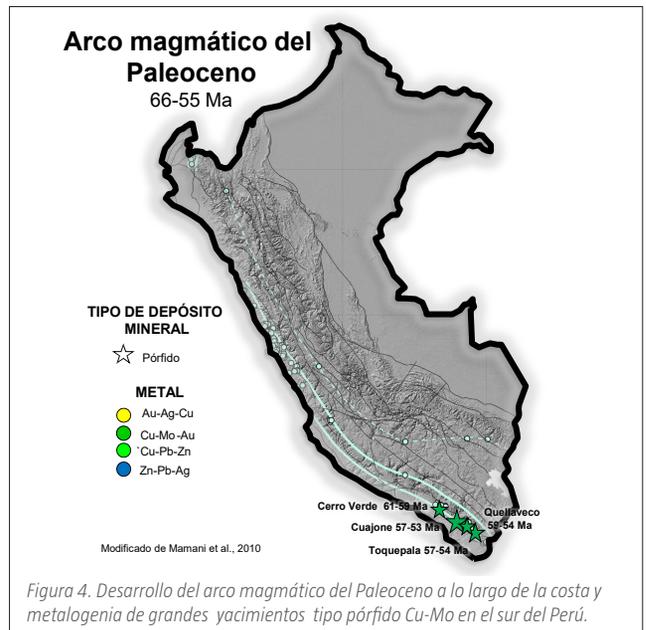
Durante el Cretácico Superior-Paleoceno en la costa centro y norte del Perú se formaron depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu alojados en niveles volcánicos calcoalcalinos como: Cerro Lindo, Palma, Leonila Graciela, Aurora Augusta y María Teresa con edades de mineralización entre 70 y 63 Ma (Injoque, 2002). También se formaron depósitos epitermales de Au-Ag en la cuenca Lancones como Bolsa del Diablo, Alvarado, Servilleta, Pilaes, Suyo, etc.

3.3 Cenozoico

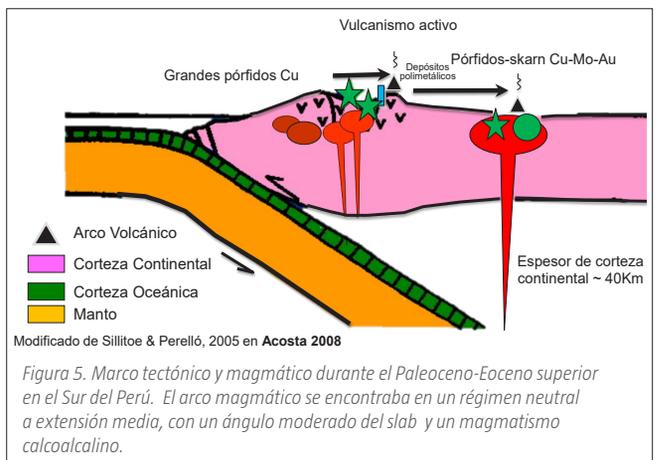
El Paleoceno-Eoceno fue una época muy importante y prolífica para formación de grandes pórfidos Cu-Mo en el sur del Perú como Cuajone, Toquepala, Cerro Verde y Quellaveco entre 61 y 53 Ma. Desde el Jurásico medio hasta el Paleoceno el arco magmático había migrado desde la costa hacia el Flanco Pacífico de la Cordillera de los Andes (Fig. 4), el marco tectónico cambió a uno neutral o de extensión media (Fig. 5) y el magmatismo fue calcoalcalino (Mamani, 2010; Clark et al.,1990; Quang, 2005; Zweng & Clark, 1995). En el Eoceno se emplazaron los últimos intrusivos del Batolito de la Costa que estaban conformados por tonalitas y granodioritas que alojan mineralización mesotermal de Au-Cu-Pb-Zn en Ancash, Huancavelica y Ayacucho.

