

MAGMATISMO FANEROZOICO EN EL TRASARCO DEL SUR DE PERU RELACIONADO A LAS OCURRENCIAS DE Sn-Cu-W, Ag-Pb-Zn y U

Mirian Mamani & Victor Carlotto

INGEMMET, Av. Canadá 1470. Apartado 889-Lima 41. e-mail: mmamani@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El magmatismo en el Altiplano Oriental y la Cordillera Oriental en el Sur del Perú estaban localizados en la posición de trasarco desde el Paleozoico. Solo durante el Oligoceno y Mioceno el arco volcánico arribó en el Altiplano Occidental como consecuencia de la migración hacia el este. En la posición de trasarco, el magma y la mineralización se formaron discontinuamente desde el Paleozoico hasta el Plioceno alcanzando su máximo desarrollo en el Mioceno. La naturaleza y el origen de este magmatismo de trasarco ha sido objeto de muchos estudios y especulaciones porque está relacionado genéticamente entre magmas y mineralización polimetálica. La actividad ígnea y los depósitos de minerales están dispersados a lo largo de una cadena, desde el sur de Perú hasta el noroeste Argentina. Clark et al. (1984) y Kontak & Clark (2002) en base a las observaciones del magmatismo y metalogenia denominaron a esta zona como el “inner arc”. Además, esta zona coincide con la franja de depósitos de estaño (Fig. 1A, Mlynarczyk et al., 2003). En este trabajo, resumimos el estado actual del conocimiento del magmatismo en el trasarco del sur del Perú; y en base al cartografiado, datos de geocronología y análisis geoquímicos proponemos un modelo para la evolución geológica. La lista completa de referencias citadas en este resumen se halla en el weblink del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)/Dirección de Geología Regional/Geocronología.

MARCO TECTONICO

El sur del Perú sobreyace a tres bloques cratónicos (Fig. 1A), esto fue determinado en base a observaciones de campo, estudios de isótopos y data geofísica (Mamani et al., 2008). Uno de los bloques es el macizo de Arequipa y se supone que este macizo es parte del cratón Proterozoico de Arequipa (Loewy et al., 2004). El otro cratón se piensa que está por debajo de la Cordillera Oriental y es conocido como el margen oeste del cratón Brasileño de edad Paleo-proterozoica (Isacks, 1988; Romanyuk et al., 1999). Dorbath et al. (1993) propusieron que el límite oeste en profundidad del cratón Brasileño coincide en superficie con el sistema de fallas de la Cordillera Real. El tercer cratón es el de Paracas, el cual por los cálculos de edades de manto depletado ($T_{DM} = 1.1$ a 0.7 Ga) de las rocas Cenozoicas que afloran sobre este basamento se estima que es de edad Meso-proterozoico (Mamani et al., 2009). Por las características isotópicas de las rocas que afloran en la Cordillera Oriental y las rocas que afloran en la Cordillera Occidental y Altiplanicies del centro de Perú se sugiere que el cratón de Paracas es la extensión norte del cratón de Arequipa y que ambos colisionaron en la margen oeste de Gondwana (Miskovic et al., 2009). El trasarco del sur de Perú es una zona débil entre estos cratones. Esta zona de debilidad es probable que se haya heredado desde el Paleo-proterozoico (Miskovic et al., 2009).

Durante el Paleozoico inferior, el trasarco fue la parte oeste de una cuenca marina intracontinental que recibió sedimentos del macizo de Arequipa. Durante este tiempo, los altos rangos de subsidencia de la cuenca estaban ubicados al sur del trasarco donde se formó depósitos sedimentarios típicos de cuencas marinas profundas como la Formación San José (Ordovícico).

Durante el Mesozoico, se formó un rift continental desde el norte de Perú hasta el noroeste de Argentina (Sempere et al., 2002). En el sur de Perú, el eje mayor del rift coincide con el borde este del trasarco y fue el sitio para el desarrollo de muchas cuencas continentales con menor influencia marina (Carlotto et al., 2009). Durante el Eoceno gran parte del trasarco fue levantado y formó una Proto-cordillera, el cual aisló al Altiplano como a una cuenca con drenaje interno localizado entre el arco volcánico del oeste y las nuevas montañas formadas (Lamb et al., 1997).

La actual configuración estructural del trasarco es el resultado de la orogenia Andina. El acortamiento cortical a lo largo del trasarco empezó en el Oligoceno superior y terminó en el Mioceno medio (Oncken et al., 2006). Algunas investigaciones geofísicas del trasarco concluyeron que la corteza continental inferior es densa y el manto superior de los Andes Centrales se está moviendo hacia abajo dentro de la corteza inferior debido a la formación de una raíz eclogítica (Romanyuk et al., 1999). Dorbath et al. (1993) determinaron que

la litosfera del trasarco actualmente es delgada. La zona de baja velocidad detectada por los métodos telesísmicos y tomográficos en el manto superior debajo del trasarco sugiere que la astenósfera está cerca a la base de la corteza como consecuencia de la separación de la raíz de la litosfera densa, por otro lado, debajo del borde este de la Cordillera Oriental, la litosfera tiene 120 km de espesor, el cual es considerado normal para un continente (Dorbath et al., 1993; Masson et al., 2000).

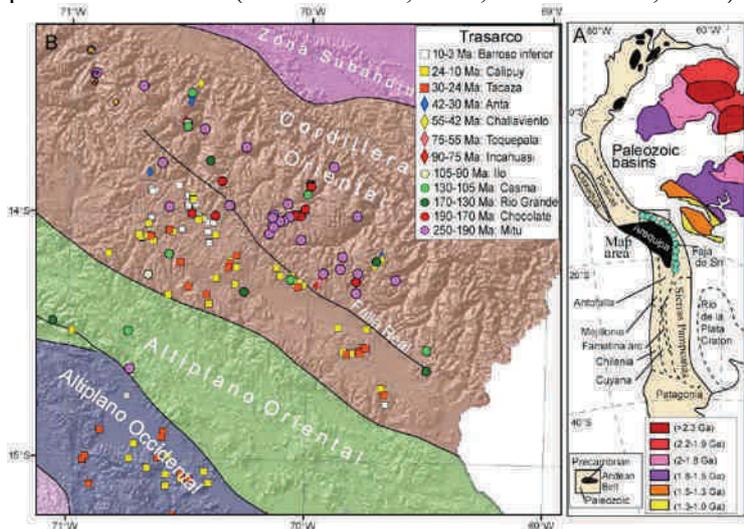


Fig. 1A) Bloques de cratones de la margen de Sudamerica (modificado de Chew et al. (2007) y Mamani et al. (2010). Ver área de estudio al noreste del cratón de Arequipa. 1B) Mapa de los dominios tectónicos del S-SE de Perú. La distribución espacial de las edades en el trasarco está basada en la evolución temporal de los arcos magmáticos del Sur de Perú.

MAGMATISMO Y GEOQUIMICA

Los rangos de edades de formación de las rocas magmáticas en el trasarco han sido clasificados en base a los rangos de edades de los arcos magmáticos frontales (ver en este congreso el trabajo de Mamani et al. sobre arcos magmáticos del Fanerozoico). Las características geoquímicas resaltantes se muestran en la Figura 2.

Afloramientos de rocas ígneas del Paleozoico: Las rocas magmáticas del Paleozoico (Siluro-Devonianas) son escasas en el trasarco y están localizadas en Marcapata (Bonhomme et al., 1985) y tienen pocos estudios. A lo largo de la margen este del Altiplano Occidental afloran andesitas e ignimbritas subcalcinas del Paleozoico y por correlaciones estratigráficas Diaz-Martinez (1996) y Bahlburg et al. (2006) les estimaron una edad de Paleozoico inferior (Fig. 2).