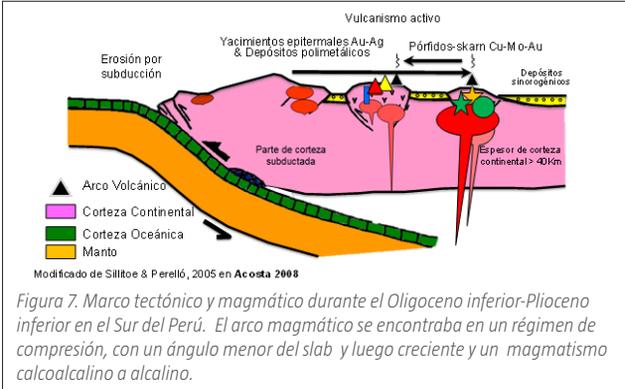
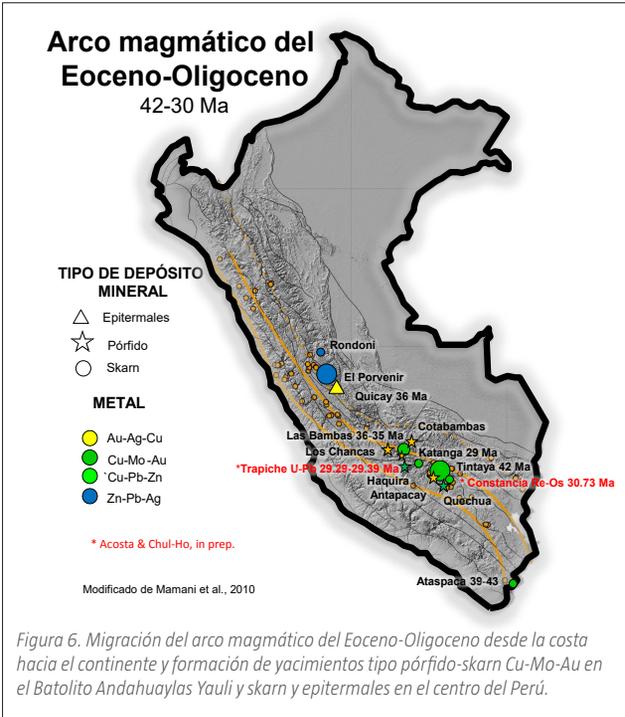
La formación de grandes pórfidos de Cu-Mo y ocurrencias polimetálicas durante el Paleoceno-Eoceno estuvo controlada por el sistema de fallas Incapuquio. Sin embargo, a pesar de que

el control estructural fue decisivo para la ubicación y geometría de los pórfidos de esta edad, no fue un factor determinante para su origen. En su lugar, se considera que el extremo acortamiento y engrosamiento cortical, iniciado desde hace 100 a 120 Ma (Clark et al., 1990 en Acosta 2008), y provisto por estos sistemas de fallas regionales con el consecuente levantamiento y exhumación (Maksaev & Zentilli, 1988, 1999; Maksaev, 1990; Skewes & Holmgren, 1993; Skewes & Stern, 1994; Perelló et al., 1996; Kurtz et al., 1997; Kay & Mpodozis, 2001. En Sillitoe & Perelló, 2005; Pino et al., 2004) fueron los controles fundamentales de la génesis de los grandes pórfidos de Cu-Mo.



Durante el Eoceno tardío –Oligoceno continúa la migración del arco magmático hacia el continente (Fig. 6). Este periodo corresponde a una época metalogenética fértil, donde se formaron importantes yacimientos tipo pórfidos-skarn de Cu-Mo (Au-Zn) como: Las Bambas, Tintaya, Cotabambas, Katanga y depósitos de Cu-Au-Fe con edades de mineralización entre 42 y 30 Ma relacionados con intrusivos del Batolito Andahuaylas-Yauri como se puede ver en las Figs. 5, 6 y 7.



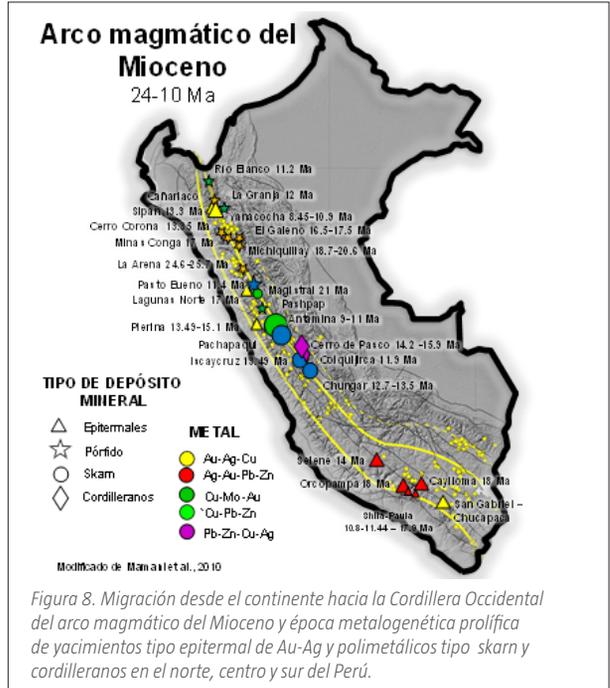


En la faja subandina del centro y norte del Perú se formaron depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn de edad probable del Eoceno-Mioceno, donde se encuentran San Vicente, Shalipayco, Bongará y Soloco. Durante este periodo, también se formaron depósitos epitermales de Au-Ag y polimetálicos de Pb-Zn-Cu (Ag), en la Cordillera Occidental del centro del Perú.

La mineralización de Sn-Cu-W que se formó en el Altiplano oriental del sur del Perú se relaciona con un magmatismo peraluminoso del Oligoceno-Mioceno. Otros eventos volcánicos de esta época dieron origen a depósitos epitermales de Ag-Pb-Zn.

El Mioceno se caracteriza por ser una importante época metalogénica ya que es la más prolífica. En esta época, el arco magmático cambió de dirección desde el Batolito Andahuaylas-Yauri hacia la Cordillera Occidental (Figs 7 y 8). Se formaron depósitos epitermales a lo largo de

toda la Cordillera Occidental del Perú como yacimientos de clase mundial en el norte como Yanacocha, Pierina, Lagunas Norte, etc. En el sur, Caylloma, Arcata, Ares, Selene, Orcopampa, Santa Rosa, Arasi, etc. En la parte norte y centro del Perú se formaron pórfidos de Cu-Mo (Au) Michiquillay, La Granja, Río Blanco, El Galeno, Cerro Corona, etc. y skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) como Antamina, Uchuchacua, Iscaycruz, relacionados a un magmatismo calcoalcalino. En esta edad se formaron los depósitos epitermales y polimetálicos de Cerro de Pasco (~ 14.5-10.9 Ma, Baumgartner et al., 2006) y Colquijirca (10.6–10.8 Ma, Bendezu et al., 2003).



Al final, durante Mioceno-Plioceno, se emplaza el Batolito de la Cordillera Blanca en el norte del Perú, relacionado con la mineralización de W-Cu de Pasto Bueno. Esta actividad también formó depósitos epitermales de Au-Ag en la Cordillera Occidental del centro y sur del Perú.

CONCLUSIONES

Los arcos magmáticos han controlado las épocas metalogénicas y forman parte de los sistemas de mineralización.

La fertilidad de las épocas metalogénicas está relacionada con periodos de aumento de espesor cortical.

A partir del estudio de los arcos magmáticos, se ha podido reconocer tres épocas metalogénicas más fértiles, como el Paleoceno, Eoceno-Oligoceno y Mioceno.

La reconstrucción de los arcos magmáticos se puede aplicar como guías en la exploración regional.

REFERENCIAS (Ver en www.horizonteminero.com)