Afloramientos de rocas ígneas del Mesozoico: Las rocas ígneas del Mesozoico están distribuidas en el trasarco y hay muy pocos afloramientos en el Altiplano Oriental, donde ellos son diferentes en composición y edad. Mucho del magmatismo Mesozoico del trasarco ocurre a lo largo del borde noreste de la Cordillera Oriental. Las rocas ígneas del Mesozoico son del Triásico (peraluminosas), Jurásico (peralcalina) y Cretácico. Su composición varía desde granitos, a sieno-granitos, a monzogranitos, a tonalitas. Las edades entre 250 y 190 Ma (Triásico), 190 a 170 Ma (Jurásico inferior), 170 a 130 Ma (Jurásico superior-Cretácico inferior), 130 a 105 Ma (Cretácico inferior) de las rocas ígneas fueron determinados por Clark et al. (1990), Kontak et al. (1990), Miskovic et al. (2009), Stewart et al. (1974), Dalmayrac et al. (1980) y Lancelot (1980). Se tiene muy pocos afloramientos de rocas entre las edades de 130 y 30 Ma (Cretácico superior-Eoceno).

Afloramientos de rocas ígneas del Cenozoico: Las rocas ígneas del Cenozoico afloran al borde suroeste de la Cordillera Oriental como centros volcánicos y unidades intrusivas, o formando extensas superficies de ignimbritas (Fig. 1). La composición de estas rocas varía desde traquibasalto, a traquiandesita, a traquita (shoshonitas), la tipo de ignimbrita que se aflora en el trasarco es la Macusanita. Las Macusanitas son rocas peraluminicas y se forman por anatexia, el porcentaje de contaminación cortical de estas rocas es >60%, esta cantidad de contaminación cortical enriquece el contenido de U en este tipo de magmas (Fig. 2F). Los rangos de edades más importantes de emplazamiento entre 30 y 24 Ma (Oligoceno), 24 y 10 Ma (Mioceno), 10 y 3 Ma (Mioceno superior-Plioceno) han sido inferidas de dataciones radiométricas publicadas por Arenas (1980), Barnes (1970), Biguzzi et al. (1990), Bonhomme et al. (1985), Cheilletz et al. (1990), Clark et al. (1990), Farrar et al. (1990), Pichavant et al. (1988), Sandeman et al. (1995) y Kontak et al. (1986). Las rocas del Mioceno y Mioceno superior-Plioceno se emplazaron en las mismas estructuras regionales que controlaron el emplazamiento de las rocas del Oligoceno.

Por sus características geoquímicas se interpreta que las lavas del Ordovícico son magmas derivados del manto que han sido contaminados con la corteza inferior. Los granitoides del Triásico han sido originados en un manto litosférico sub-continental. Los granitoides representan magmas relativamente secos derivados de

la fusión parcial de la corteza inferior, este magmatismo estaría ligado a la reactivación de esta zona débil entre los cratones. Las rocas peralcalinas del Jurásico tienen características de magmas originados en rift. Otra evidencia para el manto litosférico enriquecido debajo del trasarco son las lamproitas del Mio-Plioceno (Carlier & Lorand, 2003). Estos autores consideran que los fundidos de las lamproitas fueron generados por la fusión parcial en profundidad (manto hanzburgítico vetillado con clinopiroxenas ricas en flogopitas). Por otro lado, las lavas entre 30-24 Ma se formaron por una mezcla entre lamproitas ricas en aluminio y magmas monzogranitos peraluminosos en la corteza. Otras características geoquímicas y mineralógicas que muestran la contribución de la corteza en estos magmas, es la naturaleza peraluminosa de muchas de las rocas (Fig. 2C). Por otro lado, las razones muy altas de Sm/Yb y Dy/Yb se deben al mineral residual de granate que probablemente provienen de eclogitas profundas ubicadas a la base de la corteza continental (80 km). Estos altos contenidos de elementos de tierras raras pesadas sugieren que los magmas mantelitos se han equilibrado con la corteza inferior eclogítica.

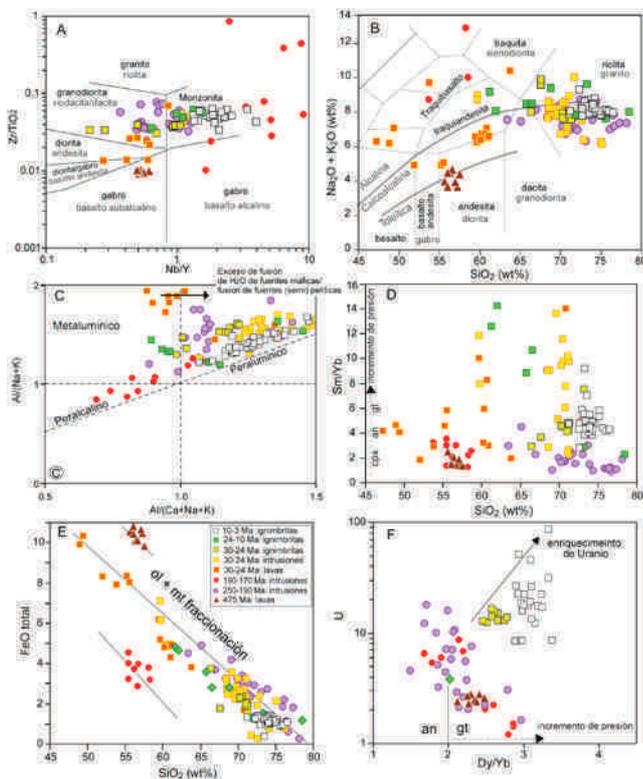


Figura 2. Diagramas de discriminación geoquímica para las muestras del trasarco del sur de Perú. A) y B) Clasificación del tipo de roca y serie magmática usando las razones de Nb/Y versus Zr/Ti_2 y SiO_2 versus Na_2O+K_2O (wt%). C) Diagrama para determinar el índice de saturación de aluminio. D) Diagrama para determinar minerales residuales de los magmas. E) Diagrama para determinar la fraccionación de olivino y magnetita. F) Diagrama para discriminar entre los minerales residuales de anfíbol y granate. Nota: la concentración de U esta representado en escala logarítmica. La leyenda para todos los diagramas se muestra en la Figura E.

IMPLICACIONES GEOTECTONICAS

La geología del trasarco esta relacionada a la evolución de la margen del Pacífico del oeste de Gondwana (Fig. 1A). La distribución espacial y temporal de las rocas ígneas sugieren la existencia de una zona larga, periódicamente reactivada y débil, moviéndose al borde este del cratón de Arequipa. En base a los modelos de Isacks (1988), Kono et al. (1989) y Schmitz (1994) se propone cinco etapas: (1) en el Neo-Proterozoico-Paleozoico inferior, una simple apertura mecánica fue activada contemporáneamente con la apertura del Océano Iapetus. Este rift pasivo se desarrolla a una cuenca marina intracratónica separando el macizo de Arequipa del continente a través del desarrollo de una corteza transicional parecida a aquella encontrada en la margen continental pasiva. (2) un arco magmático formado en el borde oeste del cratón de Arequipa en el Ordovícico (Loewy et al., 2004). Este arco resultado de la subducción de la litosfera del Paleó Océano Pacífico debajo de este microcontinente. Las rocas magmáticas del trasarco adquirieron notablemente componentes corticales (Bahlbürg et al., 2006). (3) durante el Mesozoico un incremento en la actividad ígnea dio lugar a la formación de los granitoides Triásicos (250-190 Ma) a lo largo de la Cordillera Oriental y los magmas estaban altamente contaminados con la corteza, en base a estudios de isótopos de Hf se estimó hasta un 60% de contaminación cortical para estos granitos (Miskovic et al., 2009), no se tienen evidencias de actividad ígnea en el borde del continente. Posteriormente entre 190 a 170 Ma se forma el arco magmático de Chocolate en el borde del Continente y el rift relacionado al magmatismo en el trasarco. La formación del rift fue contemporáneo con la apertura del Océano Atlántico cuando un régimen extensional gobernó y un

adelgazamiento litosférico tomo lugar a lo largo de la zona débil heredada. Bajo estas condiciones tectónicas, los magmas alcalinos (Fig. 2Cy 2D) alcanzaron la corteza superior sin mucha contaminación cortical. (4) en el Eoceno (42-30 Ma), el trasarco ha sido levantado y formo la Proto-Cordillera. El magmatismo y eventos termales afectaron la zona como resultado de la primera fase compresiva de los Andes Centrales. Se considera que la litosfera por debajo del trasarco fue mas dúctil que en las regiones adyacentes debido a su historia magmatica previa. El mayor levantamiento de los Andes Centrales y la extensión del magmatismo en el Oligoceno superior son atribuidos al incremento de la velocidad de subducción de la corteza oceánica (Pardo-Casas & Molnar, 1987). El arco volcánico migra hacia el continente y el acortamiento cortical lleva a un espesamiento inicial de la litosfera dúctil debajo del trasarco (24-10 Ma). (5) una importante fase compresional da lugar a pliegues y cabalgamientos en la Cordillera Oriental durante el Mioceno inferior y Medio. Este evento causo el acortamiento cortical y formo una litosfera continental espesa, el cual se convierte denso y gravitacionalmente inestable. El manto litosférico y la corteza continental inferior del trasarco estaba más caliente que las zonas aledañas debido al continuo magmatismo (Fig. 1). Esta característica conduce a algunos segmentos de la litosfera a volverse menos viscoso y estar predispuesto a delaminar.

La delaminación ha podido generar magmas mantelitos que intruyeron y fundieron la corteza caliente y se incentivo la fusión a varios niveles. Este complejo proceso condujo a una corteza continental espesa y a un manto litosférico heterogéneo que han sido modificados por la subducción y previos eventos intraplaca. Esto proceso podría explicar el origen de una amplia variedad de rocas ígneas Cenozoicas en el trasarco donde las series alcalinas, calcoalcalinas con alto K, shoshonitas, y ultrapotásicos ocurren juntas. Un proceso de delaminación también ocurrió en la Puna de Argentina en el Plioceno superior dando origen a rocas máficas de intraplaca, calcoalcalinas de trasarco y centros shoshoniticos (Kay et al., 2004).

En el Mioceno superior-Plioceno (10-3 Ma), al final de esta fase, la deformación del trasarco cesa, pero el magmatismo peraluminoso continuo. En la zona subandina y en la parte este de la Cordillera Oriental tuvieron un espesamiento cortical debido al subescurrimiento del craton Brasileño (Isacks, 1988).

MAGMATISMO Y MINERALIZACION EN EL TRASARCO

En el trasarco del sur de Perú se han distinguido 5 épocas metalogenéticas. La más antigua y de menor volumen sería del Permo-Triásico (Soler et al., 1986) y está representada por pequeños depósitos vetiformes de Sn-W como Sarita, genéticamente asociado al granito de Aricoma preliminarmente datado en zircones por U/Pb en 234 ± 9 Ma (Dalmayrac et al., 1980). El segundo evento del Triásico superior-Jurásico inferior (225-190 Ma) se relaciona con una tectónica en extensión del tipo rift que en Bolivia originó muchos yacimientos en vetas, greisenes, pegmatitas y skarns de Sn-W-Au-Bi-Zn-Pb-Ag-Sb. El tercer episodio se relaciona con el magmatismo Oligoceno superior-Mioceno inferior, entre 28 y 23 Ma. En este caso, la mineralización se asocia a intrusivos graníticos y corresponde a depósitos vetiformes de Sn semejantes a los del Paleozoico o Mesozoico. El cuarto episodio ocurre en el Mioceno medio y es de escasa importancia en Perú (Soler et al., 1986), aunque en Bolivia dio lugar a yacimientos muy conocidos, como del Cerro Rico de Potosí. La mineralización está asociada a pórfidos dacíticos de 16 y 11 Ma, acompañado por chimeneas hidrotermales y calderas de colapso. La última época de mineralización estannífera ocurrió durante el Mioceno superior-Plioceno, parece asociado al vulcanismo ignimbrítico de Macusani, donde además existen depósitos vetiformes, estratoligados y exhalativos de uranio (Arribas y Figueroa, 1985).